



Utilisation conjointe de l'altimétrie spatiale et de la mesure in-situ pour la régionalisation du débit dans le Bassin Versant du Rio Negro

Juan Gabriel Leon

► To cite this version:

Juan Gabriel Leon. Utilisation conjointe de l'altimétrie spatiale et de la mesure in-situ pour la régionalisation du débit dans le Bassin Versant du Rio Negro. Autre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. NNT: . tel-00079951

HAL Id: tel-00079951

<https://theses.hal.science/tel-00079951>

Submitted on 14 Jun 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE TOULOUSE III – PAUL SABATIER

THESE

présentée et soutenue
par

Juan Gabriel LEON

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Spécialité : Hydrologie Spatiale

**Utilisation conjointe de l'altimétrie spatiale
et de la mesure in-situ pour la régionalisation
du débit dans le Bassin Versant du Rio Negro.**

Directrice de thèse : Frédérique SEYLER

Date de soutenance : 29 Mai 2006

Jury

Jean-Marc MONTEL (Professeur UPS, Toulouse)
Eric SERVAT (IRD/MSE, Montpellier)
Patrick VINCENT (IFREMER, Paris)
Michel DIAMENT (IPGP, Paris)
Jean-Loup GUYOT (IRD/LMTG, Lima)
Nathalie BEAULIEU (CIAT, Colombie)
Frédérique SEYLER (IRD/LMTG, Toulouse)
Stéphane CALMANT (IRD/LEGOS, Toulouse)

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examinatrice
Directrice de Thèse
Co-Directeur de Thèse

Résumé

Le travail présenté s'attache à répondre aux questions suivantes :

L'altimétrie spatiale radar peut elle être utilisée pour régionaliser les débits du Bassin du Rio Negro ? Si oui, les méthodologies développées peuvent elles être appliquées à un bassin encore moins bien instrumenté, par exemple celui du fleuve Caqueta, en Amazonie Colombienne ?

Nous présentons le méthodologie utilisée pour définir une série temporelle de hauteur d'eau à une station virtuelle (intersection entre une trace satellite et un plan d'eau) à partir des mesures des missions radar Topex/Poseidon et ENVISAT. La mise en œuvre d'un modèle hydrodynamique permet de propager les débits à partir de quelques stations de mesures in-situ jusqu'aux stations virtuelles. Une courbe de tarage (relation hauteur/débit) peut alors être estimée aux stations virtuelles ce qui permet de compléter les mesures in-situ et de densifier le réseau hydrologique; ainsi que déterminer certains paramètres physiques tels que la profondeur moyenne de l'eau sur la section transversale, la pente du fond du lit et le coefficient de rugosité de Manning. L'introduction de 21 et 11 stations virtuelles respectivement sur le cours principal du Rio Negro et le Caqueta, nous a permis de réduire d'environ 10 fois les tailles des bassins pour lesquels on peut disposer désormais de mesures de flux à partir des mesures spatiales.

Mots Clés : bassin Amazonien ; altimétrie satellitaire ; modélisation hydrologique ; station virtuelle ; courbes de tarage ; bassin non-jaugé.

Summary

This research attempts to answer the following questions:

Is it possible to use the space altimetry radar to distribute the flow within Rio Negro Basin? Further, is it possible to apply the developed methodologies to a poorly gauged basin such as the Caqueta Basin in the Colombian Amazon?

In this study we present how to build a time series of water height at virtual stations (intersection between a satellite track and water) from Topex/Poseidon and ENVISAT radar missions measurements. A hydrodynamic model allows propagating the flows at virtual stations from in-situ measurements of some gauged stations. A rating-curve (stage/discharge relationship) can be estimated at these virtual stations, expanding in-situ measurements and hydrological network. Moreover, this information has been used to determine physical parameters such as the average water depth at each cross section, the bottom slope and the Manning roughness coefficient. The introduction of 21 and 11 virtual stations respectively over the Rio Negro and Caqueta main streams, defines watersheds 10 times smaller than those delimited from in-situ stations, and for which we can now estimate the discharge from space.

Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier très sincèrement et très chaleureusement mes deux directeurs Frédérique Seyler et Stéphane Calmant qui ont assuré avec une rigueur et un dynamisme sans faille l'encadrement de cette thèse. Ces travaux sont le résultat d'une direction impeccable. L'un et l'autre ont su m'apporter le savoir et le soutien indispensables à la réalisation d'un tel travail. Je vous exprime encore une fois toute ma reconnaissance pour la confiance que vous m'avez accordée tout au long de cette thèse.

Ma gratitude s'adresse également à ma quasi-troisième directrice Marie-Paule Bonnet pour son aide précieuse pendant les moments les plus critiques de la thèse, ses innombrables conseils et surtout pour sa patience au moment de m'apprendre l'hydrologie...ou plutôt l'hydrodynamique de l'eau de surface!!!. Merci Marie pour la qualité de ton encadrement tant sur le plan scientifique qu'humain, tes encouragements, ton enthousiasme et ta grande disponibilité au cours de ces trois années.

Je souhaite également remercier Jean-Marc Montel pour avoir présidé mon jury de thèse, ainsi qu'Eric Servat, Michel Diamant et Patrick Vincent pour avoir accepté d'en être les rapporteurs. Un grand merci aussi aux deux derniers membres de mon jury, Jean-Loup Guyot qui a été le premier à me contacter pour me proposer cette thèse; et Nathalie Beaulieu, ma marraine scientifique à qui je dois en grande partie ce succès.

Gros merci à mes collègues et amis Frédéric Frappart, Mathilde Cauchoppe (je n'apprendrai jamais à écrire ton nom Math) et Guillaume Ramillien pour ces grands conseils scientifiques et humains. Marielle, Monique, Erika et Alix... merci pour ces café-choco-coca-bière-pauses très agréables et réconfortantes.

Ces travaux de thèse, financés par l'Institut de Recherche pour le Développement ont été menés au Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie et au Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales de l'Observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse. Je remercie leurs directeurs, Bernard Dupré et Patrick Monfray, de m'y avoir accueilli durant ces trois années.

La liste des personnes au LMTG et au LEGOS dont le travail ou simplement les conseils m'ont permis de mener à bien cette thèse et ce séjour en France est longue. Il est difficile de toutes les citer au risque d'en oublier. Je suis persuadé qu'elles se reconnaîtront parmi celles à qui j'exprime ma profonde gratitude et mes sincères remerciements.

Enfin, tout ce chemin n'aurait pu être parcouru sans le soutien et les encouragements de ma jolie épouse Sandra qui m'a donné un très beau bébé il y a 22 mois !!! C'est à elle que tout ce temps, cet effort ainsi que ce manuscrit sont dédiés.

Table de matières

INTRODUCTION	11
I. MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN AMAZONIEN.....	17
1. Introduction.....	18
2. Considérations générales sur la modélisation hydrologique.....	19
2.1. Classification des modèles hydrologiques.....	19
2.2. L'analyse hydrologique.....	21
2.2.1. <i>Les modèles Pluie-Débit</i>	21
2.2.1.1. <i>Principe des modèles Pluie-Débit</i>	22
2.2.1.2. <i>Classification des modèles déterministes Pluie-Débit</i>	22
2.2.2. <i>Les modèles d'écoulement de surface</i>	23
2.2.2.1. <i>Les types d'écoulement</i>	23
2.2.2.2. <i>Les équations de Saint-Venant</i>	24
2.2.2.3. <i>Classification des modèles déterministes d'écoulement</i>	25
3. Modélisation hydrologique du Bassin Amazonien.....	28
II. L'ALTIMÉTRIE SPATIALE.....	31
1. Introduction.....	32
2. L'altimétrie satellitaire.....	32
2.1. Le principe de l'altimétrie satellitaire.....	32
2.2. Le géoïde.....	34
2.2.1. <i>La mission GRACE</i>	34
2.2.2. <i>Les géoïdes mensuels</i>	35
2.3. Les différentes missions d'altimétrie satellitaire.....	35
2.3.1. <i>La mission Topex/Poseidon</i>	36

2.3.2.	<i>La mission Jason-1</i>	37
2.3.3.	<i>Les missions ERS-1 et ERS-2</i>	37
2.3.4.	<i>La mission ENVISAT</i>	38
2.3.5.	<i>La mission ICESAT</i>	39
2.3.6.	<i>La mission WatER</i>	39
3.	La mesure altimétrique	40
3.1.	Le principe de la mesure radar	40
3.2.	Traitement des mesures altimétriques	42
3.2.1.	<i>Tracking et Retracking</i>	43
3.2.2.	<i>Les formes d'onde au milieu continental</i>	44
3.3.	Les corrections apportées aux mesures altimétriques en domaine continental	46
3.3.1.	<i>Les corrections de propagation</i>	46
3.3.2.	<i>Les corrections géophysiques</i>	47
3.4.	Limitations des mesures altimétriques en milieu continental	48
4.	Sélection des mesures altimétriques pour l'application en hydrologie	49
4.1.	Les produits altimétriques utilisés dans cette thèse	49
4.2.	Obtention des séries temporelles de hauteur altimétrique	50
4.2.1.	<i>Extraction des mesures à partir de la base de données du CTOH</i>	50
4.2.2.	<i>Correction et sélection des mesures valides</i>	51
4.2.3.	<i>Séries temporelles de hauteur d'eau</i>	51
4.2.4.	<i>Validation initiale des données altimétriques</i>	53
III.	REGIONALISATION DES DEBITS SUR LE BASSIN VERSANT DU RIO NEGRO A L'AIDE D'UN MODELE DE TRANSFERT DE FLUX	55
1.	Introduction générale	56

2. Résumé.....	57
<i>Distributed water flow estimates of the Upper Negro River using a Muskingum-Cunge routing model constrained by satellite altimetry.....</i>	
	58
3. Conclusion.....	82
 IV. Estimation de courbes de tarage aux stations virtuelles par utilisation conjointe des mesures altimétriques et débits propagés.....	 83
1. Introduction générale.....	84
2. Résumé.....	86
<i>Rating curves and estimation of average water depth at the Upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges.....</i>	
	88
3. Conclusion.....	114
 V. APPLICATION ET TRANSFERT DE LA MÉTHODOLOGIE SUR UN BASSIN VERSANT PEU INSTRUMENTE.....	 115
1. Introduction générale.....	116
2. Résumé.....	117
<i>Hydrological parameter estimation for ungauged basin based on satellite altimeter data and discharge modeling. A simulation for the Caqueta River (Amazonian Basin, Colombia).....</i>	
	118
3. Conclusion.....	140
 VI. AUTRES APPLICATIONS DES MESURES ALTIMETRIQUES SUR LES EAUX CONTINENTALES.....	 141
1. Introduction.....	142
2. Variations de volume d'eau dans les plaines d'inondation.....	142
3. Application des mesures altimétriques pour le nivellement de stations hydrologiques.....	146
 4. Comparaison des pentes de la surface libre du Rio Negro estimées	

par altimétrie, GPS et mesures in-situ.....	150
5. Conclusions.....	154
CONCLUSION.....	155
BIBLIOGRAPHIE.....	159
ANNEXES.....	167
Annexe 1 : Paramètres disponibles des missions T/P et ENVISAT sur la base de données du CTOH.....	169
Annexe 2 : Guide du traitement de données Topex-Poseidon sur ArcView 3.2 mesurées en milieu continental.....	179
Annexe 3 : Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels.....	191

Table des illustrations

Figure 1-1. Le cycle hydrologique	18
Figure 1-2. Classification des modèles hydrologiques	20
Figure 1-3. Représentation du système dans un modèle Pluie-Débit.	21
Figure 2-1. Le principe de l'altimétrie satellitaire (source : AVISO)	33
Figure 2-2. Seasat	35
Figure 2-3. GEOSAT	36
Figure 2-4. Topex/Poseidon	36
Figure 2-5. Jason-1	37
Figure 2-6. ERS-1	38
Figure 2-7. ENVISAT	39
Figure 2-8. WatER	40
Figure 2-9. Formation de l'écho dans le cas idéal d'une surface plate et horizontale.	41
Figure 2-10. Formation de l'écho dans le cas d'une surface de multiples facettes.	42
Figure 2-11. Information contenue dans la forme d'onde.	43
Figure 2-12. Formes d'onde.	45
Figure 2-13. Accrochage de l'altimètre sur un plan d'eau	49
Figure 2-14. Définition de stations virtuelles sur AV.	52
Figure 2-15. Station virtuelle sur le Rio Negro. Données T/P trace 76.	52
Figure 2-16. Station virtuelle sur l'Amazone.	53
Figure 2-17. Validation d'une station virtuelle ENVISAT (trace 536)	54
Figure 6-1: Distribution des zones inondées pour le bassin du Rio Negro	143
Figure 6-2: Grille d'altitude hautes eaux sur le bassin du Rio Negro	144
Figure 6-3: MNT de l'eau stockée dans les plans d'eau du bassin	144

Figure 6-4: Valeur du ratio entre le volume d'eau écoulé sur le volume d'eau stocké dans les plans d'eau pendant la même période.	145
Figure 6-5. Exemple de profil en long correspondant au cas étudié	148
Figure 6-6: Localisation des stations virtuelles T/P et ENVISAT.	150
Figure 6-7: Profils longitudinaux des Rio Uaupes et Negro d'après T/P, calculées au date de la mosaïque JERS-1 et aux minima de 1995 et maxima de 1996.	151
Figure 6-8: Profils longitudinaux des Rio Uaupes et Negro estimés à partir des mesures altimétriques d'ENVISAT en 2003 et 2004.	152
Figure 6-9: Profil du Rio Branco estimé par altimétrie (ENVISAT) et GPS.	153
Figure 6-10: Estimation des profils hydrologiques du lit et des niveaux basses et hautes eaux du cours supérieur du Rio Negro.	153

INTRODUCTION

Ce travail se situe dans le contexte général de l'**hydrologie spatiale**. L'utilisation de mesures acquises par des capteurs embarqués à bord de satellites dans le domaine de la caractérisation de la ressource en eau, de la compréhension des processus qui régissent le cycle de l'eau dans sa partie continentale, et enfin de la gestion de cette ressource se répartissent en plusieurs grands champs de recherche et d'applications. On peut schématiquement distinguer:

1. La recherche de lois empiriques entre les flux maximum, minimum et moyens des fleuves et certaines caractéristiques morphométriques des bassins (surface, pente, densité de drainage, surface forêt/non forêt, ..) via des relations plus ou moins complexes mais difficiles à généraliser (par exemple, parmi les premiers travaux les études de Chandra et Sharma, 1978),
2. L'utilisation de cartes d'occupation du sol ou de végétation dérivées d'images satellites dans des modèles hydrologiques (pour les précurseurs, Jackson et al., 1976, US Department of Agriculture, 1969, 1972 et 1986),
3. La conception de modèles de bilan de masse et d'échanges entre la surface continentale et l'atmosphère, basés sur des mesures physiques obtenues par télédétection (température de surface, radiation, couvert nuageux, humidité de surfaces des sols) (citons Groves et Ragan, (1983), suivis depuis par de très nombreux travaux dans ce domaine).

En 1991, Engman et Gurney prévoyaient les futurs développements de l'utilisation de mesures spatiales en hydrologie, grâce aux caractéristiques de ces mesures, large couverture spatiale et accessibilité dans des temps réduits, mais faisaient en même temps le constat que l'une des variables les plus importantes du cycle hydrologique, le débit des fleuves, ne pouvait pas être directement mesuré par des techniques spatiales. L'avancée qui permet aujourd'hui de s'intéresser de nouveau à l'estimation des débits et à leur régionalisation à partir de données spatiales est l'application au domaine continental des mesures des radars altimètres utilisés jusque là uniquement en domaine océanique.

L'utilisation de mesures spatiales pour la caractérisation et la gestion des ressources en eau se situe dans un contexte mondial d'accroissement de la pression sur la ressource. En effet, la ressource a été évaluée entre 40 000 à 45 000 km³/an. En 1950, son utilisation était estimée à 17 000 m³/personne/an. Mais, du fait de la forte croissance démographique couplée à l'industrialisation, l'urbanisation et l'intensification agricole, la ressource en eau renouvelable et disponible n'était plus que de 7 500 m³/personne/an en 1995. Elle devrait chuter à moins de 5 100 m³/personne/an en 2025 (<http://www.waterlink.net/fr/unesco02.htm>). A la pression croissante, s'ajoute le problème de la distribution inégale de la ressource à la surface de la planète. Dans un rapport publié en 1995, la Banque Mondiale estimait que 80 pays, représentant 40 % de la population mondiale, souffraient déjà de pénuries d'eau, nombre d'entre eux voyant d'ailleurs leur développement entravé par ce problème. Neuf pays, neuf "géants" de l'eau se partagent près de 60 % des ressources naturelles renouvelables d'eau douce du monde. Leurs richesses se calculent en milliers de milliards de m³ par an (Brésil, Fédération Russe, Indonésie, Chine, Canada, Etats-Unis, Colombie, Pérou et Inde) A l'inverse, un certain nombre de pays disposent de ressources extrêmement faibles, voire quasi nulles (Koweït, Bahreïn), ou dont le niveau ne s'exprime qu'en millions de m³ par an (Malte, Gaza, Emirats Arabes Unis, Libye). Dans certains cas, l'eau est d'ores et déjà un enjeu stratégique.

L'apport de la communauté scientifique pour la compréhension des processus qui régissent la production de l'eau sur et sa répartition dans les différents compartiments de la surface continentale repose sur la connaissance de chacun des facteurs susceptibles d'affecter les équilibres naturels des bassins. Cette connaissance repose sur la disponibilité et la qualité de l'information traditionnellement enregistrée aux stations hydrologiques des réseaux nationaux. Or, le nombre de ces stations est en diminution dans un grand nombre de pays. D'après Vörösmarty et al. (1999), 70 à 80 stations sont abandonnées chaque année aux Etats Unis tandis que 30% des stations ont été perdues dans l'ex Union Soviétique depuis les années 90. Dans le contexte des pays du Sud, les coûts liés à l'installation, l'entretien et la mise à disposition de ces données sont particulièrement sensibles. D'autre part les temps d'accès à ces informations sont souvent incompatibles avec les systèmes de prévision qui seraient nécessaires. Dans cette situation d'accroissement des besoins en eau et de diminution des systèmes terrestres de quantification de cette ressource, il devient essentiel de diminuer les coûts, donc d'optimiser et de pérenniser les systèmes de mesure, et de diminuer les temps d'accès aux données.

Le contexte global est aussi celui du changement climatique. Depuis toujours, la communauté scientifique, notamment dans les domaines de l'hydrologie et la climatologie, a montré un intérêt soutenu pour l'étude du climat et de sa variabilité. Les progrès accomplis au cours de ces dernières décennies dans le domaine de l'évolution du climat en réponse au forçage d'origine anthropique ont été réalisés grâce aux Modèles de Circulation Générale (Ardoin, 2004), eux mêmes généralement basés sur des schémas de transfert entre la couche continentale et la couche atmosphérique. L'acquisition de données climatologiques et hydrologiques distribuées conditionne l'amélioration de ces modèles et des prévisions qui en découlent.

Dans ce contexte très général, ce travail se situe dans la perspective de l'intégration de mesures de l'altitude des plans d'eau acquise par des altimètres radar embarqués dans des modèles permettant la distribution spatiale de l'estimation de débit des fleuves. Conçues initialement pour le suivi des océans, les missions radar satellitaires ont montré depuis quelques années un potentiel très favorable pour le suivi des eaux continentales. Les études préliminaires dans ce domaine ont commencé avec SKYLAB (Brown, 1977), GEOS 3 (Miller, 1979), et ERS1 (Mason et al., 1985). Cependant, les missions Seasat (Brooks, 1982), Geosat (Koblinsky et al., 1993; Morris et Gill, 1994a) et Topex/Poseidon (T/P) (Morris and Gill, 1994b; Birkett, 1995a), sont celles qui ont permis de développer des études plus concrètes sur les surfaces d'eau continentale comme les grands lacs américains et africains et les mers intérieures (Ponchaut et Cazenave, 1998; Birkett et al., 1999; Cazenave et al., 1997; Birkett, 1995b; Mercier, 2001; Mercier et al., 2002). Finalement, c'est à partir de 1998 que les mesures d'altimétrie radar ont commencé à être exploitées pour l'hydrologie des grands bassins fluviaux et en particulier le bassin Amazonien (Birkett, 1998; De Oliveira Campos et al., 2001; Birkett et al., 2002; Kouraev et al., 2004; Frappart et al., 2005; Leon et al. sous presse). A l'intersection des traces au sol des différents satellites radars et des plans d'eau (stations virtuelles), la mesure de l'altitude de la surface de l'eau à différents intervalles de temps permet de construire des séries temporelles de niveau d'eau qui peuvent être comparées à des séries temporelles de niveau d'eau acquises à des échelles limnimétriques.

L'utilisation de ces données issues de radar altimétriques sur les eaux continentales est récente et présente encore plusieurs difficultés (Calmant et Seyler, en révision) ; citons entre autres :
i) La largeur du faisceau de l'altimètre conçu pour s'affranchir de la variabilité de la surface océanique mais qui présente dans le cas des rivières l'inconvénient de la contamination du

signal par des échos parasites dans l'empreinte du faisceau (berges, îles, végétation). ii) La forme de l'onde réfléchiée très différente du cas océanique et qui présente donc des particularités à intégrer pour la restitution de l'altitude.

Il est donc essentiel dans cette phase de développement des méthodes et des modèles de disposer de données in situ pouvant servir de validation (Frappart et al., 2006). A cet égard, le choix du bassin Amazonien a été fait dans le cadre des travaux qui y sont développés depuis plusieurs années par le programme HYBAM (Hydrologie et Géochimie du Bassin Amazonien) et dans celui de l'ORE (Observatoire de Recherche en Environnement) HYBAM qui s'attache à recueillir et mettre à disposition des données hydrologiques, sédimentologiques et géochimiques à des stations de référence réparties dans l'ensemble du bassin Amazonien.

Dans le cadre de cette thèse, en plus des données in situ acquises aux stations du réseau et des données régulièrement acquises au cours des campagnes HYBAM, une campagne de mesure spécifique a permis d'acquérir les données nécessaires à la validation des résultats de la modélisation et de la caractérisation hydrologique des bassins aux stations virtuelles.

Le bassin Amazonien répond également à l'un des objectifs de ce travail qui est de transposer les méthodologies développées depuis un bassin relativement bien instrumenté, ici le bassin du Rio Negro (Brésil), principal affluent de l'Amazone, à un bassin instrumenté. La plupart des pays qui forment le bassin Amazonien, à part le Brésil, présentent à des degrés divers un déficit de mesures ou des accès difficiles aux mesures des réseaux nationaux. Le bassin peu instrumenté retenu dans ce travail est le Bassin du Caqueta.

Ce travail de thèse repose sur les étapes suivantes:

- **Définition du modèle hydrodynamique qui permettra de distribuer spatialement le débit dans le bassin du Rio Negro.** Cette étape a permis d'analyser la disponibilité et la qualité des données hydrologiques ainsi que le type de modèle le plus approprié à ces données pour la distribution des débits en tous points du réseau principal. Cette étape nous a aussi permis de délimiter les zones sur lesquelles cette analyse était possible
- **Nivellement des stations in situ et obtention des pentes nécessaire à la mise en oeuvre du modèle hydrodynamique.** Une publication en cours de soumission (Cauhopé et al.¹) présente une méthodologie d'interpolation spatio-temporelles des mesures altimétriques, qui estiment la hauteur des plans d'eau par rapport à un niveau géométrique de référence, pour le nivellement des stations in situ. Ce nivellement, extrêmement incomplet pour l'Amazonie Brésilienne, absent ou présentant de fortes incertitudes pour les autres pays du bassin, est un pré requis à la mise en oeuvre du modèle hydrodynamique. Ces paramètres sont la profondeur du lit et le coefficient de rugosité de Manning
- **Régionalisation des débits dans le bassin du haut Rio Negro.** Cette étape consiste à la mise au point de la méthode de propagation des débits sur le réseau hydrologique du bassin, notamment aux stations virtuelles. Cette méthodologie a fait l'objet d'une première publication dans le cadre de cette thèse (Leon, et al., en révision).

¹ Cauhopé, M., Seyler, F., Calmant, S., Leon, J.G., Frappart, F. et Bonnet, M. In-Situ gauged station levelling from radar altimetric data.

- **Mise en relation des débits modélisés et des altitudes altimétriques pour la caractérisation hydrologique du bassin.** La mise en relation des séries de débits modélisés et des séries d'altitude altimétrique des missions T/P et ENVISAT, permet la détermination de paramètres hydrologiques aux stations virtuelles par l'établissement de courbes de calibration hauteur-débit (Leon et al. Sous Presse).
- **Application des méthodologies développées à un bassin versant non jaugé,** sur le bassin du Caqueta en Amazonie Colombienne. (Leon et al., en révision).
- **Autres applications de l'altimétrie.** Ce travail de thèse a également contribué à plusieurs autres applications de l'altimétrie: l'estimation de la variation temporelle du volume d'eau dans les plaines d'inondation (Frappart et al., 2005), l'estimation de la pente de la surface libre des fleuves (Frappart et al., en cours de soumission²).

Cet exposé est articulé autour de six chapitres, dont trois sont présentés sous la forme d'articles scientifiques. Le premier chapitre présente une revue des concepts hydrologiques les plus généraux et le cheminement qui a permis la mise en place du modèle de propagation implémenté au cours de notre travail de recherche. Le deuxième chapitre est consacré à la présentation générale de l'altimétrie satellitaire, son principe, ainsi que quelques notions sur la physique de la mesure. Ce deuxième chapitre récapitule également les diverses missions altimétriques actuelles et futures, ainsi que les particularités liées à l'application de la mesure altimétrique aux eaux du domaine continental. Les chapitres trois, quatre et cinq, sous la forme d'articles scientifiques, présentent respectivement, la méthode de régionalisation des débits sur le bassin versant du Rio Negro, méthode de mise en relation des hauteurs altimétriques et des débits modélisés, les résultats de l'application des méthodes développées au bassin du Caqueta en Amazonie colombienne. Pour chacun de ces trois chapitres, une introduction, un résumé et des conclusions générales sont présentés en français pour accompagner la publication. Le dernier chapitre présente les résultats des applications de l'altimétrie aux différents problèmes récapitulés au paragraphe précédent. La conclusion, outre la synthèse des résultats obtenus présente quelques perspectives de l'hydrologie spatiale.

² Frappart, F., Seyler, F., Cauhope, M., Leon, J.G., Calmant, S., Bonnet, M-P., Filizola, N. et Cazenave, A. River slope estimation from radar and laser altimetry, GPS measurements and hydrological modelling in the Negro River Basin.

I. Modélisation hydrologique du Bassin Amazonien

1. Introduction.

Sur ces 509 millions de km² de surface totale, la superficie terrestre compte environ 72% d'eau. Représentée en volume, cette quantité d'eau hydrosphérique est estimée à 1400 millions de km³ dont 97.2% sont des eaux salées et seulement 2.8% d'eaux douces. Les eaux salées sont distribuées dans les océans, les mers intérieures, mais aussi dans certaines nappes souterraines. Les eaux douces, elles, sont distribuées dans les glaces polaires (2.15%), les eaux souterraines (0.63%), les eaux de surface, lacs, fleuves et rivières (0.019 %), et l'atmosphère (0,001 %).

L'étude des eaux douces, qui ne représentent qu'un faible pourcentage du volume total mais qui sont d'une importance capitale pour la préservation de la vie sur la Terre, relève de l'hydrologie. L'hydrologie est la science qui s'attache à décrire et quantifier la circulation, la distribution, les propriétés physiques et chimiques de l'eau en milieu continental (Chow, 1988). Les applications opérationnelles de l'hydrologie sont nombreuses, par exemple, la conception et l'exploitation de structures hydrauliques, l'approvisionnement en eau potable, l'irrigation, le drainage, la génération d'énergie, la navigation, le contrôle de l'érosion et du transport de sédiments, le contrôle de la salinité, la réduction de la contamination et la protection des écosystèmes.

D'une façon plus concrète, l'hydrologie peut être définie comme l'étude du cycle hydrologique, c'est-à-dire, l'étude de la circulation de l'eau entre la Terre et l'atmosphère et des différents changements liés à cette circulation provoqués par les activités humaines ou éventuellement par des phénomènes naturels. Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre (Figure 1-1). Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique ne surviennent pas seulement les uns à la suite des autres, mais sont aussi concomitants. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin.

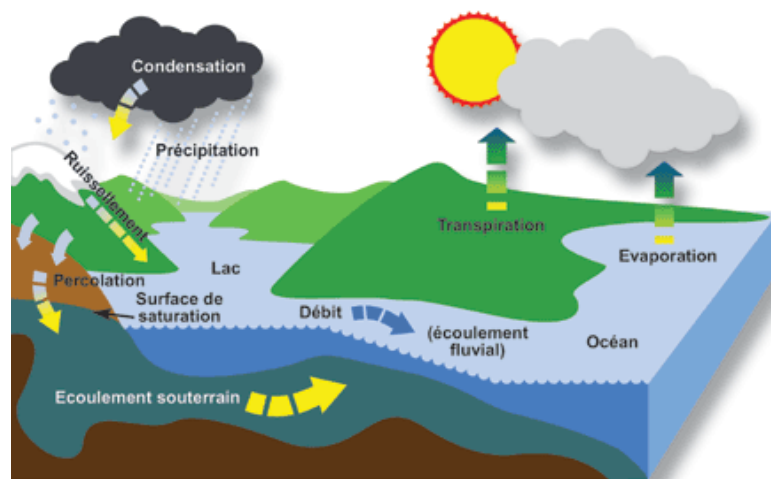


Figure 1-1. Le cycle hydrologique

Le cycle de l'eau est régi par des processus complexes et variés parmi lesquels nous pouvons citer les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), l'interception, le

ruissellement, l'infiltration, la percolation, l'emmagasinement et les écoulements souterrains qui constituent les principaux thèmes de l'hydrologie.

Comme ces processus dépendent de nombreux facteurs souvent interdépendants, leur analyse est généralement menée à l'aide de modèles qui permettent de simuler les réponses du système étudié à différents forçages (Tucci, 1998).

Un modèle hydrologique est donc un outil dédié à une meilleure compréhension du fonctionnement d'un bassin versant mais qui peut également permettre de prévoir sa réponse dans des conditions différentes des conditions observées. Dans les dernières décennies, un grand nombre de modèles ont été développés qui varient les uns par rapport aux autres en fonction des données utilisées, de la discrétisation, des priorités de représentation des processus et des objectifs spécifiques.

Dans cette partie, nous présentons quelques généralités sur la modélisation hydrologique, les approches les plus récentes utilisées pour étudier le comportement du bassin versant Amazonien, ainsi que les caractéristiques du modèle utilisé dans cette étude pour la régionalisation des débits du Bassin Versant du Rio Negro.

2. Considérations générales sur la modélisation hydrologique.

2.1. Classification des modèles hydrologiques.

D'une façon très globale, les modèles hydrologiques peuvent être divisés en deux catégories : Les **modèles physiques** et les **modèles abstraits**.

Parmi les modèles physiques nous retrouverons les *modèles réduits (maquette)*, utilisés pour la représentation des systèmes à une échelle réduite équivalente ; et les *modèles analogues* qui utilisent d'autres systèmes physiques possédant des caractéristiques similaires au système original.

Les modèles abstraits représentent le système sous sa forme mathématique. Dans ce cas, l'opération du système est décrite à travers un ensemble d'équations liant les variables d'entrée et de sortie. Ces variables sont généralement des fonctions de l'espace et du temps ; Les variables d'entrée et de sortie peuvent être soit *probabilistes* (ou stochastiques), soit *déterministes* définissant des modèles ayant les mêmes caractéristiques.

Les variables probabilistes ou stochastiques correspondent à des variables qui n'ont pas une valeur fixe dans un intervalle d'espace ou/et de temps ; mais qui peuvent, au contraire, être décrites par une distribution probabiliste. Un exemple typique de variable stochastique correspond à la pluie, une variable très aléatoire dans l'espace et dans le temps.

Dans le cas des modèles déterministes, la sortie du système dépend uniquement des variables d'entrée, même si elles sont aléatoires, c'est-à-dire que l'entrée produira toujours une même sortie. En général, nous pouvons dire que les modèles déterministes font des pronostics, tandis que les modèles stochastiques font des prédictions.

Pour développer un modèle, Chow (1988) propose trois bases de décision : Connaît-on le fonctionnement interne du système ? Va-t-il varier dans l'espace ? Sera-t-il constant dans le temps ? Un modèle peut être alors placé dans un arbre en fonction des réponses données à ces questions (Figure 1-2)

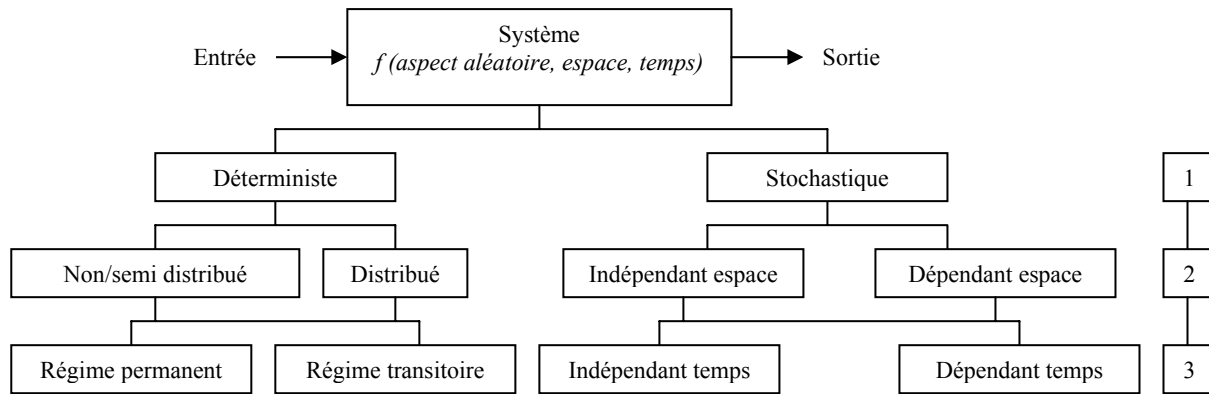


Figure 1-2. Classification des modèles hydrologiques (Chow, 1988).

Le premier niveau de l'arbre considère l'aspect aléatoire des variables qui intègrent le modèle. Le choix d'un des deux types de modèle découle essentiellement des objectifs spécifiques de l'étude et des connaissances acquises sur le milieu. Un modèle déterministe est recommandé si la variabilité des sorties du modèle est faible en comparaison de celle des facteurs connus.

Au deuxième niveau de l'arbre le modélisateur doit choisir un mode de représentation de la variabilité spatiale. Un phénomène hydrologique varie normalement dans les trois dimensions, mais la prise en compte de toutes ces variations peut amener au développement de modèles très complexes difficiles à appliquer dans la pratique. Dans les modèles non-distribués et semi-distribués le système est spatialement moyenné ou représenté juste comme un point dans l'espace sans dimensions. Par contre, un modèle distribué considère les processus hydrologiques en plusieurs points dans l'espace et les variables du modèle sont fonction de la dimension spatiale. La classification des modèles stochastiques comme « indépendants de l'espace » ou « dépendants de l'espace » exprime le fait de prendre ou non en compte l'influence réciproque des variables stochastiques définies en plusieurs points de l'espace.

Finalement, le troisième niveau considère la variabilité dans le temps du modèle. Un modèle déterministe négligeant les variations dans le temps des variables d'entrée et a fortiori de sortie décrit un « régime permanent ». Les modèles stochastiques eux, ont toujours une sortie variable dans le temps. Un modèle stochastique « indépendant du temps » néglige l'interdépendance temporelle des événements hydrologiques.

Dans la section suivante nous présentons une description assez détaillée de quelques types de modèles déterministes, qui présentent un intérêt particulier dans le cadre de cette thèse compte tenu du type des données acquises in-situ aux stations hydrométriques et des objectifs de recherche sous-jacents –analyse du comportement du bassin comme système, estimation des caractéristiques physiques de ce système, etc.-

2.2. L'analyse hydrologique.

Dans cette section nous allons présenter les caractéristiques principales de deux familles de modèles, déterministes, très souvent utilisés pour l'analyse du comportement hydrologique des bassins versants : **les modèles pluie/débit** et **les modèles d'écoulement de surface**.

2.2.1. Les modèles pluie/débit.

Ce type de modèles tente de représenter la partie du cycle hydrologique qui concerne l'occurrence d'une précipitation et sa transformation en ruissellement ; ceci inclut en principe la représentation de la précipitation, des pertes par interception, de l'évapotranspiration, de l'infiltration dans le sol, des écoulements en surface, en sub-surface et dans les nappes souterraines. Ils permettent de simuler le débit des rivières à partir de l'observation des pluies tombées sur le bassin versant. Les objectifs de ce type de modélisation sont variés et on peut notamment citer : la simulation et la prévision des débits en temps réel dans les cours d'eau, la pré-détermination des débits de crue ou d'étiage ; ainsi que la détermination des conséquences d'aménagements anthropiques (barrages, occupation des sols, etc.) sur l'hydrologie des rivières. A ce jour, un grand nombre de modèles hydrologiques, qui intègrent partie ou totalité des processus assurant la transformation de la pluie en écoulement selon des formulations empiriques, semi empiriques ou à base physiques, ont été développés. La grande diversité des modèles développés reflète la diversité des approches que l'on peut emprunter pour modéliser le comportement d'un bassin versant en particulier, selon les objectifs posés pour la modélisation, les connaissances acquises sur le milieu et les données disponibles.

Comme évoqué précédemment, les modèles pluie/débit peuvent être classés en fonction des critères de sous division spatiale retenus pour la représentation du bassin versant (Figure 1-2)

- **Non-distribué** : Tout le bassin est représenté par une précipitation moyenne et les processus hydrologiques par des variables concentrées dans l'espace. Ce type de structure est normalement utilisé pour des petits bassins où la distribution spatiale des paramètres et variables sera toujours cohérente par rapport aux résultats attendus.
- **Semi distribué** : Cette structure permet la division du bassin versant par sous bassins en fonction du drainage principal de celui-ci. Ce type de sous division est basée sur la disponibilité des données, zone d'intérêt, et la variabilité des paramètres physiques du bassin.
- **Distribué** : Ici la discrétisation est réalisée sous des formes géométriques (mailles carrées, rectangulaires...), chaque variable d'entrée et chaque processus est défini et calculé au sein de la maille.

2.2.1.1. Principe des modèles pluie/débit.

La majorité des modèles Pluie-Débit fonctionne selon le principe décrit dans la Figure 1-3 :

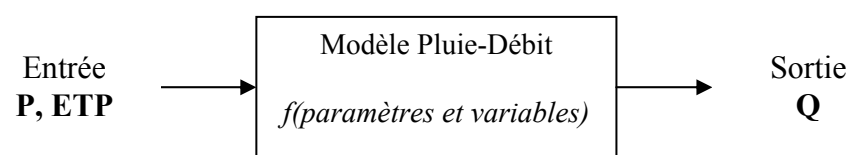


Figure 1-3. Représentation du système dans un modèle Pluie-Débit.

De façon générale, les variables d'entrée du modèle sont souvent des mesures de la pluie (P) et des estimations de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Les variables de sortie sont les débits (Q). Le modèle dépend de variables d'état qui traduisent les caractéristiques du système modélisé (par exemple le taux de saturation en eau du sol, la profondeur de sol, la pente, etc.) et des paramètres représentant des caractéristiques du bassin qui n'ont pas toujours d'interprétation physique (Miossec, 2004).

La valeur des paramètres est estimée empiriquement par optimisation d'une fonction objectif qui, par exemple, peut chercher à minimiser l'erreur quadratique entre les valeurs des débits estimés et les débits mesurés. Cette étape est normalement connue sous le nom de **calage des paramètres**. Une fois les paramètres calés, une étape de **validation** est nécessaire pour évaluer les performances du modèle sur un jeu de données qui n'a pas été utilisé pour le calage.

2.2.1.2. Classification des modèles déterministes pluie/débit.

Comme nous l'avons présenté, les modèles pluie/débit peuvent être classés en fonction de la discrétisation du bassin considéré : Non-distribué, semi-distribué et distribué. Cependant, il existe aussi une classification en fonction de la conceptualisation des formulations prises en compte, ainsi, les modèles peuvent être classés comme :

- **Empiriques** : Ici, les modèles tentent de reproduire le fonctionnement **observé** des bassins versants en faisant abstraction dans cette évaluation de notre connaissance théorique *a priori* des phénomènes physiques en jeu.
- **Conceptuels** : Ces modèles utilisent l'équation de continuité associée à une ou plusieurs équations empiriques mettant en rapport des variables et paramètres des processus. De façon générale, les modèles conceptuels représentent les effets de stockage et introduisent des équations empiriques pour la représentation des effets dynamiques.
- **Mécanistes** : Les formulations adoptées pour décrire les processus sont basées sur les équations de continuité et dynamique pour reproduire le fonctionnement d'un bassin versant et cherche à intégrer la description exhaustive de tous les processus physiques participant à la transformation de la pluie en ruissellement. C'est le cas par exemple du modèle MIKE SHE (DHI Water and Environment). Ces modèles sont complexes, nécessitent une connaissance importante du milieu et une grande quantité de données est nécessaire pour leur calibration et validation.

Les modèles pluie/débit peuvent aussi être classés selon l'utilisation et les objectifs pour lesquels ils ont été conçus (Tucci, 1998). Dans ce cadre nous trouvons des modèles qui simulent, par exemple, les conditions stationnaires du bassin avec l'objectif d'ajuster l'hydrogramme de sortie de la façon la plus précise. Ce type de modèle ne s'intéresse pas aux résultats partiels de la simulation ni aux variables dérivées de celle-ci, son application est plutôt réservée à l'extension des séries pour le dimensionnement de réservoirs, prévision en temps réel et détermination de flux maximum. Dans cette classification se trouvent aussi les modèles simulant les altérations du bassin versant et le comportement des processus hydrologiques en cherchant l'analyse distribuée des phénomènes impliqués. Ce deuxième

type de modèles est souvent utilisé pour la simulation du ruissellement causé par l'urbanisation, la déforestation, etc.

Un certain nombre d'études comparatives ont été menées (Perrin, 2000) et il n'en ressort pas de tendance nette: si certains modèles sont en moyenne plus performants que les autres, aucun ne l'est de façon systématique. Ceci reflète la diversité des approches que l'on peut emprunter pour modéliser le comportement d'un bassin versant en particulier. Dans les bassins non jaugés ou peu jaugés par rapport à leur superficie, la recherche du meilleur modèle est particulièrement difficile, voir impossible. En effet, c'est quand aucune information de débit n'est disponible pour optimiser les paramètres des modèles, qu'une simulation par un modèle pluie/débit présente le plus d'incertitudes. Or, sachant que les bassins versants peu jaugés constituent la majeure partie des sous bassins amazoniens il devient nécessaire de tester des méthodes alternatives qui permettraient d'accroître les performances des simulations sur ce type de milieux.

2.2.2. Les modèles d'écoulement de surface.

Contrairement aux modèles pluie/débit, les modèles d'écoulement de surface ne sont pas utilisés pour analyser la génération des écoulements à partir des précipitations, mais pour analyser la quantité de flux qui est propagée et distribuée tout au long d'un tronçon de rivière ou d'une surface considérée en fonction des caractéristiques physiques du tronçon et le type d'écoulement affectant directement la dynamique de sa propagation.

En général, le principe des modèles non-distribués et semi-distribués est basé sur les équations de continuité (principe de conservation de masse). Les modèles déterministes distribués sont basés sur un ensemble d'équations différentielles unidimensionnelles connues sous le nom de système d'équations de Saint-Venant, déduites elles mêmes des équations de conservation de masse et de la quantité de mouvement (équation de *momentum*). Comme nous le verrons plus loin, les équations de Saint-Venant possèdent plusieurs formes simplifiées, chacune de ces formes offre la possibilité de définir un modèle distribué unidimensionnel d'écoulement de surface.

2.2.2.1. Les types d'écoulement.

Pour mieux comprendre les bases du fonctionnement des modèles distribués, il est indispensable de définir les différents types d'écoulement de surface.

L'écoulement dans des canaux à surface libre peut être classé en plusieurs types et être décrit de multiples façons. Chow (1959) présente une classification en fonction de la variation de l'écoulement par rapport à la profondeur du flux dans l'espace et dans le temps :

En prenant **le temps comme critère**, le régime peut être soit **permanent**, soit **transitoire**. Un régime est considéré permanent si la profondeur du flux ne change pas —ou que l'on peut le supposer constant— dans un intervalle de temps donné. Par contre, le régime sera transitoire ou non permanent si cette profondeur change dans le temps.

Considérant **l'espace comme critère**, le régime peut être considéré **uniforme** ou **varié**. Le régime dans un canal à surface libre est uniforme si la profondeur du flux reste la même à chaque section du canal ; et varié, quand cette profondeur change de section à section.

Or, la combinaison de ces deux critères, temps et espace, donne une classification beaucoup plus stricte du régime des écoulements de surface :

- **Régime permanent uniforme** : La profondeur reste constante dans le temps et l'espace. Comme la condition d'un régime uniforme transitoire (variation de la profondeur dans le temps mais constante dans l'espace) est pratiquement impossible dans le milieu naturel, le régime permanent uniforme est connu simplement comme régime permanent.
- **Régime permanent varié** : La profondeur reste la même dans le temps mais elle change tout au long du canal. Ce régime est considéré rapidement varié si le changement de la profondeur du flux change de façon abrupte (ressauts hydrauliques, déversoirs, chutes hydrauliques...), dans le cas contraire, le régime est considéré graduellement varié.
- **Régime transitoire varié** : Comme pour le régime permanent uniforme, un régime transitoire varié est considéré simplement comme un régime transitoire. De la même façon, celui ci peut être soit rapidement varié (une onde de crue par exemple) ou graduellement varié (courbe de remous).

De plus, le type d'écoulement est gouverné par les effets de la viscosité et de la gravité par rapport aux forces d'inertie du flux (Chow, 1959). En fonction de la viscosité, le flux peut être considéré **laminaire**, **turbulent** ou **de transition**. Cette relation entre la viscosité et les forces inertielles du flux est représentée par le *nombre de Reynolds* (R) :

$$R = \frac{V.L}{\nu} \quad (2-1)$$

Où, V est la vitesse du flux, L est la largeur de la section et ν est la viscosité cinématique du fluide. En pratique, pour les canaux à surface libre, le régime est considéré laminaire si $R < 500$ et turbulent si $R > 2000$.

Par contre, la relation entre les effets de la gravité et les forces d'inertie est donnée par le *nombre de Froude* (F) :

$$F = \frac{V}{\sqrt{g.L}} \quad (2-2)$$

Où, g correspond à l'accélération de la gravité. Si $F = 1$, le régime est considéré critique. Si $F < 1$, c'est-à-dire, que la vitesse du flux (V) est inférieure aux forces gravitationnelles, le régime est sous-critique, dans le cas contraire, il sera supercritique.

2.2.2.2. Les équations de Saint-Venant.

Comme nous l'avons déjà mentionné, les équations de Saint-Venant sont normalement utilisées pour décrire les flux unidimensionnel en régime transitoire des canaux à surface libre. Les hypothèses suivantes sont considérées pour la dérivation des équations de Saint-Venant (Chow, 1988) :

- Le flux est unidimensionnel, c'est-à-dire que la profondeur et la vitesse du flux varient uniquement dans la direction longitudinal du canal.
- La variation du flux est graduelle le long du canal. Ceci implique que la pression hydrostatique règne et les accélérations verticales sont négligées.
- L'axe longitudinal du canal est en général une ligne droite.
- La pente du lit du canal est douce et le fond est fixe. Les effets de fond mobile et de déposition sont donc négligés.
- Le fluide est incompressible et de densité constante.

Dérivées à partir de l'équation de continuité (Eq.1-3) et de l'équation de conservation de la quantité de mouvement (Eq.1-4), les équations de Saint-Venant peuvent être décrites par les relations suivantes :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q_L \quad (1-3)$$

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_o - S_f) = 0 \quad (1-4)$$

Où, Q est le débit, A la surface mouillée, q_L le flux latéral par unité de largeur, g l'accélération de la gravité, S_o la pente du fond, S_f la pente de friction, y la profondeur du canal, x la distance de la section considérée et t le temps.

Les équations 1-3 et 1-4 correspondent à l'expression conservative des équations de Saint-Venant. Cette forme conservative implique que la vitesse moyenne du flux est considérée comme une variable indépendant de Q (Chow, 1988).

L'équation (1-4) exprime la conservation de la quantité de mouvement du flux. Les termes qui la composent sont : l'accélération locale (première terme de l'équation), l'accélération convective (deuxième terme), la force de pression (troisième terme), la force de gravité (quatrième) et la force de friction (dernier terme). Les forces inertielles sur le flux sont représentées par les accélérations locale et convective.

2.2.2.3. Classification des modèles déterministes d'écoulement.

Comme nous l'avons mentionné au début de cette section, les modèles d'écoulement sont classés en fonction des simplifications des équations de continuité et de *momentum*. Dans cette section nous présentons de façon générale les modèles d'écoulement et plus particulièrement les modèles distribués qui sont le type de modèles utilisés dans le cadre de cette thèse pour la régionalisation des débits des bassins versants testés.

Les Modèles non-distribués et semi-distribués.

Selon l'arbre présenté dans la Figure 1-2, le premier type de modèles déterministes correspond aux modèles les plus simples, les modèles non-distribués et semi-distribués avec un régime permanent (le débit ne change pas dans le temps) et les modèles de régime

transitoire. Pour ces derniers, l'interaction entre la partie de précipitation transformé en ruissellement et sa propagation vers l'aval est analysée en considérant le bassin versant comme un réservoir linéaire, d'où le nom qu'ils prennent : **modèles linéaires**.

L'un des modèles linéaires le plus connu est l'**Hydrographe Unitaire (HU)**. L'HU correspond à la réponse unitaire d'un système hydrologique linéaire (Sherman, 1932). Il est défini comme l'hydrographe d'écoulement de surface direct obtenu à partir d'une pluie nette unitaire (1in or 1cm en fonction des unités utilisées) uniformément distribuée sur la surface drainée dans le temps et dans l'espace. Une pluie nette est interprétée comme cette partie de la précipitation brute qui se transforme en ruissellement et qui est estimée à partir d'une fonction connue comme *fonction de production*. En effet, la fonction de production régit la transformation de la pluie brute en pluie nette destinée au ruissellement, elle constitue donc l'élément moteur des modèles hydrologiques car elle est responsable du volume de ruissellement.

Pour la représentation de l'écoulement de surface l'HU utilise quelques simplifications (Tucci, 1998) :

- La transformation de la précipitation nette est linéaire et invariable. La linéarité indique que les ordonnées de l'HU ne changent pas en fonction de la magnitude de l'événement ; et invariable signifie que celles-ci ne sont pas altérées non plus en fonction du temps. Ceci indique que, indépendamment de la magnitude de l'événement, la précipitation effective est transformée en écoulement au travers des mêmes ordonnées de l'HU.
- La précipitation est distribuée de façon uniforme sur tout le bassin versant. L'HU devient inapplicable lorsque le bassin considéré est trop grand (>15 km² environ).
- L'intensité de la précipitation est constante pendant l'intervalle de temps considéré. Cette hypothèse dépend de l'intervalle de temps choisi et de la variabilité de la précipitation. Normalement, pour un intervalle de temps correct cette hypothèse ne représente pas de grandes erreurs sur l'estimation de l'hydrographe d'écoulement.

Existe un deuxième exemple de modèles linéaires qui peut être aussi situé parallèlement dans le groupe des modèles conceptuels : le **modèle linéaire à réservoirs** (Zoch, 1934). Ces types de modèles prennent le bassin versant comme un réservoir capable de se remplir à partir de l'eau de précipitation, la stocker et se vider en obéissant au principe de conservation de la masse.

Pour ces modèles, la quantité d'eau stockée (S) dans un système hydrologique est liée aux variations des flux d'entrée (I) par rapport aux flux de sortie (Q) à partir de l'équation de continuité :

$$\frac{dS}{dt} = I - Q \quad (1-5)$$

Le stockage peut être exprimé comme (Tucci, 1998) :

$$S = k.Q \quad (1-6)$$

Où, k est un coefficient avec unités de temps. En dérivant (1-5) par rapport au temps t et en substituant en (1-6), nous obtenons que :

$$k \cdot \frac{dQ}{dt} + Q = I \quad (1-7)$$

Normalement, le coefficient k dans l'équation 1-7 est estimé par moindres carrés et une méthode itérative en essayant de minimiser les différences quadratiques entre le stockage observé et celui calculé.

Finalement, dans les modèles déterministes non-distribués et semi-distribués nous trouvons un type de modèles qui permettent l'estimation du temps et la magnitude d'un flux (un hydrographe) à la sortie d'un canal à partir d'un ou plusieurs hydrographes connus ou estimés à l'amont de celle-ci. Nous parlons alors de **modèles de transfert de flux** (*flow routing*). Dans le contexte non-distribué, les modèles de transfert de débit sont estimés uniquement en fonction du temps. Une des méthodes les plus utilisées, est **la méthode de Muskingum**. Entre les deux sections de contrôle amont et aval, en supposant que l'aire des sections en travers est directement proportionnelle au débit transitant, le stockage dans la rivière est divisé en deux parties KQ et $KX(I-Q)$ où K est un coefficient de proportionnalité et X est un facteur de pondération compris entre 0 et 0,5 (Chow, 1988).

La fonction de stockage de la méthode de Muskingum, qui représente un système linéaire de transfert d'écoulement en rivière, est donnée par l'équation de continuité suivante :

$$S = KQ + KX(I - Q) \quad (1-8)$$

Dans le cas d'une rivière naturelle, $0 > X > 0,3$, il est en moyenne égale à 0,2. Par contre, le paramètre K est comparable au temps de transfert de l'onde au travers de la section considérée (Lindsey et al., 1992). Normalement, ces deux paramètres sont estimés par une procédure graphique quand les hydrographes d'entrée et sortie sont connus (Chow, 1989).

Les modèles distribués.

Dans ce type de modèles, nous faisons référence aux **modèles de transfert de flux** en sachant que, dans le contexte distribué, ces modèles sont fonction non seulement du temps mais aussi de l'espace.

Comme nous l'avons mentionné au début de cette section, différents types de modèles distribués sont générés à partir de l'équation de continuité (1-3) et en éliminant quelques termes de l'équation de conservation de la quantité de mouvement (1-4). Contrairement aux modèles non-distribués et semi-distribués, certains modèles distribués ont la possibilité d'intégrer les effets d'une courbe de remous (*backwater effect*) en conservant les termes d'accélération locale, l'accélération convective et le terme de pression dans l'équation 1-4 (Chow, 1988).

Le modèle distribué le plus simple est le **modèle d'onde cinématique**. Ce modèle néglige les termes d'accélération locale, l'accélération convective et les forces de pression de l'équation de conservation du mouvement. Le **modèle d'onde diffusive** ne néglige que les deux termes d'accélération et incorpore le terme de pression. Finalement, nous trouvons le **modèle d'onde dynamique** qui considère tous les termes de l'équation de conservation de mouvement.

L'équation de conservation du mouvement peut être aussi écrite en fonction du type de régime :

$$-\frac{1}{gA} \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{1}{gA} \frac{\partial(Q^2 / A)}{\partial x} - \frac{\partial y}{\partial x} + S_o = S_f \quad (1-9)$$

Un régime transitoire considère tous les termes de l'équation. Le régime uniforme varié considère les deux derniers termes, pendant que le régime uniforme ne considère que le dernier terme de l'équation de momentum.

Or, le problème des modèles distribués consiste en résoudre les équations différentielles de Saint-Venant pour chacun des modèles proposés, une tâche très complexe. Dans la littérature, nous trouvons plusieurs solutions à ces équations (Chow, 1988 ; Tucci, 1998 ; Ponce et Yevjevich, 1978 ; Ponce, 1981).

Une des solutions les plus simples est donnée par la **méthode de Muskingum-Cunge (M-C)**. En effet, Cunge (1969) montre comment cette solution, basée sur la méthode de Muskingum, devient une solution à l'équation cinématique en prenant le coefficient K de Muskingum et la variation dans le temps comme des variables constantes. Contrairement à la méthode Muskingum, ici le calage des coefficients K et X n'est plus nécessaire ; l'estimation de ces paramètres par la méthode de M-C est réalisée en fonction des caractéristiques physiques de la rivière.

Tel quel nous le verrons dans le chapitre suivant, d'autres variations de cette méthode ont été proposées par différents auteurs au point de représenter une approche diffusive, voir dynamique, des équations de Saint-Venant.

3. Modélisation hydrologique du Bassin Amazonien.

Dans cette section, nous présentons quelques études de modélisation les plus significatives appliquées au Bassin Amazonien.

Un premier type d'approche concerne la modélisation pluie/débit à l'échelle de l'ensemble du bassin. En particulier, Coe et al. (2002) propose l'estimation des débits du cours principal et des zones d'inondation du Fleuve Amazone par utilisation conjointe d'un modèle de simulation d'écosystèmes terrestres (IBIS) et un algorithme de transfert de débits (HYDRA). Concrètement dans cette étude, IBIS et HYDRA ont été utilisés pour la simulation du bilan hydrique du système qui représente le Fleuve Amazone. De son côté, IBIS simule les écoulements de surface et de sub-surface dont les résultats vont alimenter le modèle HYDRA qui permettra d'estimer les variations de flux sur le cours principal du fleuve et des zones d'inondation. Coe (2000), Donner et al. (2002), Foley et al. (1996) et Kucharik et al. (2000) présentent une description détaillée de ces deux modèles.

Très brièvement, le modèle IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*) représente les processus de surface (notamment les échanges d'énergie, d'eau, de momentum entre le sol, la végétation et l'atmosphère), la physiologie de la canopée, la phénologie de la végétation et à plus long terme, la dynamique de l'écosystème (dynamique de la végétation et le cycle du carbone).

HYDRA, par contre, simule la variation des débits dans le temps des cours d'eau, zones d'inondation, lagunes et réservoirs naturels ou d'origine anthropique.

Cette simulation, faite pour la période de 1935 à 1998, met en évidence la difficulté d'appliquer un modèle Pluie/Débit dans un bassin aussi complexe que le Bassin Amazonien. Les résultats de cette étude montrent, par exemple, que les débits estimés sont, d'une façon générale, sous-estimés par rapport aux mesures observées in-situ (différences supérieures à 20%). Cette situation, selon les auteurs, est principalement liée à une sous-estimation des précipitations, celles-ci étant issues de la base de données de l'Unité de Recherche Climatologique de l'Université d'East Anglia. En effet, le bassin de l'Amazonie est caractérisé par une grande variabilité climatique, liée principalement à la variabilité spatiale et temporelle des précipitations, ce qui rend très difficile une estimation précise de cette variable par des modèles de simulation climatique.

Des résultats similaires ont été présentés par Chapelon et al. (2002). Dans ce cas, l'estimation des écoulements dans le Bassin Amazonien est faite en utilisant TRIP, un modèle distribué pour la propagation des flux de surface, basé notamment sur les données du GSWP (*The Global Soil Wetness Project*) chargé de produire, pendant deux ans, des données globales d'humidité du sol par information dérivée du ISLSCP (*International Satellite Land Surface Climatology Project*).

Les données du ISLSCP ont permis au GSWP de produire non seulement une estimation globale de l'humidité du sol mais aussi des estimations globales d'évaporation et d'écoulements de surface pour la période de 1987 à 1988. L'utilisation du modèle TRIP, qui est un modèle basé sur l'algorithme D8 (simulation du ruissellement de cellule à cellule en considérant 8 directions possibles d'écoulement), a permis de spatialiser les écoulements sur le réseau principal du bassin où ils sont comparés avec les données d'observation in-situ. De plus, cet ensemble d'information a été complété par des données de précipitation, sol et végétation de la base de données Whybam (<http://www.mpl.ird.fr/hybam/>).

Les résultats de la modélisation ont montré que l'ISLSCP conduit à une sous-estimation des précipitations et de la profondeur du sol sur une grande partie du Bassin Amazonien. Bien sur, ces erreurs ont un impact très important pour l'estimation du bilan hydrique du bassin comme le notent Coe et al. (2002). Les tests de sensibilité de TRIP ont permis de conclure que la complexité du réseau hydrographique et de la vitesse du flux ont un impact important sur les estimations de débits. En général, les résultats présentent une sur estimation en hautes eaux et une sous-estimation en basses eaux des débits calculés par rapport aux débits mesurés.

Contrairement à ces approches globales de modélisation, Richey et al. (1989) ont estimé les débits dans le cours principal de l'Amazonie avec des différences inférieures à 10% en moyenne entre le débit observé et le débit mesuré aux stations hydrométriques. Cette étude, basée principalement sur la méthode de Muskingum, a été développée sur 2.000 km du cours principal de l'Amazonie, en prenant pour le modèle de transfert une section de contrôle chaque 100 km, entre les stations de Sao Paulo de Olivença et Obidos.

Le bilan hydrologique considéré dans le modèle suppose que le stockage de la section considérée est fonction de la différence entre les apports au long du fleuve et les flux à la sortie du tronçon. Ces auteurs considèrent comme des apports les flux en provenance à l'amont de Sao Paulo de Olivença, les flux des tributaires jaugés et les échanges entre les plaines d'inondation et le canal principal. Avec des hydrographes disponibles à l'entrée et à la

sortie de la section considérée, ainsi que pour chaque confluence des affluents les plus importants, le problème à résoudre est l'estimation des apports par les tributaires non jaugés et les échanges entre les zones d'inondation et le fleuve. Ces apports ont été calculés principalement par l'estimation du ruissellement potentiel, les variations dans le stockage et un bilan de masse isotopique du $\delta^{18}\text{O}$.

Des mesures in-situ (mesure de la bathymétrie moyenne des zones d'inondation et mesure isotopique) ont été acquises. De la même façon que pour les études précédemment mentionnées, la précipitation a été distribuée puis ajustée de manière uniforme sur la zone d'étude ; les données de pluie provenant mesures prises in situ a permis de réduire les erreurs.

Les résultats présentés dans ces études amènent à la conclusion suivante: compte tenu de la forte variabilité climatique sur Bassin Amazonien, en particulier, de la variabilité spatio-temporelle des précipitations, et de la faible quantité de données in situ disponibles, il est nécessaire de chercher d'autres types d'approches permettant l'estimation des écoulements de surface du bassin. Richey et al. (1989) ont montré les avantages d'une modélisation basée sur un modèle de transfert alimenté par des mesures in-situ, en particulier des hydrogrammes en entrée et en sortie du système. Dans les chapitres suivants nous montrerons l'application d'un modèle de transfert, basé principalement sur les caractéristiques physiques des rivières et les données in-situ disponibles, permettant des estimations de débits de surface régionalisés.

II. L'altimétrie spatiale

1. Introduction.

Les premières tentatives pour le suivi des hydrosystèmes continentaux basées sur la télédétection spatiale ont été développées à partir de capteurs optiques en estimant les changements des surfaces en eau à partir des séries d'images satellitaires prises avec quelques années d'intervalle. Grâce à ces techniques par exemple, le satellite Skylab a montré en 1974 une diminution considérable du volume du lac Tchad par rapport aux rapports présentées par les astronautes des missions Gemini et Apollo en 1965 et 1968 (Birkett, 2000).

Depuis 1973 les institutions comme la NASA, l'ESA et le CNES, grâce aux résultats expérimentaux obtenus après la première mission d'altimétrie radar à bord de Skylab, ont commencé à développer et mettre en orbite une succession de radars altimétriques à bord de différents types de missions scientifiques. De plus en plus sophistiqués, les dernières générations des radars altimétriques, comme ceux embarqués à bord des satellites T/P, ERS, Jason-1 et plus récemment ENVISAT, ont des niveaux de précision de quelques centimètres en terme de mesures de variation de la hauteur de grandes surfaces en eau. Des niveaux de précision de cet ordre ont motivé les hydrologues à utiliser les données altimétriques comme complément aux données de mesures registrées in-situ pour le développement des modèles hydrodynamiques, et plus particulièrement, sur les zones de difficile accès comme le Bassin Amazonien où l'installation et suivi journalière des stations in-situ est de plus en plus compliqué.

Originellement conçue et développée pour l'étude des surfaces océaniques, l'altimétrie satellitaire s'est avérée être une technique pertinente pour le suivi des variations de niveau d'eau dans les grands bassins fluviaux en raison de sa couverture spatiale dense et homogène. Mais, comme nous le verrons plus loin dans ce chapitre, sa répétitivité temporelle est insuffisante pour assurer un suivi hydrographique journalier.

Ce chapitre est consacré alors à une présentation détaillée des mesures altimétriques. Nous présentons le principe de fonctionnement de l'altimètre radar à partir d'un satellite, le principe des mesures altimétriques, les différents traitements du signal ainsi que les missions actuelles et à venir de mesures altimétriques.

2. L'altimétrie satellitaire.

2.1. Le principe de l'altimétrie satellitaire.

Les techniques radar (*Radio Detection and Ranging*) consistent à mesurer l'intervalle de temps Δt qui sépare l'émission d'une impulsion électromagnétique en direction d'une cible réfléchissante et le retour de son écho. La distance qui sépare l'émetteur de la cible, connue sur le nom de range (R), est déduite de la durée du trajet aller-retour de l'onde en supposant que celle-ci se déplace à la vitesse de la lumière.

Le principe de l'altimétrie radar satellitaire consiste alors à embarquer un radar altimètre à bord d'un satellite. Ce radar émet un signal (pulses micro-ondes) en direction de la surface terrestre et reçoit comme réponse un écho réfléchi par une surface en eau. L'analyse de cet écho permet d'extraire une mesure assez précise du temps que met l'onde pour toucher la

surface d'eau et revenir vers l'émetteur. Ce temps est alors transformé en distance en multipliant sa valeur par la vitesse de la lumière (AVISO, 2004).

Ce principe est illustré sur la figure 2-1 dans le contexte océanique. La grandeur utilisée en pratique est la hauteur notée h qui correspond à la mesure instantanée de la hauteur de la mer (Fu et Caznave, 2001) et qui est ensuite convertie en distance qui sépare la surface en eau réfléchie et une surface mathématique de référence, normalement prise comme un ellipsoïde de référence (lequel peut varier d'un satellite à autre). Cette hauteur h est estimée à partir de la différence de deux grandeurs : d'un côté la distance qui sépare le satellite de la surface terrestre connue comme le range R ou distance altimétrique, et l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence à une latitude et longitude données H .

On notera que sur la figure 2-1, la grandeur h est en fait la somme de deux composantes: une topographie permanente ou hauteur du géoïde hg par rapport à l'ellipsoïde de référence et une topographie dynamique qui se superpose au géoïde. En domaine océanique, la topographie dynamique qui traduit une élévation variable dans le temps et l'espace causée par divers phénomènes comme les marées océaniques, les courants, l'état de la mer, etc. Pour les eaux continentales, cette contribution, liée cette fois à l'hydrodynamique, est beaucoup plus faible, de l'ordre de quelques centimètres.

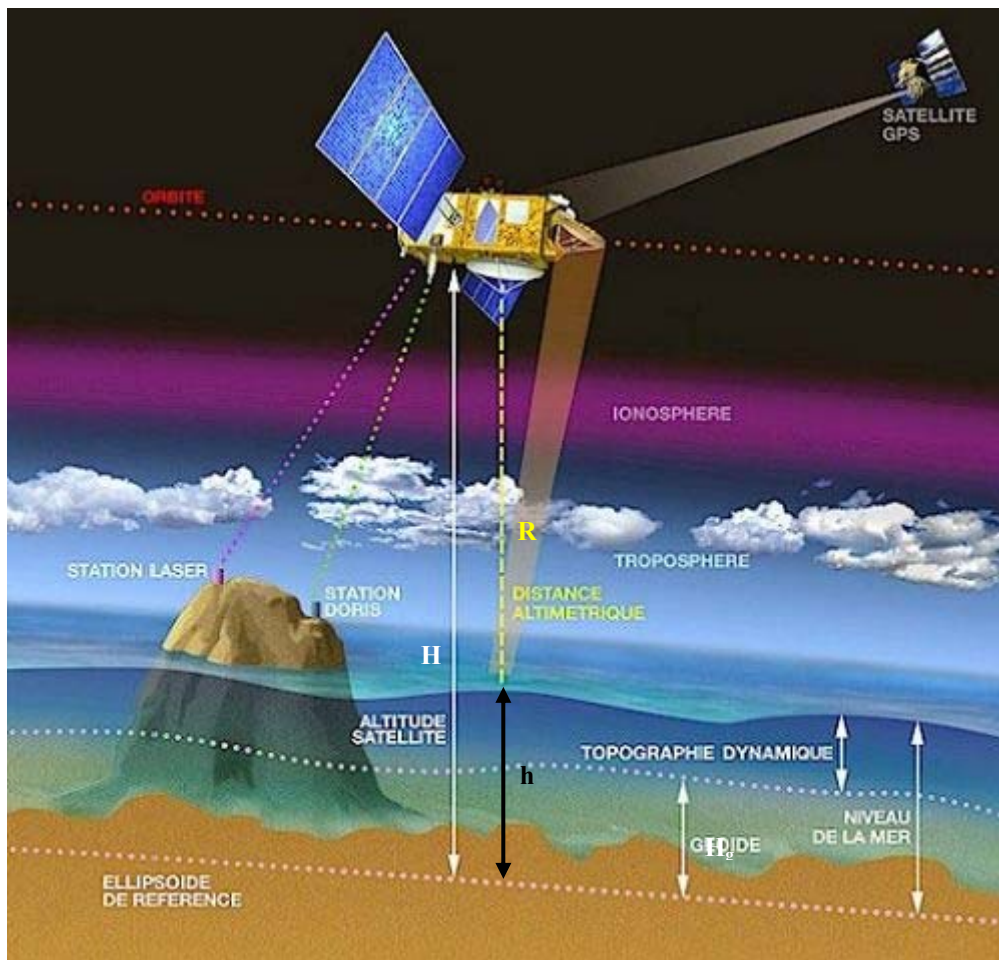


Figure 2-1. Le principe de l'altimétrie satellitaire (source : AVISO)

2.2. Le géoïde.

Le géoïde est défini comme l'équipotentielle du champ de gravité coïncidant avec le niveau moyen de la mer au repos. Ce géoïde ne peut pas être mesuré directement en domaine continental puisqu'il est souvent à l'intérieur des reliefs. En domaine continental, le géoïde est estimé comme la somme de deux contributions, en fonction de leur longueur d'onde. A l'échelle globale, le géoïde est estimé à partir des perturbations d'orbite des satellites. La résolution de cette technique est actuellement de l'ordre de 400 km à l'équateur. A l'échelle locale, les ondulations du géoïde sont déduites de mesures d'anomalies de gravité et/ou de déflexions de la verticale. Le géoïde total est donné par addition de ces deux composantes. La meilleure solution actuelle de géoïde est celle obtenue par Tapley et al. (2004) comme combinaison des solutions globales –statiques- de la mission GRACE et des termes d'ordre et degré élevés de la solution EGM96 qui incorporait l'ensemble des données d'anomalie de gravité alors disponibles.

En hydrologie, la connaissance du géoïde est essentielle pour déterminer la force de gravité qui s'exerce effectivement sur l'eau en écoulement : cette force n'est pas la projection directe de la force de gravité sur la pente du relief mais la projection sur la variation d'altitude du lit du fleuve (élévation rapportée au géoïde)

2.2.1. La mission GRACE

Conçue par la NASA et le DLR pour observer les variations du champ de gravité terrestre, chaque mois, la mission GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*) a été lancée en mars 2002 pour une durée de vie de 5 ans (Watkins et Bettadpur, 2000 ; Tapley et Reigber, 2001). Son objectif fondamental est de cartographier les variations spatiales et temporelles du champ de gravité. Les variations spatiales moyennes (hypothèse d'un champ statique) sont obtenues avec une résolution spatiale de 400 km (Tapley et al., 2004). Les variations temporelles mensuelles sont produites avec une résolution de ~2000 km.

Suivant une orbite quasi circulaire à 500 km d'altitude et une inclinaison de $89,5^\circ$, cette mission est composée par deux satellites identiques séparés l'un de l'autre par une distance d'environ 220 kilomètres. Cette distance est mesurée avec précision grâce à un système de télémétrie micro-onde (en bande K). A bord de chaque satellite se trouve embarqué un récepteur GPS et des capteurs d'attitude (Dunn et al., 2003), ainsi qu'un accéléromètre pour mesurer, les effets des forces non gravitationnelles, à savoir, la pression solaire, le frottement atmosphérique et d'autres phénomènes non modélisés (Touboul et al., 1999).

Normalement, les mesures du déphasage réalisées par le système de télémétrie sont retirées au sol. Ward et al. (2002) montre que cette procédure permet d'obtenir une erreur inférieure à 2 cm sur les modèles de géoïde. Pour obtenir la composante purement gravitationnelle liée à la distribution de masse à l'intérieur de la Terre, les effets des forces non-gravitationnelles, mesurés par les accéléromètres, sont retirés du signal observé. Les récepteurs GPS, présents sur chaque satellite, permettent de dater précisément les mesures utilisées pour déduire les changements de distance entre satellites et d'obtenir les positions absolues des satellites. L'orientation inertielle du satellite est fournie par les capteurs d'attitude (Tapley et al., 2004).

2.2.2. Les géoïdes mensuels.

Les données utilisées en pratique par la communauté scientifique se composent d'un jeu de coefficients du géoïde et de leurs incertitudes corrigés de l'effet de l'atmosphère et des marées océaniques pour la période avril 2002 à mai 2004. Ces coefficients sont calculés à partir des paramètres orbitaux (positions, vitesses et accélérations) des satellites jumeaux qui constituent la mission GRACE, par trois équipes dans le monde : CSR (*Center for Space Research*) de l'Université d'Austin au Texas (Etats-Unis), le GFZ (*GeoForschungsZentrum*) de Potsdam en Allemagne et le Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS) de l'Observatoire Midi-Pyrénées. Les variations temporelles des coefficients du géoïde proviennent principalement des changements du contenu continental en eau, de la masse intégrée des océans et de bruits atmosphérique résiduels.

2.3. Les différentes missions d'altimétrie satellitaire.

Comme nous l'avons mentionné en introduction de ce document, les missions d'altimétrie radar à bord d'un satellite ont commencé à être expérimentales en 1973 avec le radar embarqué dans le satellite Skylab. Cette mission a permis d'observer les ondulations du géoïde associées aux grandes fosses océaniques le long de quelques courts segments d'orbite, mettant ainsi en évidence le potentiel de l'altimétrie satellitaire dans le domaine de la géophysique. Peu après, en 1975, la NASA mettait en orbite le premier satellite dédié exclusivement à l'altimétrie, le GEOS-3 (*Geodynamics Experimental Ocean Satellite*). Pendant les 3 ans de mission, GEOS-3 a fourni environ 1900 heures des données de qualité assez modeste (précision métrique). Le niveau de performance atteint n'était pas encore suffisant pour pouvoir extraire une véritable information scientifique des données acquises.



Figure 2-2. Seasat

C'est en 1978 que la NASA lance Seasat (figure 2-2), le premier satellite qui a atteint un degré de technologie satisfaisant en apportant à la communauté scientifique, notamment aux océanographes, une somme considérable de données. Cette mission a permis l'étude des océans avec un bruit instrumental inférieur à 10 cm, cependant, son orbite, calculée à 800 km d'altitude, présentait encore une erreur de l'ordre de 50 cm.

Provisionné d'un radar à ouverture de synthèse (SAR), opérant en bande-L (1.26 Hz) et un radiomètre, ce satellite n'a enregistré qu'environ 42 heures de mesures avant qu'un court-circuit dans le système électrique mettait en panne définitive le satellite après 105 jours de mission.

Sept ans après, en mars 1985, l'US Navy mettait en orbite GEOSAT (GEOdetic SATellite) (figure 2-3), une mission radar avec des objectifs prioritairement militaires, en particulier pendant ses premiers 18 mois de fonctionnement. Pendant cette période les données acquises ont permis de produire une carte du géoïde marin jusqu'à 72° de latitude. De 1986 à 1990, la mission a assuré une mission scientifique dédiée à l'étude des océans. GEOSAT fut alors placé sur une orbite répétitive de 17 jours avec une distance inter trace de 164 km suivant le même parcours que Seasat. Pendant ces 3 ans de mission, GEOSAT a pu réaliser 66 cycles répétitifs de données de très haute qualité avec un bruit instrumental inférieur à 5 cm.



Figure 2-3. GEOSAT

A partir de 1990, vu le succès des missions précédentes, la communauté scientifique a élaboré deux familles de mission altimétriques. La première, développée conjointement par la NASA et le CNES, est spécifiquement consacrée au suivi des océans. Il s'agit des missions Topex/Poseidon (T/P) et de son successeur Jason-1. La deuxième famille, conçue par l'ESA, a été développée non seulement pour l'étude des océans mais aussi des terres émergées grâce au mode « continent ». Cette famille a été embarquée à bord des plate-formes multi-capteurs ERS-1, ERS-2 et ENVISAT. Par la suite, la mission GFO (Geosat Follow-On) a été lancée en février 1998 comme successeur de Geosat. Enfin en 2003, la NASA lançait la mission ICESat, l'unique mission d'altimétrie laser scientifique à ce jour.

2.3.1. La mission Topex/Poseidon

Comme nous avons noté précédemment la mission TOPEX/Poséïdon (T/P par la suite) (Zieger et al., 1991) est le résultat d'une coopération entre les équipes de la NASA aux Etats Unis et le CNES en France (figure 2-4). Lancé en août 1992, ce satellite a été placé sur une orbite à 1336 km d'altitude et 66° d'inclinaison. Le satellite couvre la quasi-totalité des océans avec un total de 254 traces espacées de 315 km à l'équateur. La tolérance pour la répétitivité géographique des traces est de ± 1 km de part et d'autre de la trace théorique. A bord du satellite il y a 6 instruments pour l'enregistrement de mesures : 4 apportés par la NASA et 2 par le CNES.



Figure 2-4. Topex/Poseidon

D'un côté se trouvent deux radars altimètres, le *NASA Radar Altimeter* qui opère 90% du temps sous une double fréquence (bandes Ku et C ; 13.6 et 5.3 GHz respectivement) et *Poseidon*, un altimètre expérimental du CNES qui travail uniquement sur la bande Ku 10% du temps à cause de son partage de l'antenne avec le NRA. De plus, il se trouve à bord du satellite le TMR (*Topex Microwave Radiometer*), un radiomètre à triple fréquence (18. 21 et 37 GHz) destiné à la mesure des contenus en vapeur d'eau et eau liquide de l'atmosphère à des fins de correction

de propagation de l'onde radar dans l'atmosphère utilisées pour le calcul de la correction de troposphère humide au-dessus des océans. Un récepteur de double fréquence (401.25 MHz et 2036.25MHz) DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite) développé pour la détermination précise de l'orbite du satellite ainsi que pour la correction ionosphérique des mesures prises par Poseidon. Finalement, un récepteur expérimental GPS et un LRA (*Laser Retroreflector Array*) qui servent pour le calcul de l'orbite. Une description plus détaillée de ces instruments est disponible sur le site du projet AVISO (http://www.jason.oceanobs.com/html/missions/tp/welcome_uk.html).

Le 15 septembre 2001 le satellite a été placé sur une nouvelle orbite. En effet il a été décalé une demi-orbite par rapport à sa position d'origine en laissant la place à la mission Jason-1. T/P a été définitivement arrêté en décembre 2005, soit après plus de 13 ans de fonctionnement.

2.3.2. La mission Jason-1

Positionné donc sur l'ancienne orbite de T/P, La mission Jason-1 a été lancée le 7 septembre 2001 (figure 2-5). Elle reprend les mêmes caractéristiques d'instruments à bord et précision de mesures que T/P. Encore issu de la coopération entre la NASA et le CNES le satellite est équipé de 5 instruments : Un seul radar altimètre de double fréquence (13.6GHz et 5.3 GHz) nommé *Poseidon-2*, un radiomètre de tripe fréquence (*Jason Microwave Radiometer*) avec les mêmes caractéristiques que le TMR et le mêmes systèmes de localisation DORIS, LRA et GPS. Cependant, à la différence de T/P, la mission Jason-1 a été conçue pour des objectifs plus complexes dans les domaines de l'océanographie et les prévisions océaniques, la climatologie et les prévisions climatiques ainsi que pour la météorologie marine et physique.

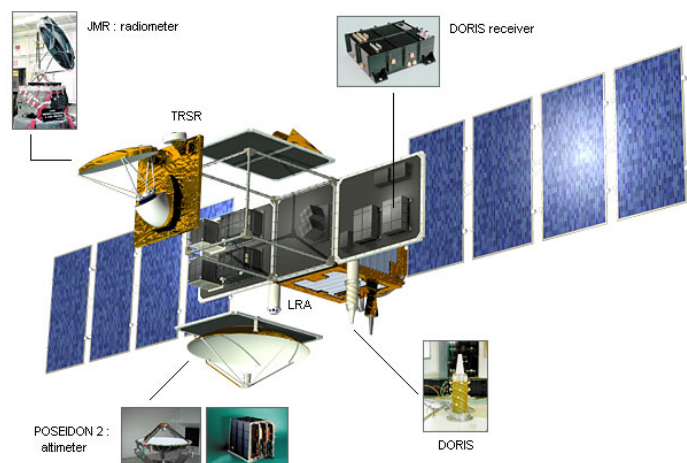


Figure 2-5. Jason-1

2.3.3. Les missions ERS-1 et ERS-2

ERS-1 (*Eropean Remote Sensing Satellite*) est le premier satellite européen équipé d'un radar altimètre. Il a été lancé le 17 juillet 1991 sur une orbite à 800 km d'altitude et une inclinaison de 98.5°. Les premiers 5 mois de mission, le satellite a été placé sur une orbite répétitive de 3 jours, et cette période a été consacrée à la calibration et la validation de chacun des instruments à bord. Après cette période de validation, le satellite a suivi, pendant 3 mois une nouvelle orbite de même répétitivité que la précédente dont la priorité était accordée au SAR.

La phase suivante était caractérisée par une orbite répétitive de 35 jours avec une inter-trace à l'Equateur de 80 km, ce qui a permis d'enregistrer 18 cycles de mesures pendant 18 mois. Finalement, une dernière phase à 3 jours a précédé deux phases géodésiques pour lesquelles la priorité était accordée à l'altimétrie dans le but de cartographier le géoïde marin. Ces deux phases correspondent à une répétitivité temporelle de 168 jours avec une inter-trace de 16 km à l'Equateur, inter-trace réduit finalement de moitié compte tenu que la deuxième phase avait été décalée 8 km de manière à remplir les espaces laissés vides par la phase précédente.

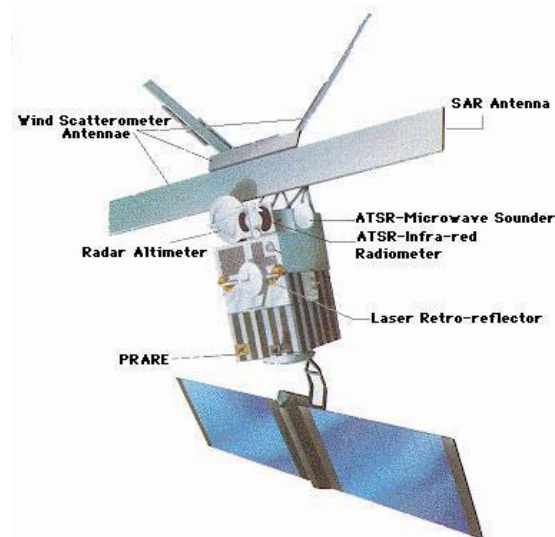


Figure 2-6. ERS-1

6 instruments ont été embarqués à bord du ERS-1 (figure 2-6) : un radar altimètre, un détecteur actif d'hyperfréquence AMI (*Active Microwave Instrument*) qui combine les fonctions d'un SAR et un diffusiomètre de vent (AMI-Wind). Un radiomètre associé à une sonde d'hyperfréquence ATSR (*Along Track Scanning Radiometer*) en combinant des détecteurs infrarouges (IRR) et une sonde micro-ondes MWS (*Microwave Sounder*). Ce dispositif permet, parmi autres, la mesure de la température de surface des océans. Pour déterminer sa position, le satellite a été équipé d'un système de haute précision PRARE (*Precise Ranging And Range-rate Equipement*) qui mesure la vitesse et la distance par rapport à un réseau de stations géodésiques réparties sur l'ensemble du Globe.

Finalement, un laser retro-réfecteur LRR permet lui aussi de déterminer l'orbite à partir de stations de télémétrie laser sur terre.

Le satellite ERS-2 fut lancé le 21 avril 1995 pour suivre la même orbite que ERS-1 avec 24 heures exactes d'intervalle sur la trace au sol pendant un an. Le 10 mars 2000, l'ESA a perdu le contrôle définitif d' ERS-1 et c'est ERS-2 qui a poursuivi ses mesures sous les même caractéristiques d'orbite, répétitivité et inclinaison. Des détails sur les caractéristiques de ces deux missions se trouvent sur le site de l'ESA (<http://earth.esa.int/ers/>).

2.3.4. La mission ENVISAT

Après le succès des missions ERS-1 et 2, le 10 mars 2002 l'ESA a mis en orbite ENVISAT (*Environnement Satellite*) à 800 km d'altitude, 35 jours de répétitivité et 98.5° degrés d'inclinaison (soit la même orbite que pour les satellites ERS). Ce satellite a été conçu pour l'étude de l'environnement et en particulière le suivi des changements climatiques. La communauté scientifique attend que cette mission contribuera à l'amélioration des décisions prises pour la gestion des ressources de la Terre et de la caractérisation des processus affectant la Terre solide

A bord d'ENVISAT 9 instruments ont été embarqués (figure 2-7) dont 5 sont des versions plus modernes des équipements embarqués sur ERS-2. Un radar altimètre RA-2, un radiomètre à micro-ondes MWR, le LRR et l'ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*). En remplacement du PRARE on trouve un récepteur DORIS. Ceci est un système de haute

précision d'orbitographie et localisation par effet Doppler basé sur un réseau de 52 stations distribuées sur l'ensemble de la surface terrestre. Développé par le CNES, ce système DORIS se retrouve sur les satellites T/P, Jason-1 et Spot 2, 4 et 5.

Pour compléter les instruments embarqués à bord d'ENVISAT pour l'observation de la Terre se trouvent : Un spectromètre MERIS (*MEDium Resolution Image Spectrometer Instrument*) dont la fonction principale est de mesurer la couleur des océans et les zones côtières. À partir de cette information il devient possible d'estimer la concentration en chlorophylle et des matières en suspension. Un outil nommé GOMOS (*Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*) qui assure un suivi continu des profils d'ozone, NO₂, NO₃, OClO, température et vapeur d'eau. Un interféromètre MIPAS (*Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding*) qui mesure la concentration de différents types de gaz de l'atmosphère. Finalement, on y trouve un spectromètre pour la cartographie de l'atmosphère SCIAMACHY (*Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography*).

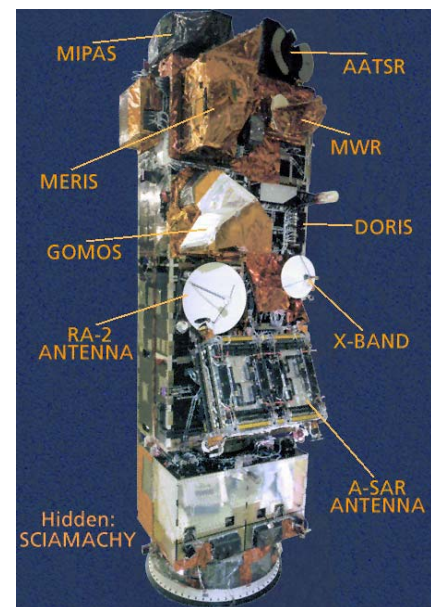


Figure 2.7. ENVISAT

Plus de détails sur chacune des caractéristiques de la mission sont disponibles sur le site de l'ESA (<http://envisat.esa.int/instruments/tour-index/>)

2.3.5. La mission ICESAT

Conçu dans sa totalité par la NASA, ICESat (*Ice, Cloud and land Elevation Satellite*) fut lancé le 12 janvier 2003 avec l'objectif fondamental d'enregistrer des mesures pluri-annuelles de l'élévation des surfaces polaires. Ces mesures sont utilisées pour l'estimation du bilan de masse des glaciers ; de plus, il enregistre de l'information sur l'altitude et d'autres propriétés des nuages ainsi que des caractéristiques de la topographie, et la végétation sur la surface terrestre. Situé à une altitude de 600 km et une inclinaison de 94° ce satellite a eu une répétitivité de 8 jours pendant les cycles de correction et validation ; et de 183 jours pour les cycles dédiés à la mission scientifique.

À bord d'ICESat il n'y a qu'un seul instrument de mesure, le GLAS (*Geoscience Laser Altimeter System*). Cet instrument, à différence de ceux décrits précédemment, met en œuvre une technologie laser, en émettant des pulses infrarouges 40 fois par seconde à 1064 et 532 nm. Chaque écho enregistre l'information d'un disque d'environ 70 m de diamètre sur le sol et éloignés 170m l'un de l'autre.

2.3.6. La mission WatER

Après la présentation des caractéristiques des principales missions altimétriques, nous allons consacrer quelques mots à la première mission altimétrique pour le suivi spécifique des eaux continentales, la mission WatER (*Water Elevation Recovery*). Il s'agit d'une mission de mesure des hauteurs d'eau et de leurs dérivées spatio-temporelles des fleuves, lacs et zones inondées, basée sur l'altimétrie interférométrique (figure 2-8). Par rapport à l'altimétrie conventionnelle qui fournit des données ponctuelles le long de profils espacés de plusieurs

dizaines/centaines de km, l'altimétrie interférométrique fournit une image bi-dimensionnelle avec une résolution horizontale de l'ordre de 50-100 m.

De ce fait, cette technique permet de s'affranchir des problèmes de l'altimétrie conventionnelle (optimisée pour l'océan), à savoir les problèmes de réflexions parasites dues aux sols secs, à la végétation et au relief. Ces limitations de l'altimétrie radar sur les eaux continentales, à partir des missions conçues pour le milieu océanique, seront traitées avec plus de détails dans la section 3.4 de ce chapitre.

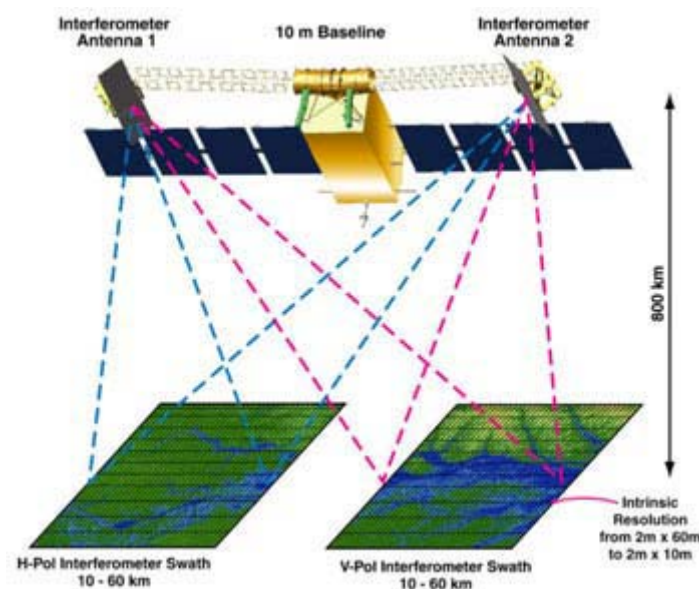


Figure 2-8. WatER.

3. La mesure altimétrique.

Si le concept du radar altimètre est assez simple, sa mise en application pour l'altimétrie satellitaire repose sur la réalisation d'instruments de très haute précision associant un émetteur-récepteur micro-ondes et un calculateur.

3.1. Le principe de la mesure radar.

Le principe de la mesure radar repose sur l'émission de pulses micro-ondes de haute fréquence (environ 1.7 kHz) au nadir de satellite vers la surface terrestre. Réfléchi par la surface illuminée, une partie du signal émis retourne vers l'émetteur à bord du satellite. Toute l'information recherchée est contenue dans la forme de l'écho reçu, en particulier le temps de trajet aller-retour. La durée du pulse (normalement de 3 ns), fonction des caractéristiques de l'altimètre, permet de comparer le signal émis à une portion de coquille sphérique.

Le principe de l'altimétrie radar repose sur le temps aller-retour de l'onde émise. Cependant, toute l'information que l'on cherche n'est pas contenue que dans cet intervalle de temps mais aussi dans la quantité d'énergie qui est réfléchi par la surface illuminée. Prenons comme exemple la figure 2-9 qui illustre la progression d'un pulse dès son émission jusqu'à sa réflexion sur une surface plate et horizontale. Le signal quitte l'émetteur sous une forme comparable à une coquille sphérique. Au premier contact entre le signal et la surface terrestre la surface illuminée est un simple point. Cette surface s'accroît ensuite sous forme d'un

disque puis d'un anneau. Sous la forme du disque, la zone éclairée augmente jusqu'à avoir sa taille maximale (connue comme « *pulse limited footprint* ») pour se transformer ensuite en une couronne de surface constante mais dont le diamètre croît jusqu'à atteindre les limites du faisceau (limite connue comme « *beam limited footprint* »). La puissance de l'écho suit une évolution similaire. La représentation de la puissance reçue par l'altimètre en fonction du temps porte le nom de *forme d'onde*. Le temps aller-retour, à partir duquel est calculé la distance satellite-surface réfléchissante, est classiquement trouvé sur le front de montée, à mi-hauteur de la puissance maximale

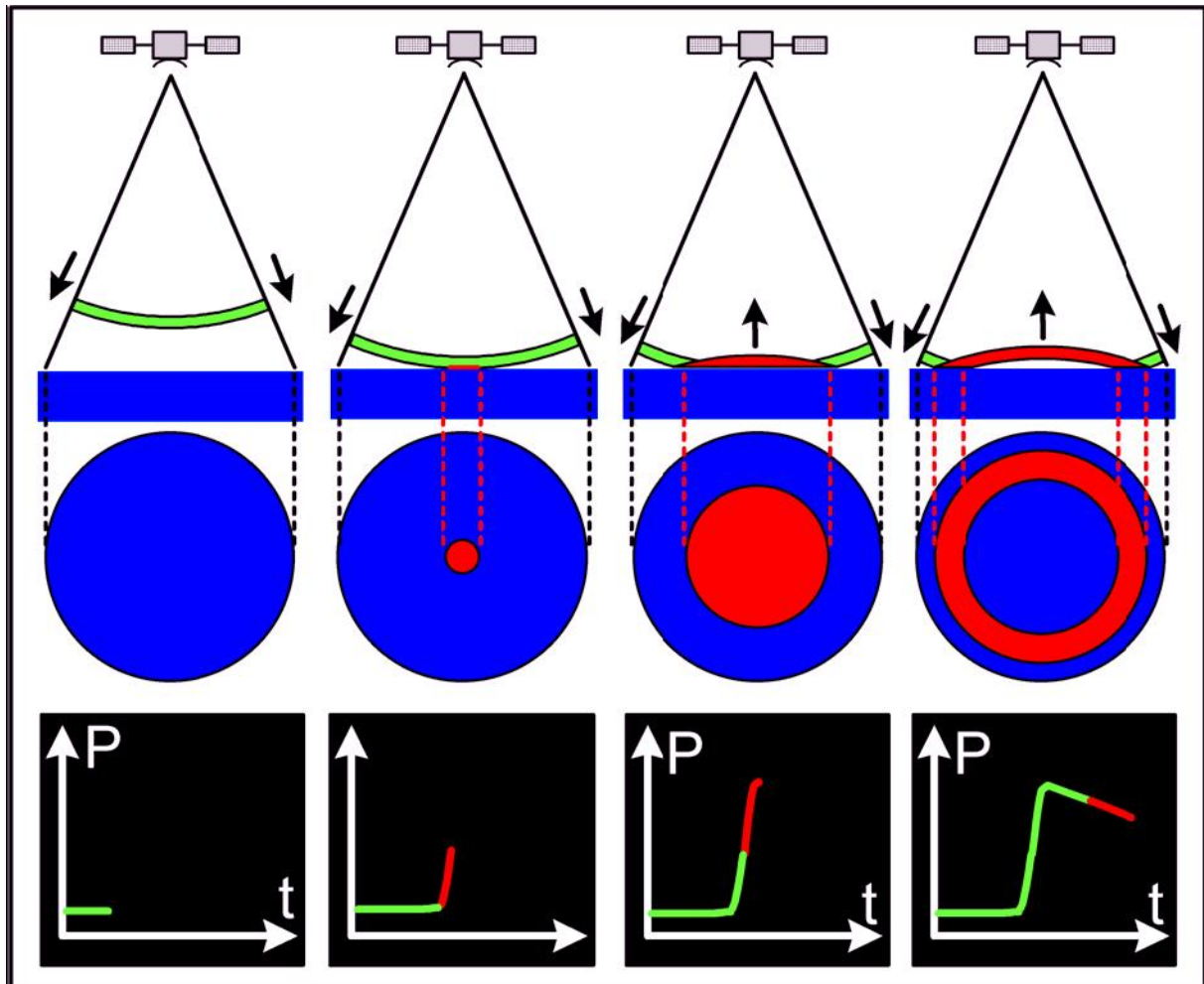


Figure 2-9. Formation de l'écho dans le cas idéal d'une surface plate et horizontale. Le schéma du bas montrent la forme d'onde équivalente.

Dans la pratique, la surface illuminée sera difficilement plate et horizontale. Par contre elle sera plutôt composée par nombreuses facettes situées à des hauteurs variables qui vont produire une distorsion de la forme d'onde et l'introduction de bruit à haute fréquence (figure 2-10). Pour augmenter le rapport signal/bruit il convient de moyenner les échos individuels par paquets pour obtenir un signal exploitable. Le traitement de ces échos radars effectués en principe à bord du satellite et ensuite au sol au moyen d'algorithmes sophistiqués, est connu sous le nom de *tracking* et *retracking* respectivement, procédures qu'on décrira par la suite.

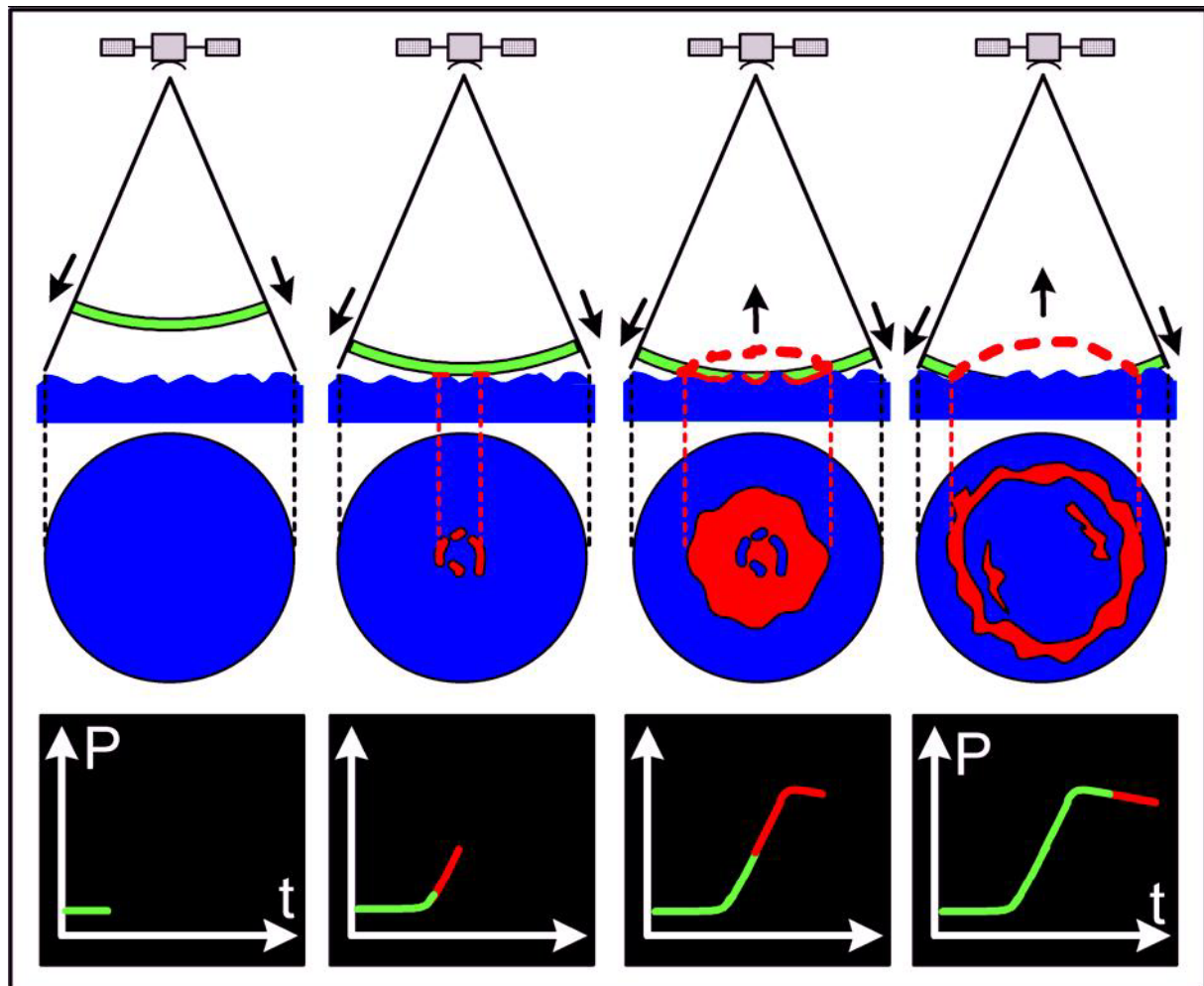


Figure 2-10. Formation de l'écho dans le cas d'une surface de multiples facettes.

3.2. Traitement des mesures altimétriques.

Jusqu'à ici nous avons montré que l'information des mesures altimétriques la plus utilisée dans la pratique correspond à la grandeur h qui est déduite des estimations de R et de H . Cependant, il existe d'autres paramètres qu'on peut déduire à partir du traitement des signaux altimétriques (figure 2-11) ; traitement dont le principe consiste à ajuster à la forme d'onde obtenue, un modèle de forme d'onde théorique, comme par exemple le modèle de Brown (Brown, 1977). Ce traitement permet d'extraire des informations telles que :

- **Le « range ».** Calculé précisément à partir de la durée du trajet aller-retour entre l'émission de l'onde et le milieu du front de montée.
- **La dispersion de l'altitude des facettes réfléchissantes.** Déduite de la largeur du front de montée. Elle caractérise la macro-rugosité de la surface ou la pénétration du signal dans le milieu. Cette information est utilisée pour l'estimation de la hauteur des vagues par exemple.
- **Le coefficient de rétrodiffusion (σ_0).** Exprimée en décibels (dB), cette information représente l'énergie total reçue par l'altimètre par rapport à l'énergie total émise. Elle s'obtient par conséquence en calculant l'intégrale de la forme d'onde. Ce coefficient

varie en fonction de la nature et l'agitation de la surface réfléchissante. Une surface recouverte d'eau au repos peut être comparé au cas de la figure 2-9 et produire des échos très puissants supérieurs à 40 dB. Si la surface est agitée (figure 2-10), comme c'est souvent les cas pour les surfaces des océans et les parties centrales des grands lacs, les facettes réfléchissantes renvoient le signal dans plusieurs directions et pas uniquement vers le satellite. Dans cette situation le σ_0 prend des valeurs plus faibles, de l'ordre de 12 dB (Mercier, 2001). Sur les petits plans d'eau intérieurs, cette agitation est en générale beaucoup plus faible ce qui se traduit par des coefficients supérieurs à 20 dB (Birkett, 1998). Mercier (2001) montre par contre qu'il est toujours préférable de considérer une fourchette assez large des valeurs de σ_0 sur les eaux continentales, entre 12 et 50 dB par exemple. Ceci en raison de la très grande diversité des terrains survolés, tant par la géométrie variable dans le temps et dans l'espace des frontières terre/eau, que par les différences de nature ou de taille des plans d'eau.

- **La pente du flanc.** Fournit des informations sur le dépointage de l'antenne et sur une éventuelle pénétration du signal dans le milieu réfléchissant comme la neige par exemple.

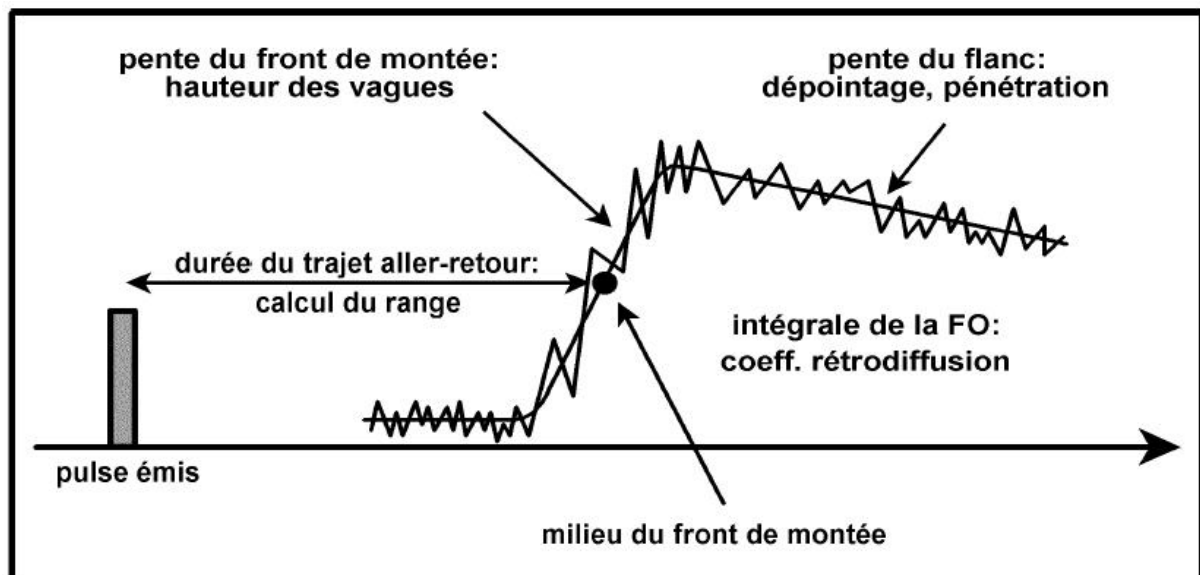


Figure 2-11. Information contenue dans la forme d'onde.

3.2.1. Tracking et Retracking.

Le traitement décrit est d'abord effectué à bord du satellite sous le nom de *suivi de bord* ou *tracking*. Un tel traitement consiste à ajuster le milieu de front de montée afin de permettre à l'altimètre d'optimiser les paramètres d'acquisition de l'instrument pour les mesures suivantes. Un traitement différent peut aussi être effectué au sol mais à l'aide d'autres algorithmes. Cette opération porte le nom de *retraitement* ou *retracking*. Les algorithmes utilisés pour ce retraitement peuvent ainsi être adaptés au type de surface survolée par l'instrument au moment de l'acquisition des mesures

Frappart (2006) présent en détail les différents types d'algorithmes disponibles pour l'opération du retracking et développés pour l'étude des terres émergées. En général ils peuvent être classés selon la méthode qu'ils utilisent pour le retraitement :

- **Méthodes de Seuillage.** Ce sont les algorithmes basés sur l'estimation de la amplitude la forme d'onde. Cette estimation doit être peu sensible aux changements de forme de l'écho radar et au *bruit de speckle* (l'effet du bruit diminuant à mesure que le nombre de points d'échantillonnage de la forme d'onde augmente). Les algorithmes Sea Ice et Ice-1 sont basés dans cette méthode.
- **Méthodes analytiques.** L'objectif de ces algorithmes est de faire coïncider la forme d'onde mesurée avec un modèle théorique d'écho radar, caractéristique de la surface considérée, défini au moyen du modèle de Brown (1977). Tel est les cas de l'algorithme de retraitement Ice-2, développé pour l'étude des calottes polaires de l'Antarctique et du Groënland.
- **Méthodes de reconnaissance de formes.** Ces méthodes consistent à trier les formes d'onde en fonction de leur aspect et ensuite de leur appliquer un algorithme de retraitement adapté à chaque type identifié. Berry (2005) utilise cette approche, à l'aide d'un « système expert » de 11 algorithmes.

3.2.2. Les formes d'onde au milieu continental.

Comme nous l'avons montré ci-dessous, les formes d'onde sont la représentation de la puissance de l'écho reçu par l'altimètre en fonction du temps. Guzkowska et al. (1986; 1990) montre que dans le domaine continental ces formes d'onde peuvent être classées sous quatre catégories principales (figure 2-12):

- Formes d'onde « Océaniques ». Caractérisées par un front de montée assez marqué et un large plateau décroissant doucement, couramment produites par de surfaces planes de diffusion uniforme comme les lacs, les fleuves larges ou des plaines d'inondation d'une surface assez importante pour que l'écho ne soit pas perturbé par des réflexions parasites en provenance des terres émergées ou de la végétation.
- Formes d'onde quasi-spéculaire. Le front de montée de ces ondes est quasi-vertical, mais à la différence des précédentes, celles-ci présentent une décroissance rapide du flanc descendant. Elles sont particulières des surfaces lisses comme les marais, les fleuves ou les étendues d'eau de petite taille.
- Forme d'onde à large pic. Ces formes d'onde sont caractérisées par une décroissance du flanc descendant moins rapide que les échos quasi-spéculaires. Elles peuvent être classifiées en trois sous-ensembles : celles qui présentent un front de montée marqué, typique des étendues plates ou de faible pente comme les zones de transition entre la terre et l'eau. Un deuxième type où est présente une composante de diffusion après le pic. Dans ce cas, l'étendue d'eau est voisine d'une surface de faible réflectivité. Et un type d'onde formé d'un pic entouré de deux composantes de diffusion qui correspondent à une zone en eau entourée d'un terrain de faible réflectivité, caractéristiques des fleuves et petits lacs.
- Forme d'onde à plusieurs pics. Dans ce cas, chaque pic correspond à une zone en eau illuminée à différent intervalle de temps. Ce souvent le cas d'un fleuve qui est divisé en plusieurs bras.

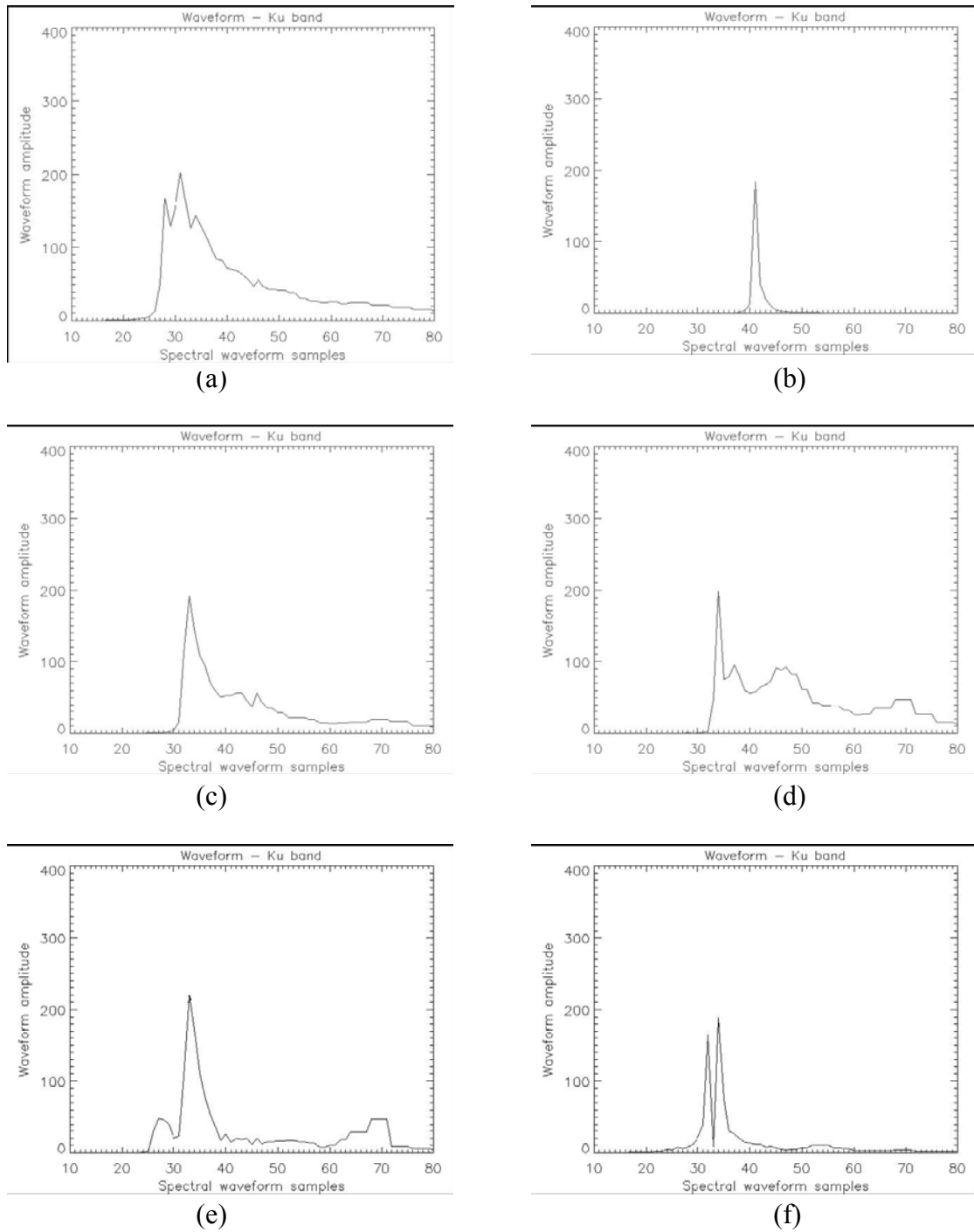


Figure 2-12. (a). Forme d'onde Océanique. (b). Forme d'onde quasi-spéculaire. (c), (d), (e). Formes d'onde à large pic. (f). Forme d'onde à plusieurs pics. (Frappart, 2006)

3.3. Les corrections apportées aux mesures altimétriques en domaine continental.

Les signaux émis et captés par le radar traversent un milieu que n'est pas vide. Pendant son trajet aller-retour à travers de l'atmosphère, certains éléments comme la quantité d'électrons présents, l'air sec de l'atmosphère et la vapeur d'eau, font ralentir la vitesse de propagation de l'onde. Ces phénomènes, peuvent amener à une surestimation du range de près de 2.5m (Mercier, 2001). Il faut donc appliquer des **corrections de propagation** à la détermination du range. De plus, la déformation de la Terre solide sous l'effet de l'attraction de la Lune et le Soleil et la variation en l'orientation de son axe de rotation, modifient aussi en l'estimation précise du range avec une erreur de l'ordre de 20 cm. Ces dernières sont connues comme **corrections géophysiques**.

Considérant que la précision qu'on cherche est de l'ordre de quelques centimètres, ces éléments perturbateurs doivent être identifiés à fin de déduire les corrections qu'il faut appliquer au signal. Certains de ces corrections sont considérées directement par le satellite grâce à des instruments spécifiques installés à bord ; d'autres corrections sont déduites au sol à l'aide de modèles climatologiques. Chelton et al. (2001) présentent une étude détaillée de toutes ces corrections. Ici, nous synthétisons celles considérées pour le traitement des mesures dans le domaine continental.

3.3.1. Les corrections de propagation.

Correction Ionosphérique

La vitesse de propagation d'une onde électromagnétique est diminuée de façon proportionnelle au contenu en électrons libres présents dans l'ionosphère, milieu situé entre 60 et 500 km d'altitude. Dans ce milieu, la présence des électrons libres est provoquée par l'ionisation des atomes présents sous l'effet de la radiation solaire. La teneur d'électrons libres dans l'atmosphère dépend principalement de la latitude, de l'heure à laquelle la mesure a été prise, de la saison et aussi du cycle d'activité solaire.

La diffusion du signal radar par les électrons contenus dans l'ionosphère peut allonger la distance entre 2 à 30 mm (Frappart 2006). Cette correction peut être estimée à partir des mesures effectuées par les systèmes de positionnement bi-fréquence à bord des satellites, comme le système DORIS (Détermination d'Orbite par Radiopositionnement Intégré sur Satellite). Il s'agit d'un instrument bi-fréquence dont le principe de fonctionnement repose sur la mesure du décalage Doppler de signaux radio-électriques émis par des stations au sol. Ses mesures interviennent dans le calcul précis de l'orbite du satellite et dans le calcul de la correction ionosphérique (Fu et Cazenave, 2001).

Correction de troposphère sèche

Au-dessous de l'ionosphère, de 0 à 15 km d'altitude se trouve la troposphère. Les gaz ici présents, en particulier le diazote et le dioxygène, modifient l'indice de réfraction atmosphérique et ralentissent le rayonnement électromagnétique émis par l'altimètre. Cet allongement du range varie en fonction de la pression atmosphérique (et donc de l'altitude).

La correction à appliquer sur la mesure est de l'ordre de 2.3 m au niveau de la mer et varie suivant de la quantité d'air traversée. A différence de la correction ionosphérique, les satellites n'ont pas été équipés par des instruments capables de mesure la pression atmosphérique. Celle-ci est calculée au sol à partir de modèles météorologiques comme par exemple le modèle ECMWF (*European Center for Medium-range Weather Forecast*) (Trenberth et Olson, 1988).

Correction de troposphère humide

Dans la même couche atmosphérique, la présence d'eau, soit liquide, soit gazeuse, provoque aussi un ralentissement de l'onde radar. Les valeurs les plus importantes de cette correction se trouvent dans la zone intertropicale, où l'humidité de l'air c'est plus importante.

Cette erreur, qui peut être de l'ordre de quelques millimètres dans une couche froide et de 40 cm pour l'aire chaude et humide (Tapley et al. 1982), est corrigée à partir des mesures réalisées par les radiomètres à bord des altimètres. Néanmoins, cette correction est efficace que sur les océans. En effet, sur les eaux continentales, les mesures du radiomètre intègrent les émissions thermiques des différentes surfaces survolées ; ceci à cause du diamètre de la tâche au sol, normalement, de plusieurs dizaines de kilomètres. En conséquence, les corrections apportées par le radiomètre sont inutilisables pour le calcul de la correction de troposphère humide en domaine continental. Les corrections de troposphère humide sont donc déduites des sorties des modèles météorologiques comme le ECMWF ou le NCEP (*National Center for Environmental Prediction*).

3.3.2. Les corrections géophysiques.

Correction de la marée solide

Comme nous l'avons présenté à l'introduction de cette section, dans un processus comparable à celui de la marée océanique, la Terre solide subit des déformations sous l'action conjuguée des attractions exercées par la Lune et le Soleil ; ceci est connu sous le nom de marée solide. Le déplacement vertical du manteau continental et des eaux qui le recouvrent peut attendre des déformations proches de 20 cm. Avec une précision meilleure que le centimètre, cette correction est parfaitement modélisée (Cartwright et Tayler, 1971).

Correction de la marée polaire.

De la même façon, la surface terrestre subit une déformation verticale due aux changements d'orientation de l'axe de rotation terrestre dans l'espace. Normalement, l'orientation moyenne de l'axe coïncide avec celle, fixe, de l'axe vertical de l'ellipsoïde de référence. Le mouvement de l'axe de rotation de la Terre se traduit par un déplacement vertical de la surface terrestre, par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé, d'une amplitude de l'ordre de 2 cm maximum et étalé sur plusieurs mois. Cet effet est aussi parfaitement modelable (Wahr, 1985).

3.4. Limitations des mesures altimétriques en milieu continental.

D'une façon générale, du point de vue de la mesure altimétrique, il est possible de considérer les eaux océaniques comme un milieu homogène : l'écho radar n'est réfléchi que par l'eau. Par contre, en milieu continental, cette situation ne se reproduira que sur les grandes surfaces en eau comme sur les grands lacs ou les fleuves larges ; car ailleurs, la tache au sol de l'altimètre sera fréquemment contaminée par la présence de terres émergées. Interprétée comme une hétérogénéité de la surface réfléchissante, cette contamination a des conséquences notables sur le fonctionnement de l'instrument et la précision des mesures.

Dans un milieu hétérogène il est nécessaire de distinguer la surface réfléchissante (échogène) de la surface illuminée. En effet, cette surface échogène est constituée de l'ensemble des facettes réfléchissantes qui, illuminées simultanément, donnent naissance à un écho suffisamment puissant pour être capté par l'altimètre et à la fois dominer l'ensemble de la forme d'onde. Or, le problème est que les surfaces les plus échogènes ne sont pas forcément situées au nadir du satellite. Mercier (2001) montre que si aucun réflecteur notable n'est présent dans l'immédiate proximité du nadir, l'écho retour pourra être dominé par des réflexions en provenance de facettes illuminées lors du déplacement de la couronne. Or, ces zones peuvent être situées jusqu'à une quinzaine de kilomètres du nadir pour une mesure à 1 Hz, introduisant par conséquent une erreur de l'ordre de la dizaine de mètres sur la détermination du range.

Une autre limitation des mesures altimétriques sur les continents est liée à la présence d'un relief important autour du plan d'eau considéré. Il est possible que l'altimètre enregistre la hauteur de ce relief et non celle de l'eau, l'écho par le relief lui parvenant nettement plus tôt. Il est possible aussi que le signal venant du relief et celui en provenance de l'eau peuvent être contenus dans la même fenêtre de réception, dans ce cas, il faut alors différencier les deux signaux dans la forme d'onde qui aura plusieurs pics (figure 2-12f) pour obtenir le vrai range.

Le terme précédent de fenêtre de réception fait référence à une sorte de cadran d'une longueur constante qui doit être centré sur la date probable de retour du signal et sa hauteur calibrée sur la puissance prévue. Une telle calibration, qui est ajustable en fonction de l'écho à venir, permettra de placer l'écho reçu en occupant la taille maximale de cette fenêtre. Mais, lorsque les conditions de mesure deviennent trop mauvaises, c'est-à-dire que la forme d'onde ne ressemble plus à une forme d'onde océanique, les réglages concernant la position et l'amplitude de la fenêtre d'enregistrement ne sont plus en mesure d'adapter les paramètres d'acquisition au terrain rencontré et par conséquent l'altimètre « **décroche** ». Une fois décroché, lorsqu'il rencontrera à nouveau un terrain favorable, des processus automatiques de réinitialisation de l'instrument s'amorcent de manière à lui permettre de s'adapter aux nouvelles conditions de mesure. Dans le cas de T/P, cette adaptation prend de 1 à 3 secondes pour s'effectuer (Fu et Cazenave, 2001). Pendant ce temps, le satellite aura déjà parcouru plusieurs kilomètres d'où l'absence fréquente de mesures sur les petites étendues d'eau ou la traversée des fleuves. Des missions comme ERS-1, ERS-2 et ENVISAT ont été conçues sur la base des fenêtres de réception élargies pour réduire les pertes d'observations liées au décrochage de l'altimètre.

Un cas contraire, vu comme une autre limitation des mesures altimétriques sur les eaux continentales, se présente lorsque l'altimètre reste « **accroché** ». Cette situation se produit

lorsque l'altimètre continue de mesurer la hauteur d'une surface réfléchissante qu'il vient de survoler mais qui n'est plus située à son nadir. Le temps de trajet aller-retour de l'onde entre le satellite et la surface au nadir, et par conséquent la mesure altimétrique, est surestimée. En effet, dans ce cas, le range calculé correspond toujours à la distance séparant le satellite de la cible, mais celle-ci est mesurée selon un trajet oblique et non plus vertical (figure 2-13). Le range s'accroît donc au fur et à mesure de l'éloignement du satellite et la fenêtre d'acquisition est par conséquent progressivement décalée pour tenter de suivre cette augmentation du range qui à la fin peut introduire des erreurs sur la hauteur ellipsoïdale de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres !!!

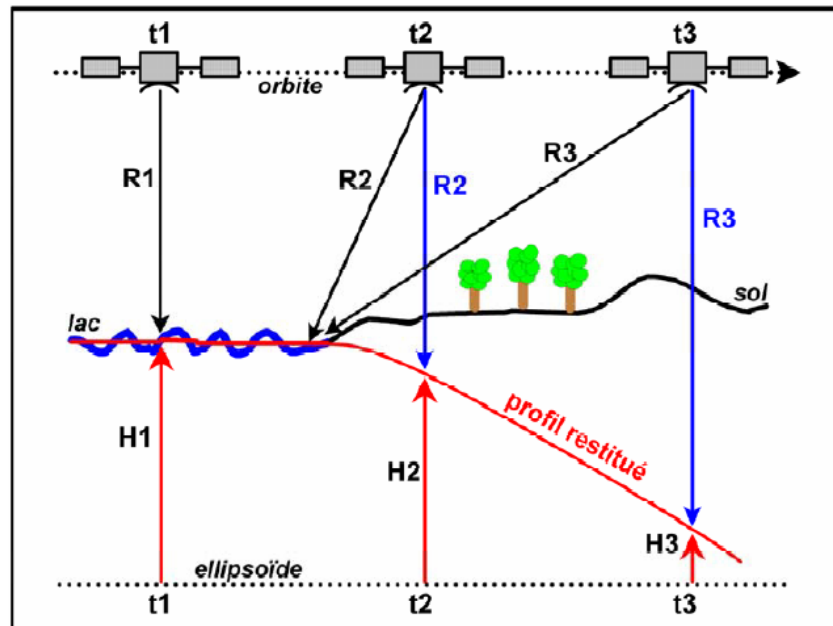


Figure 2-13. Accrochage de l'altimètre sur un plan d'eau.

4. Sélection des mesures altimétriques pour l'application en hydrologie.

Le cadre théorique présenté précédemment montre que l'utilisation des mesures altimétriques pour l'analyse des variations de hauteur d'eaux continentales est conditionnée par la quantité et la qualité des données disponibles sur la zone d'étude. Au même temps, il a été présenté comment cette qualité et cette quantité des données sont limitées non seulement par les caractéristiques du radar altimètre qui fait la mesure mais aussi par les caractéristiques de la surface illuminée. Dans cette section nous présenterons alors les types de données utilisées dans le cadre de cet étude ainsi que le méthodologie appliqué pour le traitement des mesures altimétriques jusqu'à l'obtention des séries temporelles représentant les variations de hauteur d'eau des zones considérées.

4.1. Les produits altimétriques utilisés dans cette thèse.

Les données altimétriques utilisées au cours de cette thèse ont extraites de la **base de données du CTOH** (Centre de Topographie d'Océan et Hydrologie) au LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales). L'étude est basée principalement sur les

mesures altimétriques enregistrés par les missions T/P et ENVISAT. Les principales caractéristiques de ces missions sont résumées dans le Tableau 1-1.

MISSION	T/P	ENVISAT
Objectif	Suivi de la surface des océanes	Suivi des océanes et étude de l'environnement
Altitude	1336 km	800 km
Inclinaison de l'orbite	66.6°	98.5°
Distance inter-trace à l'Equateur	315 km	80 km
Répétitivité	10 jours	35 jours
Algorithme de tracking	Algorithme de suivi de bord	OCEAN, ICE-1, ICE-2, SEA- ICE
Fréquence de mesures	10 Hz	20 Hz
Distance entre deux mesures	580 m	350 m
No. de traces	254	1002
Hauteur de référence	Référence T/P (~706 mm au-dessous du WGS84, pas de biais instrumental significatif)	WGS84 (une correction moyenne de 400 mm de biais instrumental a été appliquée)
Période de données utilisées dans cette étude	Ancienne orbite : 13/10/1992 - 5/08/2002 Nouvelle orbite : 30/09/2002 - 20/12/2005	02/10/2002 – à ce jour

Tableau 2-1. Caractéristiques des missions T/P et ENVISAT.

Les missions T/P et ENVISAT sont celles qui ont fourni le plus de mesures sur les eaux continentales (Frappart et al., 2005). En effet, l'altimètre Jason-1, par exemple, est handicapé par de trop fréquents décrochages (Frappart et al., 2006). Pour ce qui des missions ERS 1 et 2, le traitement initial avec l'algorithme de type océan donne des résultats médiocres. Un retracking avec l'algorithme ICE-2 a été réalisé au LEGOS mais la distribution des données n'étant pas encore opérationnelle, elles n'ont pas été utilisées dans ce travail.

4.2. Obtention des séries temporelles de hauteur altimétrique.

4.2.1. Extraction des mesures à partir de la base de données du CTOH.

La première étape dans le traitement des mesures altimétriques, qui amènera à l'élaboration des séries temporelles représentant la variation des hauteurs d'eau, consiste en l'extraction des mesures à partir de la base de données du CTOH. Les données disponibles sur cet outil ont déjà été traitées à bord du satellite (tracking) et retraités sous sol (retracking) et sont prêtes à être utilisées. Une telle extraction commence par la sélection du type de donnée à utiliser (T/P, ENVISAT, ERS, etc). Ensuite, l'extraction est faite en définissant d'abord une fenêtre géographique générale de la zone d'intérêt et les attributs des mesures ainsi que le nombre de cycles souhaités. Le résultat de ce processus correspond à l'obtention d'un fichier de type binaire pour chaque cycle contenant les valeurs moyennes par seconde des attributs

sélectionnés. Tels attributs sont choisis en fonction de l'application pour laquelle les données seront utilisées. Un géophysicien, par exemple, sera plus intéressé en l'analyse des quatre systèmes de tracking d'ENVISAT pendant qu'un hydrologue s'intéressera plutôt aux données déduites par celui qui présente les mesures de plus haute qualité sur l'eau. L'Annexe 1 présente la liste des attributs disponibles des missions T/P et ENVISAT.

En hydrologie, les attributs normalement choisis sont : numéro de la trace, jour, longitude, latitude, hauteur de l'orbite, hauteur altimétrique ou range et les valeurs des corrections géophysiques et de propagation.

4.2.2. *Correction et sélection des mesures valides.*

Dans cette étape auront lieu toutes les opérations nécessaires pour la détermination des cotes des surfaces en eau mesurées par rapport à une surface de référence (h dans la figure 2-1). Comme nous l'avons déjà montré, ces opérations consistent en principe à l'obtention de h par différence entre la hauteur de l'orbite et la hauteur de l'altimètre ainsi que par l'application des corrections géophysiques et de propagation décrites dans la section 3.3.

Dans le cas de données T/P et ENVISAT nous avons estimé les mesures altimétriques à une fréquence de 10 Hz et 20 Hz respectivement. Dans cette étude, l'ensemble de ces opérations ont été effectuées de façon automatique en utilisant une chaîne de traitement développé en AVENUE (langage de programmation d'ArcView 3.2). L'Annexe 2 présent, pas à pas, la description de chaque opération pendant le traitement de données T/P (un traitement similaire a été ajusté aux données ENVISAT) jusqu'à l'obtention de stations virtuelles pour lesquelles il est possible déduire une série temporelle de la hauteur d'eau.

Le fait de traiter les données directement sur un SIG comme ArcView (AV) offre la possibilité de visualiser automatiquement les mesures altimétriques (traces et caractéristiques de chaque mesure) sur une carte ou image satellite géoréférencée sur le même système que les données corrigées. Cet avantage permet de faire une sélection minutieuse des stations virtuelles en évitant d'inclure des mesures qui ne se trouvent pas sur la surface en eau (figure 2-14) et qui vont sûrement altérer les résultats sur une série temporelle (Mercier, 2001)

4.2.3. *Séries temporelles de hauteur d'eau.*

A la fin du processus décrit précédemment, l'information disponible pour chaque station virtuelle permettra d'estimer les séries temporelles de hauteur d'eau en calculant la médiane journalière de l'ensemble des mesures. Frappart et al. (2006) ont en effet montré que le faible nombre de mesures et la forte probabilité de points faux (en fait des réflexions parasites) faisaient que la médiane était un meilleur estimateur que la moyenne de la hauteur la plus probable à chaque passage. La dispersion autour de la valeur médiane est donnée par l'écart absolu médian (EAM) :

$$EAM(h) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N |h_i - h_{med}|$$

Où, N est le nombre d'observations, h_i la $i^{\text{ème}}$ observation et h_{med} la médiane des observations. Les figures 2-15 et 2-16. sont un exemple séries temporelles obtenues à partir de données T/P sur le Rio Negro et sur l'Amazone respectivement.

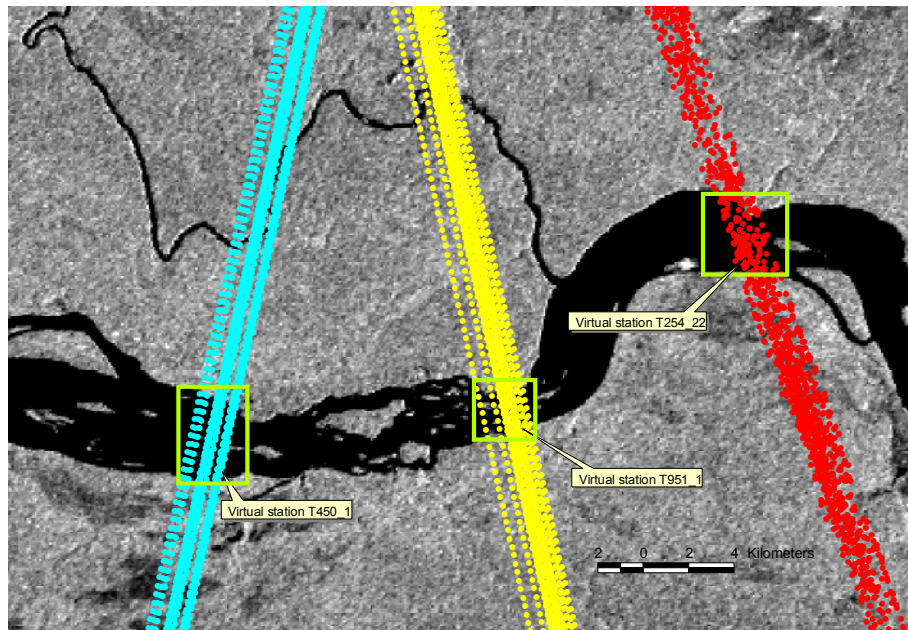


Figure 2-14. Définition de stations virtuelles sur AV. La carte de base est une image JERS-1 (mars - avril 1996) entre les stations de Curicuriari et Serrinha dans le Bassin du Rio Negro. En bleu et jaune des mesures ENVISAT à 20 Hz (traces 450 et 951), en rouge une trace T/P à 10 Hz (trace 254).

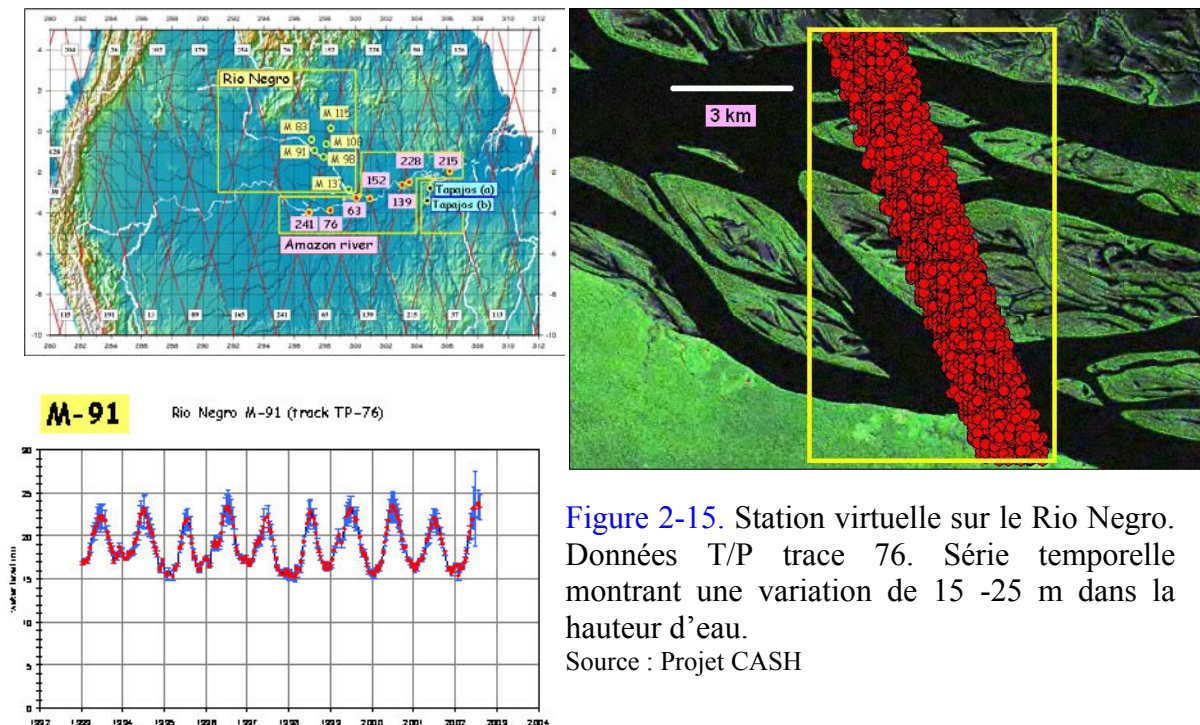


Figure 2-15. Station virtuelle sur le Rio Negro. Données T/P trace 76. Série temporelle montrant une variation de 15 -25 m dans la hauteur d'eau.
Source : Projet CASH

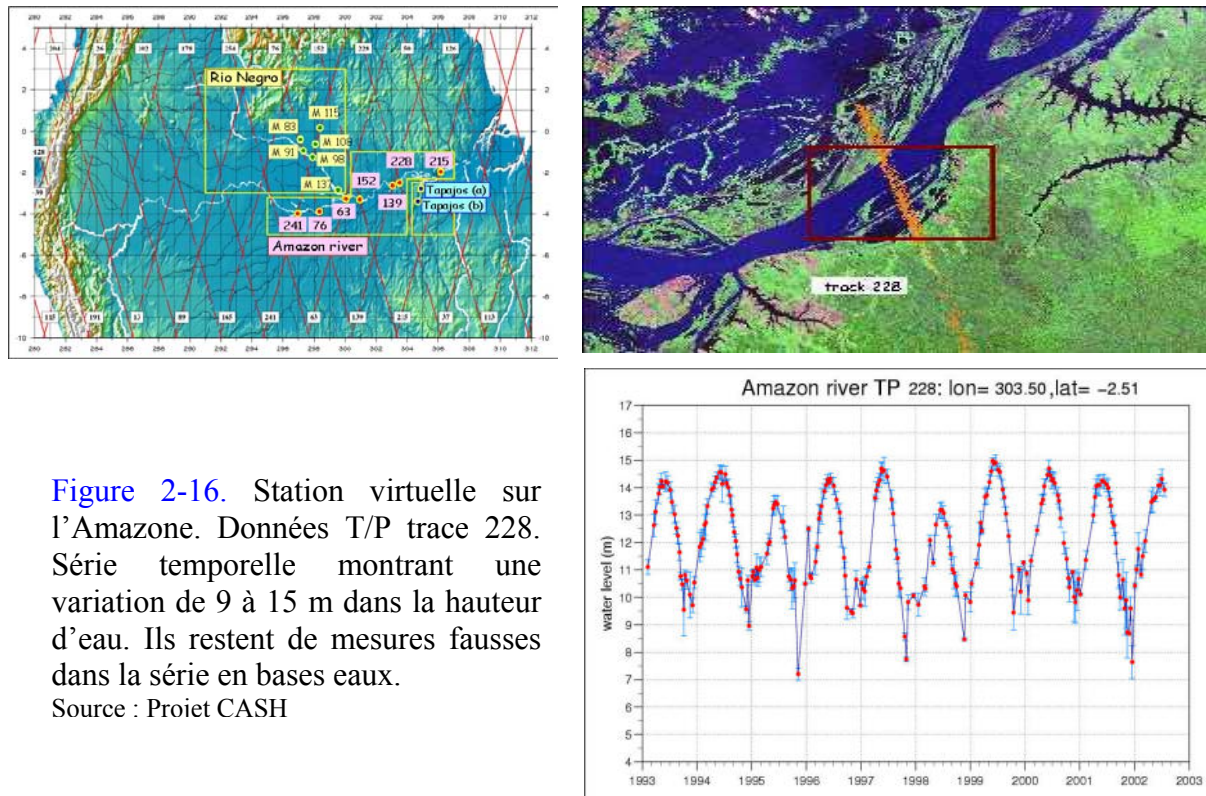


Figure 2-16. Station virtuelle sur l'Amazon. Données T/P trace 228. Série temporelle montrant une variation de 9 à 15 m dans la hauteur d'eau. Ils restent de mesures fausses dans la série en bases eaux.

Source : Proiet CASH

4.2.4. Validation initiale des données altimétriques.

Une première validation permet de vérifier la qualité des séries temporelles calculées au niveau des stations virtuelles. Elle consiste à comparer les mesures altimétriques avec les registres in-situ. Le cas idéal, bien sûr, se produit lorsqu'une station virtuelle se trouve juste au-dessus d'une station hydrologique (figure 2-17). Cependant, ce cas ne se présente pas très fréquemment et il faut rechercher les stations les plus proches pour tenter de comparer les deux séries. Une telle comparaison est conditionnée non seulement par la distance séparant une station virtuelle d'une station in-situ mais aussi des caractéristiques physiques de la section transversale à chaque endroit ainsi qu'à l'apport de tributaires qui arrivent entre les deux stations. En effet, comme nous montrerons dans le Chapitre 5, un changement important de section ou de régime hydrologique dans le tronçon qui sépare les deux stations (présence d'une île, zone d'inondation, etc.) peut empêcher la comparaison des deux séries; même si elles ne sont éloignées que par quelques kilomètres. Dans ce cas, il faut faire appel à l'hydrologie pour la mise en jeu d'un modèle qui permettra de propager les débits/cotes aux endroits non jaugés.

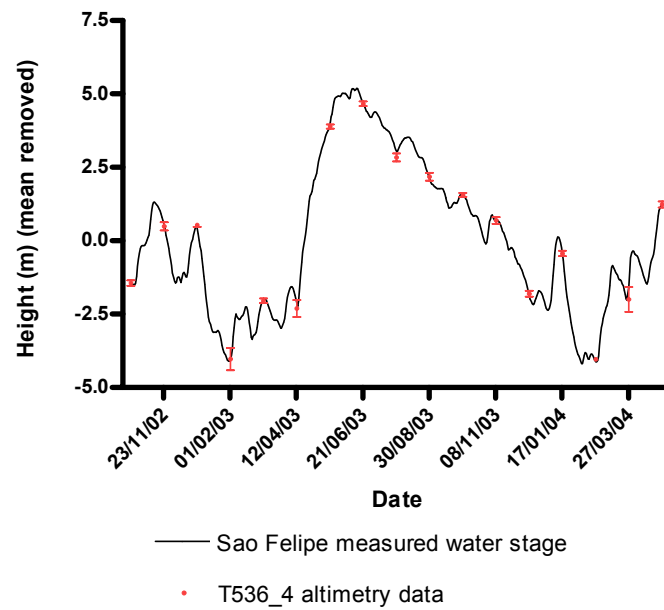


Figure 2-17. Validation d'une station virtuelle ENVISAT (trace 536) avec une série de cotes in situ au niveau de la station de Sao Felipe sur le Rio Negro. Le rms entre les deux séries est de 12cm.

III. Régionalisation des débits sur le bassin versant du Rio Negro a l'aide d'un modèle de transfert de flux.

1. Introduction

Le bassin versant du Rio Negro, avec une surface de 715.000 km², s'étend sur la Colombie (10%), le Venezuela (6%), la Guyane (2%) et le Brésil (82%), ce qui correspond environ à 11% de la surface totale du Bassin Amazonien. Le Rio Negro apporte en moyenne près de 30.000 m³/s au cours principal de l'Amazone, ce qui correspond à 30% de l'eau parvenant à l'océan. Ce flux fait du Rio Negro le principal tributaire du fleuve Amazone et le 5^{ème} fleuve au monde par son débit.

Jusqu'à ce jour, aucune tentative de modélisation hydrodynamique n'est rapportée dans la littérature sur cette partie du Bassin Amazonien. Comme nous l'avons rappelé dans le premier chapitre, la plupart des modèles qui ont été appliqués sur le bassin pour l'estimation des écoulements de surface ont été basés principalement sur l'utilisation de variables climatologiques, avec les imprécisions de ce type d'approche dues aux sous-estimations des précipitations, en particulier. En effet, dans le bassin du Rio Negro, comme dans la plupart des sous bassins de l'Amazone, la mesure des précipitations est insuffisamment distribuée. Par exemple, pour les sous bassin dont l'exutoire est la station hydrologique de Serrinha, on dispose de données de pluie à une station pluviométrique pour 80.000 km². Dans le domaine de la modélisation hydrodynamique, Richey et al. (1989) ont utilisé un modèle de propagation des flux sur 2000km du cours principal de l'Amazone par une méthode de Muskingum basée sur la géométrie de sections espacées d'environ 100km.

Notre zone d'étude a été choisie comme représentative de la partie amont des bassins, là où l'insuffisance de la spatialisation des pluies est la plus critique, et donc là où une approche hydrodynamique est la plus adaptée. L'analyse des données in situ disponibles, combinée avec la recherche de la méthode la plus simple possible pouvant tirer parti de l'apport des données d'altimétrie spatiale nous a conduit à choisir une méthode de propagation basée sur une formulation pseudo-dynamique adaptée de la méthode de Muskingum-Cunge. En effet, cette méthode de propagation du flux permet la spatialisation des débits en tout point d'un tronçon considéré en fonction d'un hydrogramme à l'entrée du système et les caractéristiques physiques moyennes de la rivière telles que: la pente du fond du lit, l'épaisseur de la lame d'eau et la vitesse du flux. Pour l'instant, la méthode de propagation du flux développée a les limitations suivantes: il est nécessaire de disposer des données de débit en entrée et en sortie de chaque tronçon de base, pour tenir compte des apports latéraux du bassin; le régime hydraulique est considéré comme un régime permanent en écoulement turbulent, c'est à dire que l'écoulement est soumis principalement à la gravité et que les forces d'inertie peuvent être négligées, donc que le nombre de Froude est inférieur à 1; comme la pente du fond est approchée par la pente de la surface libre en basses eaux, on suppose le flux uniforme, au moins à cette période de l'année.

Cette étude a été l'objet d'une première publication actuellement en révision à *Journal of Hydrology*. Cette publication résumée ci-après constitue le corps de ce chapitre.

2. Résumé.

L'article « Estimation de débits distribués pour le bassin du haut Rio Negro par un modèle de Muskingum-Cunge contraint par des données d'altimétrie radar » présente les résultats des estimations de débit, entre 1980 et 2004, à différentes sections de la partie haute du bassin du Rio Negro, particulièrement, aux stations virtuelles T/P, qui sont les intersections entre le cours du fleuve et les traces au sol de l'orbite du satellite. Ces stations virtuelles sont situées sur le Rio Negro entre les stations hydrographiques de Cucui et de Serrinha et sur son principal affluent le Rio Uaupes depuis la station de Uaracu jusqu'à la confluence avec le Rio Negro. En effet, sur les 41 stations hydrométriques installées par le Service National des Eaux du Brésil (ANA) sur le bassin du Rio Negro, uniquement 6 d'entre elles présentaient l'information nécessaire pour la mise en oeuvre d'une modélisation hydrodynamique par la méthode de M-C (information de débit). Le bassin versant délimité par les stations de Cucui, Sao Felipe, Curicuriari, Serrinha, Uaracu et Taraqua (Rio Negro amont), constitue donc la zone d'étude. Le modèle PROGUM, basé sur la méthode de Muskingum-Cunge qui considère une approche pseudo-dynamique des équations de Saint-Venant a été développé sous Java, et nous a permis d'estimer les débits aux stations virtuelles.

La source principale de données (hydrogrammes journaliers et caractéristiques physiques des tronçons) provient des mesures registrées in-situ aux stations hydrologiques. Rattachées à un système de référence variable (les hauteurs d'eau étant relatives à l'échelle de mesure à chaque station et les stations n'étant pas rattachées à une base de nivellement), les données de cotes disponibles aux stations in-situ n'étaient pas exploitables pour l'estimation des pentes de la surface libre de l'eau. L'altimétrie satellitaire nous a permis dans un premier temps de niveler les règles des stations hydrologiques sur un même système homogène de référence, le géoïde de GRACE, avec une incertitude moyenne de 65 cm, qui traduit en pente, conduit à une erreur inférieure à 0.3 mm par km, négligeable pour cette application. Les apports des tributaires non jaugés sont estimés à partir de la surface drainée par rapport à la surface totale drainée à une station in situ. Les apports latéraux des sous bassins compris entre deux stations in situ sont estimés par ajustement à la station in situ aval puis répartis sur chacun des petits tronçons délimités par les stations virtuelles.

L'étape de calibration et l'étape de validation du modèle montrent des différences entre les débits observés et les débits calculés inférieures à 4% et 10%, respectivement. Ceci permet de conclure qu'une précision satisfaisante est atteinte pour les estimations de débit sur la zone d'étude.

DISTRIBUTED WATER FLOW ESTIMATES OF THE UPPER NEGRO RIVER USING A
MUSKINGUM-CUNGE ROUTING MODEL CONSTRAINED BY SATELLITE
ALTIMETRY

J.G. Leon^{a,*}, M.-P. Bonnet^a, M. Cauhopé^a, S. Calmant^b, F. Seyler^a

^a *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, IRD, 14, Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.*

^b *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, IRD, 14 Av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France.*

Abstract

Over the last five years, radar altimetry measurements have been found to be useful for retrieving the temporal variations of the continental water level from space. Thus, any crossing of large rivers by satellite tracks can be used as a “virtual gauge station”. The outflows at these “virtual gauge stations” have been estimated for some watersheds of the Negro River main channel and tributaries (Amazon basin, Brazil) using ProGUM, a Muskingum-Cunge flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption, in-situ discharges and satellite altimetry. The calibration phase led to differences less than 4% between measured and estimated outflows and validation has yielded errors less than 10%. Therefore, such a model accurately simulates flood wave propagation in the area studied.

This study is based on 6 in-situ stations out of the 41 of the Negro River Basin listed in the ANA database. These gauges were not levelled to a common reference network prior to our study. Radar and laser altimetry have been used to pool these stations into a common ellipsoidal reference; therefore, altitude has been estimated by difference to the GRACE static geoid. Lateral inputs and uptakes have been calculated for each sub-reaches, the ungauged tributary contribution has been estimated, allowing distribution of the flow at any point in the river network. The primary objective of this study is to distribute the water flow within the basins simulating the discharge at virtual gauge stations. The final objective is to optimize the developed routine based on altimetric time series to simulate water fluxes in even scarcely gauged basins.

Key words

Flow routing, diffusive wave, radar altimetry, Negro River, Amazon Basin.

Introduction

Negro River is the main tributary of the Amazon River. It flows mainly through the Guiana shield, and it represents an important part of the CO₂ and metals fluxes to the Amazon system. In order to study the processes of weathering and to estimate the balance of dissolved material produced by this remote watershed, it is essential to simulate the water

* Corresponding author : leon@lmtg.obs-mip.fr

fluxes in a distributed way across the basin, which for some parts is very difficult to reach for terrain sampling and measurement.

Previous modelling studies of the Amazon Basin used water balance and water transport models to estimate the river discharge and flooded area of the basin (Costa and Foley, 1997; Coe et al., 2002; Costa et al., 2002). These models are used to derive spatially and temporally consistent estimates of the water budget from simple climatologic data such as precipitation and temperature. Due to the rough scale of the gridded climatologic data available ranging from one degree to one half-degree resolution, these attempts have been limited to continental scale modelling. At the regional scale, for basins such as the Negro basin, the scarcity and low spatial representativity of the in-situ climatologic data preclude this approach. For example, only one rain gauge is collecting measurements for the 80,000 km² wide Serrinha subwatershed.

Thus, in order to estimate water fluxes, we developed a hydrodynamical simulation of the water transport within the basin. To perform this simulation we selected a Musking-Cunge (M-C hereafter) method. Previous studies have used the M-C method for discharge estimation (Boroughs and Zagana, 2002; Johnson and Miller, 1997; Merkel, 1999). In the Amazon River, Richey et al. (1989) estimated discharge for the Amazon main stream through use of a flow routing model based on the Muskingum method, from Sao Paulo de Olivença to Obidos (2000 km long reach) taking into account one cross section every 100 km along the studied reach.

Flow routing in open channels may be considered with a variety of modelling procedures including M-C based methods. While ruling out acceleration terms, procedures range in simplicity from Muskingum-type approximations (Gill, 1978; Chow et al., 1988), with only limited data requirements, to M-C methods (Cunge, 1969). In the latter case, typically calibrated Muskingum routing parameters are related to physical and hydraulic characteristics such as reach length, flood wave celerity, unit width discharge and channel bed slope (Ponce, 1979). The Muskingum and M-C methods are well documented in the hydrological literature (Gill, 1978; Chow et al., 1988; Barry and Bajracharya, 1995; Gill, 1992; Ponce and Yevjevich, 1978; Ponce, 1986), and the modest data requirements make these procedures attractive even though more rigorous Muskingum hydraulic models are available for unsteady flow routing (Birkhead and James, 2002), ungauged lateral inflows (Kshirsagar et al., 1995) and multiple tributaries (Khan, 1993).

While applying flow routing, bed slope is required but not always available. In some studies (Ponce and Theurer, 1982; Craig et al., 2002), bed slope is approximated by the free water slope. Slope of the water surface can be estimated from the water height difference between simultaneous measurements of in-situ gauges. Noteworthy, this part of the Amazon basin, as many others, has never been modelled by a flow routing algorithm, due to the lack of topographic leveling of the in-situ gauging station. Although each station keeps daily water stage records, it is impossible to relate the water level from one gauge to another. We took advantage of the altimetric radar measurements over the Amazon basin to estimate slopes of the water free surface and then test a hydrodynamical approach involving a Muskingum-Cunge flow routing model. Preliminary studies of spatial altimetry over inland waters have begun with SKYLAB over the salted great lake of Utah, (Brown, 1977), GEOS 3 for various continental lakes (Miller, 1979), and ERS1 for climate change related to studies of continental

lakes water level dynamics (Mason et al., 1985). However, over continental waters, radar altimetry has gone beyond prospective studies with Seasat (Brooks, 1982), Geosat (Morris and Gill, 1994a), and Topex/Poseidon (T-P hereafter) (Morris and Gill, 1994b; Birkett, 1995a). These studies have mainly dealt with Great Lakes (African and American), and continental seas (Ponchaut and Cazenave, 1998; Birkett et al., 1999; Cazenave et al., 1997; Birkett, 1995b; Mercier, 2001; Mercier et al., 2002). Finally, recent studies are using spatial altimetry over great fluvial basins (Birkett, 1998; De Oliveira Campos et al., 2001; Maheu et al., 2002; Birkett et al., 2002). We use altimetric spatial measurements from radar (ENVISAT, T-P) and laser (ICESat) missions to level the in-situ gauges and derive the mean slope on each reach defined by the limnometric stations.

The final objective is to estimate discharge at the virtual gauge stations (where the ground tracks of radar satellites cross-cut the river channel or the flood plain) from the altimetric temporal series, in order to distribute the water fluxes within the basin between the Cucui station and the Serrinha station (the last in-situ station over the Negro River to maintain a record of daily discharge). Some works have estimated discharge at altimetric virtual stations, but only by applying a rating curve obtained at a conventional gauge, assuming stationarity of discharge probabilities (Kouraev et al., 2004; Zakharova, Submitted). The upper part of the Negro basin, on which we focused our attention, has a multi-peak hydrological regime and this method is not applicable in our case.

To comply with our primary objective of obtaining extensive monitoring of the basin from space water level data and modelled discharges using a few selected in-situ gauges, we had to develop the proGUM model, which is adapted to the data available and the objectives of our study based on the M-C flow propagation method. Our final objective is to optimize the developed routine based on altimetric time series, in order to simulate water fluxes over scarcely gauged basins.

Material and methods

1. Negro River Basin

The Amazon basin is one of the largest in the world with an area of 6.7 million km². It contributes to about 15 to 20% of all fresh water transported to the oceans (Richey et al., 1989; Coe et al., 2002). The three largest tributaries of the Amazon River are the Negro River, the Solimoes River and the Madeira River.

With an area of approximately 715,000 km² the Negro River Basin, extends from latitude 3°14'S to 5°8'N and from longitude 72°57'W to 58°16'W. Climate belongs to the perhumid equatorial type. Mean annual temperature is about 26°C with differences of less than 5°C between extreme monthly average temperatures. Annual rainfall ranges from 3,000 mm to 4,000 mm and soil moisture regime (Soil Survey Staff, 1975; 1990) is udic to perudic in most of the area. There is no dry season, and a rainfall peak occurs from April to June. This peak is more pronounced in the western and northern parts of the basin: Iauarete, San Carlos and Maroa (Dubroeuq and Volkoff, 1998).

Negro River has its source at the border between Colombia and Venezuela at the confluence of the Guainia River and Casiquiare River. It carries very small amounts of

particulate matter. The water, rich in organic matter, exhibits a typical dark brown colour. Its discharge ranges from about 4,200 m³/s to 50,000 m³/s, accounting for 30% of the total Amazon's contribution to the ocean (Guyot, 1993). The drained area is made up of lateritic soils and sandy soils (podzols)(Dubroeuq and Volkoff, 1998), whose leaching contributes to the high levels of organic matter and metals found in the Negro water.

1.1. River system and monitoring network

The Negro River Basin has been divided into subwatersheds based on outlets localized at the in-situ gauges of the hydrologic network of ANA (Agencia Nacional de Aguas, Brazil) (<http://www.ana.gov.br/>) (Fig.1). The basin includes 41 stations but 8 only have information required for a flow routing model application (particularly inflow at the upstream end). Three stations are located along the Negro River itself (Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha), one lies in the Uaupes River (Taraqua), while another is located in the Branco River (Caracarai) and three along the Uraricoera River (Fazenda Caju Piranga, Uaicas and Fazenda Passarao). In this study, emphasis has been laid on information from the in-situ gauge stations located in Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha defining the Negro River main stream and representing a total length of 509 km. In addition, in-situ stations located in Cunuri and Jusante da Cachoeira have been considered to estimate only the discharge of the main tributaries of the Negro River in this zone (Fig 2).

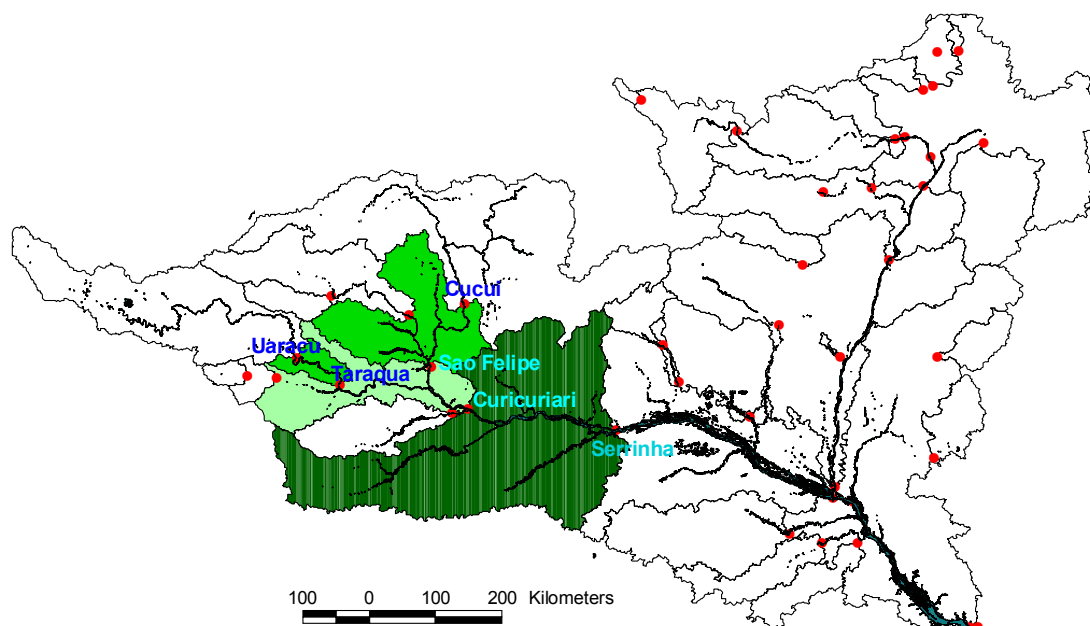


Figure 1. Negro River Basin. The Negro River and the subwatershed delineation. Red points show the position of the hydrological stations in the basin. In green are the subwatersheds to which the Muskingum-Cunge flow routing model has been applied.

1.2. Discharge regime: available data and sources

Table 1 summarizes the Negro River discharges of main stream features at gauged stations considered for the routing model.

The geographic extent of the main watershed and subwatersheds, and the river network were estimated using the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) Digital Elevation Model (Rabus et al., 2003), with a resolution level of 3 arc sec (~90m), using the Hydrological Modelling and PrePro2002 (Olivera et al., 2002) ArcGIS extensions.

For most stations located in the Negro River basin, including Taraqua, Curicuriari, Serrinha, and Sao Felipe for example, daily measurements of the river water stage started in 1977. Measurements of daily discharge as well as periodical measurements of cross sectional area, flow stage, water surface width, flow velocity and bed channel depth (taken at the same time) were obtained from the HYBAM web site (<http://www.mpl.ird.fr/hybam/>). The main information about the 4 stations defining the 4 subwatersheds considered in this study is reported in Table 1.

Station Name	River	Long.	Lat.	Measurement Period	Discharge (m ³ /s)	Drained area km ²	Upstream station
Sao Felipe	Negro River	-67.3218	0.3727	1977 – 2004	1,200-15,500	119,200	Cucui
Curicuriari (from Sao Felipe)	Negro River	-66.8115	-0.1921	1977 – 2004	2,500-24,000	132,000	Sao Felipe
Curicuriari (from Taraqua)	Negro River	-66.8115	-0.1921	1977 – 2004	2,500-24,000	132,000	Taraqua
Serrinha	Negro River	-64.8108	-0.4876	1977 – 2004	5,000-30,000	283,000	Curicuriari
Taraqua	Uaupes River	-68.5534	0.1349	1977 - 2004	250-6,500	42,000	Uaracu

Table 1. Main characteristics of hydrologic stations studied.

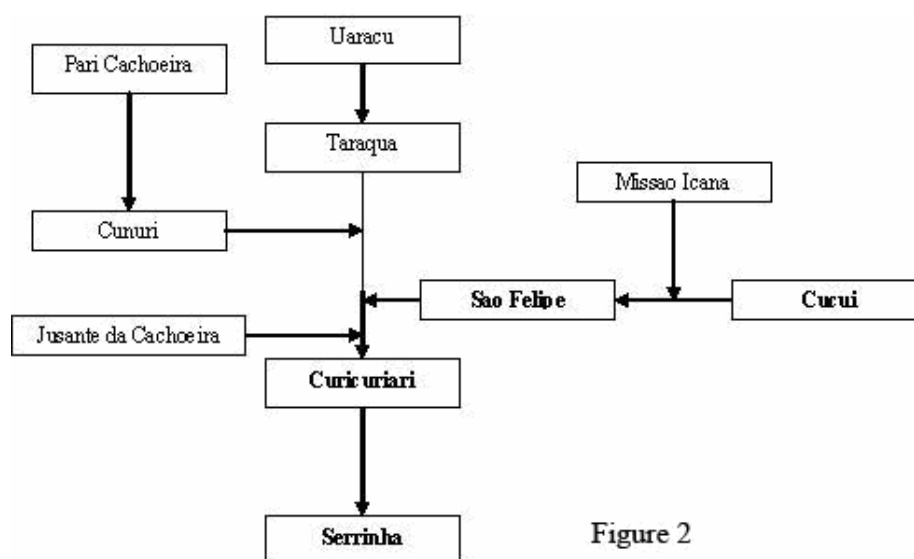


Figure 2

Figure2. Studied gauge station distribution in the upper Negro River. The main stream is shown in bold letters. Flow routing model was applied in Taraqua, Curicuriari, Serrinha and Sao Felipe subwatersheds. This study is confined to the upstream of Serrinha gauging station because it is the last in-situ station over Negro River with daily discharges data available.

1.3. Leveling of in-situ stations

Leveling of gauging stations is a preliminary step prior to running the model. Gauging stations of the ANA hydrologic network on the Amazon and Madeira rivers have first been leveled by our team interpolating the slope of the river between T-P tracks, estimating the zero altitude of the gauges referenced to EGM96 (Kosuth and Cazenave, 2002). Gauging station altitudes with reference to the static geoid of GRACE (GGM01 solution published by Tapley et al., 2004) for the main tributaries of the Amazon, including the Negro River, were estimated by leveling calculations obtained from the ICESat data (Seyler et al., 2004; Cauhope, 2004). The method of leveling is being further expanded with various satellite tracks (T/P, ENVISAT), different interpolating methods, and field validation data by dual-frequency GPS measurements. In this work, only those values of leveling obtained from ICESat data referenced to GRACE Geoid have been used. The mean uncertainty of this method is 0.65m at the considered stations.

1.4. Limits and conditions of application

At this stage and given the in situ data available, outflow estimation in the Negro River main stream using a flow routing approach is governed by the location of the in situ stations required at both upstream and downstream ends of the studied reach and by data quality. Thus, for the time being, the model has been applied to Sao Felipe, Curicuriari, Serrinha and Taraqua subwatersheds (gray zones in Fig.1) corresponding to a distribution of flow over a drained area of 136,017 km², e.g. about half of the total drained area outflowing at Serrinha. It is not possible to compute flow routing in some subwatersheds (shown in white in Fig.1). Although upstream watersheds have no inflow estimates, this limitation is not too demanding, as we are mainly interested in estimating outflows at cross sections of the virtual gauging stations (at the junction between the river and the radar satellite ground-tracks). Given the narrowness of the forming rivers, few virtual stations are located upstream of Cucui and Uarucu. Downstream, watersheds have not been modelled either, as periodic measurements of discharge are lacking.

Turbulent flow conditions have been considered along with a fluvial regime implying that inertial forces are less than gravitational forces, or, in other words, that the Froude number is less than 1. As the slope measurements available correspond to the free water surface determined by satellite altimetry, bed slope has been estimated from free water surface slope during low water stage, assuming uniform flow conditions at that time of the year.

2. Flow Routing Model

2.1. General description

Flow routing is used to compute outflow in a stream channel once inflows and channel reach characteristics are known. The term “channel reach” refers to a specific segment of stream channel defined by an upstream and a downstream hydrologic station. The hydrograph at the upstream end of the reach is the inflow hydrograph whereas the one at the downstream end is the outflow hydrograph.

Flow routing algorithms are based on partial differential equations of the Saint-Venant equations for one-dimensional (1-D) flow. To implement this type of algorithm, it is necessary to choose the physical representation best suiting the water transfer in the considered reach. As a matter of fact, the Saint-Venant equations include various simplified forms, defining 1-D distributed routing model. Simplified forms are derived from the full continuity equation (Eq. 1) and disregarding some terms of the momentum equation (Eq. 2):

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q_L \quad (1)$$

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_o - S_f) = 0 \quad (2)$$

Where Q is the discharge, A the wet area, q_L the unit-length lateral inflow, g the gravity acceleration, S_o the bed slope, S_f the friction slope, y the channel depth, x the distance along the stream and t stands for time.

The simplest distributed model is the Kinematic Wave Model which disregards the local acceleration (first term in Eq. 2), convective acceleration (second term in Eq. 2) and pressure terms (third term in Eq. 2). Thus, it assumes that the friction and gravity forces balance out. The Diffusion Wave Model neglects the local and convective accelerations but incorporates the pressure term. The Dynamic Wave Model accounts for all the terms in the momentum equation.

Celerity c , propagation velocity of a kinematic wave, is given by Craig et al. (2002) :

$$c = \frac{dQ}{dA} \quad (3)$$

It is worth pointing out that c can be defined as the velocity of a rising wave and, therefore, it is not equivalent to the average flow velocity. Celerity depends on channel geometry, bed slope and roughness (Craig et al., 2002). These authors found that a discharge vs area relationship can be described by a power law:

$$Q = \alpha \cdot A^\beta \quad (4)$$

Combining Eqs. (3) and (4) yields the following expression of c :

$$c = \beta \frac{Q}{A} = \beta V \quad (5)$$

Coefficient β , relating average velocity (V) and celerity, contains information about frictional and cross-sectional characteristics. Its value in the routing model greatly affects the calculation of the hydrograph travel time through a reach. The higher the value of β , the shorter the travel time. Therefore β can affect peak timing in any reach and the way in which tributary hydrographs add to the peak of the hydrograph on the main stream (Merkel, 1999). Values of β from different references are listed in Table 2.

The kinematic wave equation is obtained by combining Eqs. (1) and (5):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = c q_L \quad (6)$$

Eq. (6) contains convection terms on the left-hand side and source terms on the right-hand side, but it does not include the diffusion term. Similarly, we can express the diffusion wave equation by considering a diffusion term in the solution (Johnson and Miller, 1997):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = c q_L + \nu \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (7)$$

$$\text{with: } \nu = \frac{q}{2S_o} \quad (8)$$

where ν refers to physical diffusivity, and q stands for the unit-width discharge.

Value of β	Characteristics
1.67	For wide channels governed by Manning friction (Ponce, 1986)
1.5	For wide channels governed by Chézy friction (Ponce, 1986)
1.33	For triangular wide shaped cross sections (Craig et al. 2002)
1.67	For rectangular wide shaped cross sections (Craig et al. 2002)
1.44	For parabolic wide shaped cross sections (Craig et al. 2002)

Table2. Different values of β .

2.2. Muskingum-Cunge flow routing model

Several variations of the kinematic wave routing algorithm have been proposed. Cunge (1969) proposed a solution based on the Muskingum method. This method is widely used in hydrologic routing. It is based on a time-dependent discharge–storage relationship. Muskingum’s method estimates the volume stored during flooding in a river channel by a combination of *wedge* and *prism-shaped* storage. While flood wave propagates, inflow exceeds outflow, producing a storage wedge. During the flood recession, outflow exceeds inflow, producing a negative wedge. In addition, a prismatic storage is formed by the volume of a constant cross section along the prismatic channel. The Muskingum model is governed by two parameters: X , a weighting coefficient indicating the relative inputs and outputs affecting the storage and K , a storage coefficient, generally close to the wave travel time through the reach. If inflow and outflow hydrographs are available, X and K can be determined by the calibration method proposed by Chow et al. (1988).

The M-C flow routing model (Cunge, 1969) is an improvement of the classical Muskingum model. In this method, the routing parameters X and K are derived from readily measurable hydraulic data, particularly, the stage-discharge rating curve channel slope, channel width, wave velocity (celerity), and reach length, rather than the historic flow discharge data (Ponce, 1996). Thus, the calibration step required in the Muskingum method is no longer needed. Routing in ungauged streams can be expected to be reasonably accurate, something which, otherwise, would not be possible. Ponce (1986) showed the advantages of using diffusive waves in lieu of kinematic waves in the modeling of the catchment response. He used the M-C algorithm with the lateral inflow added for implementing his representation of diffusive waves.

The M-C model is governed by the following equation:

$$O_{t+1} = C_0 \cdot I_{t+1} + C_1 \cdot I_t + C_2 \cdot O_t + C_3 Q_L \quad (9)$$

Where I_t is the inflow discharge, O_t the outflow discharge at time t and Q_L the average lateral inflow rate ($Q_L = q_L \Delta x$, where Δx is the reach length.). Eq. (9) is flow routing for the M-C method, where:

$$C_0 = \frac{(-KX + 0.5\Delta t)}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (10a)$$

$$C_1 = \frac{(KX + 0.5\Delta t)}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (10b)$$

$$C_2 = \frac{(K - KX - 0.5\Delta t)}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (10c)$$

$$C_3 = \frac{\Delta t}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (10d)$$

Where, Δt is the time step. The K and X coefficients are calculated by the M-C method as follows:

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad (11)$$

$$X = \frac{1}{2} - \frac{v}{c \cdot \Delta x} \quad (12a)$$

or

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{q}{So \cdot c \cdot \Delta x} \right) \quad (12b)$$

Due to the linearity assumption, the celerity and diffusivity parameters used in the computation of X and K are constant. However, the diffusion wave can be improved to include the dynamics of the wave phenomena. The physical diffusivity v given in Eq. (8) can be modified to obtain a diffusion-cum-dynamic expression (Ponce, 1986):

$$\nu' = \frac{q}{2S_o} (1 - (\beta - 1)^2 F^2) \quad (13)$$

Where, F is the Froude Number.

Taking into account the diffusivity term in Eq. (13), the X coefficient in the M-C method becomes:

$$X = \frac{1}{2} - \frac{\nu'}{c \cdot \Delta x} \quad (14a)$$

or

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \left[(\beta - 1)^2 F^2 \left(\frac{q}{S_o \cdot c \cdot \Delta x} \right) \right] \right) \quad (14b)$$

The reach length Δx is determined by the user. Studies by Ponce (1981) showed the consistency of the M-C (constant coefficient) method to develop very similar outflow hydrographs for various selections of time steps Δt and Δx . However, the M-C algorithm still needs the inflow hydrograph to be consistently defined. This prevents Δx from being significantly smaller than the distance of the flood wave propagation during a single time step.

Although in-situ hydraulic measurements (e.g., stage-discharge rating curve, slope, width, celerity and reach length) are not available, X and K can be estimated by calibration using stream flow records. Singh (1992) uses graphical or least-squares procedures, while Gill (1978) prefers linear programming techniques. The latter methods may prove useful in the absence of lateral inflows or if these flows remain small (Kshirsagar et al., 1995). In other cases, optimisation of nonlinear Muskingum routing equation can be performed (Birkhead and James, 1998). In the present study, hydraulic parameters are estimated from altimetry and in-situ data.

3. Error estimation and reliability indicator

Three different formulations have been used to infer the modeling errors:

$$E_1 = \frac{|Q_{cal} - Q_{meas}|}{Q_{meas}} \quad (15a)$$

$$E_2 = \frac{|Q_{cal} - Q_{meas}|}{|Q_{min} - Q_{max}|} \quad (15b)$$

$$E_3 = \frac{|Q_{cal} - Q_{meas}|}{\sqrt{\frac{\sum (\Delta Q)^2}{n}}} \quad (15c)$$

E_1 stands for the mean absolute error based on measured outflow (Eq.15a), E_2 is the mean absolute error based on the maximum and minimum flow difference (Eq.15b) and E_3 is the mean absolute error based on the (root mean square) rms error (Eq.15c). ΔQ is the difference between measured outflow (Q_{meas}) and total mean measured outflow.

We also defined an indicator specifying the error magnitude relative to the time-dependent water flow variation. This indicator is defined as the ratio between the mean error in estimating the outflow and the mean flow variation between a set of different time windows (from 1 to 20 days). To compute this estimator Eq. (16) is used:

$$E_J = \frac{\sum J |Q_{calc} - Q_{meas}|}{n \sum \left| Q_{t-\frac{J\Delta t}{2}} - Q_{t+\frac{J\Delta t}{2}} \right|} \quad (16)$$

Where, Δt is the time step (in our case one day, as water stage measurements are conducted daily) and J the period (number of days) selected for the reliability estimation, Q_t is the calculated flow (Q_{calc}) at time t and n stands for the total days in the period considered (about 20 years of data). If the indicator is close to 1, the error is of the same order of magnitude as the daily water flow variation and consequently the reliability of the estimated flow is low.

Results and discussion

1. Application of Muskingum-Cunge Method using ProGUM in the Negro River Basin: calibration and results

The primary aim of the present study is to estimate the discharges at different cross sections (virtual stations of interest) in the Negro River main stream using the ProGUM model application. ProGUM has been developed in JAVA code which computes flow routing according to the M-C method. The overall flow balance considered in ProGUM and to be evaluated in the reach studied is as follows:

$$Q_L = Q_{in} + Q_{tr} - Q_o \quad (17)$$

Where Q_L is the lateral inflow in the main reach, Q_{in} the input from upriver, Q_{tr} the sum of imported flow from gauged (Q_{gt}) and ungauged tributaries (Q_{mt}). Q_o stands for the output flow at downstream end.

Here, Q_L in Eq. (17) is estimated by adjusting the flow routing model with the input and output hydrograms. Q_{in} , Q_o and Q_{gt} can be derived from the hydrologic stations available at both ends.

For ungauged flows (Q_{mt}) discharges were estimated from their respective drainage influence area. Using the ArcGIS hydrological modeling extension, each subwatershed was divided into smaller units (one subwatershed for each river longer than 20 km). Daily discharge values of Q_{mt} were derived from the relationship between the partial drainage area of the tributary, total drainage of the main reach area and the outflow discharge at the

downstream end. Each drainage area was identified as contributing to an ungauged tributary, which directly contributes to the main Negro River channel.

1.1. Flow routing in the main stream

Our objective was to quantify the terms of Eq. (17) for each subwatershed at cross sections that represent virtual stations of interest. Fig.3 shows an example of distribution of these virtual stations in the Serrinha subwatershed.

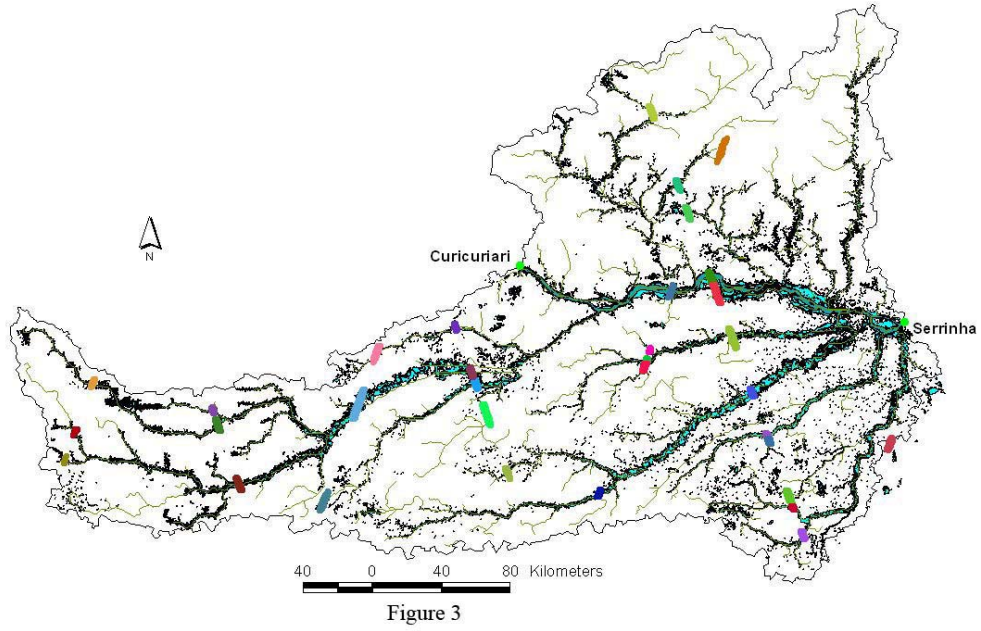


Figure 3. Example of virtual stations distribution. Virtual stations distribution in Serrinha watershed from T-P and ENVISAT altimetry data. .

ProGUM uses Eqs. (9), (11) and (14b) to estimate the discharge at time t , and the K and X parameters at each virtual station. Based on Eq. (9) the model can be expressed as:

$$Q_{ot} = C_0 [Q_{in} + Q_{tr}]_t + C_1 [Q_{in} + Q_{tr}]_{t-1} + C_2 [Q]_{t-1} + C_3 [q_L \Delta x] \quad (18)$$

Where C_0 , C_1 , C_2 and C_3 (C_i coefficients) are the coefficients of Eqs. (10a), (10b), (10c) and (10d) respectively, but re-evaluated with the new X and K parameters adapted to the virtual station.

ProGUM was applied sequentially to each subwatersheds to represent the routing showed in Fig.2. The first step in the model application consisted in estimating the K and X parameter values from the physical river characteristics in order to derive the coefficients C_i required in the main stream reach. In all cases, the most appropriate value of β was used to describe a wide channel governed by Manning friction. In the case of the Negro River main stream, these parameters were estimated from data acquired for reaches defined by Cucui and Sao Felipe, Sao Felipe and Curicuriari and Curicuriari and Serrinha. For the main tributaries,

parameters were estimated for reaches from Uaracu and Taraqua and from Taraqua and Curicuriari. The K and X values for each sub watershed on the main stream are reported in Table 3.

Following the calculation of coefficients C_i , ProGUM uses Eq. (17) to adjust q_L for the reach considered based on Q_{in} , Q_{tr} and Q_o measured daily at time t and $t-1$. q_L value was calibrated for each Δt to minimize the difference between estimated discharge (calculated Q_o) and measured discharge.

Studied Reach	K (days)	X
Negro River main Stream		
Cucui – Sao Felipe	1.23	0.22
Sao Felipe - Curicuriari	0.81	0.25
Curicuriari – Serrinha	1.88	0.26
Negro River Tributaries		
Uaracu - Taraqua	1.53	0.34
Taraqua - Curicuriari	2.22	0.41

Table 3. K and X coefficient values found by Munsckingun-Cunge method.

Q_L variations along the Negro River main reach were found to be between -5,000 m³/s and 2,000 m³/s, -2,500 m³/s and 2,000 m³/s and -5,000 m³/s and 1,700 m³/s within the Cucui-Sao Felipe Reach (Fig.4), the Sao Felipe-Curicuriari Reach (Fig.5) and the Curicuriari-Serrinha Reach (Fig.6), respectively. For reaches of the main tributary, the variations of Q_L were estimated between -1,000 m³/s and 1,600 m³/s within the Uaracu-Taraqua Reach (Fig.7), and -2,200 m³/s and 3,000 m³/s within the Taraqua-Curicuriari Reach (Fig.8). Generally, computed lateral discharges reach a minimum during the flood peak and increase during the recessing flow. This is in good agreement with the well-known influence of inundation plains on river discharge. During the on-going flood wave, part of the flow moves from the main channel to the floodplain, whereas an opposite trend can be observed during flow recession. Computed lateral flows are seldom decorrelated from the inflow variations. This can be interpreted as the occurrence of hydrological events in the local watershed such as local rainfalls. However, detailed signal processing would be required to assess the periodicity and quantity of water involved in the hydrological processes included within this lumped flux, but this is beyond the scope of this study.

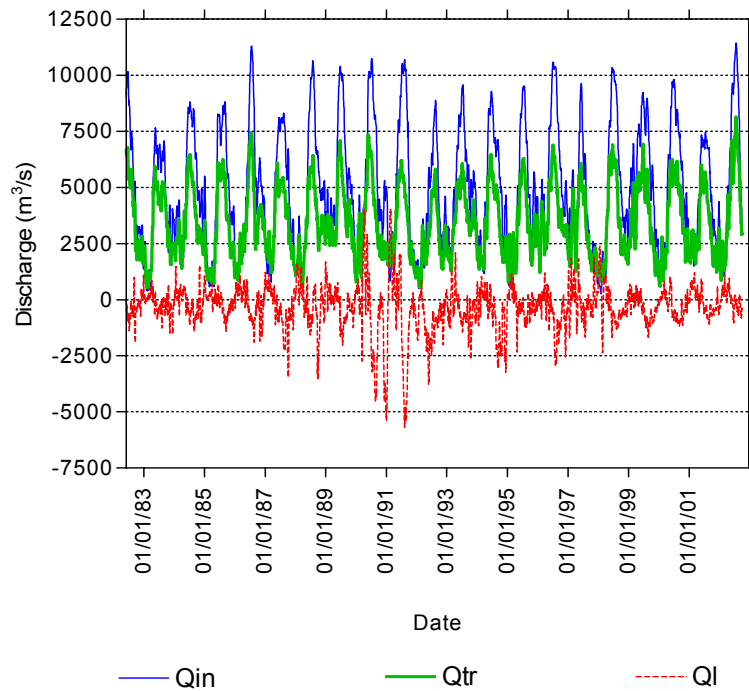


Figure 4. Q_{in} , Q_{tr} and Q_L in Cucui - Sao Felipe reach. Time series of Q_{in} , Q_{tr} and calibrated Q_L at Sao Felipe subwatershed .

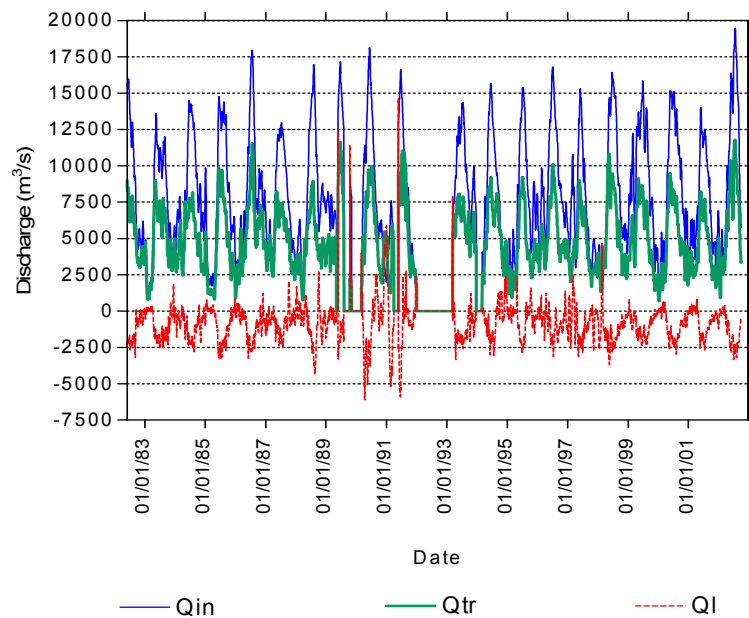


Figure 5. Q_{in} , Q_{tr} and Q_L in Sao Felipe – Curicuriari reach. Time series of Q_{in} , Q_{tr} and calibrated Q_L at Curicuriari (from Sao Felipe) subwatershed .

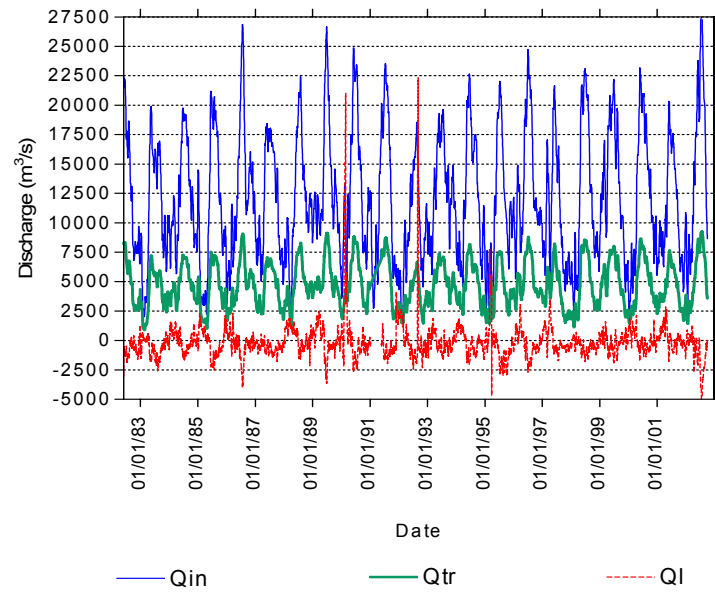


Figure 6. Q_{in} , Q_{tr} and Q_L in Curicuriari – Serrinha reach. Time series of Q_{in} , Q_{tr} and calibrated Q_L at Serrinha subwatershed .

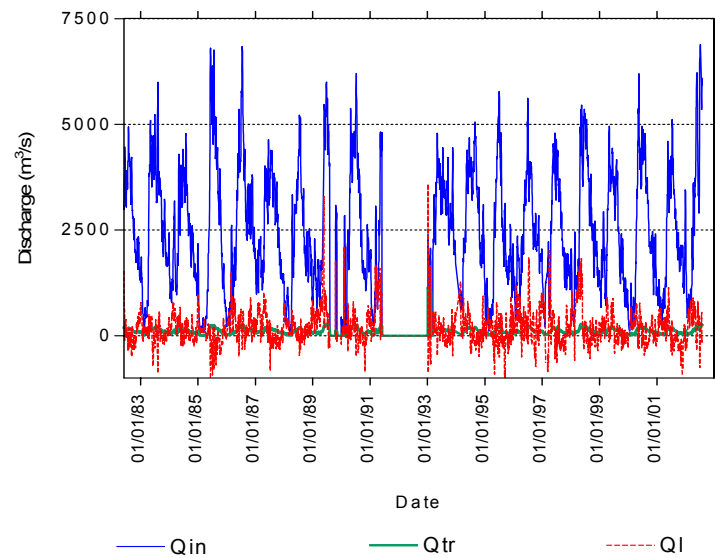


Figure 7. Q_{in} , Q_{tr} and Q_L in Uaracu – Taraqua reach. Time series of Q_{in} , Q_{tr} and calibrated Q_L at Taraqua subwatershed .

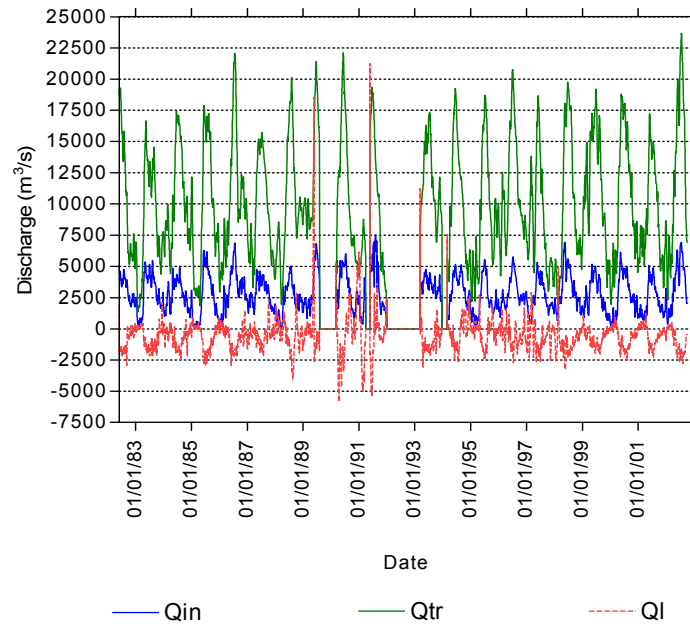


Figure 8. Q_{tr} and Q_L in Taraqua – Curicuriari reach. Time series of Q_{in} , Q_{tr} and calibrated Q_L at Curicuriari (from Taraqua) subwatershed.

1.2. Discharge estimations at virtual stations

After estimating q_L for reaches between two in-situ stations, and assuming a uniform distribution along the reach, ProGUM allows the outflows Q_o to be estimated at any time t and at any cross section in the main reach from known values of Q_{in} , Q_{tr} , Q_L and Δx in Eq. (18). In this case, Δx is the length of the considered portion of reach. Other parameters of Eqs. (11) and (14) are kept constant and the updated C_i coefficients can be calculated. Previously, we defined those tributaries participating in the inflows for the considered reach to estimate the equivalent Q_{tr} . The estimated Q_o at the downstream outlet will be the Q_{in} for the next reach.

For all Negro River cross sections, a good agreement has been found between predicted and measured discharges during the calibration period, e.g., from 1980 to 2001. Calculated and measured mean outflow discharges are listed in Table 4, along with the Δx used to adjust q_L , Δx being used for the routing model and the mean values of Q_{tr} and Q_L at each step between in-situ stations.

In addition, Table 5 lists the mean absolute error based on measured outflow (Eq.15a), maximum and minimum flow difference (Eq.15b) and the rms error (Eq.15c) for each reach. All error criteria remain below 5% that is, below the flow rate measurement accuracy.

The reliability tendency for estimations at the Sao Felipe, Curicuriari, Serrinha and Taraqua stations are shown in Fig.9.

In-situ station or virtual station name	Δx to calibrate q_L (km)	Δx for routing (km)	Q_{tr} (m^3/s)	Q_L (m^3/s)	Q_o calc. (m^3/s)	Q_o measu. (m^3/s)
Negro River main Stream						
In-situ station: Cucui						4863
Station 1: TVS		60	118	-129	4852	
Station 2		27.75	541	-59	5334	
Station 3		62	2714	-133	7915	
In-situ station: Sao Felipe	160.6	10.9	0	-24	7892	7924
Station 1		30	3964	-255	12101	
Station 2		47.7	1057	-405	12746	
In-situ station: Curicuriari	105	27.3	69	-232	12580	12325
Station 1		30	54	-30	12168	
Station 2: TVS		33	0	-32	12135	
Station 3: TVS		31	1420	-31	13523	
Station 4		34	815	-33	14303	
Station 5		32	154	-31	14425	
Station 6		48	0	-47	14376	
In-situ station: Serrinha	243.9	35.9	2221	-35	16560	16612
Negro River Tributaries						
In-situ station: Uaracu						2475
Station 1		18.9	0	22	2508	
Station 2		18.9	0	22	2529	
Station 3 : TVS		19.2	38	22	2589	
Station 4		23.9	4	28	2620	
Station 5: TVS		18.3	51	21	2691	
Station 6		18.9	21	22	2732	
In-situ station: Taraqua	137	18.9	0	22	2753	2841
Station 1		60	521	-153	3208	
Station 2		60	174	-153	3231	
Station 3: TVS		57	8183	-145	11348	
In-situ station: Curicuriari	250	73	1229	-186	12400	12325

Table 4. Calculated and measured mean discharges, Δx to adjust q_L , Δx for routing processes, Q_{tr} and Q_L at each step in the routing model. TVS = Topex/Poseidon virtual station.

stream outlet	E_1 (%)	E_2 (%)	E_3 (%)
Negro River main Stream			
Sao Felipe	1.51	0.69	3.41
Curicuriari	0.25	0.81	1.51
Serrinha	0.26	1.88	0.54
Negro River Tributaries			
Taraqua	0.42	0.13	0.64
Curicuriari (Taraqua route)	0.85	0.32	1.57

Table 5. Mean error based on measured outflow (E_1), maximum and minimum flow difference (E_2) and rms error (E_3) at the final step for each reach.

The indicator for reliability is 0.06 for a two-day period at the basin of Taraqua, Curicuriari, 0.07 at Sao Felipe, and 0.13 at Serrinha. Over the same period, accuracy tends to decrease for Curicuriari (0.2 at Taraqua) and Sao Felipe basins. Nevertheless, reliability estimation is found below 0.1 over a 4-day period and below 0.06 for a 6-day period in all tested basins. In other words, the error is small relative to the time-dependent water flow variation.

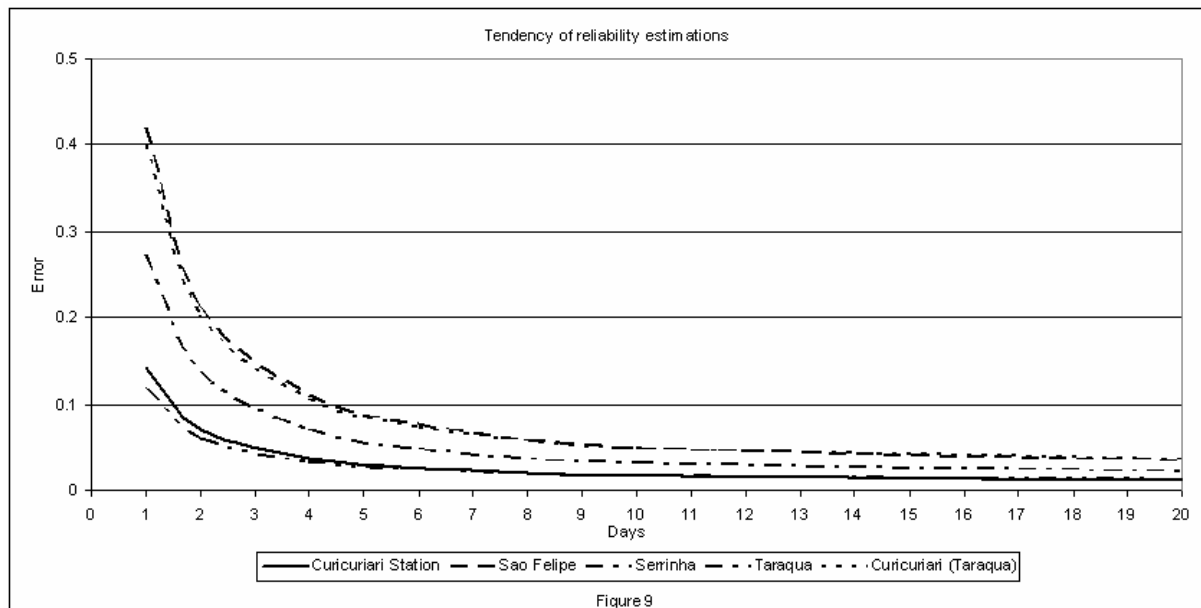


Figure 9. Subwatersheds at Serrinha Basin. Altimetry data allows 37 new gaged subwatersheds to be defined.

Our primary objective is reached. For example (Fig.10), the basin of Serrinha, 80,000 km² wide can be divided in 37 sub-basins based on intersections between the radar altimeter tracks and the river network. The mean size of these sub-basins is about 10 times less than the original basin based on in situ measurements. Thus, we can distribute water fluxes in watershed, whose size is now compatible with most of distributed weathering or climate models, namely 50x50km cells.

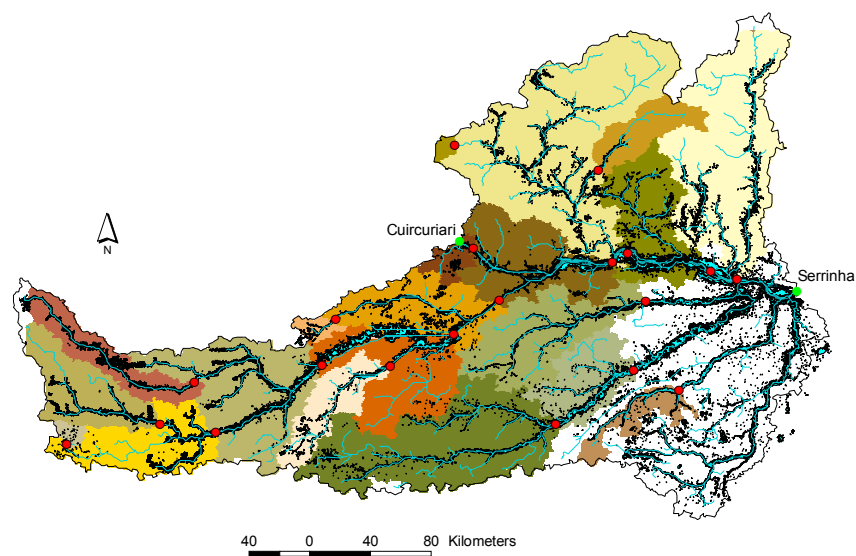


Figure 10. Trend of reliability estimations. Trend of reliability estimations at Sao Felipe, Curicuriari, Serrinha and Taraqua stations

2. Validation of the model

The model was validated by estimating outflows at one in-situ station (control station) between two in-situ stations. We validated the model between Sao Felipe station and Serrinha station using the Curicuriari station as control, from Taracua to Serrinha with Curicuriari as control, and from Uaracu to Curicuriari with Taraqua as control. The mean value of estimators E_1 to E_3 , averaged over the whole time series is given in Table 6 for the control stations.

Considered stream	Control station	E_1 (%)	E_2 (%)	E_3 (%)
Sao Felipe – Serrinha	Curicuriari	7.32	3.16	15.46
Taraqua – Serrinha	Curicuriari	5.22	1.91	9.33
Uaracu – Curicuriari	Taraqua	1.97	0.89	4.35

Table 6. Mean error based on measured outflow (E_1), maximum and minimum flow difference (E_2) and rms error (E_3) at control stations for the validation model.

Errors at the control stations are less than 10% (except for the E_3 criterion at Curicuriari from Sao Felipe), thereby, placing good confidence in the M-C routing model for the outflow estimation at the virtual stations.

Larger errors found at Curicuriari station from Sao Felipe station show the limits of the methodology applied. Indeed, as already pointed out, a uniform distribution of Q_L was assumed to provide an estimated outflow at any cross section. However, if the Q_L estimation is carried out between two stations that lie far from each other, (Sao Felipe and Serrinha are 400 km apart), the uniform distribution assumption is no longer valid. Also, the tributary impact may vary greatly from upstream to downstream ends. This is the case of the reach between Sao Felipe and Serrinha, leading at times to overestimated or underestimated outflows at virtual stations. Nevertheless, our study shows that this methodology is well-suited to reaches that are more than 300 km long provided the related drained area remains roughly homogeneous.

Conclusions.

An average error less than 1% of the observed flow has been found at all stations but one. This allows us to conclude that the routing model predictions and the Muskingum coefficients K and X were accurate in the studied area. Based on this analysis, it can be concluded that the ProGUM model, relying on the diffusion-cum-dynamic wave model by M-C routing approach, accurately simulates flood wave propagation.

This estimation of X (Eq. 12b), which is based on more physical considerations, reported by Cunge (1969), is obtained by forcing the numerical diffusion to be equal to the physical diffusion in Eqs. (8) and (9). Using Eq. (14b), we have tested the diffusion wave method to ascertain whether it can be extended to dynamic waves by including the Froude Number dependence on the physical diffusivity demonstrated by Ponce (1986). The resulting formulation is considered as providing the best possible description of the wave propagation dynamics within the framework of diffusion wave theory. We also tested the simulation independence of the grid size by matching physical and numerical diffusivity in the diffusion wave scheme proposed by Ponce (1986).

Usually, the coefficients C_i in the M-C model are obtained from flow data. Thus, the rate at which flow increases or decreases is reflected in the estimation of the routing coefficients and, in turn, these coefficients determine the amount of lagging and dispersion in the flow values. In our case, the coefficients have been estimated from the physical characteristics of the reaches derived from in-situ measurements and altimetric data. This allowed us to estimate these coefficients with a good accuracy and independently of the direct flow data.

M-C routing principles can be applied to synthesize the rating curve for a river section with few data requirements. The latter are a short-term stage hydrograph at the section, a corresponding discharge hydrograph at another location on the river, a cross-sectional survey at the section, and an estimation of the distance along the river between the section and the discharge monitoring location (Birkhead and James, 1998). But in our particular case, without using radar altimeter data to estimate the mean slope between the in-situ gauge station, we would not be able to develop this propagation model. We believe this occurs in many large tropical basins in the world.

Without undergoing a particular study of Q_L it is difficult to establish the amount of flow stored in the floodplains and the amount lost by infiltration or evaporation. Nevertheless, Frappart et al. (2005) present a method to determine water volume variations in river floodplains by the combined use of water level measurements from altimetric radar data and inundation patterns. This study is based on the characterization of the seasonal and interannual variation of inundation from JERS radar imagery. The distribution of inundated areas in this part of the Negro River basin is in good agreement with the greater uptakes of the lateral flow within reaches. Future work will focus on an estimate of the lateral uptake, using the same method for computing the amount of water stored, as described in Frappart et al. (2005), but over a more adequate period of time from other types of images, and coupling with an inundation storage model (Bonnet et al., 2005).

Our primary objective is reached. We have successfully distributed the water fluxes in this basin few monitored by in-situ gauges. The mean size of the sub-basins based on intersections between the radar altimeter tracks and the river network is about 10 times less than the original basin based on in situ measurements. The spatial distribution of the water fluxes is now compatible with most distributed weathering or climate models. At present, an optimization method is being developed based on the altimetric water levels, enabling us to propagate the water fluxes with the outlet discharge only, in order to apply our method to even scarcely gauged basins. We think that this method whose steps are intentionally described in details, could be useful for many little known tropical basins. Noteworthy, times series of water stages obtained by satellite altimetry over the great basins in the world are available at the LEGOS Hydroweb web site (<http://www.legos.obs-mip.fr/fr/soa/hydrologie/hydroweb/>)

Acknowledgements

This study was funded by the CASH project from the "Réseau Terre & Espace" of the French Ministry of Research and Technology (MR decision n° 04 T 131), by the ECCO PNRH MESBAM project and by the TOSCA project of CNES/INSU "hydrologie spatiale". The authors would like to acknowledge Gerard Cochonneau, for managing the Hybam in-situ database, and for being available at all times. We are also very grateful to Morgan Mangeas

with whom a highly promising collaboration has just been initiated. Altimetry data were retrieved from Centre de Topographie des Océans et Hydrologie (CTOH) at LEGOS.

References.

Barry, D. and Bajracharya, K. 1995. On the Muskingum-Cunge flood routing method. *Environment Internat.* 21(5), 485-490.

Birkett, C.M., 1995a. The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J. Geophys. Res.*, 100 (C12):25179-25204.

Birkett, C.M., 1995b. The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research. *IEEE*: 1979-1981.

Birkett, C.M. 1998. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resour. Res.*, 34(5): 1223-1239.

Birkett, C.M., Murtugudde, R. and Allan, T. 1999. Indian Ocean climate event brings floods to east Africa's lakes and the Sudd Marsh. *Geophys. Res. Lett.* 26: 1031-1034.

Birkett, C.M., Mertes, L.A.K., Dunne, T., Costa, M. and Jasinski, J. 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *JGR*, 107 (D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.

Birkhead, A. and James, C., 1998. Synthesis of rating curves from local stage and remote discharge monitoring using nonlinear Muskingum routing. *J. of Hydrology*. 205, 52-65.

Birkhead, A. and James, C., 2002. Muskingum river routing with dynamic bank storage. *J. of Hydrology*. 264, 113-132.

Bonnet, M-P, Barroux, G., Seyler, P., Pecly, G., Moreira-Turcq, P., Lagane, C., Cochonneau, G., Viers, J., Seyler, F. and Guyot, J.L. 2005 Seasonal links between the Amazon corridor and its flood plain: the case of the várzea of Curuaí . p69-77- in *IAHS Publ. 294* (/April 2005/) ISBN 1-901502-03-1, 192 + viii pp

Boroughs, C. and Zagana, E. Daily flow routing with the Muskingum-Cunge method in the Paecos River Riverware Model. *Proceedings of the Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference*, Las Vegas, NV. July 2002.

Brown, G.S. 1977. Skylab S-193 radar experiment analysis and results, NASA report NASA CR-2763, Feb. 1977.

Brooks, R.L. 1982. Lake elevation from satellite radar altimetry from a validation area in Canada. *Report, Geosci. Res.*

Cazenave, A., Bonnefond, P. and DoMinh, K. 1997. Caspian sea level from Topex/Poseidon altimetry: level now falling. *Geophys. Res. Lett.* 24:881-884.

- Cauhapé, M., 2004 Hauteurs d'eau d'une plaine d'inondation amazonienne par altimétrie spatiale. Rapport de stage de DEA Sciences de la Terre et l'Environnement (in French). 30p.
- Coe, M. Costa, M., Botta, A. and Birkett, C.M. 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD000740.
- Costa, M., Oliveira, C., Andrade, R., Bustamante, T. and Silva, F. 2002. A macroscale hydrological data set of river flow routing parameters for the Amazon Basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD0309
- Costa, M. and Foley, J. 1997. Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Geophysical Research*. 102(D23): 973-989.
- Craig, B., Boroughs, P. and Zagana, E. 2002. Daily flow routing with the Muskingum-Cunge method in the Pecos River Riverware model. Tetra Tech, Inc. Breckenridge, CO. Center for Advanced Decision Support for Water and Environmental Systems. University of Colorado.
- Chow, V.T., Maidment, D. and Mays, L. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill. New York.
- Cunge, J. A. 1969, On the Subject of a Flood Propagation Computation Method (Muskingum Method). *Hydraulic Research*. 7(2), 205-230.
- De Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D. and Cazenave, A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. *Application to the Amazon basin*. C.R. Acad. Sci. Paris 333 :633-643.
- Dubroeuq, D. and Volkoff, B. 1998. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the Negro River basin (Amazonia). *Catena*, 32, 245-280.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J.G., Cazenave, A. 2005 Determination of the Water Volume Variation in the Negro River Sub-Basin by Combination of Satellite and In-Situ Data. *Remote Sensing of Environment*. 99, 387-399.
- Gill, M. 1978. Flood routing by the Muskingum Method. *J. of Hydrology*. 36, 353-363.
- Gill, M. 1992. Numerical solution of Muskingum equation. *J. Hydraul. Engng* 118 (5), 804–809.
- Guyot J. L. 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. In *Géologie, Géochimie*, p. 261. Université Bordeaux I, Bordeaux. (in French).
- Johnson, D. and Miller, A. 1997. A spatially distributed hydrologic model utilizing raster data structures. *Computers & Geosciences*. 23 (3): 267-272.
- Khan, M.H. 1993. Muskingum flood routing model for multiple tributaries. *Water Resources Research*. 29(4): 1057-1062.

- Kouraeva, A. V., Zakharova, E.A., Samainc, O., Mognarda, N. and Cazenave, A. 2004. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote Sensing of Environment* 93 (2004) 238– 245
- Kosuth P. and Cazenave A. 2002, Développement de l'altimétrie satellitaire radar pour le suivi hydrologique des plans d'eau continentaux : application au réseau hydrographique de l'Amazonie, Rapport, Projet PNTS 00 / 0031/ INSU Rapport d'activités 2000-2001, 39p (in French)
- Kshirsagar, M., Rajagopalan, B. and Lall, U. 1995. Optimal Parameter for Muskingum routing with ungaged lateral inflow. *J.of Hydrology*. 169, 25-35.
- Maheu C., Cazenave A. and Mechoso C.R. 2002. Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, submitted for review..
- Mason, IM., Rapley, C.G., Street-Perrott, F.A. and Guzkowska, M. 1985. ERS-1 observations of lakes for climate research. *Proc. EARSeL/ESA Symposium "European Remote Sensing Opportunities"*, Strasbourg, 31 March-3 April 1985.
- Mercier, F., Cazenave, A. and Maheu C. 2002. Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian ocean, *Global and Planetary Changes*, 32, 141-163.
- Mercier, F. 2001. Altimétrie spatiale sur les eaux continentales : apport des missions Topex/Poseidon et ERS1&2 à l'étude des lacs, mers intérieures et bassins fluviaux. Thèse Univ. Toulouse III-Paul Sabatier, 9/11/2001, 190p.
- Merkel, W. 1999. Muskingum-Cunge Flood routing procedure in NRCS Hydrologic Models. USDA NRCS, National Water and Climate Center, Beltsville.
- Miller, L.S. 1979. Topographic and backscatter characteristics of GEOS 3 overland data. *Journal of geophysical research*, 84-B8:4045-4054
- Morris, C.S. and Gill,S.K. 1994a. Variation of great lakes waters from Geosat altimetry. *Water Resour. Res.*, 30:1009-1017.
- Morris, C.S. and Gill, S.K. 1994b. Evaluation of the Topex/Poseidon altimeter system over the great Lakes. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12): 24527-24539.
- Olivera, F., Dodson, B. and Bristow, E. 2002. PrePro2002 User's Manual. Texas University and Dodson Associates, Inc.
- Ponce, V.M. and Yevjevich, V. 1978. Muskingum Cunge method with variable parameters. *J. Hydraul. Div, ASCE*, 104 (HY12): 1663-1667.
- Ponce, V.M. 1979. Simplified Muskingum routing equation. *J Hydraul. Div, ASCE*, 105 (HY1): 85-91.

Ponce, V.M. 1981. Development of an algorithm for the linearized diffusion method of flood routing. San Diego State University Civil Engineering Series No. 81144.

Ponce, V.M. and Theurer, F.D. 1982. Accuracy criteria in diffusion routing. J. of the Hydraulics Division, ASCE, 108(HY6): 747-757.

Ponce, V.M. 1986. Diffusion wave modelling of catchment dynamics. J. of the Hydraulics Division, ASCE, 112(8): 716-727.

Ponce, V.M., Lohani, A. and Scheyhing, C. 1996. Analytical verification of Muskingum-Cunge routing. J. of Hydrology. 174, 235-241.

Ponchaut, F. and Cazenave, A. 1998. Continental lake level variations from Topex/Poseidon (1993-1996). C. R. Acad. Sci. Paris 326: 13-20.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. and Bamler, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. Photo & Rem. Sen. 57: 241-262.

Richey, J., Mertes, A., Dunne, T., Victoria, R., Forsberg, B., Tancredi, A. and Oliveira, E. 1989. Sources and routing of the Amazon River flood wave. Global Biochemical Cycles. 3(3): 191-204.

Seyler, F., Calmant, S., Bonnet, M-P. and Oliveira, M. Curvature of the hydraulic slope at the Negro-Solimões confluence from satellite altimetry and hydrodynamics : relationship with the distribution of erosion/sedimentation areas, EGS, Nice, April 2004.

Singh, V.P. 1992. Elementary Hydrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Soil Survey Staff. 1975. Soil taxonomy. Basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA, Washington, Agric. Handbook 436, 754 pp. 1975

Soil Survey Staff. 1990. Keys to Soil Taxonomy. Agency for International Development. USDA Soil Management Support Services. Technical monograph 19, 4th edn. Virginia Polytechnic Institute and State University. 1990

Tapley, B. D., Bettadpur S., Watkins M.M. and Reigber C. 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results, Geophys. Res. Lett., 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

Zakharova, E.A., Kouraev, A.V., Cazenave, A. and Seyler, F. Submitted. Amazon river discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry. Geosciences Comptes Rendus (French Academy of sciences).

3. Conclusion

Une erreur moyenne inférieure à 1% entre les débits observés aux stations hydrologiques et les débits calculés par le modèle nous permet de conclure que les estimations des coefficients K et X du modèle de Muskingum-Cunge sont satisfaisantes pour les sections du fleuve considérées. Ceci nous permet aussi de penser que l'approche diffusive et pseudo-dynamique de la méthode de M-C considérée dans PROGUM simule avec précision la propagation de l'onde du flux.

Les améliorations de la méthode de M-C adaptée dans PROGUM ont été basées principalement : i) sur l'estimation du coefficient X au travers du forçage de l'équilibre entre la diffusion numérique et la diffusion physique; ii) sur l'indépendance du modèle vis-à-vis de la longueur du tronçon considéré à chaque pas de temps. Dans l'article précédent, l'exposé détaillé de la méthode utilisée montre comment la simulation de l'onde diffusive peut être étendue à une approximation d'une onde dynamique en incluant la dépendance du nombre de Froude à la diffusivité physique.

Le fait d'avoir utilisé des données in situ journalières nivelées par des mesures altimétriques, nous a permis d'approcher de façon satisfaisante la variation temporelle du flux pour une bonne estimation des coefficients C_i du modèle.

Comme noté par Birkhead et James (1998), le modèle de M-C peut être utilisé pour l'estimation d'une courbe de calibration à une section quelconque d'un cours d'eau à partir d'un hydrogramme de débit en sortie du tronçon considéré, de données de cotes et des caractéristiques physiques de la rivière. Dans notre cas, l'utilisation de l'altimétrie radar a été essentielle pour l'estimation de la pente de surface entre deux stations de jaugeage.

Le résultat final est l'obtention d'un flux modélisé à chaque station virtuelle altimétrique, ce qui peut permettre à l'avenir, par une relation hauteur débit analogue à celle utilisée aux stations in situ, d'estimer des flux aux stations virtuelles à partir des seules stations altimétriques. Ce résultat peut se révéler particulièrement intéressant dans le cas de l'interruption du fonctionnement des stations in situ, ou pour obtenir des données dans des délais beaucoup plus courts que ceux nécessaires pour collecter les données du réseau Amazonien.

D'autre part, le bassin du haut Rio Negro est un bassin qui dispose de données in situ, sur des périodes de temps en partie concordante avec l'existence de mesures altimétriques (15 dernières années). Néanmoins la taille des sous bassins aux stations limnimétriques est considérable. L'estimation de débits aux stations virtuelles permet de réduire d'environ 10 fois la taille des bassins pour lesquels on peut disposer de mesure de flux. Désormais, la distribution spatiale des flux est compatible avec celle des modèles distribués sur des grilles climatiques, qu'il s'agisse de schéma de transfert végétation atmosphère ou de modèles d'altération.

Les perspectives d'amélioration du modèle concernent l'optimisation des paramètres sur les hauteurs altimétriques, ce qui permettra d'estimer les apports latéraux, sans nécessiter d'hydrogramme d'entrée. Cette optimisation est en cours en vue de distribuer les flux dans le cas des bassins peu instrumentés.

IV. Estimation de courbes de tarage aux stations virtuelles par utilisation conjointe des mesures altimétriques et des débits propages.

1. Introduction

La couverture spatiale des missions altimétriques en opération depuis ces quinze dernières années (en particulier T/P, ERS, ENVISAT, GFO) produit un grand nombre d'intersections entre les traces au sol des orbites satellites et les réseaux fluviaux, intersections définies dans ce travail comme "stations virtuelles". La hauteur d'eau est mesurée comme la distance entre le plan d'eau réfléchissant et l'orbite du satellite, elle-même repérée par rapport à un ellipsoïde de référence. La précision de la détermination de l'orbite est centimétrique, et nous avons récapitulé au chapitre 2, les différentes causes qui amènent une incertitude sur la mesure de l'altitude des plans d'eau continentaux, celle-ci étant plus importante que l'incertitude sur l'altitude de la surface de l'océan. Pour chaque mesure d'altitude utilisée au cours de ce travail, une incertitude associée est estimée. Les travaux de validation de la mesure altimétrique de l'altitude des plans d'eau constituent une partie importante des travaux de l'équipe associée LEGOS - LMTG d'Hydrologie Spatiale de l'OMP (Observatoire Midi-Pyrénées). Ces travaux ont défini un calcul de l'incertitude basé sur la dispersion de la mesure elle-même, et sur la différence avec une mesure effectuée à une mesure in-situ (Frappart et al., 2006); la distance variable entre la trace satellite et la mesure in-situ, le changement de section entre les deux points de mesure, de même que l'intervalle de temps écoulé entre les deux mesures, contribuent à augmenter cette incertitude, parfois considérablement. Très souvent, la dispersion de la mesure elle-même est un indicateur plus fiable de l'incertitude associée à la mesure, cependant, les causes d'erreur sur la mesure récapitulées au chapitre 2 montrent bien que la mesure peut être erronée de plusieurs centimètres, voire de plusieurs dizaines de centimètres, sans que la dispersion soit forcément affectée (cas géométriques d'erreur, ou erreur dans les corrections géophysiques ou biais entre différentes missions ou entre différents algorithmes de retracking; la dispersion étant affectée uniquement dans les cas de mélanges de cibles au sein de l'empreinte). Un compromis est donc nécessaire dans l'état actuel de nos connaissances, entre la dispersion de la mesure et la différence à une mesure in-situ, gardant en mémoire que dans de très nombreux cas, cette incertitude est surestimée.

L'estimation de la hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde au niveau de la station virtuelle ajoute à l'incertitude de l'estimation de l'altitude du plan d'eau par rapport à l'équipotentielle de gravité, mesure absolument indispensable quand on traite des mouvements de l'eau à la surface de la terre. Cependant cette incertitude affecte de façon identique les calculs de nivellement par GPS dans certains cas effectués aux stations hydrologiques.

A une station in situ, la hauteur d'eau est observée (à la plupart des stations du réseau amazonien) sur une échelle limnimétrique, ou détectée par un capteur automatique. A intervalle plus ou moins régulier, mais de telle sorte qu'un éventail suffisant de situations hydrologiques soient échantillonné pour rendre compte du cycle annuel et des variations inter annuelles à la station, la section de la rivière correspondant à l'échelle limnimétrique est jaugée, c'est-à-dire qu'on estime la mesure de la surface de la section, et la vitesse du flux au même moment. Les techniques hydrologiques des opérateurs des stations pour effectuer les jaugeages consistent schématiquement à mesurer la profondeur à différents points de la section, mesurer la largeur, reconstituer la forme de la section à partir de plusieurs types d'approximation existant dans la littérature. La vitesse du flux est estimée par différentes techniques également, parmi lesquelles celle du moulinet reste la plus classique. L'équipe Hybam a employé pour la première fois l'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), un

appareil de mesure de la vitesse, basée sur l'effet Doppler, pour effectuer le jaugeage de l'Amazone (Callède et al., 2002 ; Callède, et al. 2004). L'ADCP a l'avantage de mesurer à la fois la vitesse et la profondeur le long de la section avec un pas d'échantillonnage variant avec la fréquence du signal émis et la vitesse du bateau portant l'ADCP. La technique s'est répandue depuis pour le calcul du jaugeage, et la plupart des mesures de débit existant dans la base de données in-situ sur le bassin amazonien (<http://www.mpl.ird.fr/hybam>) ont été obtenues aux stations du réseau hydrologique de l'ANA (Agence de l'eau du Brésil) ou en des points de prélèvement d'échantillons d'eau au cours des campagnes HYBAM. Néanmoins, les stations du bassin du haut Rio Negro concernées dans ce travail, n'avaient été que très occasionnellement jaugées par ADCP, voire jamais pour certaines d'entre elles, et donc les estimations de jaugeages aux stations in-situ utilisées dans ce travail reposent pour la plupart d'entre elles sur des mesures traditionnelles. Il est très difficile dans la littérature technique de la mesure du débit de trouver une analyse rigoureuse de l'estimation des incertitudes sur cette mesure. Elle est variable suivant les techniques utilisées et l'expérience de l'opérateur, mais est estimée à moins de 20% dans le cas d'une mesure traditionnelle. Dans le cas d'une mesure ADCP, plusieurs sections sont mesurées, la hauteur d'eau est notée au début de la séquence de jaugeages et à la fin, et une section de référence est soit choisie, soit moyennée, à partir des différentes sections effectuées, et projetée sur la perpendiculaire à la direction du flux moyen. L'analyse de l'incertitude sur la mesure n'est pas systématiquement effectuée, mais elle est estimée à moins de 5% (Pascal Fraizy, communication personnelle). Ces mesures de débit réparties dans le temps sont utilisées en relation avec la hauteur à l'échelle à l'échelle limnimétrique au moment choisi comme concomitant à l'opération de jaugeage (il faut savoir qu'à la plupart des stations du réseau amazonien, la hauteur d'eau peut varier de moins de 1 à quelques centimètres par heure), pour construire une relation entre la hauteur à l'échelle et le débit, qui est spécifique à la section de mesure. Cette relation appelée courbe de tarage est utilisée pour restituer le débit journalier à partir des hauteurs journalières. La hauteur d'eau étant bien sûr fortement dépendante de la forme de la section pour un débit donné, c'est l'information de débit qui est utilisée pour la grande majorité des recherches et des applications hydrologiques utilisant la mesure des fleuves. Dans certains réseaux hydrologiques, l'information de hauteur d'eau n'est pas distribuée, et seule l'information sur le débit est diffusée. La qualité et la méthode employée pour obtenir la courbe de tarage sont rarement disponibles dans les bases de données.

La confrontation des pratiques et le partage des connaissances sur la signification intrinsèque de la mesure et sa qualité, aussi bien spatiale que in situ, sont au cœur de l'article qui forme ce chapitre. C'est cet échange qui ont fait naître les hypothèses et les validations qui sous tendent ce travail et qui ont amené ce résultat qui pourrait paraître inespéré, qui était en tous cas inattendu avant que ce travail soit réalisé: il est possible d'estimer la profondeur du lit des fleuves à partir des mesures altimétriques d'altitude des plans d'eau, à condition qu'on soit capable de modéliser assez correctement le débit à la station virtuelle. Et dans ce cas, ce qui est appelé avec précaution l'altitude des plans d'eau, peut être dérivée en une hauteur d'eau avec une précision qui n'est pas très éloignée de celle qu'on peut estimer sur le terrain.

Ce chapitre est donc consacré à la présentation d'un deuxième article sous presse à *Journal of Hydrology*.

2. Résumé.

Après une description de la zone d'étude et des données hydrologiques, disponibles dans la base de données WHYBAM (Cochonneau et al., 2004) ou acquises au cours d'une campagne de mesure effectuée spécifiquement pour la validation de ce travail, l'article présente un bref exposé sur les principales caractéristiques des mesures altimétriques utilisées ainsi que sur les traitements qui ont permis l'obtention des séries temporelles aux stations virtuelles représentant la variation des hauteurs d'eau.

Le site d'étude est le même que pour celui de l'article présenté au précédent chapitre: le bassin du haut Rio Negro. Outre les stations virtuelles T/P, ont été ajoutées des stations virtuelles ENVISAT. Au total 21 stations virtuelles ont été construites, 14 stations sur le cours principal du Rio Negro (dont 11 ENVISAT et 3 T/P) entre les stations hydrologiques de Cucui et Serrinha ; et 7 stations (dont 6 ENVISAT et une T/P) sur son principal tributaire le Uaupes à partir de la station de Uaracu. La totalité de l'information altimétrique a été extraite de la base de données du CTOH (*Centre de Topographie d'Océan et Hydrologie*) et traitées en fonction des critères présentés dans l'annexe 2 jusqu'à obtention des séries temporelles de variation d'altitude du plan d'eau aux stations virtuelles. Les données hydrologiques nécessaires à la mise en œuvre de PROGUM ont été téléchargées à partir du site WHYBAM (<http://www.mpl.ird.fr/hybam>) complété par celui de l'ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). La campagne de terrain (<http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/campagnes.htm>) a permis d'acquérir, aux stations virtuelles aussi bien qu'aux stations in situ, les sections ADCP qui servent de validation de ce travail.

Suivant la méthodologie présentée au chapitre précédent (PROGUM), les débits journaliers ont été estimés aux 21 stations virtuelles pour la période comprise entre 1982 et 2004. Exprimés par une loi puissance (l'établissement de l'expression de la loi puissance est détaillée dans l'article), les paramètres des courbes de tarage ont été estimés à partir de la corrélation entre les mesures altimétriques et les débits simulés pour chaque station virtuelle. La hauteur d'eau à la station considérée est la différence entre l'altitude mesurée de la surface de l'eau h et une valeur z pour laquelle le débit s'annule et qui est assimilé à l'altitude du fond de la rivière par rapport à la même référence (ellipsoïde WGS84) du fond du lit de la rivière. Les paramètres de la fonction, caractéristiques de la section considérée, sont obtenus par minimisation du RMSE (*Root Mean Square Error*) entre les débits propagés à la station virtuelle et les débits estimés en parcourant le domaine entier des valeurs possibles de $(h-z)$, a et b . Dans tous les cas étudiés, un minimum unique est trouvé.

L'établissement de la relation entre hauteur altimétrique et débit propagé permet de dériver l'altitude moyenne du fond du lit, qui est estimée comme l'altitude correspondant à un débit nul hypothétique, le coefficient de Manning, et par interpolation entre plusieurs stations virtuelles, le profil du fond du cours d'eau. La méthode a d'abord été appliquée à quatre stations in-situ. Les résultats ont été vérifiés par comparaison avec la profondeur estimée à la station par des méthodes de jaugeage conventionnelles et celle mesurée par ADCP pendant la campagne de mesure. La méthode a ensuite été appliquée aux 21 stations virtuelles T/P et ENVISAT et nous avons comparé les profondeurs estimées avec les profondeurs obtenues par profils ADCP réalisés sous les traces pendant la même campagne de validation. Les coefficients de la loi de tarage pour chaque section ont été comparés aux largeurs mesurées à

partir de la mosaïque JERS en basses et hautes eaux. L'ensemble de ces analyses donne des résultats très satisfaisants: par exemple, une différence moyenne inférieure à 1.1 m entre le fond moyen mesuré par ADCP et le fond équivalent estimé.

**RATING CURVES AND ESTIMATION OF AVERAGE WATER DEPTH
AT THE UPPER NEGRO RIVER BASED ON SATELLITE ALTIMETER DATA
AND MODELED DISCHARGES**

J.G. Leon^{a,*}, S. Calmant^b, F. Seyler^a, M.-P. Bonnet^a, M. Cauhopé^a, F. Frappart^{a,b}, N. Filizola^c,
P. Fraizy^a

^a *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, (IRD,CNRS,UPS), 14, Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.*

^b *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, (IRD,CNRS,UPS), 14 Av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France.*

^c *University of the Amazonas State, Brazil*

Abstract

The objective of this study is to derive the stage-discharge relationship for 21 “virtual gauge stations” located at the upper Negro River (Amazon Basin, Brazil). A virtual station can be defined as any crossing of water body surface (i.e. large rivers) by radar altimeter satellite tracks. Rating curve parameters are estimated by fitting with a power law the temporal series of water surface altitude derived from satellite measurements and the discharge. Discharges are calculated using ProGUM, a flow routing model based on the Muskingum-Cunge (M-C) approach considering a diffusion-cum-dynamic wave propagation (Leon et al., submitted). Among these parameters is the height of effective zero flow. Measured from the WGS84 ellipsoid used as reference, it is shown that the height of effective zero flow is a good proxy of the mean water depth from which bottom slope of the reaches can be computed and Manning roughness coefficients can be evaluated. Mean absolute difference lower than 1.1 m between estimated equivalent water depth and measured water depth indicates the good reliability of the method employed. We computed the free surface water slope from ENVISAT altimetry data for dry and rainy seasons. These profiles are in good agreement with the bottom profile derived from the aforementioned water depths. Also, the corresponding Manning coefficients are consistent with the admitted ranges for natural channels with important flows (superficial width > 30.5m (Chow, 1959)) and irregular section.

Key words

Rating-curve, effective zero flow, radar altimetry, Manning coefficient, Negro River, Amazon Basin.

Introduction

Monitoring of the temporal variations of the river water levels is classically made using in-situ recordings. Level variations can be expressed in terms of discharges using calibrated relationships referred to as rating curves. However, most large river basins in the world, e.g., the Amazon Basin in South America, cover areas of difficult access. This is a

* Corresponding author : leon@lmtg.obs-mip.fr

major hindrance to the installation of operational networks of hydrological in-situ stations. Radar altimetry is an interesting alternative to recording the periodic measurements of water level variations in the continental environment even in these remote places. The ability of radar altimeters to monitor continental water surfaces and measure their stage elevation has been demonstrated over inland waters (Birkett, 1995a; Cazenave et al., 1997). However, due to the size of the footprint, it is mainly applicable to large water bodies, particularly the survey of level fluctuations in lakes, large rivers or flood plains.

Leon et al. (submitted) have proposed a bibliographic review of the recent use of radar altimetry over continental water bodies (continental seas, then lakes and large rivers). Normally, land water investigators have to deal with dataset primarily collected and processed for other scientific targets, namely heights collected for either oceans (T/P, Jason, GFO, part of ERS 1 & 2 and ENVISAT) or ice caps (ERS 1 & 2, ENVISAT, ICESat). Thus, T/P measurements have been found to present an overall uncertainty over continental waters of a couple of decimeters (Birkett et al., 2002). Nevertheless, a better accuracy (of the order of a decimeter) have been found on the same continental water bodies with the ICE1 retracked ENVISAT data, which are used in this study (Frappart et al., in press).

In hydrology, data obtained from satellites and other remote sources support broad and potentially frequent global coverage of river discharge estimates (Barrett, 1998). Thus, a method based on remotely sensed data to estimate river discharge would provide a means to maintain or even increase the global streamflow monitoring network. This could prove cost-effective in the long term to obtain the required river discharge data on a global scale. For example, Jasinski et al. (2001) used river stage data from TOPEX/Poseidon satellite altimetry data to assess discharge ratings in several locations of the Amazon basin by comparing altimetry data with stage and discharge measured at the existing gaging stations. The accuracy of ratings varied depending on distance between altimetry observation and ground-measured discharge, and on topography and the river width. This study demonstrated the feasibility of satellite altimetry for getting remote river stage information. However, ground-based discharge data were required to develop the rating, and the derived ratings could not be extrapolated to other rivers or reaches of the Amazon.

On the other hand, in the case of a large river for example, with a measured discharge record available, even some distance away, this information can be used as an indication of the local hydraulic conditions associated with a particular discharge. The simplest way to do this would be to compile the relationships between local stages and remote discharges. This approach would be adequate under reasonably steady flow conditions but quite inaccurate for highly variable flows with short duration events, as in many South African rivers, where the distance between the measured discharge and the required stage is large (Birkhead and James, 1998).

Under these conditions the relationship between local stage and local discharge is sought. Establishing this relationship requires accounting for the lag and attenuation of discharge between local and remote sites. Discharges at local and remote sites can be related using a variety of flood routing procedures ranging in simplicity from Muskingum or M-C models to solution of the full dynamic flow (Saint-Venant) equations. Expressing the local stage-discharge relationship as a simple mathematical function, from remote discharge

estimated by flow routing model and local stage from radar altimeter, enables the local flow conditions to be expressed in terms of stage or vice versa.

The M-C method has been used in different studies (Boroughs and Zagana, 2002; Johnson and Miller, 1997; Merkel, 1999; Richey et al., 1989) for discharge estimation. Leon et al. (submitted) have estimated the outflows at some virtual gauge stations (places where footprint of radar satellites cross-cut the river channel or the flood plain) for some watersheds of the upper Negro River main channel and tributaries using ProGUM, a M-C flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption; in-situ discharges and radar altimetry data. In this study the calibration phase led to differences less than 4% between measured and estimated outflows and validation has given errors less than 10%.

In this paper it is shown that mean reach depths can be derived from the parameters of the power law establishing the rating curve between water stages from satellite altimetry and discharges estimated by flow routing. First, in-situ and altimetry available data are discussed. Then, the method already reported in Leon et al. (submitted) for predicting remote discharges at virtual stations based on the M-C flow routing model approach and in-situ data using PROGUM is reviewed. Also discussed is the method to select and retrieve altimeter water levels from TOPEX/Poseidon and ENVISAT over the upper Negro River in the Brazilian Amazon basin. Finally, the method developed in this study to establish stage-discharge relationships between satellite-derived water level and river discharge at 21 virtual stations in the Upper Negro basin is presented. Expressed as a power law, these relationships allow us to estimate the base of the equivalent wet section depth of the river, referred to here as the average water depth. The resulting slope has been compared with the water free surface slope derived from ENVISAT measurements. The same method has been applied to in-situ water level measurements. The resulting average water depth at virtual and in-situ stations is compared with mean depth obtained from ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) measurements conducted in May 2005.

Material and methods

1. The Negro River system

Because of his huge discharges, Amazon River is the most important continental water source in the world. Draining an area of 6.7 million km² the Amazon Basin contributes about 15 to 20% of all liquid fresh water transported to the oceans (Richey et al., 1989; Coe et al., 2002). Negro River, Solimoes River and Madeira River are the three main tributaries of the Amazon.

Negro River Basin extends from 3°14'S to 5°8'N latitude and from 72°57'W to 58°16'W longitude. The basin drains approximately 10% of the Amazon Basin from its source at the confluence of the Guainia River (Colombia border) and Casiquiare River (Venezuela border) to the confluence with Solimoes River, a few kilometres before Manaus (Brasil). Table 1 summarizes the main characteristics of the Negro Basin.

Negro Basin	
Area	715,000 km ²
Mean annual temperature	26°C
Annual rainfall	3,000 - 4,000 mm
Soil moisture regime	Udic to Perudic
Rainfall Peak period	April to June
Discharge Ranges	4,200 to 50,000 m ³ /s

Table 1. Principal characteristics of Negro River. (Soil Survey Staff, 1975; 1990; Dubroeuq and Volkoff, 1998; Guyot, 1993)

2. Negro River level and discharge data

2.1 In situ gauge station data

For the purpose of this study, the subwatersheds based on in-situ gauges are shown on figure1. Four stations are located along the Negro River main stream (Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha) accounting for a total length of 509 km; two lies in the Uaupes River (Uaracu and Taraqua) representing 387 km. Uaupes River is the main gauged tributary of the upper Negro River. Table 2 summarizes the Negro River main stream features discharges at these six gauged stations and their principal characteristics.

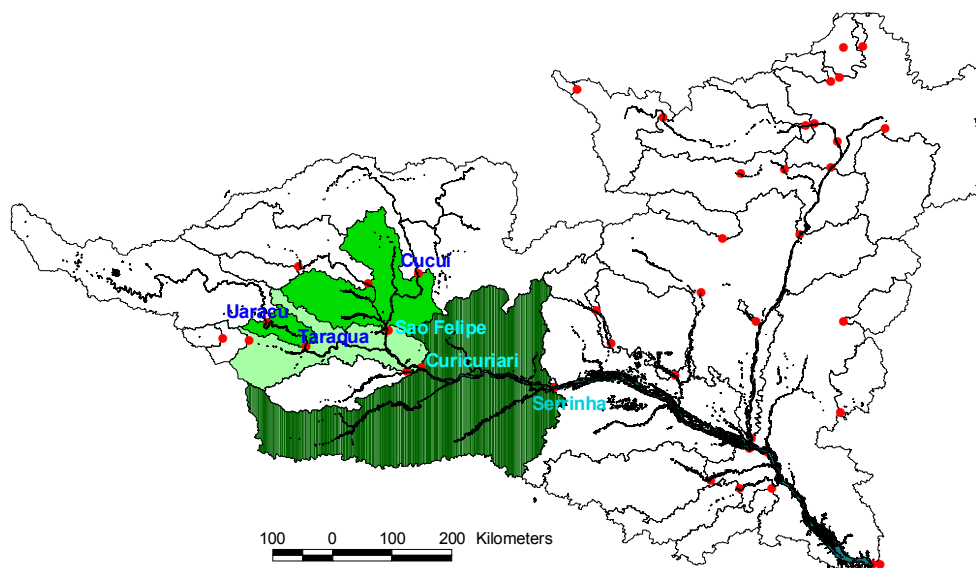


Figure 1. **Negro River Basin.** The Negro River and the subwatershed delineation. Black points show the position of the hydrological stations in the basin. In grey are the subwatersheds considered in this study.

Daily measurements of the river water stage started some time between 1977 and 1982. These records, along with periodical measurements of cross sectional area, water surface width, flow velocity, bed channel depth are available at the ANA (Brazilian Water National Agency) website (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). These measurements have been made by ANA with conventional measurements methods such as reels currentmeter method for

discharge. More information acquired during several field campaign from 1995 to now has been found at the HYBAM web site (<http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/campagnes.htm>). The discharge measurements retrieved from this site were acquired by ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) measurements. ADCP profiles are meant to retrieve both discharge and flow velocity in unit cells distributed along verticals every time step (one to three seconds in most cases). The computed discharge is the sum of discharge per cell unit and the profile geometry is another possible output of the ADCP software TRANSECT.

Station Name	River	Long.	Lat.	Measurement Period	Discharge (m ³ /s)	Drained area km ²	Upstream station
Cucui	Negro River	-66.8597	1.2155	1980 – 2204	400 -10,500	70,400	-
Sao Felipe	Negro River	-67.3218	0.3727	1977 – 2004	1,200-15,500	119,200	Cucui
Curicuriari (from Sao Felipe)	Negro River	-66.8115	-0.1921	1977 – 2004	2,500-24,000	132,000	Sao Felipe
Curicuriari (from Taraqua)	Negro River	-66.8115	-0.1921	1977 – 2004	2,500-24,000	132,000	Taraqua
Serrinha	Negro River	-64.8108	-0.4876	1977 – 2004	5,000-30,000	283,000	Curicuriari
Uaracu		-69.1388	0.4892	1977 - 2004	80-6,000	38,700	-
Taraqua	Uaupes River	-68.5534	0.1349	1977 - 2004	250-6,500	42,000	Uaracu

Table 2. Main characteristics of hydrologic stations studied

2.2 Data acquired during a field campaign in May 2005

A field campaign took place in May 2005 and allowed to acquire in-situ data, in particular ADCP measurements, in order to assess the quality of the altimeter derived measurements. To perform these measurements on the modelled part of Rio Negro, our team used three light motor boats to follow up the Negro River to Cucui and the Uaupes river to Taraqua, and back to Sao Gabriel da Cachoeira, which lies downstream the confluence Negro-Uaupes in the middle of a succession of rapids and water falls several kilometres long. Downstream of Sao Gabriel, a medium-sized boat has been used to follow down the Rio Negro to Manaus, performing ADCP profiles at the in-situ stations and at the locations of each satellite track crossing. Measurements description and locations can be found at <http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/campagnes.htm>.

2.3. Satellite altimetry data

Satellite altimetry relies on: radar altimetry and orbitography. Radar altimetry measures the distance between satellite and instantaneous water surface. Orbitography provides satellite altitude relative to a reference ellipsoid. The difference between both distances is the instantaneous water level height relative to the reference ellipsoid. Placed into a repeat orbit, the satellite altimeter overflies a given region at regular time intervals, normally called the repeat cycle, and with a ground track footprint that varies depending on satellite characteristics. In this study, two satellite data sources have been selected, i.e., TOPEX/Poseidon and ENVISAT missions.

Corrections applied to these measurements include ionospheric refraction, dry tropospheric refraction, wet tropospheric refraction, solid earth and pole tides (Renellys et al., 2005). Corrections specific to open ocean environments such as ocean tide, ocean tide loading, inverted barometer effect and sea state bias have been disregarded.

TOPEX/Poseidon altimeter data

The NASA/CNES TOPEX/Poseidon (T/P) satellite was launched in August 1992 on a 66° inclined orbit at 1336 km altitude with a 10 days repeat cycle is. Its ground track spacing is 315 km in equatorial regions. The T/P altimeter data were extracted from the Geophysical Data Records (GDR-Ms) available at the Archiving Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography (AVISO) data center in the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) (AVISO, 1996). The data collected consisted of range values from radar echoes at 1/10 s and averaged values at 1 s interval, corresponding to an along-track ground spacing of 596 m and 5.96 km respectively.

On September 2002 T/P moved to a new orbit midway between its original ground tracks. The former T/P ground tracks are now overflowed by Jason-1. Thus, 354 cycles of recorded data are available for the original orbit and approximately 60 cycles of data for the new orbit. In this study, only the 354 cycles of the original orbit have been retained, corresponding to a period from December 1992 to July 2002. The region studied is overflowed by the tracks 89, 178 and 245. Altimetric measurements were referenced over WGS84 ellipsoid.

ENVISAT altimetry data

The ENVISAT satellite is the continuity of ESA (European Space Agency) ERS-1 and ERS-2 satellites. ENVISAT carries ten complementary instruments -including a radar altimeter- to observe such parameters as sea surface topography, high-resolution gaseous emissions, orbitography and the precise tracking system Doris.

Launched in March 2002, ENVISAT has a 35-day repeat cycle and provides observations along its entire ground track over the ocean and continental surfaces, from 82.4° North to 82.4° South. The ENVISAT equatorial ground track spacing is about 85 km and its swath width is a few kilometres only. The ENVISAT altimetry data were downloaded from ESA ftp site. Data consist of range values from radar echoes at 1/20 s and averaged values at 1 s interval, corresponding to an along-track ground spacing of 370 m and 7.4 km respectively. Four range values are calculated by four different tracking algorithms. Reference ellipsoid is WGS 84.

In this study, we used data from cycles 10 to 31, corresponding to a period from November 2002 to October 2004. The area of study is cross-cut by tracks 35, 78, 121, 407, 450, 493, 536, 579, 622, 908, 951 and 994.

2.4. River water stage from altimetry data selection

Over continents, radar echoes are affected by topography, vegetation, ice and snow cover. Indeed, a mountainous topography may cause the altimeter to lock off and it may take some time before it locks on again. In this case and with narrow rivers the instrument may fail to deliver reliable measurements. Also, the instrument may remain locked on water while the satellite is well ahead of the water body, since the reflected signal on water has more power than the reflected signal on land. This may cause a geometric error likely to reach several meters in some regions (Frappart et al, in press).

As a result, the waveform (i.e. the power distribution over time of the radar echo) may not have the simple broad-peaked shape typical of ocean surfaces, but can be complex and multi-peaked (Berry, 2003; Birkett, 1998). The existing T/P and ENVISAT ocean retracking algorithms, the only one for T/P and one of four (OCEAN, ICE1, ICE2, SEAICE) for ENVISAT, are not designed to process these signals. This affects the precision in the determination of the altimetric height. Frappart et al. (in press) have shown that the tracker ICE1 was best suited to retrieve the ellipsoid height of continental water bodies.

To minimise potential contamination of the T/P and ENVISAT signal by land reflection, while securing an adequate number of altimeter measurements on water, we performed a geographical selection of data. We used JERS mosaic images of dry season from September to December 1995 and wet seasons from March to April 1996. Based on this mosaic, the most appropriate satellite tracks–river intersections could be selected with a high spatial resolution. Fig. 2 shows an example of data selected to define the so-called virtual stations.

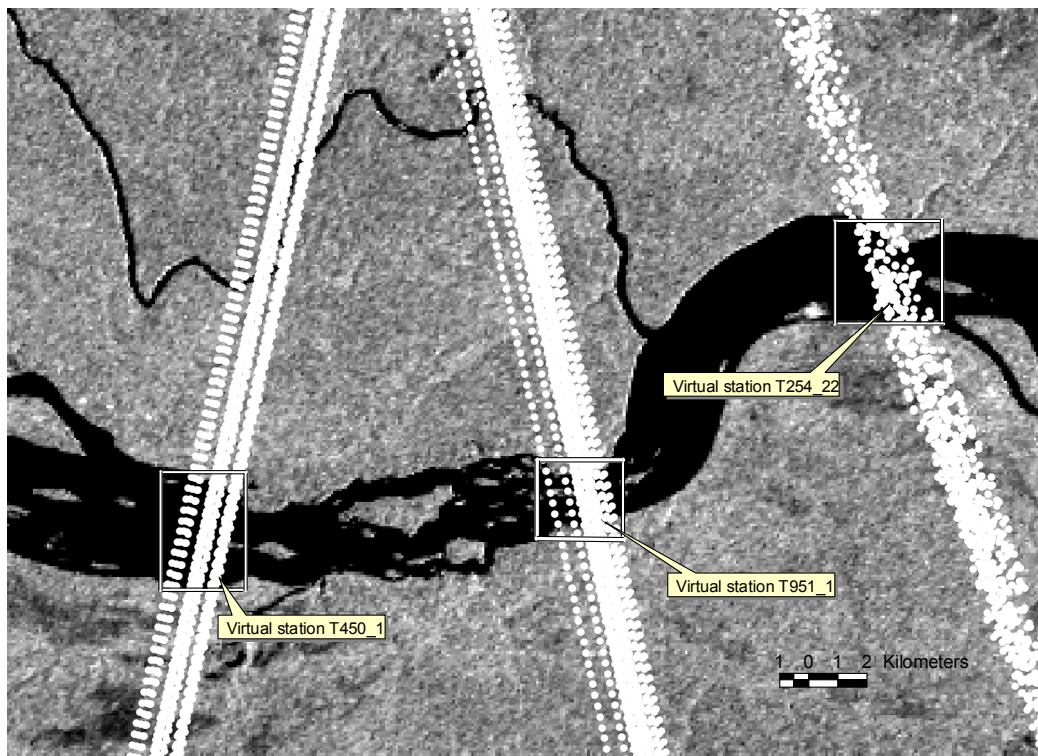


Figure 2

Figure 2. **Virtual stations.** Virtual stations selection data based on JERS image ENVISAT and T/P level measurements. The zone showed is located between Curicuriari and Serrinha in-situ stations in dry season.

The width of the upper Negro River changes seasonally from 1 to 3 km in the main channel and over 8 km in floodplains depending on the phase of the hydrological regime and the geographic position. To arrive at consistent measurements in various phases of the water regime, we selected only those parts of the T/P and ENVISAT ground tracks that cover the main channel of the river system (fig. 2). This stringent selection relied on the 1/10s level measurements for T/P and 1/20s for ENVISAT.

Despite the careful data selection as described above, altimetric water levels constitute data sets with numerous outliers. Frappart et al. (in press) have shown that the median of measurements for each pass is a better estimate of the water stage than the mean. This strategy has been followed in this study. Finally, unrealistic median values were last eliminated by visual comparison between water level and discharge time series for a given virtual station.

2.5. Modelled discharge data at virtual stations.

Discharges at virtual stations were estimated using ProGUM, a M-C flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption and in-situ discharges (Leon et al., submitted).

Flow routing models are normally used to estimate discharges in a section of the channel from a known hydrograph located at the upstream end (inflow hydrograph) and the physical characteristics of the reach.

In the M-C flow routing model (Cunge, 1969), that is an improvement of the classical Muskingum model, the well-known routing parameters X and K are derived from measured hydraulic data, especially, the rating curve, channel slope, channel width, wave velocity, reach length and flow discharge data (Ponce et al., 1996). M-C method avoids the calibration step required in the Muskingum method. In addition, the representation of diffusive waves can be implemented when lateral flows are considered in the M-C algorithm (Ponce, 1986). Although M-C addresses only channel flows, considering lateral flows that can be positive or negative allows dealing globally with floodplain temporary storage and outflow, which are included into the lateral flows along with the localized rain input, and groundwater in- and outflows.

Leon et al. (submitted) have developed, tested and validated the ProGUM model over the upper Negro River mainstream. The primary aim of that study was to estimate the discharges at different virtual stations of interest in the Negro River main stream. Discharges at virtual stations shown in Fig. 2 were estimated using in-situ measurements from local stations. ProGUM model is extensively described in Leon et al. (submitted). The model has supported discharge estimates with an error less than 10%, relative to measured discharges.

3. Rating curve and water depth estimation.

Stage-discharge relationship or rating curve for gaging stations is developed using a set of discharge measurements and corresponding water level.

The relationship between stage and discharge is governed by a unique set or a combination of physical elements occurring downstream from the station, named controls. As outlined by Rantz et al. (1982), these controls may be classified into two groups, section control and channel control. Section control occurs when the geometry of a single cross section located a short distance downstream from the gage is such that it constricts the channel, or when a downward break in bed slope occurs at the cross section. Channel control occurs when the geometry and roughness of a long reach of channel downstream from the gaging station are the elements that govern the relationship between stage and discharge. The length of reach that effectively governs the stage-discharge relation depends on the stream

gradient, the lower the stream gradient, the longer the reach of channel control, and with respect to discharge, the larger the discharge, the longer the reach of channel control.

In natural river systems, a complete control governing the stage-discharge relationship throughout the entire range of stage experienced at the gaging station hardly ever exists. More commonly, the stage-discharge relationship for the gaging station results from a compound control or partial controls acting together.

Finally, at some gaging stations it may be difficult to retrieve a single equation describing the water stage-discharge relationship over the entire range of water stages experienced in the reach. A common approach is to build the stage-discharge relationship with the help of several segments only valid for a given range of stages.

In addition, some gaging stations may be influenced by variable backwater effects. These effects are normally caused by changes at downstream cross sections. For example, the stations located a short distance upstream from a confluence in a flat region. The stage at the gaging station then depends on the stage at the confluence. In such a location, and under uniformly progressive wave flood conditions, a loop rating may be produced at the gaging station (Rantz et al., 1982): for a given stage, the discharge is greater when the stream is rising rather than falling. For these gaging stations, the rating requires the use of a slope, as well as stage, in relation with discharge.

These loop ratings have not been evidenced in any in-situ stations used, and thus, most virtual stations located between these in-situ stations are not likely to present loop rating. On the other hand, compound control of the gaging stations is likely to occur in some of the stations as is a common feature in natural river systems.

Rating curve

In order to model the stage-discharge relationship by a simple mathematical function, the Manning equation can be expressed as a power law, based on the continuity equation. Indeed, this equation can be modified to express the discharge of a channel control as follows:

$$Q = \frac{1}{n} A R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

Where, Q is the discharge, n the roughness coefficient, A the cross-sectional area, R the hydraulic radius and S the friction slope.

In a natural channel of irregular shape it is possible to assume that at the higher stages the roughness coefficient is a constant and that the friction slope tends to become constant (Chow et al., 1988). Approximating $A = D.W$ (where D is the average depth and W the width of the cross section), and expressing $S^{1/2}/n$ as a constant a , we get:

$$Q \approx a D W R^{\frac{2}{3}} \quad (2)$$

If the hydraulic radius is considered equal to D , and W is considered a constant, the equation becomes (Rantz et al., 1982):

$$Q \approx aD^{1.67} \approx a(H-z)^{1.67} \quad (3)$$

In which $(H-z)$ stands for the water depth of the channel control, H the water stage level of the water surface and z the base of a rectangular-shaped section or the stage height of effective zero flow for a channel control or a section control of irregular shape. The gage level of effective zero flow is practically never reached but is actually a mathematical constant that is considered as a stage level to preserve the concept of a logarithmically linear head-discharge relationship.

In Eq.(3), Rantz et al. (1982) show that unless the stream is exceptionally wide, R is significantly smaller than D . This reduces the exponent in the equation although it may be offset by an increase of S or W with discharge. Changes in roughness with stage will also impact the exponent value. These factors allow us to express the discharge as follows:

$$Q_t = a(H-z)_t^b \quad (4)$$

In which Q_t is the discharge and $(H-z)_t$ stands for the water depth of the control section at time t . Typically, a and b coefficients are specific to a channel cross-section. They can be related to the physical characteristics of the river. a is a scaling factor that encompasses the section width, the local bottom slope and Manning coefficient. b includes the geometry of the river banks, in particular the departure from vertical banks and generally an indicator of the type of control acting on the stage-discharge relation. A value of b less than 2 indicates a channel control and greater than 2 a section control (Rantz et al, 1982).

However, the water level data measured from space by radar altimeter refer to the ellipsoid of reference, in our case the WGS84 ellipsoid, and not to the bed of the channel. Thus, H in Eq. (4) is the water level given by the altimeter radar and z the elevation from the ellipsoid to the effective zero flow at time t . A rating equation such as Eq.(4) is developed for a particular river channel or cross-section and would not be expected to be applicable to any other river location. This is because the change in depth is used as an index corresponding to a change in width and velocity, and is specific to the channel characteristics of the reach being measured (Bjerklie et al., 2003).

Taking Q and h as known measured values, one has to arrive at the value of z that allows the water depth to be estimated from the zero flow of the channel at time t and the corresponding a and b coefficients. Rantz et al. (1982) rely on successive approximations to determine the effective zero flow based on the logarithmic rating-curve representation.

However for discharges in excess of 1,000 m³/s, this methodology fails to estimate the value z that preserves the concept of a logarithmically linear stage-discharge relationship.

To determine the effective zero flow for any range of discharges, a methodology has been developed, consisting in the minimization of RMSE (Root Mean Square Error) between the modeled or measured discharge and the rated discharge. The RMSE can be expressed as follows:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Q_{mes} - Q_{calc})^2}{n}} \quad (5)$$

Where, Q_{mes} is the measured flow in the gauge case or the modeled discharge in the virtual gauge case, Q_{calc} is the rated flow and n the number of measurements considered.

Power law turns to a linear relationship in the logarithmic domain. Then, for a given z , the a and b coefficients are estimated by a linear regression through the $(\ln(Q), \ln(H-z))$ set. Exploring the range of possible values of z allows the function $RMES(z) = f(z)$ to be built up. The entire range of possible z values has been explored by increments of 0.01 meter. The value of z representing the effective zero flow altitude is such as:

$$\frac{\partial f(z)}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

The method was first applied at four gauge stations: Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha. The in-situ dataset consists of water level, measured discharge and depth. It is worth noting that these depth measurements were all single points. They do not take into account depth variation across the section. Also, ADCP profiles have been collected at these stations during the field campaign in May 2005. Then, we searched for average depth at all virtual stations, comparing next to the ADCP profiles taken during the field campaign. Furthermore, a and b are evaluated for each site. As discussed above, these coefficients relate to section geometry. Their values determined through use of the power law fitting procedure are discussed in terms of river width and compared to widths for the dry and wet season measured on JERS mosaic images.

Slopes

Slope of river bed, as well as free surface slopes, have been calculated from interpolated altitude measurements, referenced to GCM02 geoid model (Tapley et al., 2005).

Results and discussion

1. Virtual stations over the Negro River main stream

Virtual stations are shown in fig. 3. They correspond to the intersection of either T/P or ENVISAT crossings with Negro and Uaupes rivers.

Over the Negro River mainstream we defined 14 virtual stations. Three rely on T/P and 11 on ENVISAT. For the Uaupes River, one T/P and 6 ENVISAT virtual stations were also defined. The main characteristics of each station are summarized in table 3.

2. Water stage and discharge estimations

Station T89_22 (fig. 4b) is an example of water stages obtained from the processing of T/P data. Height variations are typical of the equatorial regime with a bimodal flood peak. On the contrary, the water level time series of T407_1 virtual station is an example of unimodal

tropical regime (fig. 4f). ENVISAT track 536 cross-cuts the Upper Rio Negro right at the Sao Felipe station. This gives us an opportunity to assess the quality of the time series of altimetry-derived water stages by straightforward comparison -i.e., without flow routing- with in-situ readings. Both series of water in-situ measured stage and altimetric height are displayed in fig. 5. The rms discrepancy between both –unbiased- series is 12 cm. This time series also highlights irregular features of flood events. It is worth pointing out that we decided to test our methodology on a more variable discharge regime than most of studies estimating discharges for Amazon basin (the main stem of the Amazon).

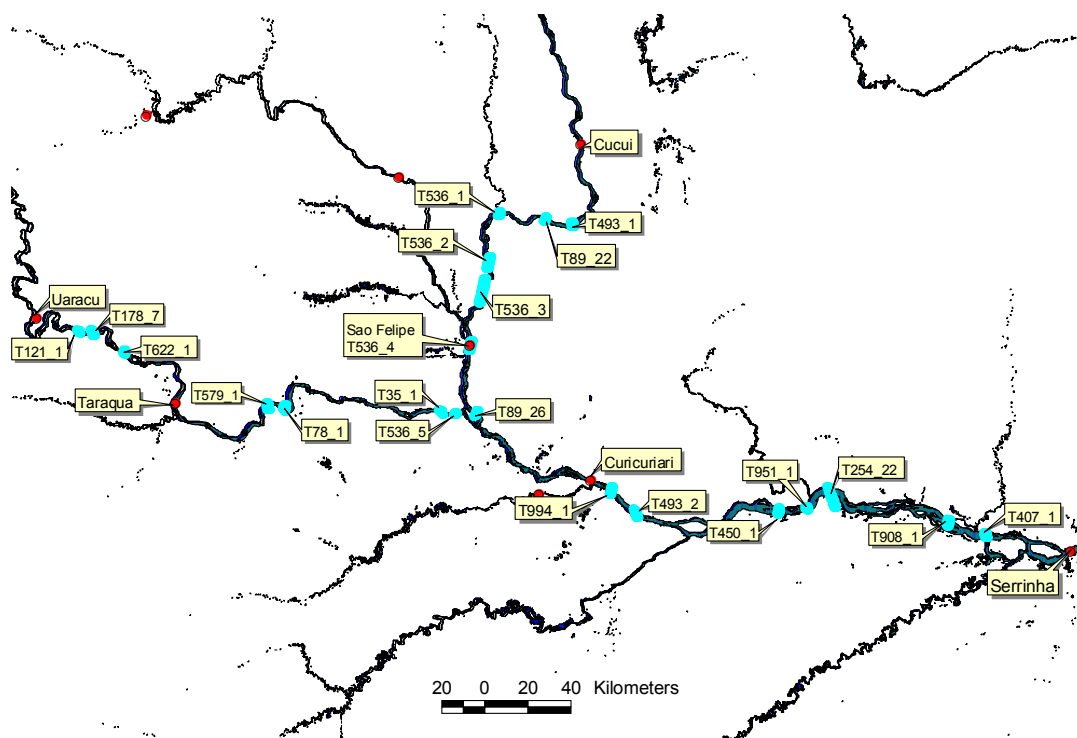


Figure 3

Figure 3. **Virtual stations.** Position of virtual stations between Cucui and Serrinha for the Negro River main stream and Uaracu et Curicuriari for the Uaupes River main stream.

Chapitre 4 : Estimation de courbes de tarage aux stations virtuelles par utilisation conjointe des mesures altimétriques et des débits propagés.

Station	River	Lat/Long	Type of data	Dry/wet season cross-sec. width (km)	Discharge measured by ADCP in 05/2005 (m ³ /s)	Average water depth by ADCP in 05/2005 (m)	Upstream In-situ station distance (km)
T493_1	Negro	0.87/-66.89	ENVISAT	1.72/2.23	7071	8.23	Cucui (47)
T89_22	Negro	0.91/-67.00	T/P	1.4/2.08	7071	8.40	Cucui (60)
T536_1	Negro	0.92/-67.19	ENVISAT	0.76/1.29	7623	10.18	Cucui (85)
T536_2	Negro	0.72/-67.23	ENVISAT	1.02/1.98	8582	11.43	Cucui (113)
T536_3	Negro	0.60/-67.26	ENVISAT	0.98/2.19	8647	9.32	Cucui (128)
T536_4	Negro	0.37/-67.31	ENVISAT	1.06/2.19	11625	12.24	Sao Felipe (0)
T89_26	Negro	0.09/-67.29	T/P	0.8/0.84	12524	11.95	Sao Felipe (33)
T994_1	Negro	-0.23/-66.73	ENVISAT	1.12/1.52	18590	12.92	Curicuriari (10.6)
T493_2	Negro	-0.33/-66.62	ENVISAT	2.16/2.48	18569	11.49	Curicuriari (26.5)
T450_1	Negro	-0.32/-66.03	ENVISAT	3.65/3.65	20361	7.58	Curicuriari (100)
T951_1	Negro	-0.31/-65.91	ENVISAT	1.81/2.06	20445	11.10	Curicuriari (114)
T254_22	Negro	-0.24/-65.81	T/P	2.72/7.70	21841	11.48	Curicuriari (126)
T908_1	Negro	-0.37/-65.32	ENVISAT	2.91/2.91	22388	12.44	Curicuriari (188)
T407_1	Negro	-0.41/-65.15	ENVISAT	2.44/2.44	23460	11.78	Curicuriari (207)
T121_1	Uaupes	0.43/-68.94	ENVISAT	0.8/1.29	No Data	No Data	Uaracu (50.3)
T178_7	Uaupes	0.43/-68.89	T/P	0.98/0.98	No Data	No Data	Uaracu (57)
T622_1	Uaupes	0.35/-68.75	ENVISAT	1.06/1.69	No Data	No Data	Uaracu (80.4)
T579_1	Uaupes	0.12/-68.16	ENVISAT	1.21/2.64	4850	5.48	Taracua (60)
T78_1	Uaupes	0.11/-68.09	ENVISAT	1.42/1.42	4791	6.13	Taraqua (69)
T35_1	Uaupes	0.11/-67.45	ENVISAT	0.89/1.41	5190	8.98	Taraqua (160)
T536_5	Uaupes	0.09/-67.36	ENVISAT	1.02/1.34	5204	10.6	Taraqua (168)

Table 3. Principal characteristics of the virtual stations

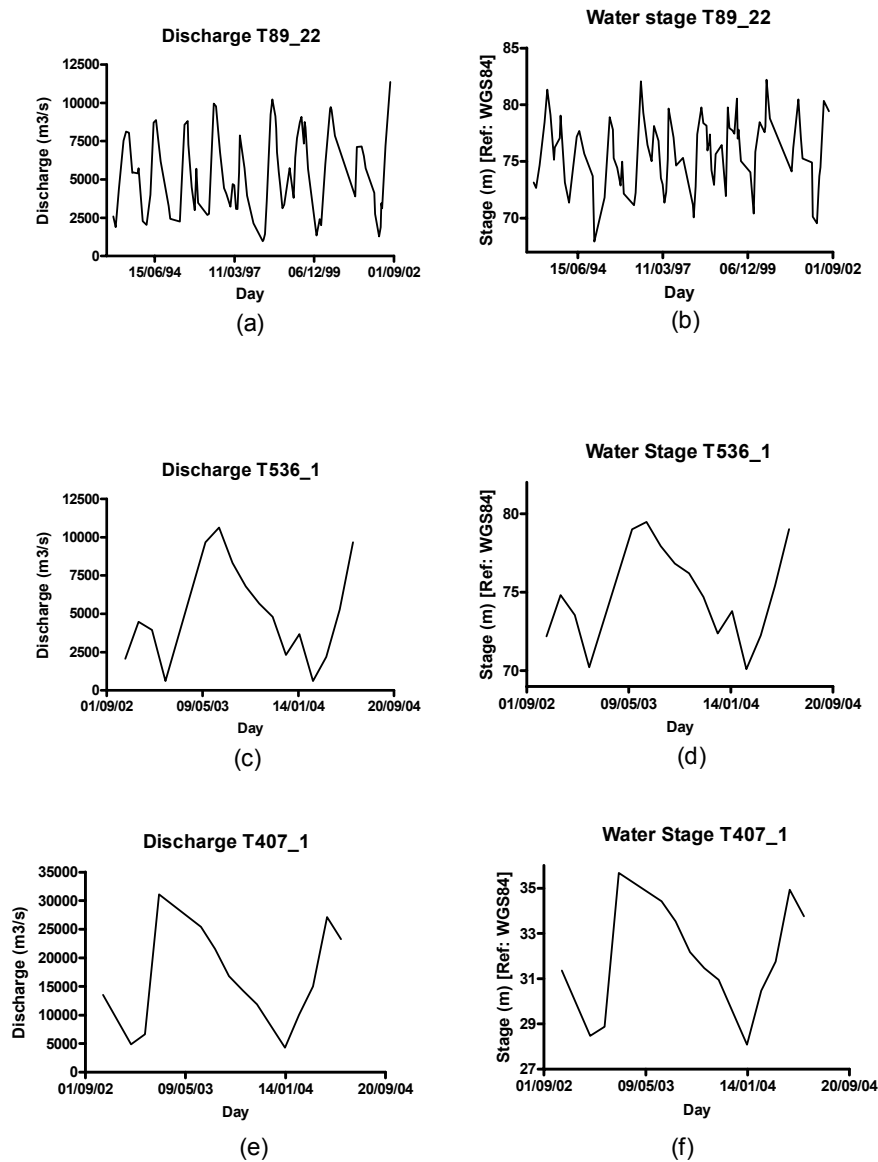


Figure 4

Figure 4. **Discharge and water stage time series.** Discharge and water stage time series of three virtual stations along the Negro River main stream

Discharges at the different T/P virtual stations were calculated by means of a M-C model described in Leon et al. (submitted) and the example of the discharge time series for Virtual Station T89_22 is shown in fig. 4a. In these examples, discharge variations are clearly related to water levels variations. Despite the short measurements period for ENVISAT, the annual cycle of water levels is also clearly monitored, and discharge is correctly simulated by the model (fig. 4a to 4d). Similar results have been obtained for all stations. Rating curves have been computed according to the methodology described above for all stations.

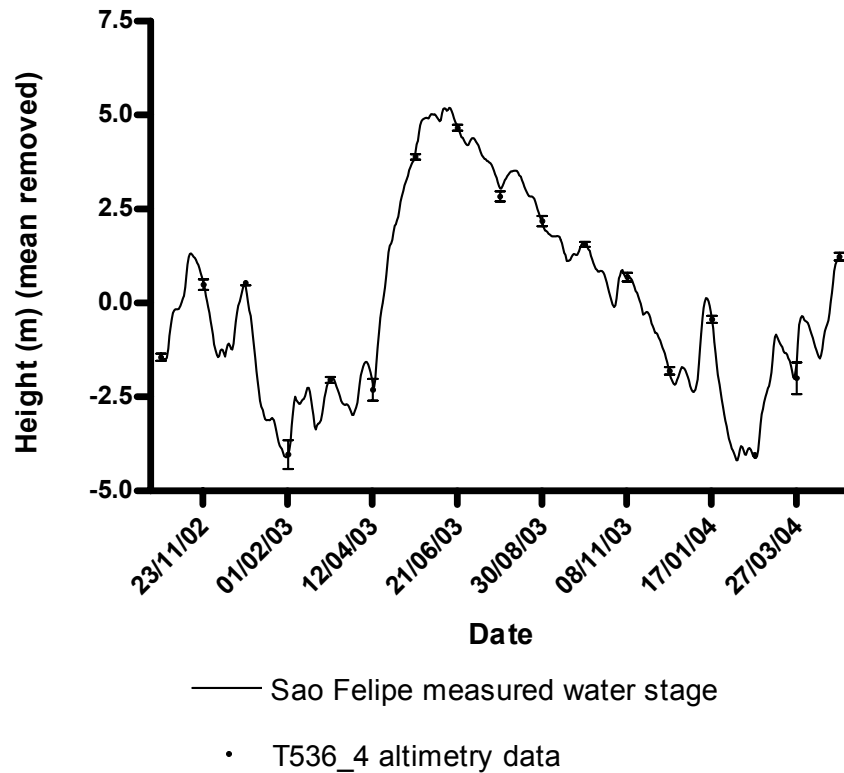


Figure 5

Figure 5. **Time series of water stage at Sao Felipe.** The thin continuous line stands for the daily in-situ readings. ENVISAT heights (black dots) are reported as the median value at each pass (every 35 days) along with the standard deviation

3. Rating curve and water depth estimation

Before estimating rating-curves and water depth at each virtual station, we tested the method at four different in-situ gauged stations: Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha. Similarly, we also validated the ADCP measurements at these stations in May 2005. The water stage given by the three methods, single-point measurement (GWD), average depth along the ADCP profile (MWD), and reference depth for the rating curve (EWD) are reported in table 4. It is worth noting that all stages in table 4 are related to the same discharge as measured by ADCP in May 2005. In table 4, D1 stands for the difference between GWD and EWD. That D1 is not zero highlights the variability of in-situ estimates for the reach depth, that can exceed 20%. For all stations, D2, that stands for the difference between GWD and MWD, is of the same order of magnitude as D1, and even smaller than D1 in three cases. The mean absolute difference between ADCP measured water depth and estimated zero flow water depth at these four stations is 68 cm, i. e., 6 % of mean depth.

Chapitre 4 : Estimation de courbes de tarage aux stations virtuelles par utilisation conjointe des mesures altimétriques et des débits propagés.

Station	a	b	R ²	EWD (m)	GWD (m)	D1 (m)	D2 (m)	Difference between D1 and D2
Cucui	314.21	1.502	0.99	7.99	9.82	1.83	2.12	-0,29
Sao Felipe	179.08	1.86	0.97	11.53	11.75	0.22	-0.19	0.41
Curicuriari	33.13	2.495	0.96	13.6	11.03	2.57	0.73	1.84
Serrinha	105.73	2.308	0.94	10.83	11.78	0.95	0.77	0,19

Table 4. Results of the method application at three gauged stations.

GWD = Gauged water depth at in-situ station for the same discharge measured by the ADCP in 05/2005.

EWD = Estimated water depth by the rating curve for the same discharge measured by ADCP.

D1 = Difference between GWD and EWD

D2 = Difference between GWD and MWD

Table 5 lists the results of the computed rating curve at the 21 virtual stations taken into account in this study.

Station	a	b	z (m)	R ²	n	Average estimated water depth	EWD (m)	Difference between MWD and EWD (m)	σ_d (m)
T493 1	594.08	1.26	70.04	0.98	17	4.68	7.26	0.97	1.38
T89 22	339.83	1.25	67	0.66	86	8.85	8.28	0.12	1.48
T536 1	412.92	1.35	68.80	0.99	16	6.07	8.66	1.52	3.48
T536 2	105.21	1.79	65	0.90	19	8.25	11.74	-0.3	3.00
T536 3	206.56	1.63	66.34	0.98	18	6.85	10.05	-0.72	1.61
T536 4	179.08	1.86	65.29	0.97	18	8.38	10.95	1.30	4.1
T89 26	115.64	2.01	59.5	0.79	98	9.64	9.01	2.94	7.04
T994 1	204.92	1.87	36.51	0.99	15	8.12	11.01	0.72	5.45
T493 2	257.14	1.79	35.90	0.98	15	8.04	10.80	-0.69	3.76
T450 1	383.90	1.76	31.83	0.99	15	7.32	9.54	-1.95	2.57
T951 1	422.10	1.73	30.29	0.99	15	6.93	9.42	1.68	8.3
T254 22	1576	1.001	25	0.76	94	10.23	11.87	-0.39	4.67
T908 1	490.52	1.71	25.29	0.98	18	7.21	8.82	-1.16	2.44
T407 1	553.80	1.67	24.67	0.99	15	7.01	9.37	-2.41	4.54
T121 1	529.41	1.35	89.79	0.97	14	3.88	-	No MWD Data	-
T178 7	340.95	1.41	88.29	0.72	59	4.23	-	No MWD Data	-
T622 1	768.88	1.25	89.79	0.96	13	2.33	-	No MWD Data	-
T579 1	175.80	1.71	73.97	0.99	13	4.55	6.78	-1.28	2.69
T78 1	410.41	1.36	74.11	0.97	14	4.72	6.092	0.04	3.26
T35 1	298.13	1.26	66.17	0.95	16	6.25	9.69	-0.71	3.94
T536 5	121.58	1.55	63.92	0.95	16	7.71	11.28	-0.68	3.45

Table 5. Results of the rating-curve and water depth estimations at virtual stations.

GWD = Gauged water depth at in-situ station for the same discharge measured by the ADCP in 05/2005.

EWD = Estimated water depth by the rating curve for the same discharge measured by ADCP.

MWD = Measured average water depth by ADCP under each altimetric track in 05/2005.

a,b= coefficients of the rating curve (Eq. 9)

z = estimated zero effective flow stage from the ellipsoid WGS84 by RMSE minimization method.

R²= correlation coefficient of the rating curve

n = number of points in the rating curve

σ_d : standard deviation of the depth along the ADCP profile

4. Reliability assessment of the rating curves parameters

Correlation coefficients for all rating curves are adequate for the ENVISAT virtual stations (fig. 6). On the other hand, correlation coefficients found for the T/P virtual stations

are below 0.8, thus pointing to a higher dispersion of the altimeter data (figs. 6c and 6e). T/P data are known to be more scattered than ENVISAT ones over rivers (Frappart et al., accepted) since the T/P ranges are estimated only with an “ocean-like” tracker when the best performing tracker, e.g., ICE-1 (Bamber, 1994), could be selected among four for the ENVISAT ranges. As a result, the T/P altimetric data scattering turns the rating-curve difficult to adjust and this directly affects a and b coefficients and the reliability of estimated effective zero flow.

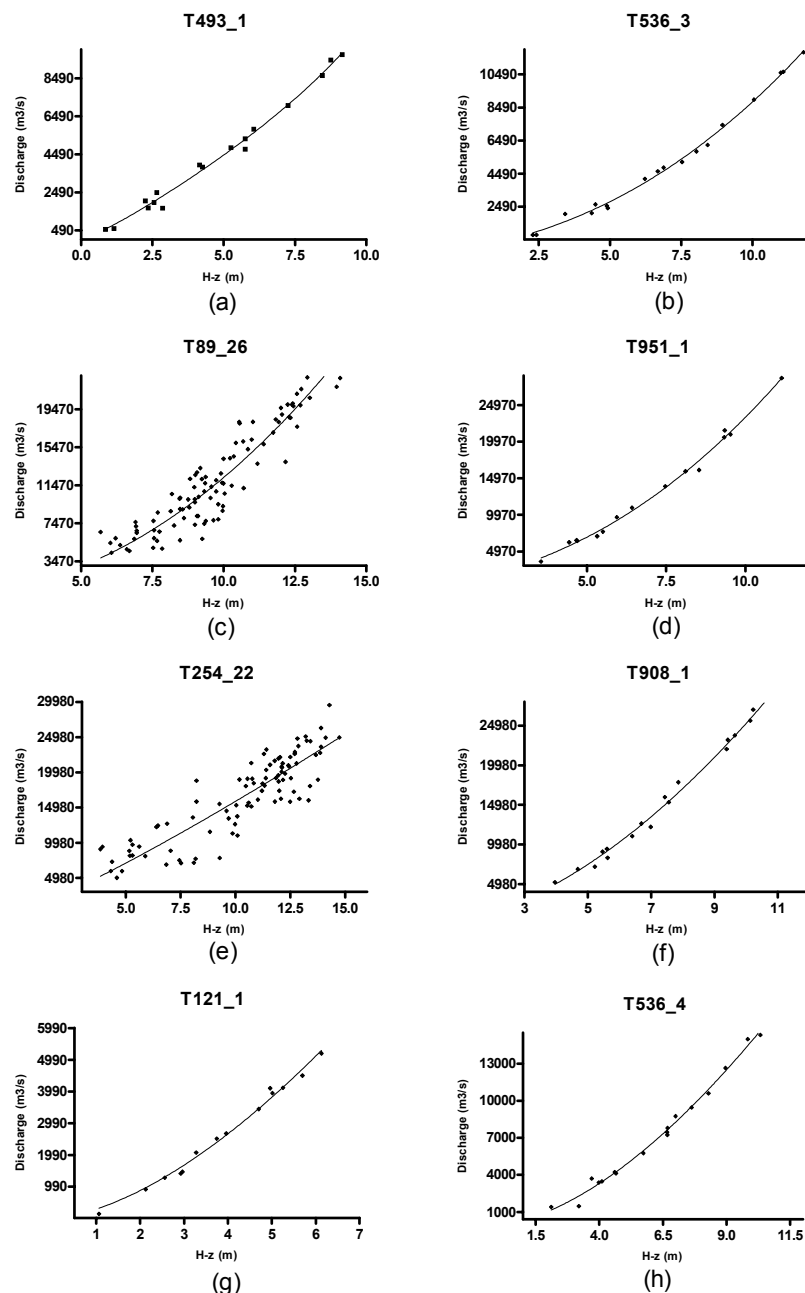


Figure 6

Figure 6. **Estimated Rating-Curves.** Example of estimated rating-curves for some virtual stations.

With the exception of station T89_26, all b values reported in table 5 are below 2 indicating that the stage-discharge relationships are mostly channel-controlled at the studied virtual stations. As mentioned above, channel control is expected in a portion of the river where the geometry and roughness of a long reach of channel downstream from the gaging station are the elements that govern the relationship between stage and discharge.

Stations T89_26 yields a value of b greater than 2 indicating a stage to discharge relationship governed by a close downstream section. As reported in fig. 3, this station is situated at Uaupes River and Negro River confluence. In this case, a section control might be expected. As discussed below, this b value greater than 2 can be also due to a downward break in bed slope at this section.

Based on Eq.(4) one can infer that values of coefficient a in table 5 are strongly associated with three characteristics of the channel control: friction slope (S), Manning roughness coefficient (n) and mean width of cross section (W). For most stations studied, the variations of a along the reaches are consistent with cross section changes, slope changes and tributary inputs. Also, in station T254_22 a high value was found for a (1576). However, as reported in table 3, this station features a 7 km width cross section value during the rainy season. This characteristic, based on Eq. (4), leads to a high value for the coefficient a .

5. Reliability of the estimated zero flow depth compared with in situ depth measurements

Fig. 7 shows the evolution of rms in discharge for some cross sections when discharge-height pairs are fitted by a rating curve for successive values of reference depth z . The minimum in rms is always unique and well-defined. By comparing the results between estimated water depth and measured water depth in table 5 we obtain an absolute mean difference of 1.2 m for all stations in Negro River and 0.67 m for those located on the Uaupes River. The method proposed seems rather robust and reliable, given the good agreement between measured and estimated depths.

ADCP cross section profiles for each virtual station together with different estimates of mean water depth are shown in figs. 8 to 10. Station T89_22 is not shown because only partial ADCP profile was available.

The Profiles located between the Cucui and Sao Felipe stations (T493_1 and T536_1), upstream from the Negro and Uaupes rivers confluence are given in fig. 8. Except for station T536_1, it can be seen that the bottom irregularity of these sections is reduced and the depth can be reasonably approximated by some equivalent average value. In particular, a 380m long island is evidenced along the section of the T493_1 virtual station (fig. 8a). ADCP profiles collected from the confluence to Serrinha station (fig. 9) differ substantially from the upstream ones. These profiles are very irregular and depth varies largely within each cross section, especially for T89_26, T994_1, T450_1 and T951_1 stations. There, the characterization of the cross section depth by a single value is less relevant. This finding is quantified at first order by parameter σ_d reported in table 5 which stands for depth variability along the ADCP profile. Indeed, variability of ± 7 m in MWD at T89_26 station for an average depth of 11.95 m or ± 8.3 m at T951_1 station for 9.41 m average depth confirms the irregularity of the bottom shape and how difficult it is to measure a reliable equivalent water

depth. The significant differences (> 1 m) between EWD and MWD at these sections can be related to this fact or to the quality of the altimeter data. Indeed, these stations are located in areas where satellite measurements can be contaminated by the topography or physical characteristics of the river channel such as meanders, island systems and major confluences. More spatial data are required to reinforce and validate the rating-curves of these virtual stations. However, it can also be assumed that a mean depth measured from ADCP could be in these cases less reliable than the estimation of effective zero flow value. For the time being, it can only be stated that discrepancies are higher in the event of an irregular profile.

At the downstream end of the reach, between T254_22 and T407 stations (figs. 9b to 9d), the width section changes by 1.5 km between high and low waters. This significant width variation could also account for the value of a found in station T254_22.

Lastly, some cross section profiles are given in fig. 10 for the Uaupes River. σ_d ranges from ± 2.7 m at T579_1 station and ± 4 m at T35_1 station, for an average water depth of ~ 7 m. Again, irregularity at the cross sections detrimentally affects the estimate of typical water depth.

As shown in table 5, for all stations with ADCP profile EWD values were found that do not depart from MWD by more than σ_d . Thus, it can be concluded that the method presented in this study provides reliable estimates EWD of the equivalent zero flow from remote discharges and altimeter data.

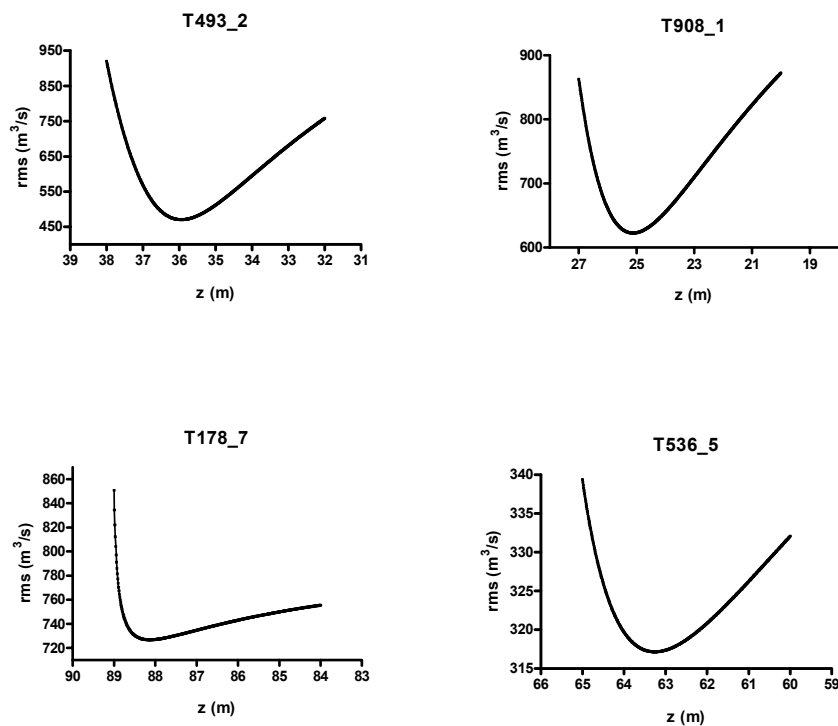


Figure 7

Figure 7. **RMS evolution.** Evolution of the rms in discharge when the discharge-height pairs are fitted by a rating curve for successive values of the reference depth z .

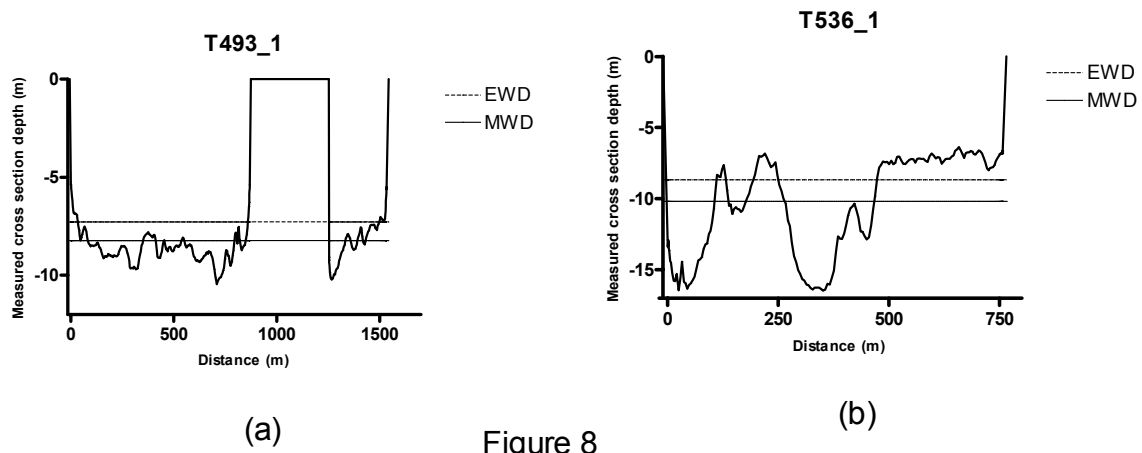


Figure 8

Figure 8. ADCP profiles from Cucui to Sao Felipe station (following down the Rio Negro). Measured profiles by ADCP in May 2005 for the virtual stations located between Cucui and Sao Felipe.

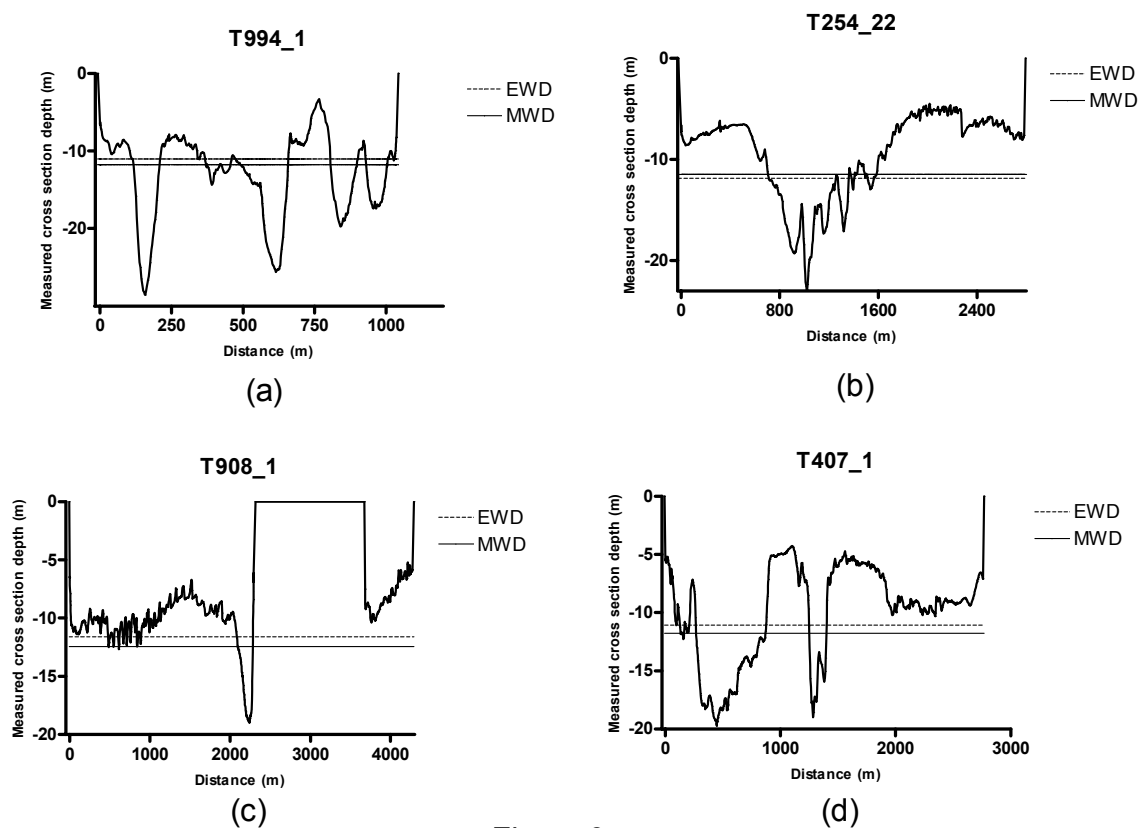


Figure 9

Figure 9. ADCP depth profiles at the virtual stations (following the Rio Negro, from Sao Felipe to Serrinha). Profiles collected in May 2005.

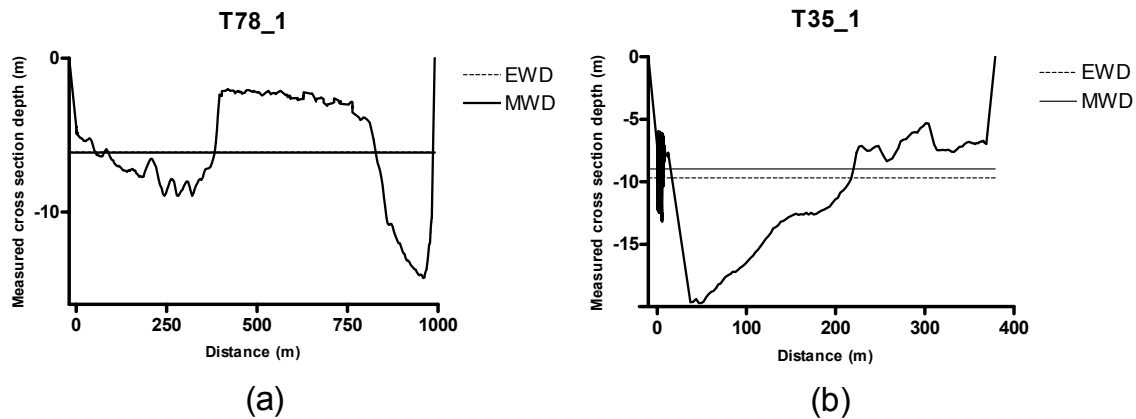


Figure 10

Figure 10. **Uaupes River profiles.** Measured profiles by ADCP in May 2005 for the virtual stations located at Uaupes River main stream.

6. Bottom slope compared with free surface slope during low and high water stages

The average bottom slope of the upper Negro River basin can be calculated on the basis of the zero effective flow estimations presented in table 5 (fig. 11). For the reach from T493_1 station to T536_4 station, upstream from the confluence with Uaracu River, we computed a bed slope of $4.56 \times 10^{-5} \text{ m m}^{-1}$. From T89_26 station to T994_1 station, downstream from the confluence, the bed channel of the river shows a major increase in bottom slope, namely $2.4 \times 10^{-4} \text{ m m}^{-1}$. This section of the river is so-called *Sao Gabriel da Cachoeira* (*Sao Gabriel Waterfall*). With a denser network of stations due to the addition of virtual stations, the method even allows us to track the major changes in bed slope. Finally, a bed slope of $6.86 \times 10^{-5} \text{ m m}^{-1}$ is found for the most downstream reach of the upper Negro River main stream.

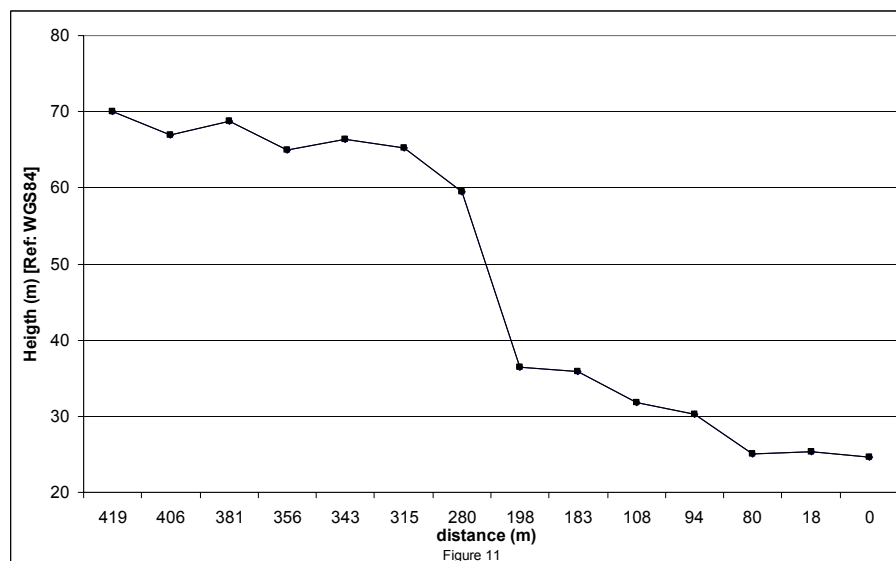


Figure 11. **Negro River bed slope.** Upper Negro River bottom slope profile.

Similarly, the Uaupes River bed slope was estimated from stations T121_1 to T536_5 (fig. 12). An average slope of $1.02 \times 10^{-4} \text{ m m}^{-1}$ was calculated for this reach. A major change in slope was found between T622_1 and T579_1 virtual stations.

These results can be compared with the free water surface slope calculated from ENVISAT altimetry data. Fig. 13 shows the profile of free water slope in dry season, rain season and the bottom slope of the upper Negro River between T536_1 and T407_1 ENVISAT virtual stations. A very good agreement is found between the free surface slope and the bottom slope, providing an external validation of this method for water depth estimation at virtual stations. The agreement between the free surface and bed slopes also validates the assumption we made of kinematic slope.

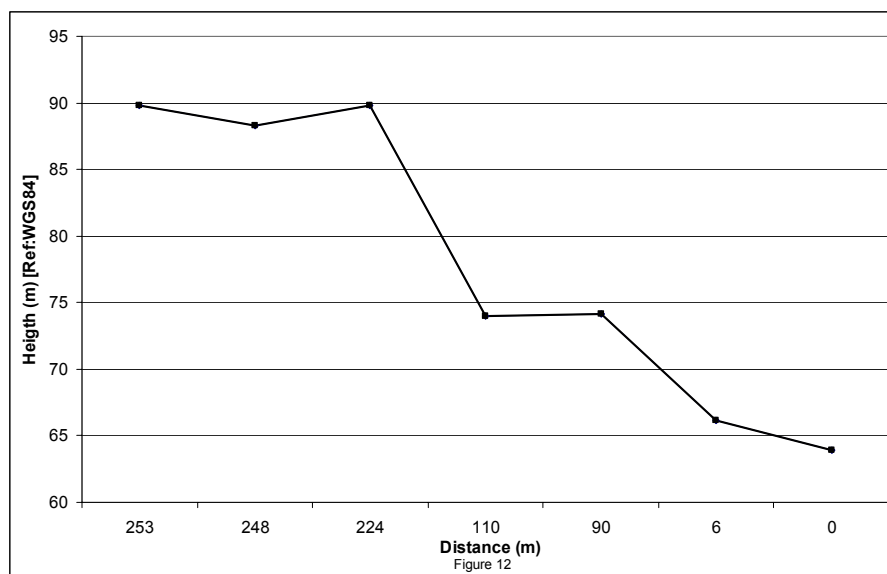


Figure 12. **Uaupes River bed slope.** Uaupes River bottom slope profile.

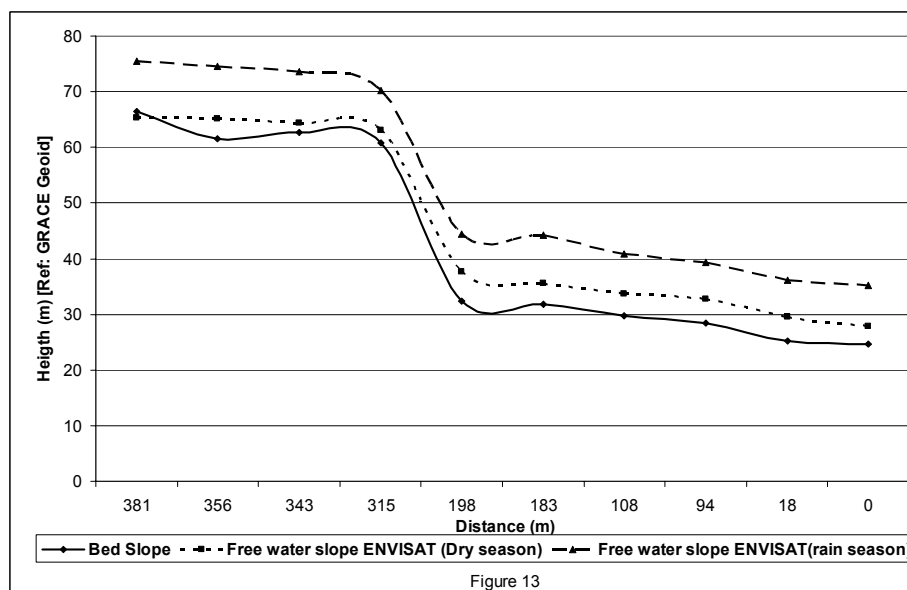


Figure 13. **Negro River free water slope and bed slope.** Upper Negro River free water slope calculated from ENVISAT altimetry data in dry and rainy season; and estimated bed slope.

7. Estimation of Manning roughness coefficient

Combining the Manning equation Eq.(1) and rate to discharge relationship Eq.(4), the Manning roughness coefficient (n) can be derived from known values of a , S and W . Mean bottom slope values were used from T493_1 to T536_4 virtual stations, T89_26 to T994_1, 493_2 to 254_22, and T908_1 and 407_1 for the Negro river main stream. Width (W) values were estimated using JERS images acquired during the dry and rainy seasons. Thus, the n values were estimated at the different reaches with the same physical characteristics considering changes in slope, and the presence of the island systems. For the Uaupes River, we only considered one average bottom slope from T121_1 to 536_5. Table 6 summarizes the resulting Manning coefficient values found for these reaches during the dry and rain seasons.

Reach	Reach number	n (dry season)	n (rain season)
T493_1 - T536_4	1	0.04	0.076
T89_26 - T994_1	2	0.093	0.11
T493_2 – T254_22	3	0.037	0.04
T908_1 – T407_1	4	0.032	0.032
T121_1 - T536_5	5	0.036	0.054

Table 6. Manning roughness coefficient along the Negro and Uaupes Rivers.

Values of roughness coefficient reported in table 6 are consistent with values suggested by Chow (1959). For major flows (width > 30 m) with an irregular section, Chow (1959) suggests that Manning's coefficient ranges from 0.035 and 0.1. The highest values correspond to irregular natural channels with significant variations in cross section, major obstructions, and the presence of vegetation, meanders and islands. Values reported in table 6 indicate that the Negro River behaves as channels with irregular and roughness section in reaches 1, 3 and 4 with an n mean value between dry and rainy season of 0.036 and of 0.049 respectively. Similarly, the Uaupes River (reach 5) has a mean n value of 0.045 suggesting physical characteristics similar to those of the Negro river. On the other hand, higher values of n are obtained in reach 2. As discussed above, the stations considered are located in a river portion of complex geometry directly impacting hydrodynamics. As indicated in Chow (1959), a strong slope, meanders and islands lead to higher values of n .

Conclusions

This work highlights a very promising application of the spatial altimetry over inland waters, especially over the great fluvial basins such as the Amazon basin, but in areas within this basin where both geometry and discharge are very irregular (upstream reaches of Rio Negro sub-basin). The estimation of the stage-discharge relationship at virtual stations with a high accuracy from calculated remote discharges and filtered altimeter data is a new field in the spatial hydrology. We estimated the rating-curves for 21 virtual stations at the upper Negro River basin: 14 along the Negro River main stream between Cucui and Serrinha gauged stations and 7 along the Uaupes River from Uaracu station to the confluence with Negro mainstream (fig. 3).

The RMSE minimization method presented in this paper has allowed us to estimate the zero effective flow and consequently the water depth of these 21 cross-sections with an

average difference less than 1.1 m between measured water depth and estimated water depth. It can be stated that the preliminary results and the performance of the method are reliable. This is supported by EWD values lying within one standard deviation from the MWD. Using the rating curves obtained at the successive virtual stations allowed us to estimate consistent Manning roughness coefficients and we determined the flow propagation conditions (either channel or section controlled). Our method allows us to extract bottom elevation, bottom and free surface slopes and roughness coefficients from a combination of altimeter and remote discharge data. These quantities are highly valuable for understanding rivers and hydrodynamic modelling. The methodology developed should support future work on the Amazon Basin where hydrodynamic modelling had always been prevented by the lack of in-situ data.

Acknowledgements

This study was funded by the CASH project from the "Réseau Terre & Espace" of the French Ministry of Research and Technology (MR decision n° 04 T 131), and by the ECCO PNRH MESBAM project. We are very grateful to the reviewers of this work, for their helpful remarks. We would like to address special thanks to Gerard Cochonneau, who is in charge of the Hybam in-situ database and is always more than helpful by sharing his great experience in discharge data processing and stage to discharge relationship computing. Finally, our thanks are addressed to Jean Loup Guyot for the passionate discussions about the measurement of river bed from space.

References

- AVISO User Handbook. 1996. Merged TOPEX/Poseidon Products (GDR-Ms), AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0.
- Bamber J. L., 1994. Ice sheet altimeter processing scheme, *Int. J. Remote Sensing*, 15-4, 925-938.
- Barrett, E., 1998. Satellite remote sensing in hydrometry. In: Herschey, (Ed.), *Hydrometry: Principles and Practices*, Second ed., Wiley, Chichester, pp. 199–224.
- Berry, P. A. 2003. Global river and lake monitoring from multimission altimetry: capability and potential. *The Abstracts of the Workshop Hydrology from Space*, 29 September–1 October 2003, Toulouse, France.
- Birkett, C.M. 1995a. The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J. Geophys. Res.*, 100 (C12):25179-25204.
- Birkett, C. 1998. The contribution of TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34, 1223– 1239.
- Birkett, C.M., 2000. Synergistic remote sensing of lake Chad : variability of basin inundation, *Remote Sens. Environ.*, 72, 218-236.

Birkett, C.M., Mertes, L.A., Dunne, T., Costa, M. and Jasinski, J. 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *JGR*, 107 (D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.

Birkhead, A. and James, C. 1998. Synthesis of rating curves from local stage and remote discharge monitoring using nonlinear Muskingum routing. *J. of Hydrology*. 205, 52-65.

Bjerklie, D. M., Dingman, S. L., Vorosmarty, C. J., Bolster, C. H., and Congalton, R. G. 2003. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *J. of Hydrology*, 278(14), 17–38.

Boroughs, C. and Zagana, E. Daily flow routing with the Muskingum-Cunge method in the Paecos River Riverware Model. Proceedings of the Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas, NV. July 2002.

Cazenave, A., Bonnefond, P. and DoMinh, K. 1997. Caspian Sea level from Topex/Poseidon altimetry: Level now falling. *Geophysical Research Letter*, 24, 881– 884.

Chow, V.T. 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill. New York.

Chow, V.T., Maidment, D. and Mays, L. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill. New York.

Coe, M. Costa, M., Botta, A. and Birkett, C.M. 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD000740.

Cunge, J. A. 1969, On the Subject of a Flood Propagation Computation Method (Muskingum Method). *Hydraulic Research*. 7(2), 205-230.

Dubroeuq, D. and Volkoff, B. 1998. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the Negro River basin (Amazonia). *Catena*, 32, 245-280.

Frappart, F., Calmant, S., Seyler, F. and Cazenave, Validation of ENVISAT RA-2 Altimeter Measurements over the Amazon Basin. In press to *Remote Sensing of Environment*.

Guyot J. L. 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. In *Géologie, Géochimie*, p. 261. Université Bordeaux I, Bordeaux. (in French).

Jasinski, M.J., Birkett C.M., Chinn, S., and Costa M.H. 2001. Abstract, NASA/NOAA GAPP and Hydrology Principal Investigators Meeting, April 30-May, Potomac MD.

Johnson, D. and Miller, A. 1997. A spatially distributed hydrologic model utilizing raster data structures. *Computers and Geosciences*. 23 (3): 267-272.

Leon, J.G., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Calmant, S. and Seyler, F. 2005. Distributed water flow estimates of the upper negro river using a Muskingum-Cunge routing model based on altimetric spatial data. *J. of Hydrology*. Submitted to *Journal of Hydrology*.

Merkel, W. 1999. Muskingum-Cunge Flood routing procedure in NRCS Hydrologic Models. USDA NRCS, National Water and Climate Center, Beltsville.

Ponce, V.M. 1986. Diffusion wave modelling of catchment dynamics. J. of the Hydraulics Division, ASCE, 112(8): 716-727.

Ponce, V.M., Lohani, A. and Scheyhing, C. 1996. Analytical verification of Muskingum-Cunge routing. J. of Hydrology. 174, 235-241.

Rantz, S.E and others. 1982. Measurement and computation of streamflow. Measurement of Stage and Discharge, US Geological Survey Water Supply Paper, Vol. 1., p. 284.

Renellys C. Perez, Dudley B. Chelton and Robert N. Miller. 2005. The Effects of Wind Forcing and Background Mean Currents on the Latitudinal Structure of Equatorial Rossby Waves. *Journal of Physical Oceanography*: Vol. 35, No. 5, pp. 666–682.

Richey, J., Mertes, A., Dunne, T., Victoria, R., Forsberg, B., Tancredi, A., Oliveira, E. 1989. Sources and routing of the Amazon River flood wave. *Global Biogeochemical Cycles*. 3(3): 191-204.

Soil Survey Staff. 1975. Soil taxonomy. Basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA, Washington, Agric. Handbook 436, 754 pp. 1975

Soil Survey Staff. 1990. Keys to Soil Taxonomy. Agency for International Development. USDA Soil Management Support Services. Technical monograph 19, 4th edn. Virginia Polytechnic Institute and State University. 1990

Tapley, B., Ries J., Bettadpur S., Chambers D., Cheng M., Condi F., Gunter B., Kang Z., Nagel P., Pastor R., Pekker T., Poole S. and Wang F. 2005. GGM02 - An improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*. 79 (8): 467-478.

3. Conclusion.

Ce chapitre présente la méthodologie mise en œuvre pour estimer les hauteurs d'eau à partir de l'altitude des plans d'eau mesurée par altimétrie. La robustesse de la méthode permet d'envisager une utilisation pleine de perspectives des mesures altimétriques sur les eaux continentales, particulièrement sur les grands bassins fluviaux tels que le Bassin Amazonien, mais aussi sur nombre d'autres bassins. Le bassin du haut Rio Negro est un bassin amont, au régime hydrologique beaucoup moins constant que celui du cours principal de l'Amazone. Les largeurs des cours d'eau dans cette partie du sous bassin du Negro sont également bien inférieures à celles relevées sur l'Amazone, caractéristiques de celles observées sur une large partie du bassin dans son entier, mais également comparable à celle de nombreux fleuves dans le monde. L'estimation des courbes de tarage aux stations virtuelles avec une précision correcte à partir des débits estimés par PROGUM et les données altimétriques ouvre un nouveau champ de recherche en l'hydrologie spatiale.

Nous avons estimé les courbes de tarage pour 21 stations virtuelles : 14 au long du cours principal du Negro entre Cucui et Serrinha et 7 au long de son affluent l'Uaupes entre la station d'Uaracu et sa confluence avec le Negro. La méthode de minimisation du RMSE présenté dans cet article, nous a permis d'estimer la profondeur de l'eau à ces 21 sections transversales avec une différence moyenne inférieure à 1.1 m entre la profondeur mesurée et la profondeur estimée. Les valeurs estimées des coefficients de Manning à chaque section sont cohérentes avec les conditions de propagation du flux. L'étape naturelle suivante est de tester les limites de la méthode: comment est dégradée la qualité des estimations décrites quand le nombre des mesures in-situ diminue? Ce point sera abordé dans le prochain chapitre.

- V. Application et transfert de la méthodologie développée sur un bassin versant peu instrumenté. Simulation pour le bassin versant du Caqueta (Amazonie colombienne).**

1. Introduction

Dans les deux chapitres précédents nous avons présenté d'une part, la méthodologie permettant la régionalisation du débit sur le bassin versant du haut Rio Negro et d'autre part, une méthode de détermination de la relation entre les altitudes altimétriques de la surface du fleuve et les débits propagés, permettant ainsi de convertir les altitudes en hauteur d'eau.

La validation de ces développements a été possible grâce à la disponibilité de données hydrologiques à des stations limnimétriques. La conclusion de notre précédent chapitre se terminait sur la question: " comment est dégradée la qualité des estimations décrites quand le nombre des mesures in-situ diminue?". Ce cinquième chapitre s'attache à répondre à cette question, au travers de l'article " Estimation de paramètres hydrologiques dans un bassin non-jaugé, basée sur des données d'altimétrie radar et des débits modélisés - Une simulation pour le bassin de la rivière Caqueta (Bassin Amazonien, Colombie)", qui est soumis à la revue *"Hydrology and Earth Sciences System"*.

Ce titre implique que ce travail s'est attaché à appliquer la méthodologie développée précédemment sur le bassin du haut Rio Negro, au bassin du Caqueta, en utilisant seulement les données de débit pour une unique station située à l'aval du bassin. Cette simulation n'est pas complètement étrangère à la réalité, puisque contrairement à la situation prévalant dans la partie brésilienne de l'Amazonie, où le nombre de stations limnimétriques a légèrement augmenté au cours des dix dernières années, et où les données de hauteur d'eau et très souvent de débit sont disponibles au travers d'un site internet avec, dans la plupart des cas, seulement quelques mois de délais, le nombre de stations en fonctionnement a beaucoup diminué en Amazonie Colombienne, et les données ne sont pas disponibles dans une base de données facilement accessible. Cette situation est identique à celle rencontrée dans les autres pays se partageant la partie sub-andine du bassin. Comme nous l'avons rappelé en introduction, c'est une situation fréquente dans nombre de pays, en particulier du Sud.

Sur les trente-deux stations hydrologiques installées au long du cours principal de la rivière Caqueta par le Service National d'Etudes d'Hydrologie, Météorologie et Environnement de Colombie (IDEAM) entre les années 70 et 80, seulement six stations sont encore en opération, avec des données de hauteur d'eau entre 1980 et 2000 et une dizaine de jaugeages. Une seule station, Villa Betancourt, placée à l'exutoire du bassin, présente une série complète de débits journaliers entre 1980 et 2004, avec une interruption de 4 mois entre mars et juillet 2004.

Cette unique station a donc été utilisée pour propager depuis l'amont le débit du Rio Caqueta sur les 1270 km de son cours, et les données disponibles aux cinq autres stations ont été utilisées pour estimer la précision des débits propagés, et des hauteurs d'eau altimétriques calculées à partir des altitudes aux stations virtuelles.

2. Résumé.

Avec une superficie de 200.000 km², le Bassin du Caqueta est le bassin versant le plus important de l'Amazonie colombienne. Sa source est située dans les Andes, près de la ville de Mocoa au sud-ouest du pays. Sur ses 1270 km de longueur, la rivière reçoit l'apport de quatre grands tributaires avant de devenir le Rio Japura, à la frontière entre Le Brésil et la Colombie. Ces affluents sont l'Orteguaza, le Caguan, le Yari et l'Apaporis, ce dernier étant considéré comme l'affluent le plus important, drainant près du quart de la surface totale du bassin. La rivière Caqueta est caractérisée par un régime hydrologique très variable aussi bien dans le temps qu'au long de son cours, avec des crues rapides et irrégulièrement réparties au cours de l'année. Ces caractéristiques, ainsi que la largeur moyenne de la rivière (<1.1 km en hautes eaux) et la topographie de la zone, sont des facteurs très défavorables sur la qualité des données altimétriques, et rendant l'exercice particulièrement significatif.

Ont été identifiées sur le cours principal, 13 stations virtuelles, dont 12 ENVISAT et une seule T/P. Deux stations T/P supplémentaires ont été identifiées, mais la grande dispersion des données, surtout sur les derniers cycles, rend la série temporelle inexploitable. C'est souvent le cas pour les stations virtuelles T/P situées sur des plans d'eau de forme irrégulière, à section transversale courte et de topographie abrupte (Frappart et al, 2005 ; Leon et al, Sous Presse).

Le débit d'entrée, l'apport des différents tributaires ainsi que les apports latéraux ont été calés sur le débit de sortie à la station aval de Villa Betancourt, par un fonctionnement itératif du modèle PROGUM. La comparaison entre les débits propagés et les débits mesurés aux stations in situ intermédiaire donne une erreur moyenne de 15%.

L'application de la méthode développée pour l'obtention de courbes de tarage à partir des débits propagés et des mesures altimétriques de la surface du fleuve nous a permis d'estimer l'altitude du fond équivalent du lit par rapport à l'ellipsoïde WSG84 pris comme surface de référence. Comparée à la profondeur moyenne donnée par les jaugeages disponibles aux stations in-situ, nous avons trouvé une différence moyenne inférieure à 1.10 m. Enfin, à partir des profondeurs équivalentes estimées, un profil du fond a été interpolé entre les stations altimétriques donnant un gradient moyen de 12 cm par km pour les 730 km de rivière considérée.

HYDROLOGICAL PARAMETER ESTIMATION FOR UNGAUGED BASIN BASED ON SATELLITE ALTIMETER DATA AND DISCHARGE MODELING.

A simulation for the Caqueta River (Amazonian Basin, Colombia)

J.G. Leon^{a,1}, F. Seyler^a, S. Calmant^b, M.-P. Bonnet^a, M. Cauhopé^b

^a *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, IRD, CNRS, UPS, 14, Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.*

^b *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, IRD, CNRS, UPS, 14 Av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France.*

Abstract

The main objective of this paper is to review the usefulness of altimetric data in ungauged or very poorly monitored basin. It is shown that altimetric measurements can be combined with a single in-situ gauge to derive a reliable stage-discharge relationship upstream from the gauge. The Caqueta River in the Colombian Amazon Basin was selected to simulate a poorly monitored basin. Thus it was possible to derive the stage-discharge relationship for 13 “virtual gauge stations” defined at river crossing with radar altimetric ground tracks. Stage measurements are derived from altimetric data following the methodology developed by Leon et al. (In Press)². Discharge is modeled using PROGUM - a flow routing model based on the Muskingum Cunge (M-C) approach considering a diffusion-cum-dynamic wave propagation (Leon et al., submitted)³ using a single gauge located downstream from the basin under study. Rating curve parameters at virtual stations are estimated by fitting with a power law the temporal series of water surface altitude derived from satellite measurements and the modelled discharges. The methodology allows the ellipsoidal height of effective zero flow to be estimated. This parameter is a good proxy of the mean water depth from which the bottom slope of the reaches can be computed. Validation has been conducted by comparing the results with stages and discharges measured at five other gauges available on the Caqueta basin. Outflow errors range from 10% to 20% between the upper basin and the lower basin, respectively. Mean absolute differences less than 1.10 m between estimated equivalent water depth and measured water depth indicates the reliability of the proposed method. Finally, a $1,2 \times 10^{-4}$ m m⁻¹ mean bottom slope has been obtained for the 730 km long reach of the Caqueta main stream considered.

¹ Contact : leon@lmtg.obs-mip.fr

² Leon, J.G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Frappart, F., Filizola, N. 2006. Rating curves and estimation of average water depth at the Upper Negro River based on satellite altimeter data and modelled discharges. J. of Hydrology. In press

³ Leon, J.G., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Calmant, S. and Seyler, F. Distributed water flow estimates of the Upper Negro River using a Muskingum-Cunge routing model constrained by satellite altimetry. Submitted to Journal of Hydrology.

Key words

Ungauged basins, radar altimetry, rating curve, effective zero flow, flow routing, Caqueta River, Amazon Basin.

1. Introduction

The Caqueta River is the most important river of the Colombian Amazon Basin. No previous hydrological modelling has been reported for the area. Modelling studies of the Amazon Basin have mostly dealt with the Amazon main stem (Costa and Foley, 1997; Coe et al., 2002; Costa et al., 2002), and major tributaries of the Amazon in Brazil. These studies focused mainly on water balance models based on climatologic data such as gridded precipitation and temperature and water transport models to estimate the river discharge and flooded area of the basin. These attempts have been limited due to the rough scale of the gridded climatologic data available. Previous hydrodynamical modelling estimated discharge for the Amazon main stream through use of a flow routing model based on the Muskingum method (Richey et al. 1989) and for the Negro river (Leon et al., In Press; submitted), a northern tributary joining the Solimões in Manaus to form the Amazon. The Negro river basin has been chosen because it is not quite as steady as the Amazon mainstem, but it is relatively well-monitored, with about twenty gauged stations distributed over the 715 000 km² basin area. In that part of the basin where discharges and water stages were available for a period of time including the altimetry satellite acquisition period (i.e. from 1992 onwards), water transport was simulated using a Muskingum-Cunge (M-C hereafter) flow routing model based on a diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption. Therefore, discharges were predicted over the upstream part of the catchment, from Cucui, the northernmost gauging station on the Negro River at the border of Venezuela and Columbia, and from Uarucu, the most upstream gauging station on the Uaupes, a west – east tributary of the upper Negro River. The downstream limit of this modelling study was Serrinha, which is the last gauging station to have discharge records when going downstream the Negro River, as all the other gauges located between Serrinha and Manaus have looped stage-discharge relationships.

Flood propagation has been applied to each river section comprised between two in-situ gauging stations. Radar altimetry data have first been used to estimate the altitude of the in situ gauging stations involved in the modelling as none of them had been topographically levelled (Leon et al., submitted). This prevented hydrodynamical modelling as the slope between river gages has to be known for running most models. This study showed a very good agreement between estimated and measured discharges (mean rms < 10%). The first objective of that study was to distribute the flow, at any point in the river stream to estimate discharge at virtual gauging stations, defined as the crossing of the river channel by the radar satellite ground tracks (Frappart et al. 2005; Leon et al. In Press).

This method was used to establish stage-discharge relationships between satellite-derived water level from TOPEX/Poseidon (T/P hereafter) and ENVISAT measurements and estimated river discharges at virtual stations. Expressing the local stage-discharge relationship as a simple mathematical function, from remote discharge estimated by flow routing model and local stage from radar altimeter, the local flow conditions can be expressed in terms of stage or vice versa. Leon et al. (In Press) have proposed a bibliographic review of the recent

use of radar altimetry to monitor continental water bodies (continental seas, then lakes and large rivers). Usually, land water scientists have to deal with dataset primarily collected and processed for ocean research (T/P, Jason, GFO, part of ERS 1 & 2 and ENVISAT) or ice caps (ERS 1 & 2, ENVISAT, ICESat). In this study T/P and ENVISAT measurements have been found to present an overall uncertainty over continental waters of a couple of decimeters for the first one (Birkett et al., 2002) and of the a decimeter for the second based on its retracking algorithm ICE1 (Frappart et al., 2006). Another evaluation tool for both altimetric stages and modeled discharges turned out to be the stage-discharge relationship itself, which was found to be adequate in most cases (in particular for the ENVISAT virtual gauging stations) to retrieve the river mean depth defined as the altimetric height equivalent to the zero flow (Leon et al., In Press). With this method it was then tested that radar altimetry can efficiently be used to model the water propagation in a relatively well-monitored environment as the Brazilian part of the Amazon basin. The main interest of the method lies in the multiplication the monitoring points, the virtual altimetric gauging stations being about ten times the number of in situ gauging stations. In other words, water flow can be distributed in smaller sub-basins than the areas defined only from in-situ gauged stations.

Then, the use of altimetric data for hydrological modeling purposes was addressed: **what is the usefulness of altimetric data in a really ungauged or poorly monitored basin?** Can water discharge be accurately evaluated in this case ?.

The Caqueta River Basin, which is part of the Amazon Basin in Colombia has been chosen. This river drains the Andean piemont up to the Amazonian plain where it becomes the Japura river in Brazil. Unlike the Brazilian part of the Amazon basin, the hydrologic data cannot be accessed via the internet. 26 out of the 32 gauged stations were abandoned before the eighties. Only the six remaining stations belonging to the Colombian hydrologic network institute (IDEAM) can provide data. This is typical of the situation prevailing in countries sharing the Amazon Basin, except Brazil. The objective was to model propagation with the method previously developed for the Negro River basin, using only one in situ gauging station located downstream from the river, to determine stage discharge relationship at the virtual altimetric virtual stations, as well as mean depth river bed. The 5 other stations providing stage and discharge enable us to evaluate the precision obtained during the simulation of a poorly gauged basin.

In this paper, the zone under study as well as the main characteristics of the in-situ and altimetric data available are presented. The methods used i) for predicting remote discharges at virtual stations based on the M-C flow routing model and in-situ data using PROGUM (already reported in Leon et al. (submitted); and ii) for establishing stage-discharge relationships between satellite-derived water level and river discharge reported in Leon et al. (In Press) are summarized. It is shown that both methods allow us to estimate the base of the equivalent wet section depth of the river, referred to here as the average water depth. Finally, the resulting bed channel slope for the Caqueta main stream is presented.

2. Material and methods

2.1. Caqueta River level and discharge data

The Caqueta River drains an area of some 200 000 km² from 2,24 N to 1,77 S latitude and from 76,57 W to 69,43 W longitude (Fig.1). Its source is to the East of the Andes Mountains. Then it flows through the Amazon basin over 1270 km to the border between Brazil and Colombia where it becomes the Japura River. Discharge at this point ranges from about 1500 m³/s to 33000 m³/s. Mean annual temperature is about 26°C with differences of less than 5°C between average monthly extremes. Annual rainfall ranges from 3,000 mm to 4,000 mm. There is no dry season but a unimodal regime and a rainfall peak between April and June.

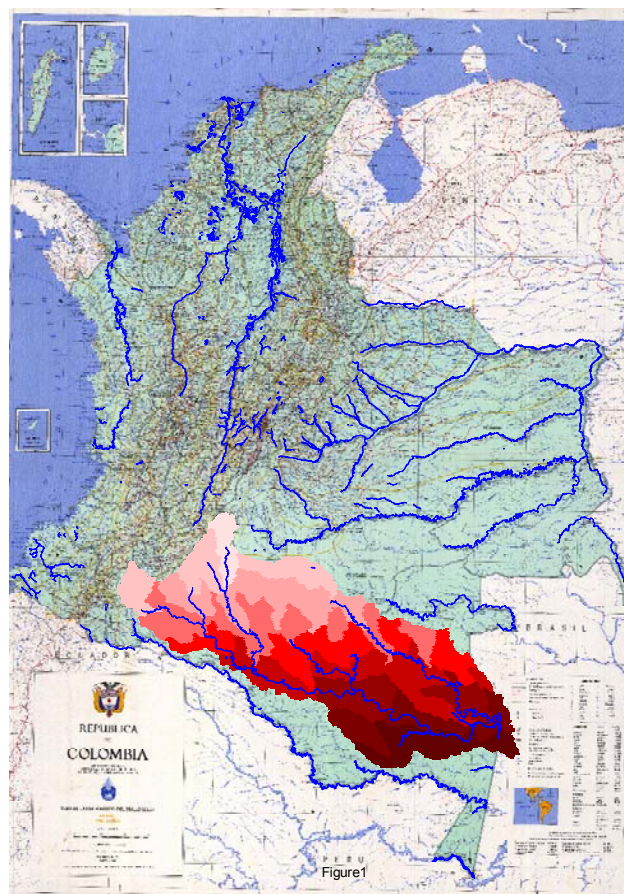


Figure 1. Caqueta River Basin

Thirty two gauged hydrological stations are located along the Caqueta River main stream. However, only six provide sufficient data to be included in the study (table 1). The other stations were abandoned before 1980. This is typical of the current situation with IDEAM (Institute of Hydrology, Meteorology and Environmental Studies of Colombia). Most stations were abandoned for economic reasons and social conflicts in the country. Thus, the use of virtual gauged stations, based on the proposed methodology, would help complete and reinforce the current IDEAM network monitoring the Colombian in-land waters.

The stations that we considered in this study are reported in table 1, from Guaquira to Villa Betancourt stations accounting for a total length of 730 km (Fig.1). Among them, only Vila Betencourt was used in the modelling process, the other five being used for validation. Unfortunately, there are not more in-situ information available upstream of Guaquira station.

Table 1. Principal characteristics of gauged in-situ stations in Caqueta main stream.

Station Name	Long.	Lat.	Available discharge period measurement	Range of measured Discharge (m ³ /s)	Drained area km ²	use
Guaquira	-74,04	-0,33	25/01/95 – 16/04/98 with several interruptions	790 – 7900	53636	validation
Puerto Brisas	-72,46	-0,58	01/01/95 – 31/12/2000	850 – 9200	68132	validation
Santa Isabel	-71,09	-1,12	01/01/95 – 31/12/2000	1550 – 15000	111292	validation
Maria Manteca	-70,61	-1,42	01/01/95 – 31/12/2000	1650 – 17500	129066	validation
Bacuri	-68,47	-1,21	01/01/95 – 31/12/2000	1800 – 19800	144098	validation
Villa Betancourt	-69,41	-1,40	14/03/80 – 30/03/04	2000 – 33400	199090	modelling

2.2. In-Situ data

Daily measurements of the river water stage were collected from January 1995 to December 2000 for all stations, except for Villa Betancourt, along the basin outlet, for which daily discharge measurements spanned from March 1980 to March 2004. Daily water levels as well as periodical measurements of cross sectional area, water surface width, flow velocity and bed channel depth (taken at the same time) were obtained from the IDEAM data base.

2.3. Satellite altimetry data

Usually, water level height relative to the reference ellipsoid is measured by estimating the distance between satellite and water surface as measured by the altimeter radar and the satellite altitude relative to the same reference ellipsoid estimated by orbitography techniques. The radar altimeter on board the spacecraft overflies a given region at regular intervals or repeat cycles. The ground track footprint varies depending on orbit characteristics. In this study, two satellite data sources have been selected: Topex/Poseidon (T/P) and ENVISAT missions.

Only propagation and geophysics corrections were applied including ionospheric refraction, dry tropospheric refraction, wet tropospheric refraction, solid earth and pole tides (Renellys et al., 2005). Corrections for open ocean environments such as ocean tide, ocean tide loading, inverted barometer effect and sea state bias were not considered. The main characteristics of T/P and ENVISAT missions are listed in Table 2.

River water stage from altimetry data selection

Altimeter measurements from space are affected by continental topography, vegetation, ice and snow cover. In our case, ice and snow cover were not considered. In the case of topography the altimeter may lock off and it may take some time before it locks on again. As a result, the information provided may not be reliable. Also, geometric errors tend to occur when the altimeter radar remains locked on water while the satellite already is well ahead (Frappart et al, 2006), since the reflected signal on water has more power than that on land.

Table 2. Main characteristics of T/P and ENVISAT missions.

Mission	T/P	ENVISAT
Launched date	August 1992*	March 2002
Orbit	1336 km	800 km
Inclination	66°	98,5°
Temporal resolution	10 days	35 days
Spatial resolution at equatorial regions	315 km	85 km
rate of measured values	10 Hz	18 Hz
Available cycles	354*	31 at the beginning of the study
tracking algorithms	ocean	Ice1, Ice2, Ocean and Sealce
Considered tracks in this study	102	164, 207, 250, 293, 379, 422, 708, 751, 794, 837, 880, 923

* On September 2002 T/P moved to a new orbit midway between its original ground tracks. The former T/P ground tracks are now overflowed by Jason-1. Only 60 cycles of data are available for this new orbit.

The distribution over time of the radar echo, known as waveform, is complex and can exhibit multi-peaks (Berry, 2003; Birkett, 1998) rather than a single broad peak typical of ocean surfaces. Moreover, the existing T/P and ENVISAT retracking algorithms, customized for ocean surfaces, are not supposed to process these signals. Consequently, the precision of the altimetric height is reduced. As far as ENVISAT data are concerned, we chose the measurements tracked by ICE1. Frappart et al. (2006) have shown that the tracker ICE1 was best suited to retrieve the ellipsoid height of continental water bodies.

Following the method proposed by Leon et al. (In Press), we used JERS mosaic images of the dry season from September to December 1995 and of the wet season from March to April 1996 in order to select altimeter data at the nadir of water bodies only. Thus, potential contamination of the T/P and ENVISAT signal by land reflection can be minimized, while securing an adequate number of altimeter measurements on water. Indeed, based on this mosaic, the most adequate satellite tracks–river intersections can be selected with a high spatial resolution. Fig. 2 shows an example of data selected to define the so-called virtual stations.

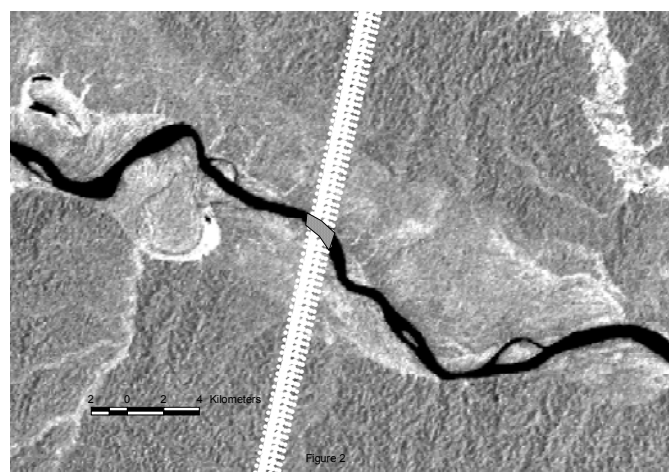


Figure 2. Altimetric data from ENVISAT track 880 used to define virtual station E880 at Caqueta River mainstream.

Finally, daily mean altimetric water levels were obtained based on the median of the data set. Frappart et al. (2006) have shown that the median of measurements for each pass is a better estimate of water stage than the mean. Unrealistic median values were eliminated by visual comparison of water level and discharge time series for a given virtual station.

2.4. Discharge data at virtual stations

As mentioned at the beginning of this paper, discharge at virtual stations was estimated using PROGUM, a M-C flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption and in-situ discharges. The M-C flow routing model (Cunge, 1969) is an improvement of the classical Muskingum model. In this method, the well-known routing parameters of Muskingum X and K are derived from readily measurable hydraulic data: free water slope, channel width, wave velocity, and reach length, rather than historic flow discharge data (Ponce et al., 1996). Ponce (1986) showed the benefits of using M-C algorithm with the lateral inflow added for implementing a representation of diffusive waves.

Leon et al. (submitted) have developed, tested and validated the PROGUM model over the upper Negro River mainstream. They estimated the discharges at different virtual stations from Cuicui to Serrinha gauged stations. Unlike the aforementioned research, discharge at virtual stations shown in Fig.3 was estimated using only daily in-situ measurements between 1980 and 2004 from the last local station in the Caqueta main stream (Villa Betancourt). Discharge of the main tributaries and upstream input hydrogram were estimated for the same period based on the drainage influence area. Application of the method is completely detailed in Leon et al. (submitted).

The M-C model is governed by the following equation:

$$O_{t+1} = C_0 \cdot I_{t+1} + C_1 \cdot I_t + C_2 \cdot O_t + C_3 Q_L \quad (1)$$

Where I_t is the inflow discharge, O_t the outflow discharge at time t and Q_L the average lateral inflow rate ($Q_L = q_L \Delta x$, where Δx is the reach length.). Eq. (1) is flow routing for the M-C method, where:

$$C_0 = \frac{(-KX + 0.5\Delta t)}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (2a)$$

$$C_1 = \frac{(KX + 0.5\Delta t)}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (2b)$$

$$C_2 = \frac{(K - KX - 0.5\Delta t)}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (2c)$$

$$C_3 = \frac{\Delta t}{(K - KX + 0.5\Delta t)} \quad (2d)$$

Where, Δt is the time step. The K and X coefficients are calculated by PROGUM as follows:

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad (3)$$

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \left[(\beta - 1)^2 F^2 \left(\frac{q}{So.c.\Delta x} \right) \right] \right) \quad (4)$$

Where c is the flow celerity, β a coefficient relating average velocity and celerity, F the Froude number, q the unit-width discharge and So the free water slope.

Error estimation

To infer modelling errors between measured discharge and estimated discharge at gauged in-situ stations, two formulations have been used:

$$E_1 = \frac{|Q_{cal} - Q_{meas}|}{Q_{meas}} \quad (5a)$$

$$E_2 = \frac{|Q_{cal} - Q_{meas}|}{|Q_{min} - Q_{max}|} \quad (5b)$$

E_1 stands for the mean absolute error based on measured outflow (Q_{cal} is the calculated outflow and Q_{meas} is the measured outflow) and E_2 is the mean absolute error based on the maximum (Q_{max}) and minimum (Q_{min}) measured flow difference.

These estimations are applied to compare in-situ measured outflows and estimated outflows. In our study, these results are compared at six in situ stations listed in Table 1.

2.5. Rating-Curve and water depth estimations at virtual stations

Stage-discharge relationship or rating curve for gauging stations are developed using a set of discharge measurements and the corresponding water level. Derived from Manning equation (Rantz, 1982; Leon et al., In Press), this relationship expresses discharge as follows:

$$Q_t = a(H - z)_t^b \quad (6)$$

Where Q_t is the discharge and $(H - z)_t$ stands for the water depth of the control section at time t . Normally, a and b coefficients are specific to a channel cross-section and can be related to the physical characteristics of the river. a is a scaling factor that encompasses the section width, the local bottom slope and Manning coefficient. b includes the geometry of the river banks, in particular the departure from vertical banks and, generally, it is an indicator of the type of control acting on the stage-discharge relation. Leon et al. (In Press) have proposed a detailed review of the main concepts and hypotheses to derive the relationship between stage and discharge.

Standard rating curves are computed using water depth measurements with respect to the bottom of the river bed. In the case of altimetry data, H in Eq.(6) is the height of the water

surface with respect to a reference ellipsoid. To convert these heights into water depths, a parameter is included in the regular formulation of stage-discharge relationship, namely z , which stands for the elevation of the effective zero flow with respect to the ellipsoid. It is worth noting that a rating equation such as Eq.(6) is developed for each river channel or cross-section and not be expected to be applicable to any other river location. This is because the change in depth is used as an index corresponding to a change in width and velocity, and is specific to the channel characteristics of the reach being measured (Bjerklie et al., 2003). In turn, the successive z values provide many estimates of the along-stream change in river depth and elevation.

Taking Q and h as known measured values, one has to arrive at the value of z that allows the water depth to be estimated from the zero flow of the channel at time t and the corresponding a and b coefficients. To determine the effective zero flow for any range of discharges Leon et al. (In Press) proposed a methodology based on the minimization of RMSE (Root Mean Square Error) between the modeled or measured discharge and the rated discharge. The RMSE can be expressed as follows:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Q_{mes} - Q_{calc})^2}{n}} \quad (7)$$

Where, Q_{mes} is the measured flow in the case of the gauge or the modeled discharge in the virtual gauge case, Q_{calc} is the rated flow and n the number of measurements considered.

The a and b coefficients are estimated using a linear regression through the $(\ln(Q), \ln(H-z))$ set for a given z . Exploring the range of possible values of z allows the function $RMES(z) = f(z)$ to be built up. As proposed by Leon et al. (In Press), the entire range of possible z values has been explored by increments of 0.01 meter. The value of z representing the effective zero flow altitude is such that:

$$\frac{\partial f(z)}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

The method was tested by Leon et al. (In Press) in four gauge stations on the Negro river main stream by comparing measured and estimated equivalent water depth. Also, the estimated water depth and ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) measurements collected at each virtual stations during a field campaign in May 2005 were compared.

In our case, the calculated equivalent water depth at virtual stations was compared to the nearest gauged mean water depth of Guaquira, Santa Isabel, Maria Manteca and Bacuri stations. Water depths at gauging stations vary with water stage at the time of measurement. Comparison between our z estimate at virtual stations and water depth at in-situ gauges requires that both stations refer to an equivalent hydrological situation. We estimated a reference water depth at the gauge corrected for the time variations by computing the stage given by the local stage-discharge relationship using the measured discharges at local station and a and b of nearest virtual station. Differences between measured water depth and estimated water depth were expressed by a bias:

$$B_{(GS/VS)} = \frac{\sum |P_i - P'_i|}{N} \quad (9)$$

Where, $B_{(GS/VS)}$ represent the bias water depth difference between gauged station and nearest virtual station. P_i is the measured water depth at local station at time i , P'_i is the estimated water depth at local station at time i using measured flow and a and b coefficients of calculated rating curve from virtual station. N is the total number of measurements.

Slopes and along stream profile

Finally, a profile of the river bottom has been interpolated from the successive heights of zero flow estimates. This profile is referenced to GCM02C geoid model (Tapley et al., 2004).

3. Results and discussion

3.1. Virtual stations over the Caqueta river main stream

Virtual stations are shown in Fig.3. They correspond to the intersection of either T/P or ENVISAT crossings with Caqueta river. We could define 13 virtual stations. 12 rely on ENVISAT and only 1 on T/P. The main characteristics of each station are summarized in Table 3.

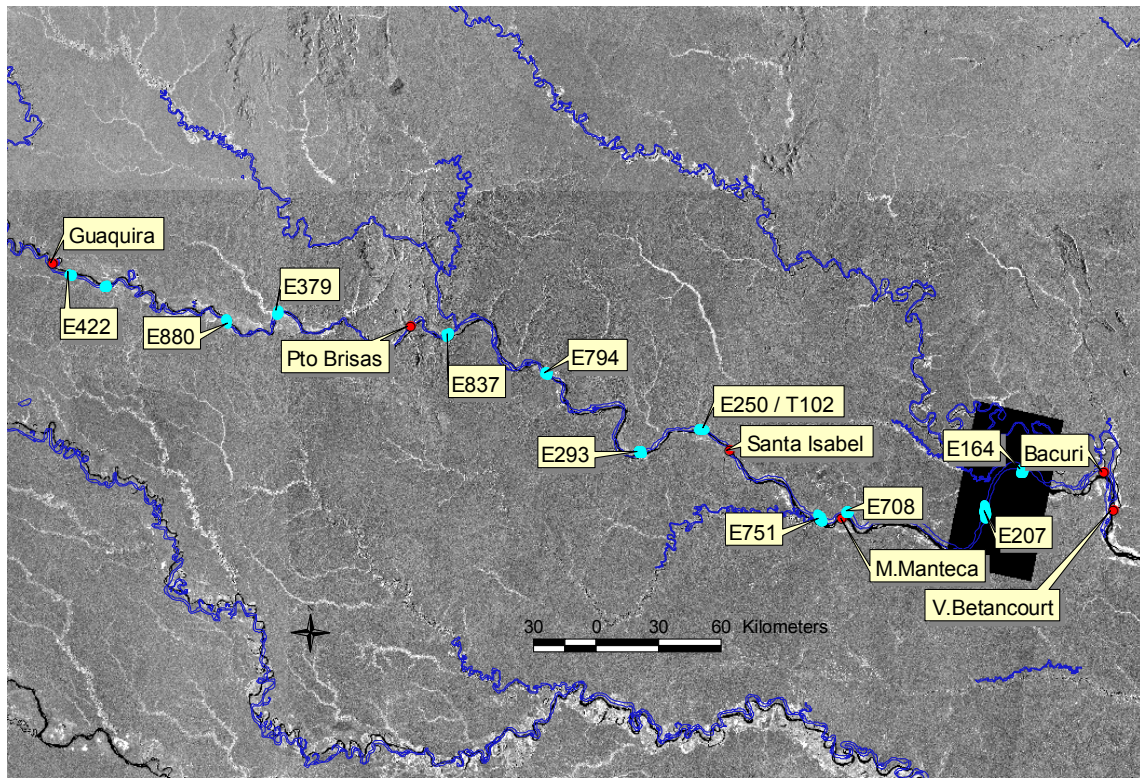


Figure 3. Virtual gauged stations (blue dots) and in-situ gauged stations (red dots) location along the Caqueta main stream over a JERS image.

Table 3. Main characteristics of the virtual stations

Station	River	Lat/Long	Type of data	Dry/wet season cross-sec. width (km)	Nearest local station	Distance to nearest local station (km)
E422	Caqueta	-0,36/-73,96	ENVISAT	0,73/0,75	Guaquira	9,75
E923	Caqueta	-0,41/-73,80	ENVISAT	0,82/0,83	Guaquira	27,25
E880	Caqueta	-0,57/-73,27	ENVISAT	0,75/0,82	Guaquira	110,63
E379	Caqueta	-0,53/-73,05	ENVISAT	0,91/0,92	Pto Brisas	86,70
E837	Caqueta	-0,63/-72,31	ENVISAT	0,72/0,65	Pto Brisas	25,75
E794	Caqueta	-0,78/-71,89	ENVISAT	1,10/1,13	Pto Brisas	95,60
E293	Caqueta	-1,13/-71,47	ENVISAT	1,01/1,01	Santa Isabel	51,03
E250	Caqueta	-1,04/-71,22	ENVISAT	1,01/1,02	Santa Isabel	18,41
T102	Caqueta	-1,04/-71,20	T/P	1,01/1,02	Santa Isabel	16,50
E751	Caqueta	-1,43/-70,71	ENVISAT	1,26/1,42	Maria Manteca	11,14
E708	Caqueta	-1,40/-70,58	ENVISAT	1,57/1,58	Maria Manteca	2,44
E207	Caqueta	-1,39/-69,98	ENVISAT	1,96/1,96	Bacuri	81,01
E164	Caqueta	-1,21/-69,81	ENVISAT	2,49/2,49	Bacuri	47,98

3.2. Discharge estimations at virtual stations using PROGUM.

ProGUM uses Eqs. (1), (3) and (4) to estimate the discharge at time t , and the K and X parameters at each virtual station. Based on Eq. (1) the model can be expressed as:

$$Q_{ot} = C_0[Q_{in} + Q_{tr}]_t + C_1[Q_{in} + Q_{tr}]_{t-1} + C_2[Q_o]_{t-1} + C_3[q_L \Delta x] \quad (10)$$

Where C_0 , C_1 , C_2 and C_3 (C_i coefficients) are the coefficients of Eqs. (2a), (2b), (2c) and (2d) respectively. Q_{in} is the input from upriver, Q_{tr} the sum of imported flow from tributaries, Q_o stands for the output flow at downstream end.

In our case, q_L in Eq. (10) is estimated by adjusting the flow routing model to the local output hydrogram from Villa Betancourt station and input hydrogram estimated by influence drained area before Guaquira station. Q_{tr} was derived using the same methodology of drained area.

After estimating q_L for the total reach, and assuming a uniform distribution along the reach, PROGUM allows the outflows Q_o to be estimated at any time t and at any cross section in the main reach from estimated values of Q_{in} , Q_{tr} , q_L and known values of Δx in Eq. (10). In this case, Δx is the length of the considered portion of reach. Other parameters of Eqs. (3) and (4) are kept constant and the updated C_i coefficients can be calculated. Previously, we defined those tributaries participating in the inflows for the considered reach to estimate the equivalent Q_{tr} . The estimated Q_o at the downstream outlet will be the Q_{in} for the next reach.

For all Caqueta in-situ cross sections, a good agreement has been found between predicted and measured discharges during the calibration period, e.g., from 1980 to 2004. Calculated and measured mean outflow discharges are listed in Table 4, along with the Δx used to adjust q_L , Δx being used for the routing model and the mean values of Q_{tr} and q_L at each step between in-situ stations.

Table 4. Calculated and measured mean discharges, Δx to adjust q_L , Δx for routing processes, Q_{tr} and Q_L at each step in the routing model.

In-situ station or virtual station name	Δx to calibrate q_L (km)	Δx for routing (km)	Mean Q_{in} (m^3/s)	Mean Q_{tr} (m^3/s)	Mean Q_L (m^3/s)	Mean $Q_{O \text{ calc.}}$ (m^3/s)	Mean $Q_{meas.}$ (m^3/s)
Guaquira			3576				3821
E422		9,75		0	142	3717	
E923		17,5		0	43	3764	
E880		93,13		0	181	3943	
E379		36,97		200	82	4230	
Pto. Brisas		86,70		0	150	4379	4195
E837		25,75		0	97	4475	
E794		69,85		2369	153	7003	
E293		83,66		244	186	7435	
E250 / T102*		34,46		68	77	7583	
Santa Isabel		16,50		0	37	7622	7114
E751		60,64		981	135	8736	
Maria Manteca / E708*		11,14		0	25	8759	8319
E207		88,11		201	196	9148	
E164		33,03		571	72	9844	
Bacuri		47,98		0	107	9937	10078
Villa Betancourt	736	20,44		3667	46	13649	13621

* Difference in distance between these two stations is less than 2 km without major tributaries. Thus, it is assumed that the stations are located at the same geographical point.

In addition, Table 5 lists the mean absolute error based on measured outflow (Eq.5a) and maximum and minimum flow difference (Eq.5b) for each reach. All error criteria remain below 20% that is, below the flow rate measurement accuracy. Figures 4a to 4f show the differences between measured and calculated discharges at gauged local stations.

Table 5. Mean error based on measured outflow (E_1) and maximum and minimum flow difference (E_2) at gauged stations

stream outlet	E_1 (%)	E_2 (%)
Guaquira	20	9
Pto Brisas	17	6
Santa Isabel	14	5
Maria Manteca	10	4
Bacuri	10	4
Villa Betancourt	5	2

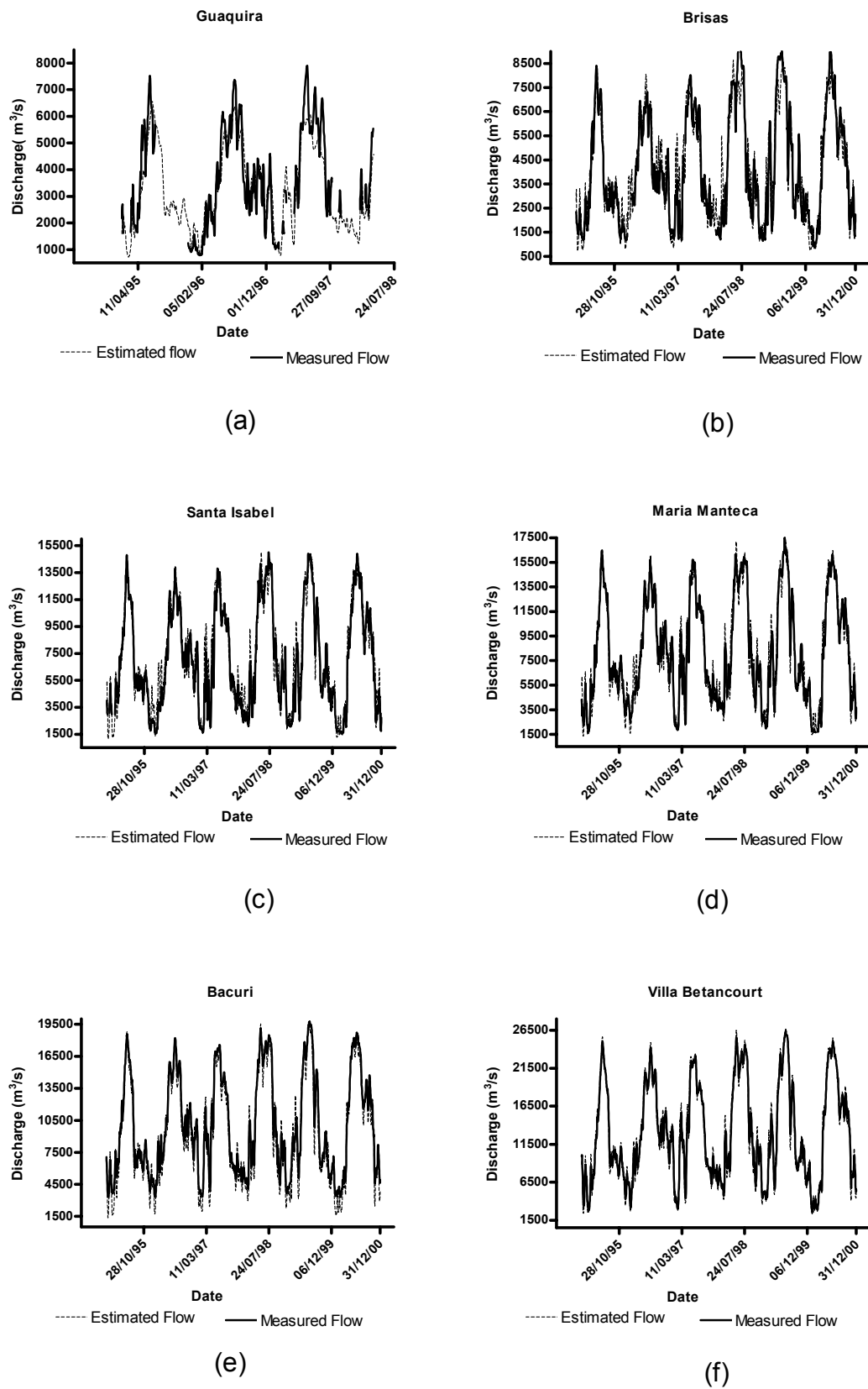


Figure 4

Figure4. Representation of measured flow and estimated flow at the local stations considered in the study.

Errors at the in-situ stations are less than 20% (E_1) and 10% (E_2). Larger errors found at reach between Guaquira and Puerto Brisas stations show the limits of the methodology applied. Leon et al. (submitted) discuss an assumed uniform distribution of Q_L limits to provide an estimate of outflow at any cross section. Indeed, if the Q_L estimation is carried out between two stations far from each other, the assumed uniform distribution is no longer valid. Also, the tributary discharge estimated may vary greatly from the upstream end to the downstream end. Also worthy of note is that in our study estimated remote discharges were predicted using only one gauged in-situ station (Villa Betancourt) at the outlet of the basin inducing considerable errors in the input hyrogram.

3.3. Water stage estimates from altimetric data and estimated discharges

The temporal series of altimetric heights for stations E293, T102 and E164 are an example of water stages obtained from the processing of ENVISAT (Figs 5a, and 5c) and T/P data (Fig.5f). Height variations are typical of a unimodal tropical regime. Additionally, figs. 5a to 5e show that discharge variations are clearly related to water levels variations. Despite the short measurement period for ENVISAT, the annual cycle of water levels is also clearly monitored, and discharge is correctly simulated by the model (Figs.5a to 5c). Similar results have been obtained for all stations. Rating curves have been computed according to the described methodology.

3.4. Rating curve and water depth estimation at virtual stations

Following the methodology proposed by Leon et al. (In Press) we estimated the stage/discharge relationship and equivalent water depth at the thirteen identified virtual stations. Table 6 summarizes the results of the computed rating curve and the average water depth at these stations. In addition, the rating curve parameters used at in-situ stations to predict discharges from stage in-situ measurements have been listed. Figure 6 shows an example of rating curve obtained for some virtual stations.

Reliability assessment of rating curve parameters

With the exception of ENVISAT station E751, correlation coefficients for all rating curves are adequate for virtual stations ($>0,84$), even for T/P station (0,94). T/P altimeter data are known to be more scattered than ENVISAT ones over rivers (Frappart et al., 2006). Because of the higher scatter in the T/P measurements, rating curves at virtual stations are often derived with a correlation coefficient less than 0.8 (Leon et al., In Press).

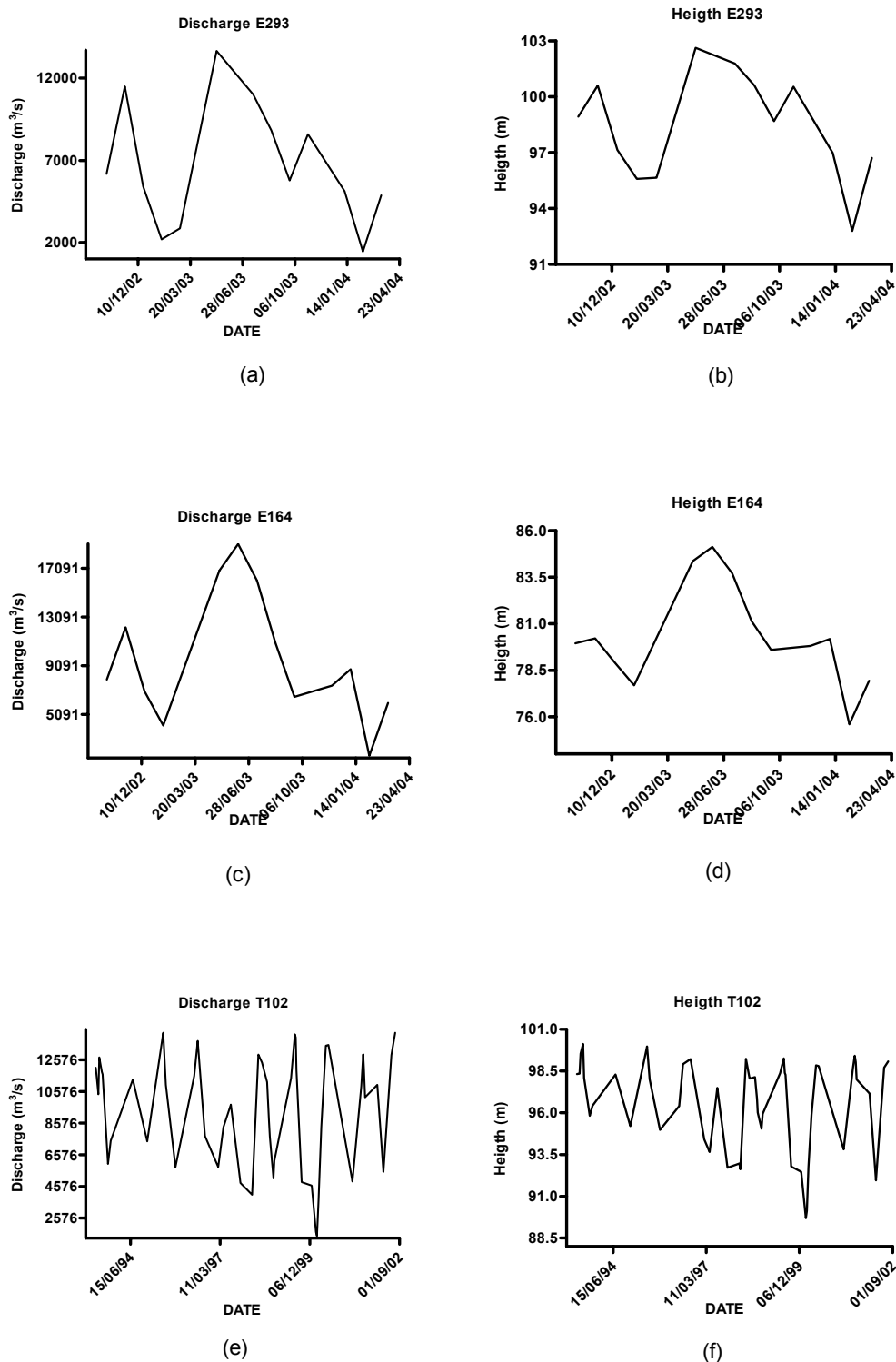


Figure 5

Figure 5. **Discharge and water stage time series.** Discharge and water stage time series of three virtual stations along the Caqueta main stream

Table 6. Results of computed rating curves at virtual stations and measured rating curves at gauged local stations.

Station	a	b	Z	R ²	N	Average water depth
Guaquira	65,91	2,16	-	0,94	35	6,55
E422	49,17	2,08	159,4	0,95	10	7,10
E923	106,13	1,69	158,6	0,94	10	8,09
E880	80,95	1,85	150,81	0,89	10	8,16
E379	78,69	1,73	144,9	0,86	7	9,27
Pto Brisas	285,06	1,29	-	0,95	26	9,01
E837	86,7	1,65	100,07	0,90	13	11,17
E794	586,62	1,33	99,3	0,94	11	6,45
E293	60,58	2,08	88,77	0,92	12	9,65
E250	4,71	2,82	84,81	0,88	8	12,91
T102	54,33	2,03	84,4	0,94	45	12,29
Sta Isabel	25,63	2,46	-	0,97	22	9,9
E751	120,72	2,02	83,94	0,66	11	7,95
M.Manteca	218,84	1,75	-	0,76	20	8,37
E708	244,18	1,76	81,69	0,88	11	6,94
E207	141,55	2,00	74,75	0,84	11	7,08
E164	815,16	1,29	73,85	0,88	13	6,48
Bacuri	240,56	1,76	-	0,97	16	8,47

a : rating curve coefficient of selected virtual station

b: rating curve coefficient of selected virtual station

Z: Zero flow altitude from WGS84 ellipsoid.

R² : correlation coefficient.

N: Total number of measures at local station

Rantz et al. (1982) outlined that the stage-discharge relationship is governed by a unique set or combination of physical elements occurring downstream from the station, referred to as controls. *b* coefficient values reported in Table 6 account for these types of controls. They can be divided into two groups: section control (when $b > 2$) and channel control (when $b < 2$). On the one hand, *b* values less than 2 are found at stations E422 and E794. This suggests that reaches at these stations are channel-controlled and their geometry and roughness govern the stage-discharge relationships. On the other hand, the reach from E293 to E751 is clearly section-controlled. In other words, geometry at these cross sections follows a channel constriction or downward break in bed slope located downstream from these stations (Rantz et al., 1982). The value of *b* found at these virtual stations may be corroborated by that of the stage-discharge relationship from Santa Isabel station ($b = 2,46$) located between T102 and E751.

This 195 km long section control is due to three broken slopes at *Quinche waterfalls* between E794 and E293, *Tijereto waterfalls* between E293 and E250/T102; and *Solarte waterfalls* between Santa Isabel station and E751. These breaks in slope are evidenced in the *z* values (Table 6) . Figure 7 shows these slope changes over a map of Colombian hydrology published by IDEAM on 1986. The representation of the bottom slope profile for the Caqueta main stream derived from values of *z* in Table 6, also allows these downward breaks in bed slope to be identified.

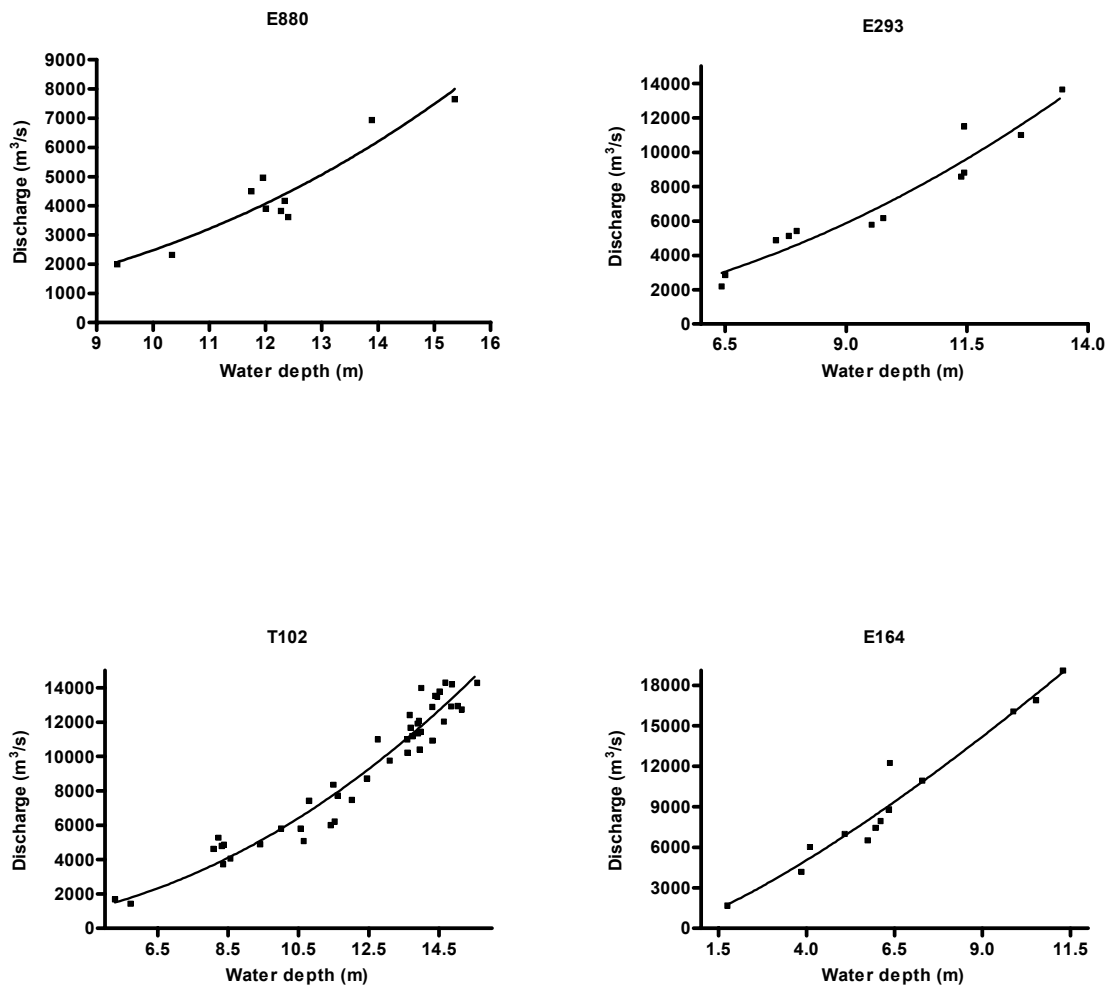


Figure 6

Figure 6. Examples of rating curves obtained for stations E880, E293, T102 and E164.

Values of coefficient a in Table 6 are strongly associated with three characteristics of channel control: friction slope (S), Manning roughness coefficient (n) and mean width of cross section (W) (Rantz et al., 1982; Leon et al., In Press). In all studied station but E250, the variations of a along the reaches are consistent with cross section changes, slope changes and tributary inputs. For example, the reach between E880 and E379; and from E293 to Santa Isabel station has values of a below 100. These values are lied to changes in friction slopes in this section. The rating curve at E250 was derived with only 8 ENVISAT measurements. The particular results at this station need to be confirmed or updated with more satellite data when available.

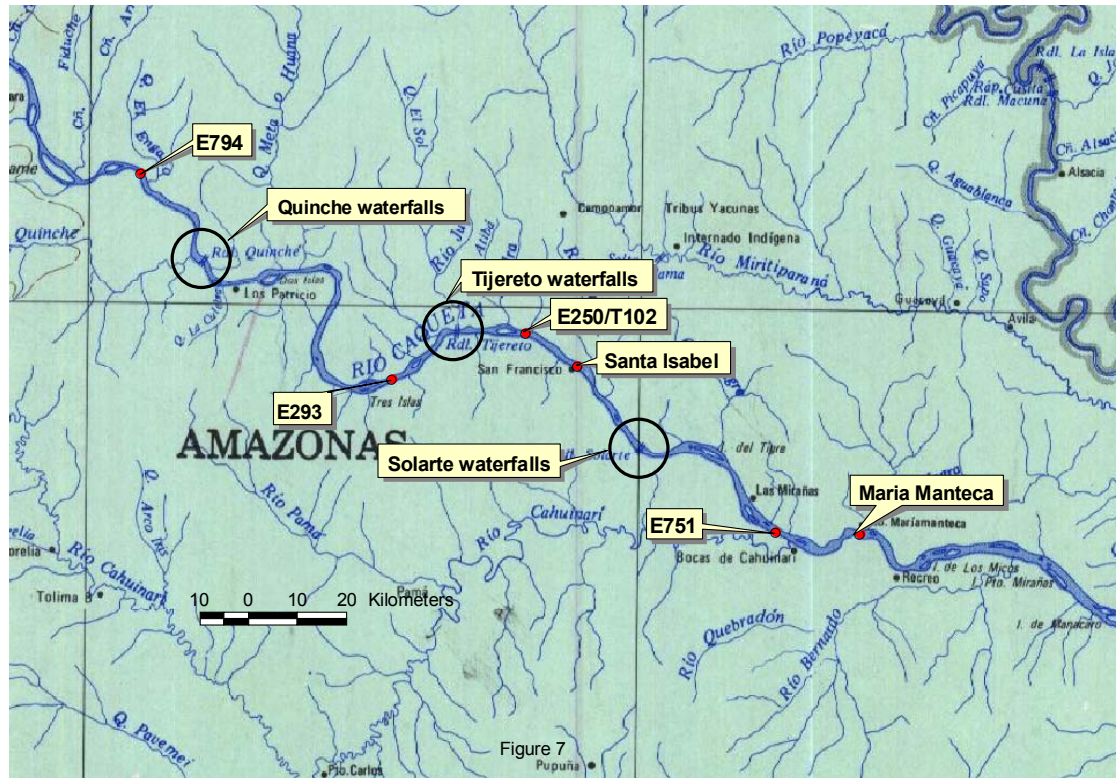


Figure 7. Waterfalls between E794 and E791 that may explain the b values over 2 in rating curves at these stations.

Validation of derived rating curves at virtual stations by comparison with measured in-situ data

In order to validate the coefficients of stage/discharge relationship obtained at virtual stations, the estimated zero flow at corresponding cross sections, we compared the water depth obtained at in-situ station using measured flow at this station and the a and b coefficients from rating curve of the nearest virtual station.

Based on Eq.(9), this procedure was applied only at local stations where the closest virtual station are not influenced by long distances (<10 km), broken slopes, cross section changes or outflow from important tributaries. This validation could be only conducted at stations related in table 7.

Table 7. Bias estimation at gauged local stations from measured discharges and deduced a and b coefficients of nearest virtual stations.

Local station	Nearest virtual station	Distance between stations (km)	a	b	N	Mean MWD	Mean EWD	RMSE (m)
Guaquira	E422	9,75	49,17	2,08	35	6,55	8,11	1,56
Santa Isabel	T102	16,5	54,33	2,03	22	9,90	11,18	1,28
M. Manteca	E751	11,14	120,72	2,02	20	8,37	8,19	0,18
M. Manteca	E708	2,5	244,18	1,76	20	8,37	7,52	0,85
Bacuri	E164	47,98	815,16	1,29	16	8,47	7,18	1,28

a : rating curve coefficient of selected virtual station

b : rating curve coefficient of selected virtual station

N: Total number of measures at local station

MWD: Measured water depth at in-situ station

EWD: Estimated water depth at in-situ station using measured discharges and a and b coefficients.

RMSE: Root Mean Square Error between

The good agreement in mean significant differences ($<1,05$ m) between MWD and EWD at the cross sections listed in Table 7 can be related to two main facts: the good reliability of the methods proposed by Leon et al. (submitted) and Leon et al. (In Press) to estimate remote discharge and rating curves at virtual stations respectively, and the high quality of the altimeter data. More spatial data, especially ENVISAT data, are required to reinforce and validate the rating-curves of all virtual stations.

Based on the reasons given in the preceding section (only 8 measurements), stations E250 was not compared with Santa Isabel measurements as was done with T102 located in the same area.

3.5. Bottom slope of the Caqueta main stream

The average bottom slope of the Caqueta river can be calculated based on the equivalent zero effective flow estimations at virtual stations presented in Table 6 (Fig. 8).

An average bottom slope of $1,2 \times 10^{-4} \text{ m m}^{-1}$ was calculated from station E422 to station E164 referenced to GCM02C geoid model (Tapley et al., 2004). However, the river slope is not uniform and several breaks affect the altitude profile of the river. For example, a slope of $3,9 \times 10^{-4} \text{ m m}^{-1}$ was estimated between E379 and E837. At this section of the river, using the same map presented in Fig.7, three different waterfalls can be identified: *Guamarayas*, *Cuemani* and *Angosturas*. Table 8 summarizes all slope changes for each reach involving virtual stations considered in Table 6. With a denser network of stations owing to the addition of virtual stations, the method even allows us to track the major changes in bed slope that cannot be identified with gauged in-situ measurements.

Conversely, the profile does not show any change in bed slope between T102 and E751 virtual stations, a reach which includes the Solarte waterfalls. This may be directly related to the quality of altimetric data in station E751. More measurements are needed to adjust the rating curve at this virtual station.

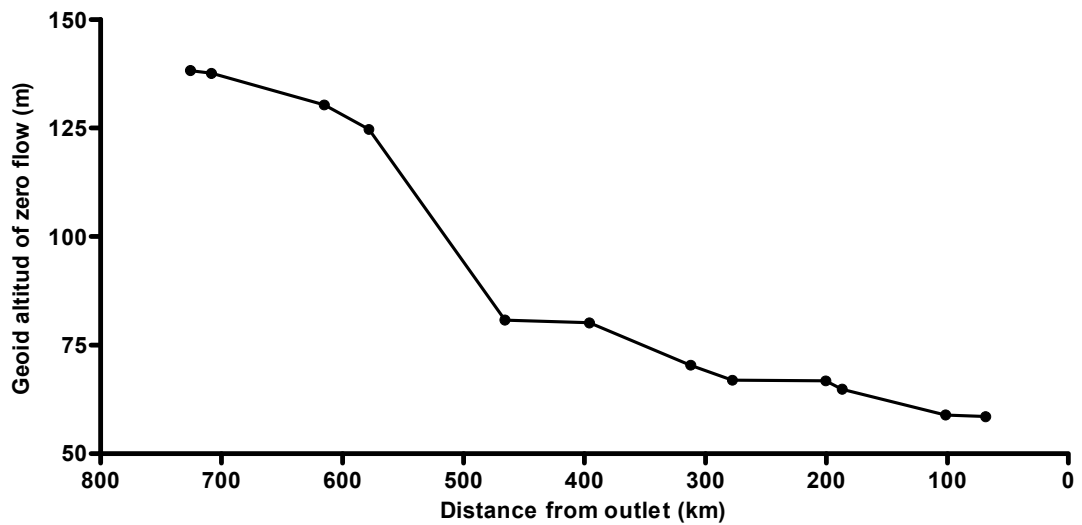


Figure 8

Figure 8. Caqueta River bottom slope profile based on zero flow estimations at virtual stations.

Table 8. Calculated bed slopes between virtual stations.

Reach	Bottom slope (m m ⁻¹)	Identified waterfalls
E422 – E923	$3,88 \times 10^{-5}$	-
E923 – E880	$7,83 \times 10^{-5}$	-
E880 – E379	$1,50 \times 10^{-4}$	-
E379 – E837	$3,91 \times 10^{-4}$	Guamarayas, Cuemani, Angosturas
E837 – E794	$7,44 \times 10^{-6}$	-
E794 – E293	$1,18 \times 10^{-4}$	Quinche
E293 – ET102	$1,01 \times 10^{-4}$	Tijereto
T102 – E751	$8,55 \times 10^{-7}$	Solarte
E751 – E708	$1,47 \times 10^{-4}$	-
E708 – E297	$6,88 \times 10^{-5}$	-
E297-E164	$1,21 \times 10^{-5}$	Cordoba

4. Conclusions

Compared to the previous study, where the method was applied to the Negro River, the basin studied is characterized by a very irregular geometry and discharge. Upstream from Maria Manteca station, river width is not in excess of 1,10 km, even in the rainy season (Negro River presents cross section widths over 2 km during this season). The river width as well as the steep topography detrimentally affect the quality of the altimetric data (Frappart, 2006, Leon et al. In Press).

A unique downstream in situ gaging station has been considered, the other being used for validation purposes. Nethertheless, this study corroborates some of the most important applications of spatial altimetry in hydrology presented by Leon et al. (In Press) including

rating curve estimation at virtual station, the derived equivalent water depth at these cross sections and bottom slope profile of considered reaches. For example, propagated flow errors below 20% (taking in account the error related to the estimation of input hydrograph), derived rating curves at virtual stations with a correlation coefficient over 0,84, bias between MWD and EWD below 1,05 m; and finally, it was possible to identify and quantify the most important broken slopes of the Caqueta main stream. Despite the quality of altimetric data that could be improved in some virtual stations when more measurements will be available, all results show a good level of accuracy.

The rating-curve were estimated for 13 virtual stations at Caqueta river main stream: 12 from ENVISAT data, with two stations (E751 and E250) exhibiting poor quality altimetric data; and one from T/P with very good quality, unlike what was expected from these measurements as discussed in a previous section.

The proposed methodology allows us to determine highly valuable parameters for flow propagation process assessment. It is the authors' opinion that the developed methodology is now ready for use as support in future works on the Amazon Basin and related zones as a complement of in-situ data to monitor and model inland waters.

Acknowledgements

This study was funded by the CASH project from the "Réseau Terre & Espace" of the French Ministry of Research and Technology (MRT decision n° 04 T 131), and by the ECCO PNRH MESBAM project. Altimetry data were retrieved from Centre de Topographie d'Océan et Hydrologie (CTOH) at LEGOS. We are very grateful to IDEAM, especially to Herry Romero, and Carlos Gonzalez from Universidad Nacional de Colombia, for preparing and sending all the hydrological in-situ information needed for the study. We are also grateful to TOSCA "hydrologie spatiale". Finally, our thanks go to Jean-Loup Guyot for his invaluable suggestions based on his long experience in the Amazon Basin study.

References

- Berry, P. A. 2003. Global river and lake monitoring from multimission altimetry: capability and potential. The Abstracts of the Workshop Hydrology from Space, 29 September–1 October 2003, Toulouse, France.
- Birkett, C. 1998. The contribution of TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34, 1223– 1239.
- Birkett, C.M., Mertes, L.A., Dunne, T., Costa, M. and Jasinski, J. 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *JGR*, 107 (D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.
- Bjerklie, D. M., Dingman, S. L., Vorosmarty, C. J., Bolster, C. H., and Congalton, R. G. 2003. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *J. of Hydrology*, 278(14), 17–38.

Coe, M. Costa, M., Botta, A. and Birkett, C.M. 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD000740.

Costa, M. and Foley, J. 1997. Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Geophysical Research*. 102(D23): 973-989.

Costa, M., Oliveira, C., Andrade, R., Bustamante, T. and Silva, F. 2002. A macroscale hydrological data set of river flow routing parameters for the Amazon Basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD0309

Cunge, J. A. 1969, On the Subject of a Flood Propagation Computation Method (Muskingum Method). *Hydraulic Research*. 7(2), 205-230.

Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J.G., Cazenave, A. 2005 Determination of the Water Volume Variation in the Negro River Sub-Basin by Combination of Satellite and In-Situ Data. *Remote Sensing of Environment*. 99, 387-399.

Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F. and Cazenave, A. 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon Basin. *RSE*, 100, 2, 252-264.

Ponce, V.M. 1986. Diffusion wave modelling of catchment dynamics. *J. of the Hydraulics Division, ASCE*, 112(8): 716-727.

Ponce, V.M., Lohani, A. and Scheyhing, C. 1996. Analytical verification of Muskingum-Cunge routing. *J. of Hydrology*. 174, 235-241.

Rantz, S.E., et al., 1982. Measurement and computation of streamflow. *Measurement of Stage and Discharge*, US Geological Survey Water Supply Paper, Vol. 1., p. 284.

Renellys C. Perez, Dudley B. Chelton and Robert N. Miller. 2005. The Effects of Wind Forcing and Background Mean Currents on the Latitudinal Structure of Equatorial Rossby Waves. *Journal of Physical Oceanography*: Vol. 35, No. 5, pp. 666–682.

Richey, J., Mertes, A., Dunne, T., Victoria, R., Forsberg, B., Tancredi, A., Oliveira, E. 1989. Sources and routing of the Amazon River flood wave. *Global Biogeochemical Cycles*. 3(3): 191-204.

Tapley, B. D., Bettadpur S., Watkins M.M. and Reigber C. 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

3. Conclusion.

Nous avons appliqué les méthodes de transfert de flux et d'estimation de courbes de tarage sur le cours principal du Rio Caqueta, une rivière caractérisée par l'irrégularité de sa géométrie et de son régime hydrologique. Ces caractéristiques rendent problématique l'établissement de stations virtuelles à partir des traces du satellite T/P, une seule station virtuelle ayant pu être retenue sur les trois intersections entre les traces au sol de l'orbite du satellite et la rivière. Malgré ces difficultés, douze stations virtuelles ENVISAT ont été définies, donnant autant de séries temporelles d'altitude de la surface libre du fleuve de 2002 à 2004.

Les données de débit d'une seule station limnimétrique située à l'exutoire du bassin ont permis d'estimer des débits propagés aux stations virtuelles, les données aux cinq autres stations in situ ayant été utilisées pour la validation des résultats. Des courbes de tarage aux stations virtuelles ont été déterminées, permettant la déduction de la profondeur équivalente de l'eau et le profil de fond de la rivière considérée.

Sur les 13 stations virtuelles identifiées, deux stations ENVISAT (E751 et E250) ont présenté une dispersion forte des hauteurs altimétriques, alors que, au contraire, l'unique station T/P a montré une qualité nettement plus supérieure sur les données que les stations ENVISAT les plus proches.

L'estimation de l'erreur sur les débits propagés donne des erreurs moyennes inférieures à 20% pour la partie amont du bassin et de 11% dans la partie aval. Ces erreurs sont importantes mais malgré tout acceptables, compte tenu de la simplicité de la méthodologie mise en œuvre, des erreurs communément admises dans le cas des mesures traditionnelles du débit, et des perspectives d'améliorations de la méthode. L'erreur moyenne de 1.10m entre la profondeur estimée et la profondeur mesurée aux stations in situ, est elle aussi très acceptable, compte tenu de l'incertitude sur les mesures in situ et de son faible impact sur les mesures du gradient hydraulique.

La méthodologie proposée conduit à l'estimation de paramètres hydrologiques importants à partir de données altimétriques et de très peu de données in-situ. Nous pensons que la méthodologie proposée est prête à être utilisée pour de futures recherches dans le Bassin Amazonien ainsi que dans des bassins ayant des caractéristiques similaires. Bien qu'encore imparfaite et en voie d'amélioration, la méthode développée donne des résultats encourageants pour l'étude des bassins peu instrumentés.

**VI. Autres applications des mesures altimétriques sur les
eaux continentales.**

1. Introduction

Parallèlement aux études présentées dans les chapitres trois, quatre et cinq de ce document, j'ai participé par mes travaux à d'autres applications de l'altimétrie spatiale en hydrologie, menées au sein du groupe hydrologie spatiale associant chercheurs et doctorants du LEGOS et du LMTG. Ces différentes applications font l'objet de trois autres articles, l'un publié Frappart et al. (2005), les deux autres en cours de soumission. Le premier concerne l'étude de la variation du volume stocké dans les plaines d'inondation du bassin du Rio Negro, le second concerne la mise au point d'une méthode de nivellement des stations in situ, et le troisième l'estimation des pentes hydrauliques du Rio Negro et du Rio Branco à l'aide de toutes les données spatiales disponibles actuellement validée par des profils GPS réalisés au cours de deux campagnes, Branco 2003 (http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/br_33.pdf) et Negro 2005 (http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/br_39.pdf).

2. Variations du volume d'eau dans les plaines d'inondation.

La détermination des variations temporelles des volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondation des grands bassins fluviaux, est de grande importance dans les études hydrologiques. La variation du volume d'eau stockée pendant la période de crue, dans les zones inondées connectées ou non au cours principal des fleuves, est un paramètre capital pour la modélisation hydrodynamique des flux d'eau dans le fleuve et pour sa capacité de transport. Pour les zones d'inondation non connectées au cours principal, les variations de volume d'eau sont fonction du flux de base, des apports locaux et de la pluie, et ces variations sont importantes pour l'estimation des bilans d'eau dans les bassins.

La publication "Détermination de la variation du volume d'eau dans le bassin du Rio Negro par combinaison de données satellite et in situ", Frappart et al. (2005) est présentée en annexe 3. Dans cette étude, une méthode d'estimation des variations temporelles de surface et de niveau d'eau des zones d'inondation basées sur une combinaison d'altimétrie satellitaire et d'imagerie spatiale est proposée, permettant ainsi l'estimation des volumes d'eau potentiellement stockés dans le sous bassin du Rio Negro pendant le cycle hydrologique 1995-1996.

On a utilisé pour la cartographie de la variation de surface des zones inondées, les images radar en bande L du satellite JERS (NASDA, National Space Development Agency of Japan). Ces images ont été assemblées en deux mosaïques à 100 m de résolution, hautes eaux et basses eaux, par le projet GRFM (Global Rain Forest Mapping Project). La bande L a la particularité d'être totalement réfléchi par les surfaces d'eau libre (donnant des surfaces presque noires sur l'image puisque très peu d'énergie retourne vers le capteur qui opère en visée latérale), d'être moyennement réfléchi sur la forêt et fortement réfléchi par les surfaces ennoyées sous la végétation (par un effet de double réflexion sur la surface de l'eau et sur les troncs immergés) (Rosenqvist, et al., 2000). La mosaïque basses eaux est composée d'images acquises entre Septembre et Décembre 1995, alors que la mosaïque hautes eaux est composée d'images acquises entre Mai et Juillet 1996. Pour le bassin du Haut Rio Negro, ces deux mosaïques ne capturent pas exactement les plus hautes et les plus basses eaux sur ce bassin.

La classification permettant de discriminer les zones en eau pour chacune des deux mosaïques est basée sur les propriétés des images radar et est réalisée à partir d'un canal ratio des deux

dates qui exprime les changements temporels. Pour le bassin du Rio Negro, les zones inondées en basses eaux et en hautes eaux sont représentées sur la figure 6-1.

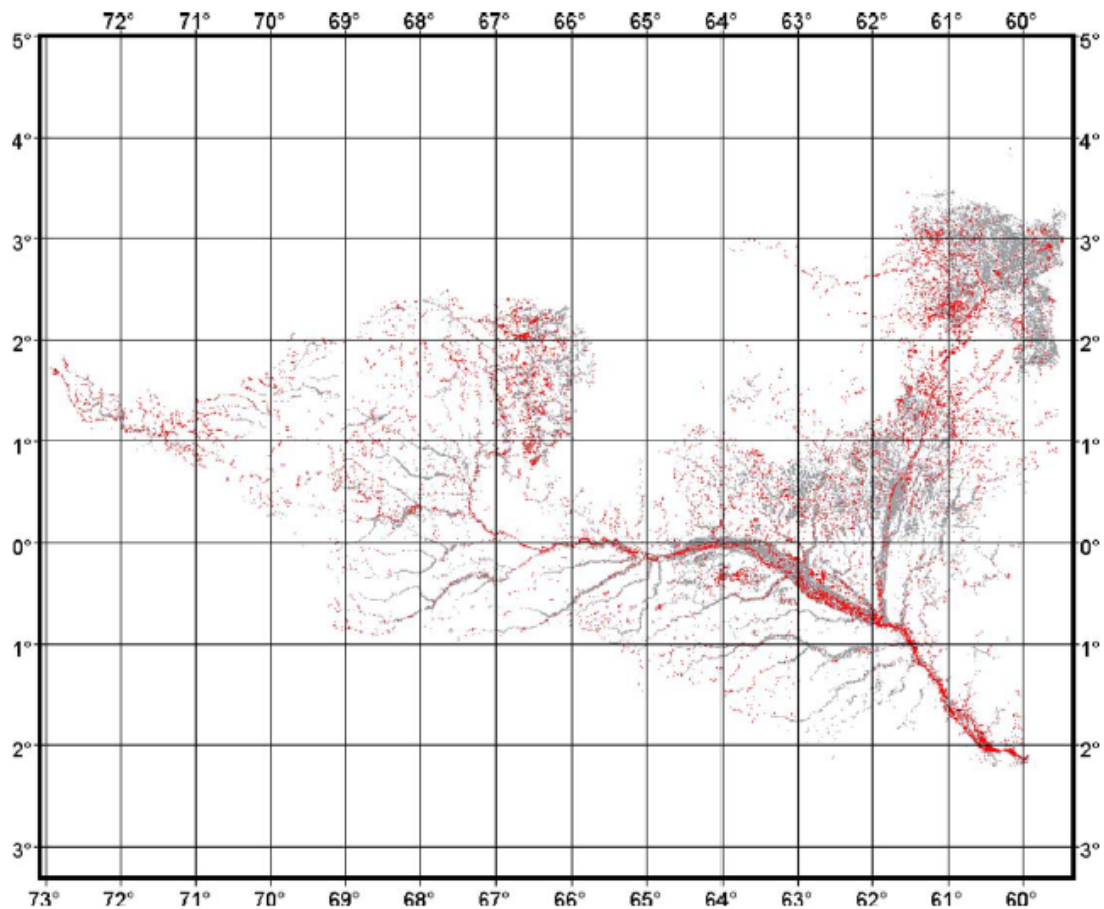


Figure 6-1: Distribution des zones inondées en basses eaux en rouge et seulement en hautes eaux en gris pour le bassin du Rio Negro.

Les altitudes (hauteurs d'eau ramenées à la solution géoïdale EIGENGRACE02C (Reigber, et al., 2005) des plans d'eau à 88 stations virtuelles T/P dont 34 sur les rivières et 54 sur les zones d'inondation, ainsi qu'à 8 stations in-situ (parmi les 25 stations disposant de données sur la période 95-96 seulement 8 sont à l'intérieur du réseau formé par les traces T/P et ont pu être nivelées) ont été extraites des séries temporelles aux dates des mosaïques JERS. Ces altitudes ont été interpolées linéairement, par la méthode des huit plus proches voisins pour former une grille d'altitudes basses eaux et hautes eaux (figure 6-2 pour les hautes eaux) pour les zones en eau aux dates choisies. La grille est à une résolution d'environ 200m (0,002°), choisie en fonction de la taille minimum des plans d'eau pour lesquels il est possible d'obtenir une altitude avec les données T/P (environ 250m). Comme noté précédemment, les dates des mosaïques ne correspondent pas au maximum et minimum de hauteur d'eau pour le Rio Negro. Le minimum et le maximum de hauteur d'eau ont donc été estimés à partir des séries T/P et l'écart aux grilles d'altitude a été calculé.

Pour 11 sous-bassins correspondant aux principaux tributaires du Rio Negro, une surface 3D (format TIN Arcview - *Triangulated Irregular Network*) avec un pas vertical de 10 cm (meilleure précision possible sur la hauteur d'eau à partir de T/P (Birkett, 1998)) a été formée

à partir des deux grilles d'altitude représentant un MNT de la hauteur stockée dans les plans d'eau entre les basses eaux 95 et les hautes eaux 96 sur les différents sous bassins.(figure 6-3).

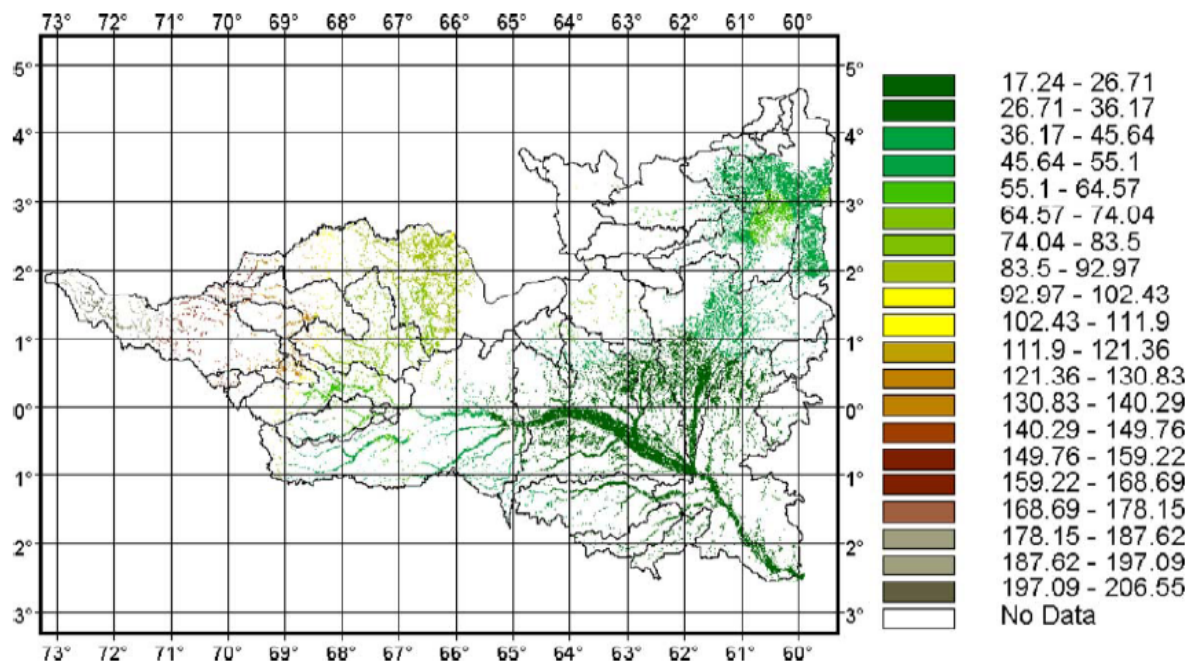


Figure 6-2: Grille d'altitude hautes eaux sur le bassin du Rio Negro

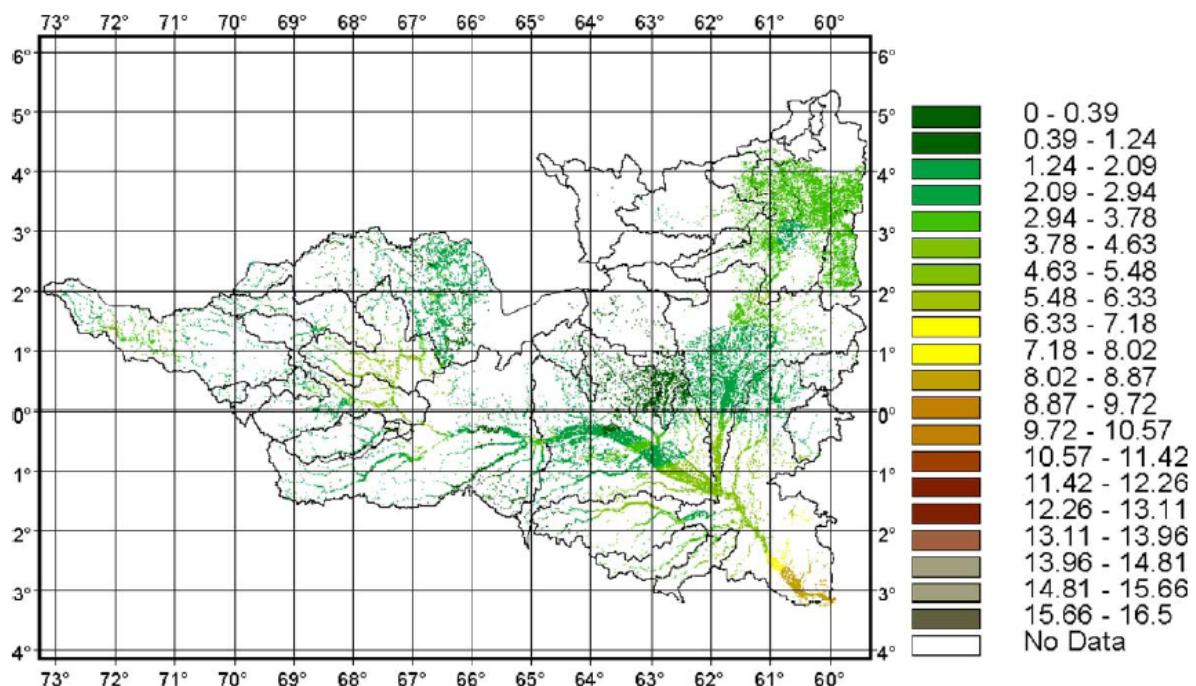


Figure 6-3: MNT de l'eau stockée dans les plans d'eau du bassin

Les résultats de la méthode de classification nous ont permis d'estimer une surface totale inondée de 35 944 km² durant les basses eaux et de 152 721 km² durant les hautes eaux. Ces chiffres illustrent l'importance des plaines d'inondation dans le bassin du Rio Negro. Dans la partie haute du bassin, où les études présentées dans cette thèse ont été réalisées, environ 5%

de la surface est inondé durant les basses eaux, et une surface 2 à 3 fois plus importante durant les hautes eaux.

Finalement, nous avons calculé pour chaque sous bassin le ratio entre le volume d'eau stocké sur le bassin pendant la montée de crue, et le volume d'eau écoulé sur le cours principal pendant le même temps (calculé par intégration du demi pic de crue sur la période). C'est un indicateur global pour chaque sous bassin du temps de résidence de l'eau dans les zones inondées du bassin en période de crue. Les différentes valeurs par sous bassins sont récapitulées dans le tableau ci-dessous (tableau 6-1) et les indicateurs figurent dans la figure 6-4.

Tableau 6-1: Récapitulation des différentes valeurs calculées par sous bassin. Les valeurs manquantes correspondent aux sous bassins pour lesquels le débit ne peut pas être estimé (courbe de tarage non univoque).

Watershed	Total area (km ²)	Inundated area (km ²)	Inundated/total (%)	ΔV (km ³)	1/2 peak flow (km ³)
Jau	9040	665	7.4	1.8	
Curicuriari	12,600	1,010	8.0	2.0	9.4
Carabinani	6970	620	8.9	1.8	
Unini	23,770	2480	10.4	6.0	
Negro downstream	77,530	9920	12.8	38.8	
Cucui	70,740	12,140	17.1	16.2	64.7
Caracarai	120,350	23,580	19.6	42.2	51.6
Serrinha	157,950	35,220	22.3	57.0	84.0
Foz Branco	109,350	28,150	25.7	51.8	
Sao Felipe	48,350	17,740	36.7	26.7	29.4
Branco	75,510	47,430	62.8	86.8	
Downstream	302,170	89,270	29.5	187.0	302.5

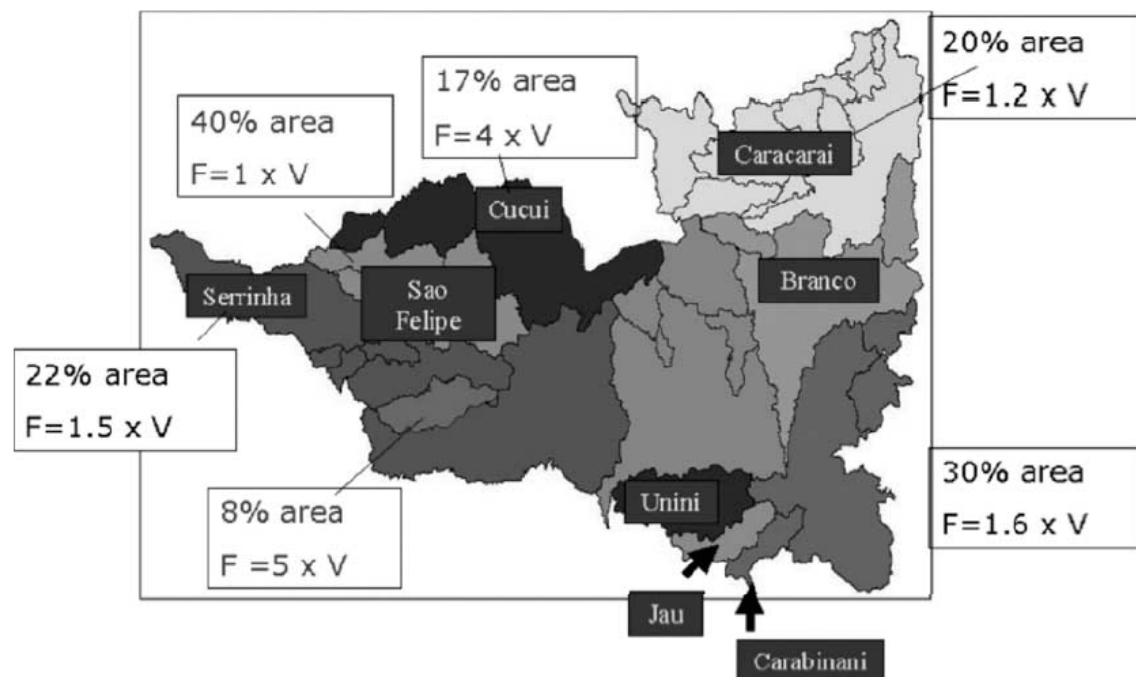


Figure 6-4: Valeur du ratio entre F = le volume d'eau écoulé pendant la montée de crue sur V = le volume d'eau stocké dans les plans d'eau pendant la même période.

3. Application des mesures altimétriques pour le nivellement des stations hydrologiques.

L'étude de la morphologie des rivières ainsi que le développement des modèles hydrodynamiques (détermination des flux solides et liquides) nécessitent une référence commune pour les différentes stations de mesures in situ. Toutefois, la lourdeur des relevés topographiques nécessaires pour ce nivellement impose de recourir à de nouvelles techniques, dont le GPS et l'altimétrie spatiale. Cette étude, commencée par Cauhopé (2004) fait l'objet d'une publication en cours de soumission qui propose une méthode permettant de niveler les échelles limnimétriques à partir des données d'altimétrie spatiale.

Comme nous l'avons déjà vu, les mesures altimétriques sont exprimées par rapport à une surface mathématique de référence : l'ellipsoïde. Il est nécessaire de rattacher les mesures à une équipotentielle de gravité, donc à un géoïde. Cette opération permet d'obtenir l'altitude de la surface libre sur le fleuve étudié. Nous avons choisi ici le géoïde EIGENGRACE02C (Reigber, et al., 2005) qui est le plus précis dont nous disposons à l'heure actuelle.

Pour définir une méthodologie permettant le nivellement des stations il est indispensable de distinguer d'abord les différents cas possibles, suivant la disposition respective des stations de mesures in situ et des stations virtuelles :

Le satellite passe au-dessus de la station de mesure in situ

Ce cas idéal, anecdotique dans la pratique, permet de bien comprendre comment l'échelle limnimétrique est nivelée à partir des données altimétriques. Nous disposons, sur une période donnée (quelques mois à quelques dizaines d'années), de mesures altimétriques et de relevés in-situ à n dates communes.

Ainsi, à une date i , $h_{sat}(i) = h_{in-situ}(i) + \varepsilon(i)$ (6-1)

Où, h_{sat} est la hauteur altimétrique, $h_{in-situ}$ est la hauteur de la cote enregistrée à la station hydrologique et ε est l'écart entre les deux mesures.

En posant sur la période totale considérée, $\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \varepsilon(i)$, on obtient :

$h_{in-situ\ nivelé} = h_{in-situ} + \varepsilon$, où ε désigne la valeur de nivellement choisie.

La station de mesure in situ est située entre deux stations virtuelles

Ce cas est le plus fréquemment rencontré dans la pratique et il suppose de considérer une pente hydraulique constante entre les deux stations virtuelles (figure 6-5). Cette hypothèse est très forte dans la mesure où elle suppose un écoulement uniforme entre les deux sections: il faut donc s'assurer que les deux stations virtuelles ne sont pas trop éloignées (distance < 50-60 km pour un fleuve tel que l'Amazone d'où la nécessité d'une étude multi satellite) et qu'il n'existe pas d'irrégularité sur le fleuve entre les deux sections (en particulier, présence d'île et d'affluents qui viennent perturber l'écoulement, fortes variations de section qui modifient la hauteur d'eau).

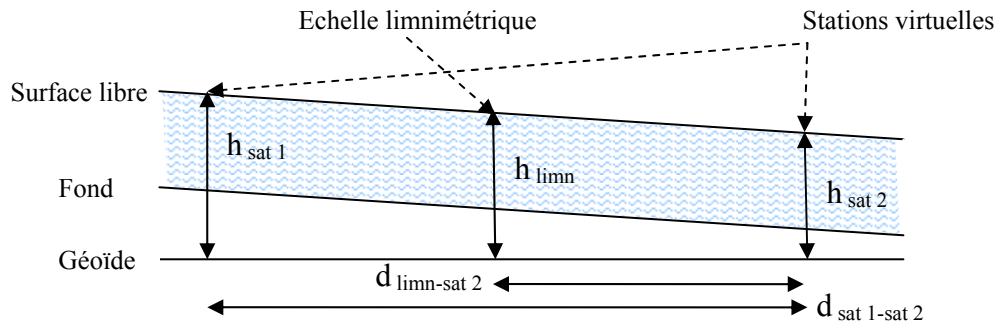


Figure 6-5. Exemple de profil en long correspondant au cas étudié

Pour se ramener au cas développé dans le paragraphe précédent, il est nécessaire soit de créer une série altimétrique fictive au-dessus de la station de mesure et de niveler l'échelle limnimétrique à partir de cette série fictive, soit de « ramener » la série de mesure in situ sous chacune des traces.

Pour le premier cas on calcule, à chaque date commune entre les deux satellites, l'écart entre les deux séries satellites (ε_{sat}) et on en déduit la série fictive ($h_{fictive}$) par interpolation linéaire sur la distance considérée :

$$h_{sat\ 1}(i) = h_{sat\ 2}(i) + \varepsilon_{sat}(i) \quad (6-2)$$

d'où,

$$h_{sat\ fictive}(i) = h_{sat\ 2}(i) + \varepsilon_{sat}(i) \frac{d_{limn-sat\ 2}}{d_{sat\ 1-sat\ 2}}$$

On se ramène alors à la méthode décrite dans la section précédant :

$$h_{sat\ fictive}(i) = h_{in-situ}(i) + \varepsilon(i)$$

Toutefois, il est important de noter ici que, à quelques rares exceptions près, les mesures satellites sur les deux stations virtuelles sont réalisées à des dates différentes. Pour créer la série fictive, il est donc nécessaire de réaliser une interpolation journalière des séries altimétriques.

C'est pourquoi il est reste préférable d'utiliser la méthode du deuxième cas. L'utilisation de la série de mesure in situ sous les traces peut s'effectuer de diverses manières suivant le type de données disponibles (répétitivité, durée totale de la série altimétrique traitée, ...).

Pour des données non répétitives (ICESat), on utilise directement les valeurs lues sur l'échelle limnimétrique pour le calcul des écarts et on réalise une interpolation linéaire entre les deux stations virtuelles pour obtenir la valeur du nivellement. Cela nous ramène alors au calcul suivant :

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{sat\ 1} &= mediane(h_{sat\ 1}(i) - h_{in-situ}(i)) \\ \varepsilon_{sat\ 2} &= mediane(h_{sat\ 2}(i) - h_{in-situ}(i)) \end{aligned} \right\} \rightarrow \varepsilon = \varepsilon_2 + (\varepsilon_{sat\ 1} - \varepsilon_{sat\ 2}) \frac{d_{limn-sat\ 2}}{d_{sat\ 1-sat\ 2}} \quad (6-3)$$

Dans les cas particuliers où une deuxième station limnimétrique est présente à faible distance d'une des traces satellite (distance équivalente à celle entre la trace et la première station limnimétrique), il est envisageable de réaliser une interpolation linéaire des deux séries de mesure in situ pour recréer des séries de mesure fictives au niveau des stations virtuelles. Cette interpolation permet de prendre en compte l'évolution temporelle de la pente hydraulique sur le tronçon étudié.

Pour les données répétitives, la série de mesure in situ est adaptée (dilatée ou amortie suivant le cas) pour reproduire au mieux les variations observées par satellite. En effet, sur un tronçon de fleuve, l'écoulement est soumis aux mêmes événements hydrologiques ; il est donc logique de supposer que la forme globale des séries de hauteur est conservée alors que l'amplitude des variations peut être différente (en fonction de la section du fleuve, de l'augmentation de la surface drainée entre l'amont et l'aval...). Un déphasage temporel peut également apparaître entre les deux séries mais, sur une faible distance, celui-ci ne sera pas supérieur à 1 ou 2 jours. Avec les données ENVISAT et T/P qui ont une répétitivité de 35 et 10 jours respectivement, un tel déphasage sera difficile à identifier. Nous ne le prendrons donc pas en compte dans cette étude.

Ce calcul, qui nous permet de recréer des séries journalières de hauteurs d'eau sous les traces (appelées *séries fictives*) revient donc à calculer une régression linéaire entre les deux séries (hauteurs limnimétriques (h_{limni}) et hauteurs altimétriques (h_{alti})) selon l'équation suivante :

$$h_{alti}(t) = a.h_{limni}(t + \Delta t) + b \quad (6-4)$$

où a est un coefficient de proportionnalité qui prend en compte les différences de contexte hydrologique entre les deux sites (différence de largeur du tronçon en particulier) et b la différence de hauteur à partir duquel on peut estimer le nivellement de la série limnimétrique. Cette régression peut être calculée en minimisant l'équation suivante (moindre carrés) :

$$\Delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [h_{alti}(i) - (a.h_{limni}(i) + b)]^2 \quad (6-5)$$

Soit en prenant en compte les incertitudes des mesures altimétriques, soit en les ignorant. Nous avons pris l'option intermédiaire qui consiste à calculer deux jeux de coefficients a et b à partir des mesures fictives $H_{alti} + \sigma_{alti}$ et $H_{alti} - \sigma_{alti}$. Ces deux nouvelles séries nous fournissent une enveloppe de la série fictive et pour chaque valeur journalière, l'incertitude associée.

La méthode du χ^2 conduit ainsi à minimiser l'équation suivante :

$$\Delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{h_{alti}(i) - (a.h_{limni}(i) + b)}{\sigma_{alti}(i)} \right]^2 \quad (6-6)$$

Par cette méthode une incertitude globale σ sur la qualité de la régression est déterminée par la relation :

$$\sigma = \frac{n}{n-2} \Delta_{\min} \quad (6-7)$$

Une fois calculées la série fictive et son enveloppe, nous pouvons nous ramener au calcul décrit dans la première méthode pour réaliser le nivellement de la station.

La station de mesure in situ est située en aval (ou en amont) des stations virtuelles

Dans ce cas, il convient d'adapter la méthode suivant la configuration du fleuve à l'endroit étudié : si celui-ci ne présente à première vue aucune irrégularité, il est possible d'adapter la deuxième méthode exposée en travaillant non plus par interpolation mais par extrapolation. Suivant la distance entre la station de mesure et la station virtuelle la plus proche (< 10 km), il est également envisageable d'employer la première méthode présentée.

Limitations de la méthode

La méthode développée connaît certaines limitations dans la mesure où elle ne permet de réaliser le nivellement de station de mesure in-situ que dans des configurations type où des hypothèses fortes peuvent être appliquées. Ainsi, elle ne permet pas, par exemple, de prendre en compte des cas où un affluent rejoindrait le fleuve étudié entre une station virtuelle et une échelle limnimétrique et en modifierait notablement le régime hydrologique, ou lorsque la distance entre les deux est telle qu'il existe un déphasage non négligeable entre les deux séries. Dans de tels cas, il serait intéressant d'essayer de quantifier l'influence de l'affluent sur la pente du fleuve principal en aval de l'embranchement (à priori difficile) ou de regarder comment la série de hauteur est modifiée.

4. Comparaison des pentes de la surface libre du Rio Negro estimées par altimétrie, GPS et mesures in-situ.

Dans le domaine de l'hydrologie des grands bassins les pentes sont normalement utilisées pour l'analyse du transport des sédiments et la propagation du pic de crue (Birkett et al., 2002). Elle donne aussi accès à l'estimation des débits au moyen de l'équation de Manning. Cette méthode par exemple a été récemment employée par Le Favour et Alsdorf (2005) pour estimer des débits sur le Bassin Amazonien à partir des pentes calculées au moyen du Modèle Numérique de Terrain SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (Rabus et al., 2003). Ce paramètre est cependant difficile à mesurer sur le terrain. L'avantage de l'utilisation de la télédétection, par rapport aux méthodes classiques, réside dans sa capacité à fournir des informations à l'échelle des bassins versants, et en particulier sur des zones difficiles d'accès (Bjerklie et al., 2003).

L'étude développée fait l'objet d'un article en cours de soumission, qui présente une comparaison des différents outils spatiaux disponibles pour estimer la pente des fleuves (T/P,

ENVISAT, ICESat, GFO, et SRTM) et une comparaison avec un profil obtenu au cours de deux campagnes (Branco 2003 et Negro 2005) par une mesure GPS en continu. Les résultats principaux sont :

- Une estimation des erreurs sur les gradients dans les différents cas d'échantillonnage spatiaux.
- Un calcul des biais entre les différents systèmes qui permet de reconstituer la pente en combinant toutes les informations disponibles.
- Une discussion sur l'évolution temporelle de la pente et de sa signification par rapport à l'hydrologie du bassin.
- Une comparaison des estimations de débit obtenues à partir d'une mesure de gradient avec différents pas d'échantillonnage spatial et temporel avec des mesures ponctuelles instantanées du débit.

La discussion conduit à évaluer la pertinence et la précision de simulations du débit des fleuves à partir de leur pente et de sa variation temporelle, à partir des seules données spatiales. Cet article donne donc quelques pistes de réflexion qui pourraient être utiles dans la prévision du futur satellite altimètre radar WATER qui a été proposé à l'ESA pour être spécifiquement dédié à l'hydrologie des grands fleuves.

Nous présentons ici quelques résultats obtenus à partir des données T/P, couvrant la période allant d'octobre 1992 à août 2002 (ancienne orbite) et ENVISAT, couvrant la période allant d'octobre 2002 à juin 2005. La figure 6-6 présente les stations virtuelles repérées sur le bassin.

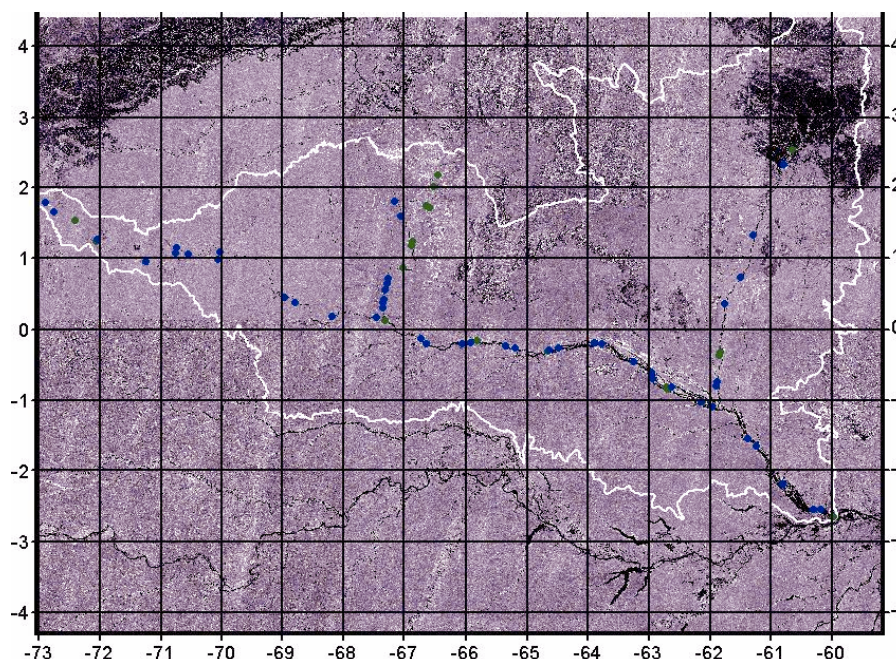


Figure 6-6: Localisation des stations virtuelles T/P (points bleus) et ENVISAT (points verts).

Les profils longitudinaux de fleuves ont été obtenus en utilisant les données altimétriques mesurées à chaque cycle. Les enveloppes des profils ont été estimées en prenant les valeurs minimale et maximale des hauteurs d'eau pendant la période considérée. Les résultats présentés ici proviennent de l'exploitation des dix premières années de la mission T/P (Figure 6-7) et des trois premières années de la mission ENVISAT (Figure 6-8).

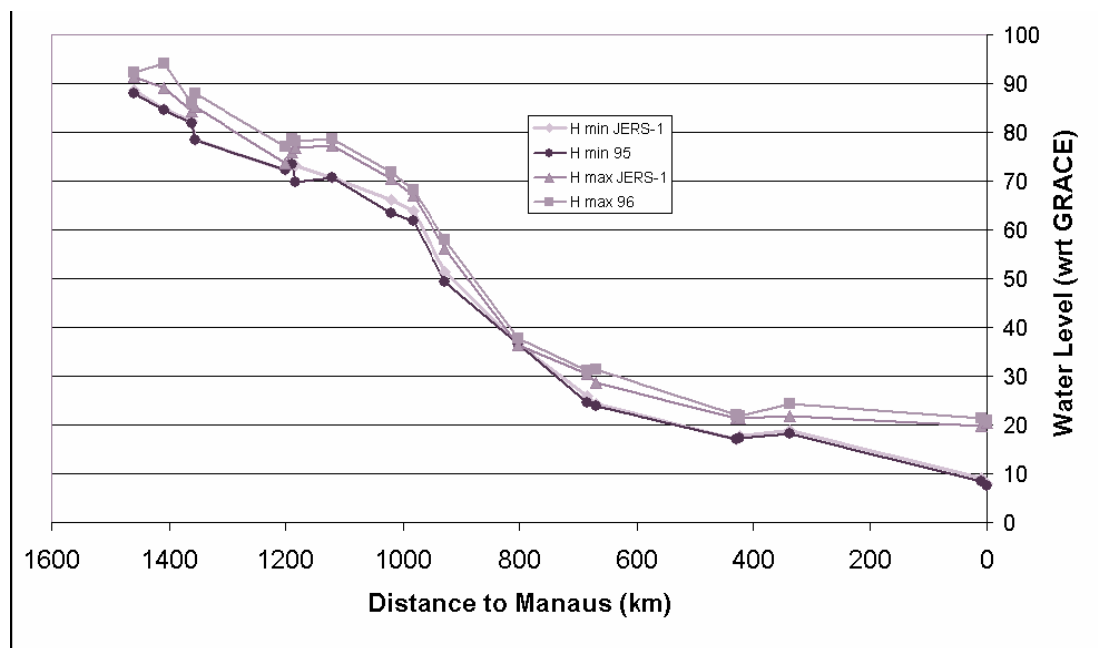
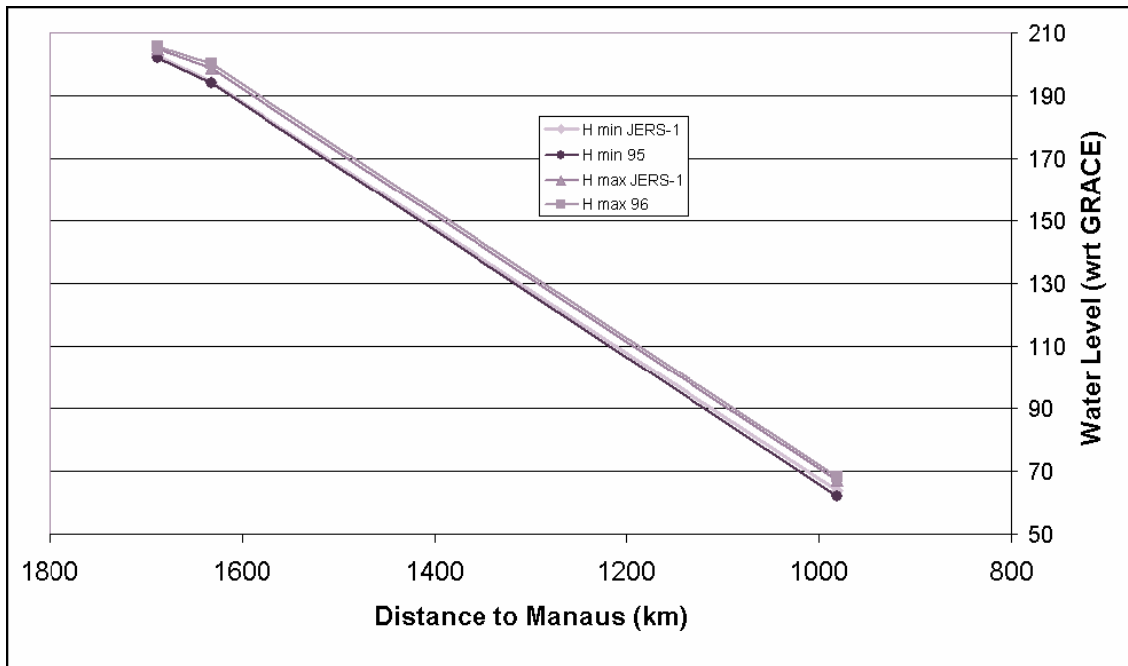


Figure 6-7: Profils longitudinaux des Rio Uaupes (en haut) et Negro (en bas) d'après T/P, calculées au date de la mosaïque JERS-1 et aux minima de 1995 et maxima de 1996.

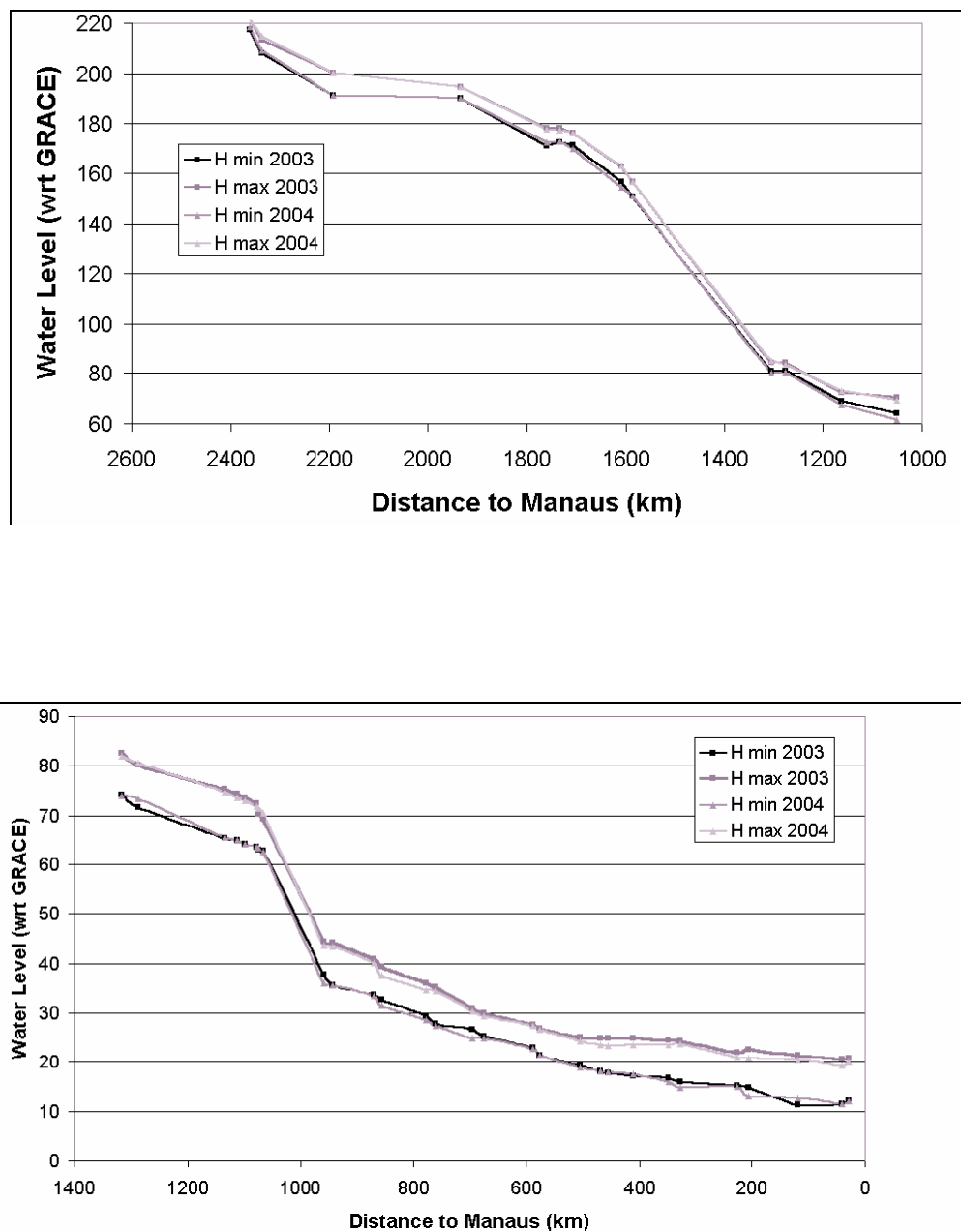


Figure 6-8: Profils longitudinaux des Rio Uaupes (en haut) et Negro (en bas) estimés à partir des mesures altimétriques d'ENVISAT en 2003 et 2004.

Comparaison avec des mesures GPS

A titre d'exemple, nous présentons la comparaison entre le profil GPS du Rio Branco et le profil ENVISAT. Le profil GPS a été estimé à l'aide de mesures acquises entre le 12 et le 16 novembre lors d'une campagne de terrain sur ce tributaire du Rio Negro. Ces dates correspondent au cycle 21 et 22 d'ENVISAT avec lesquels des comparaisons ont été effectuées. La Figure 6-9 présente les profils obtenus pour les cycles 21, dont les dates varient du 26/10/2003 au 14/11/2003, 22 (du 30/11/2003 au 11/12 :2003) et à partir des moyennes des mesures GPS au niveau des stations virtuelles. Les hauteurs d'eau estimées par altimétrie

sont proches de celles mesurées par GPS avec des écarts variant de 2 cm à 1,15 m. Des différences peuvent pourtant être observées sur la courbure des différents profils. Les hauteurs GPS sont plus élevées que les hauteurs altimétriques près de l'embouchure avec le Negro et aux distances comprises entre 550 et 700 km de Manaus. Ces différences peuvent vraisemblablement s'expliquer du fait du décalage temporel entre mesures GPS et observations altimétriques.

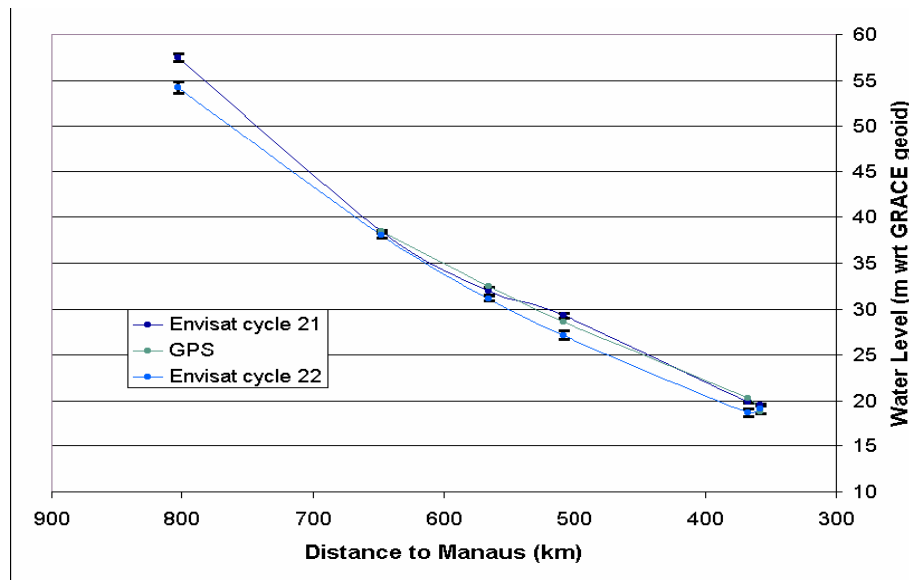


Figure 6-9: Profil du Rio Branco estimé par altimétrie (ENVISAT) et GPS.

Profils de surface et de fond du fleuve

Cette comparaison a été déjà montrée et discutée dans le quatrième chapitre. Nous montrons ici les résultats obtenus comme complément de cette application des mesures altimétriques, (figure 6-10).

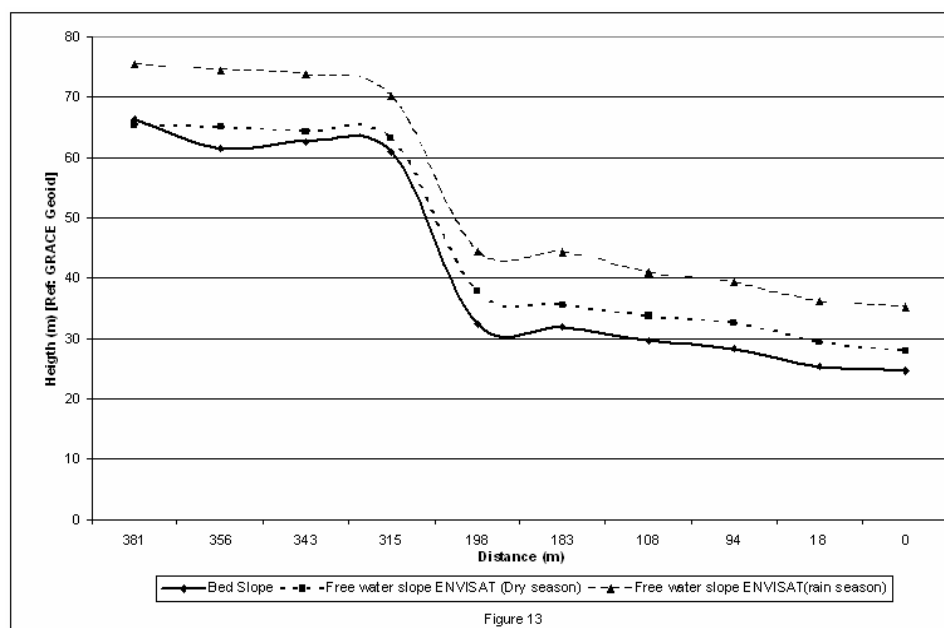


Figure 6-10: Estimation des profils hydrologiques du lit et des niveaux basses et hautes eaux du cours supérieur du Rio Negro.

5. Conclusions

Les études résumées ci-dessus ouvrent de nouvelles perspectives : d'une part pour l'amélioration des méthodologies d'utilisation des données spatiales pour l'hydrologie (par exemple, modélisation hydrodynamique incluant les zones d'inondation, méthodes pour améliorer les précisions des estimations, dans le cas du nivellement des stations in situ ou dans le cas de la réduction des biais entre les différents capteurs) ; d'autre part, elles ouvrent des pistes pour de futures utilisations des données spatiales dans des environnements où les données in situ sont difficiles à acquérir pour diverses raisons. Les avantages des données spatiales sont nombreux : référence ellipsoïdale, répartition spatiale globale et dense, non limitée aux cours des fleuves mais donnant accès également aux zones d'inondation, temps d'accès rapides, homogénéisation globale des données relativement facile à atteindre, estimation plus rigoureuse des incertitudes. Les améliorations à apporter, tant aux données qu'aux méthodes sont nombreuses aussi mais prometteuses, l'inconvénient principal pour l'instant étant la répétitivité temporelle faible.

Conclusion générale

Le suivi des régimes hydrologiques à partir des mesures in-situ est très souvent limité par le faible nombre de stations in-situ, relativement à la taille des bassins (exemple, le Bassin Amazonien) lié le plus souvent à la difficulté d'acquisition des mesures (coûts d'installation et d'entretien du réseau, récupération et traitement des données). Les mesures altimétriques, et en général, les données de télédétection spatiale, constitue alors un apport majeur. En effet, ces données permettent, sous certaines conditions, un suivi homogène des plans d'eau continentaux dans l'espace et dans le temps.

Initialement développée et optimisée pour l'étude des océans, l'altimétrie radar a été utilisée avec succès pour l'étude des surfaces d'eau continentales. Cependant, les échos radar réfléchis par les surfaces continentales recouvertes d'eau sont très différents de ceux retournés par les surfaces océaniques, ce qui implique une prise en compte de ces différences pour l'utilisation de l'altimétrie satellitaire sur les continents. Pour certaines missions (T/P), le traitement en routine des données altimétriques est en partie inadapté et peut entraîner une perte de mesures et des imprécisions plus importantes sur les estimations des niveaux d'eau. Le retraitement des formes d'onde altimétriques, par un algorithme adapté à la nature des échos radar observés sur les surfaces en eau (fleuves, zones d'inondation, petits lacs) apparaît indispensable pour accroître le nombre de données valides et leur précision.

La classification des formes d'onde altimétriques, présentée par Frappart (2006), montre qu'une grande majorité des échos radar observés sur les plans d'eau sont quasi-spéculaires et que différentes solutions sont envisageables pour améliorer leur traitement. En général, les résultats obtenus avec les mesures de l'altimètre RA2 d'ENVISAT, mesures retraitées au sol avec l'algorithme « Ice-1 », fournissent de meilleurs résultats que celles obtenues avec l'algorithme de suivi de bord de T/P.; autre exemple, l'utilisation d'algorithmes de type analytique (comme « Ice-2 ») dont la forme d'onde modélisée serait quasi-spéculaire ou le recours à des techniques utilisées en traitement d'images (comme l'identification de contours au moyen d'ondelettes) permet de récupérer des données qui sont rejetées par l'algorithme standard.

Pour l'heure, il n'existe aucune mission spécifiquement dédiée à l'hydrologie continentale. Certaines sont prévues à plus ou moins long terme :

- SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) et Hydros (*Hydrospheric States Mission*) conçus par l'ESA et la NASA pour la mesure de l'humidité des sols.
- WatER (*Water Elevation Recovery*) une mission qui sera développée principalement pour la mesure des niveaux d'eau sur les continents.

Cependant, même avec toutes ses limitations et en fonction des résultats présentés dans le cadre de cette thèse, les mesures altimétriques en provenance des mission actuelles trouvent de nombreuses applications en hydrologie continentale.

Grâce à la distribution dans l'espace et dans le temps des données altimétriques, la définition de stations virtuelles permet de créer ou de compléter un réseau des mesures de niveaux d'eau, donnant accès à des paramètres importants et difficilement mesurables sur le terrain.

Le premier résultat de cette thèse, rapporté au chapitre 3, est l'obtention d'un flux modélisé à chaque station virtuelle altimétrique dans le bassin du haut Rio Negro. Ceci peut permettre à l'avenir, par une relation hauteur débit analogue à celle utilisée aux stations in situ, d'estimer

des flux aux stations virtuelles à partir des seules stations altimétriques. Ce résultat peut se révéler particulièrement intéressant dans le cas de l'interruption du fonctionnement des stations in-situ, ou pour obtenir des données dans des délais beaucoup plus courts que ceux nécessaires pour collecter les données du réseau Amazonien.

D'autre part, dans un bassin comme celui du haut Rio Negro la taille des sous bassins aux stations limnimétriques est considérable. L'estimation de débits aux stations virtuelles permet de réduire d'environ 10 fois la taille des bassins pour lesquels on peut disposer de mesure de flux. Ceci permet de rendre la distribution spatiale des flux compatible avec celle des modèles distribués sur des grilles climatiques, qu'il s'agisse de schéma de transfert végétation atmosphère ou de modèles d'altération.

Dans le cas d'un bassin amont comme celui du haut Rio Negro, l'estimation des courbes de tarage aux stations virtuelles avec une précision satisfaisante à partir des débits estimés par PROGUM et les données altimétriques ouvre un nouveau champ de recherche. En effet, le régime hydrologique est beaucoup moins constant que celui du cours principal de l'Amazonie. Les largeurs des cours d'eau dans cette partie du sous bassin du Negro sont également bien inférieures à celles relevées sur l'Amazonie, caractéristiques de celles observées sur une large partie du bassin dans son entier, mais également comparable à celle de nombreux fleuves dans le monde. L'estimation de courbes de tarage dans ce contexte pour 21 stations par la méthode présentée dans cet article, permet d'estimer la profondeur de l'eau aux sections transversales, et des coefficients de Manning à chaque section, cohérents avec les conditions de propagation du flux. La méthode paraît donc suffisamment robuste pour être appliquée à un grand nombre de bassins dans le monde. Avec le cas du Rio Caqueta, nous avons testé son utilisation dans le cas d'un bassin peu instrumenté.

Le Rio Caqueta est une rivière caractérisée par l'irrégularité de sa géométrie et de son régime hydrologique. Les données de débit d'une seule station limnimétrique située à l'exutoire du bassin a permis d'estimer des débits propagés aux treize stations virtuelles définies sur le bassin. Des courbes de tarage aux stations virtuelles ont été déterminées, permettant la déduction de la profondeur équivalente de l'eau et le profil de fond de la rivière considérée. La méthodologie proposée conduit à l'estimation de paramètres hydrologiques importants à partir de données altimétriques et de très peu de données in situ. Bien qu'encore imparfaite et en voie d'amélioration, la méthode développée donne des résultats encourageants pour l'étude des bassins peu instrumentés.

Les autres études résumées dans le chapitre 6 ouvrent de nouvelles perspectives : d'une part pour l'amélioration des méthodologies d'utilisation des données spatiales pour l'hydrologie (par exemple, modélisation hydrodynamique incluant les zones d'inondation, méthodes pour améliorer les précisions des estimations, dans le cas du nivellement des stations in situ ou dans le cas de la réduction des biais entre les différents capteurs); d'autre part, elles ouvrent des pistes pour de futures utilisations des données spatiales dans des environnements où les données in situ sont difficiles à acquérir pour diverses raisons. Les avantages des données spatiales sont nombreux : référence ellipsoïdale, répartition spatiale globale et dense, non limitée aux cours des fleuves mais donnant accès également aux zones d'inondation, temps d'accès rapides, homogénéisation globale des données relativement facile à atteindre, estimation plus rigoureuse des incertitudes. Les améliorations à apporter, tant aux données qu'aux méthodes sont nombreuses aussi mais prometteuses, l'inconvénient principal pour l'instant étant la répétitivité temporelle faible.

Bibliographie

Ardoin-Bardin. 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 331 pp.

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., et Rasmussen, J. 1986. 'An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system'. J. Hydrol., 87, p. 45-59.

AVISO User Handbook. 1996. Merged TOPEX/Poseidon Products (GDR-Ms), AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0.

Berry P. A. M., Garlick J.D., Freeman J.A., et Mathers E.L. 2005. Global inland water monitoring from multi-mission altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16401, doi:10.1029/2005GL022814.

Bjerklie, D. M., Dingman, S. L., Vorosmarty, C. J., Bolster, C. H., and Congalton, R. G. 2003. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. J. of Hydrology, 278(14), 17–38.

Birkett, C.M., 1995a. The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. J. Geophys. Res., 100 (C12):25179-25204.

Birkett, C.M., 1995b. The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research. IEEE: 1979-1981.

Birkett, C.M. 1998. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. Water Resour. Res., 34(5): 1223-1239.

Birkett, C.M., Murtugudde, R. et Allan, T. 1999. Indian Ocean climate event brings floods to east Africa's lakes and the Sudd Marsh. *Geophys. Res. Lett.* 26: 1031-1034.

Birkett, C.M., 2000. Synergistic remote sensing of lake Chad : variability of basin inundation, *Remote Sens. Environ.*, 72, 218-236.

Birkett, C.M., Mertes, L.A.K., Dunne, T., Costa, M. et Jasinski, J. 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *JGR*, 107 (D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.

Birkhead, A. and James, C., 1998. Synthesis of rating curves from local stage and remote discharge monitoring using nonlinear Muskingum routing. J. of Hydrology. 205, 52-65.

Bonnet, M-P, Barroux, G., Seyler, P., Pecly, G., Moreira-Turcq, P., Lagane, C., Cochonneau, G., Viers, J., Seyler, F. and Guyot, J.L. 2005 Seasonal links between the Amazon corridor and its flood plain: the case of the várzea of Curuaí . p69-77- in IAHS Publ. 294 (/April 2005/) ISBN 1-901502-03-1, 192 + viii pp

Brown, G.S. 1977. Skylab S-193 radar experiment analysis and results, NASA report NASA CR-2763, Feb. 1977.

Brooks, R.L. 1982. Lake elevation from satellite radar altimetry from a validation area in Canada. Report, Geosci. Res.

Callède, J., Guyot, J-L., Ronchail, J., Molinier, M., , De Oliveira, E. 2002. L'Amazone à Óbidos (Brésil): étude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 47(2), 321-333.

Callède, J., Guyot, J-L., Ronchail, J., L'Hote, Y., De Oliveira, E. 2004. Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 49(1), 85-97.

Calmant S., Seyler F., Continental surface water from satellite altimetry. In revision for the thematic issue « Observing the Earth from Space », *Geosciences Comptes Rendus (French Academy of sciences)*.

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

Cauhopé, M., 2004 Hauteurs d'eau d'une plaine d'inondation amazonienne par altimétrie spatiale. Rapport de stage de DEA Sciences de la Terre et l'Environnement. 30p.

Cazenave, A., Bonnefond, P. et DoMinh, K. 1997. Caspian Sea level from Topex/Poseidon altimetry: level now falling. *Geophys. Res. Lett.* 24:881-884.

Chapelon, N., Douville, H., Kosuth, P. et Oki, T. 2002. Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dynamics* (2002) 19: 141–154 DOI 10.1007/s00382-001-0213-9

Chandra S., et Sharma, K.P. 1978. Applications of remote sensing to hydrology. *Proc. Symp. On Hydrology of rivers with small and mesium catchments, Roorkee, India, Vol II*, pp. 1-13.

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 techniques and applications*. *Int. Geophys. Series vol. 69*, Academic Press, 1-131.

Chow, V.T. 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill. New York.

Chow, V.T., Maidment, D. and Mays, L. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill. New York.

Cochonneau G., Guyot J.L., Alfenas J.B., Boaventura G., Callède J., Filizola N., Guimarães V., Kosuth P., Laraque A., Longuinhos R., Martinez J.M., Maurice-Bourgoin L., Moreira-Turcq P., Muller F., Nicod J., Oliveira E., Rios M., Ronchail J., Rondon J.B., Seyler F., Seyler P., Silva G., Silva J.J., Sondag F. 2004. A base de dados "on-line" do projeto HyBAm-Hydro-geodinâmica da bacia amazônica - Poster. III LBA Scientific Conference : Surface hydrology and water chemistry, Brasília, July 2004.

Coe M. T. 2000. Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale: Testing the accuracy of an atmospheric GCM, *J. Clim.*, 13, 686– 704.

Coe, M., Costa, M., Botta, A. et Birkett, C.M. 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD000740.

Cunge, J. A. 1969, On the Subject of a Flood Propagation Computation Method (Muskingum Method). *Hydraulic Research*. 7(2), 205-230.

De Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D. et Cazenave, A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *C.R. Acad. Sci. Paris* 333 :633-643.

Donner, S.D., Coe, M.T., Lenters, J., Twine, T., et Foley, J. 2002. Modeling the impact of hydrological changes on nitrate transport in the Mississippi River Basin from 1955– 1994, *Globa Biogeochemical Cycles*, 16, 10.1029/2001GB001396.

Dunn C., et al. 2003. Instruments of GRACE: GPS augments gravity measurements, *GPS world*, 14(2), 16-28.

Engman E.T. et Gurney, R.J. 1991 In: *Remote Sensing in Hydrology*, Chapman and Hall, 219p.

Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J.G., et Cazenave, A. 2005 Determination of the Water Volume Variation in the Negro River Sub-Basin by Combination of Satellite and In-Situ Data. *Remote Sensing of Environment*. 99, 387-399.

Frappart, F., Calmant, S., Cauhpe, M., Seyler, F. et Cazenave, A., 2006. Preliminary results of envisat ra-2-derived water levels validation over the amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, **100**, 2, 252-264.

Frappart, F. 2006. Hydrologie spatiale : Développement d'outils méthodologiques pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Thèse Univ. Toulouse III-Paul Sabatier, 30/01/2006, 337p.

Foley J. A., Prentice, C., Ramankutty, N., Levis, S., Pollard, D., Sitch, S., et Haxeltine, A. 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(4), 603– 628.

Fu L.L. et Cazenave A. 2001. Satellite altimetry and Earth science, a handbook of techniques and applications, *Academic Press*, London, U.K

Groves J.R. et Ragan, R.M. 1983. Development of a remote sensing based continuous streamflow model. *Proc. 17th Int. Symp. On Remote Sensing of Environment*, Ann Arbor, MI, Environmental Research Institute of Michigan, pp. 447-456.

Guzkowska M.A.J., Rapley C.G. et Mason I.M. 1986. Satellite altimeter measurements over land and inland water, *Proceedings of IGARSS'86 Symposium*, Zürich, 8-11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254, 1563-1568.

Guzkowska, M.A.J., Rapley, C.G., Ridley, J.K., Cudlip, W., Birkett, C.M. and Scott, R.F. 1990. Developments in Inland Water and Land Altimetry, ESA CR-7839/88/F/FL.

- Koblinsky, C.J., Clarke, R.T., Brenner, A.C. et Frey, H., 1993. Measurements of river level variations with satellite altimetry, *Wat. Resour. Res.* 29(6): 1839-1848.
- Kouraev, A. V., Zakharova, E.A., Samainc, O., Mognarda, N. et Cazenave, A. 2004. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote Sensing of Environment* 93 (2004) 238– 245
- Kucharik C. J., Foley, F., Delire, C., Fisher, V., Coe, M., Lenters, J., Young-Molling, C., Ramankutty, N., Norman, J., et Gower S.T. 2000. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 14(3), 795– 825.
- LeFavour, G. and D. Alsdorf , 2005. Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model. *Geophysical Research Letters* 32(17).
- Leon, J.G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Frappart, F. et Filizola, N. 2006. Rating curves and estimation of average water depth at the Upper Negro River based on satellite altimeter data and modelled discharges. *J. of Hydrology*. In press.
- Leon, J.G., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Calmant, S. et Seyler, F. Distributed water flow estimates of the Upper Negro River using a Muskingum-Cunge routing model constrained by satellite altimetry. En revision *Journal of Hydrology*.
- Linsley, R.K., Franzini, J.B., Freyberg, D.L. et Tchobanoglous, G. 1992. *Water Resources Engineering*. 4th edition. Mac Graw-Hill, 841 p.
- Mason, IM., Rapley, C.G., Street-Perrott, F.A. et Guzkowska, M. 1985. ERS-1 observations of lakes for climate research. *Proc. EARSeL/ESA Symposium "European Remote Sensing Opportunities"*, Strasbourg, 31 March-3 April 1985.
- Mercier, F. 2001. Altimétrie spatiale sur les eaux continentales : apport des missions Topex/Poseidon et ERS1&2 à l'étude des lacs, mers intérieures et bassins fluviaux. Thèse Univ. Toulouse III-Paul Sabatier, 9/11/2001, 190p.
- Mercier, F., Cazenave, A. et Maheu C. 2002. Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian ocean, *Global and Planetary Changes*, 32, 141-163.
- Miller, L.S. 1979. Topographic and backscatter characteristics of GEOS 3 overland data. *Journal of geophysical research*, 84-B8:4045-4054
- Miossec, M.P. 2004. Apport des Multi-Modèles pour la modélisation sur de bassins versants non-jaugés. Rapport de stage de DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatique et Géochimie. 49 p.
- Morris, C.S. et Gill, S.K. 1994a. Variation of great lakes waters from Geosat altimetry. *Water Resour. Res.*, 30:1009-1017.

Morris, C.S. et Gill, S.K. 1994b. Evaluation of the Topex/Poseidon altimeter system over the great Lakes. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12): 24527-24539.

Perrin, C. 2000. Vers une amélioration d'un modèle global Pulie-Débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble. 276 pp.

Ponce, V.M. et Yevjevich, V. 1978. Muskingum Cunge method with variable parameters. *J. Hydraul. Div, ASCE*, 104 (HY12): 1663-1667.

Ponce, V.M. 1981. Development of an algorithm for the linearized diffusion method of flood routing. San Diego State University Civil Engineering Series No. 81144.

Ponchaut, F. et Cazenave, A. 1998. Continental lake level variations from Topex/Poseidon (1993-1996). *C. R. Acad. Sci. Paris* 326: 13-20.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. and Bamler, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Photo & Rem. Sen.* 57: 241-262.

Reigber C., Schmidt R., Flechtner F., König R., Meyer U., Neumayer K.H., Schwintzer P., et Zhu S.Y. 2005. An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S, *Journal of Geodynamics*, 39 (1), 1-10.

Richey, J., Mertes, A., Dunne, T., Victoria, R., Forsberg, B., Tancredi, A. and Oliveira, E. 1989. Sources and routing of the Amazon River flood wave. *Global Biogeochemical Cycles*. 3(3): 191-204.

Rosenqvist A., Shimada M., Chapman B., Freeman A., Grandi G. de, Saatchi S. et Raustet Y. 2000. The Global Rain Forest Mapping project – a review, *Int. J. Remote Sensing*, 21 (6 et 7), 1375-1387.

Sherman, L.K. 1932. Streamflow from rainfall by the unit-hydrograph method. *Eng. News Rec.* 108, 392 pp.

Tapley, B. D., Bettadpur S., Watkins M.M. et Reigber C. 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

Tapley B.D., Born G.H. et Parke M.E. 1982. The Seasat altimeter data and its accuracy assessment, *J. Geophys. Res.*, 87, 3179-3188.

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

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

Trenberth, K.E. et Olson, J.G., 1988. An evaluation and intercomparison of global analyses from the National Meteorological Center and the European Center for Medium Range Weather Forecasts, *Bull. Am. Meteor. Soc.* 69, 1047-1057.

Tucci, C.E. 1998. Modelos Hidrologicos. Associação Brasileira de Recursos Hidricos – ABRH. Brésil: 667 pp.

Vörösmarty C., Birkett C., Dingman L., Lettenmaier D.P., Kim Y., Rodriguez E., Emmitt G., 1999, HYDRA-SAT, HYDRlogical Altimetry SATellite, NASA Post-2002 Land Surface Hydrology Mission Component for Surface Water Monitoring, report from the NASA Post-2002 Land Surface Hydrology Planning Workshop, Irvine, CA, April 12-14th, 1999.

Wahr, J.W. 1985. Deformation of the Earth induced by polar motion. *J. Geophys. Res.*, 90 (B11), 9363-9368.

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

Watkins M. et Bettadpur S. 2000. The GRACE mission: challenges of using micro-level satellite-to-satellite ranging to measure the Earth's gravity field, *Proc. Int. Symposium on Space Dynamics*, Biarritz, France, 26-30 June 2000, Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).

Zieger A.R., Hancock D.W., Hayne G.S. et Purdy C.L. 1991. NASA radar altimeter for the TOPEX/POSEIDON project, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 79 (6), 810-826.

Zoch, R.T. 1934. On the relation between rainfall and streamflow. *Monthly Weather Review*, PartI v.62: 315-322 pp.

Annexes

ANNEXE 1

**Paramètres disponibles des missions T/P et ENVISAT
sur la base de données du CTOH**

**Paramètres disponibles des missions T/P et ENVISAT
sur la base de données du CTOH**

1. Données Topex/Poseidon

Informations sur les paramètres de l'entête

Nom du paramètre	Unité dans la base
cycle	numero du cycle
trace	numero de la trace
nbr_point	nombre de points contenu dans la trace

Informations sur les paramètres de chaque point de la base

Nom du paramètre	Descriptif	Unité dans la base
Microseconde	Microseconde	10-6 s
Milliseconde	Time_milli	10-3 s
Jour58	Jour depuis le 01/01/1958	jour
Minute	Minute	min
Seconde	Seconde	10-6 s
Latitude	Latitude du point	10-6 deg
Longitude	Longitude du point	10-6 deg
Haut_nasa	Hauteur à partir de l'ellipsoïde de référence NASA	10-3 m
Haut_cnes	Hauteur à partir de l'ellipsoïde de référence CNES	10-3 m
Haut_alti_mesure	Range	10-3 m
Sat_alt_hi_rate1 à 10	Différence de l'altitude du satellite / haut_nasa	10-3 m
H_alt_sme1 à 10	Différence de l'altitude du satellite / haut_alti_mesure	10-3 m
Rms_h_alt	RMS de haut_alti_mesure	10-3 m
Wet_corr	Correction de troposphère humide au moment de la mesure	10-3 m
Wet_b_corr	Correction de troposphère humide avant la mesure	10-3 m
Wet_a_corr	Correction de troposphère humide après la mesure	10-3 m
Wet_h_rad	Correction de troposphère humide à partir du radiomètre	10-3m
Wet_tropo_CLS	Correction de troposphère humide (NCEP CLS)	10-3 m

gcp_corr2wet_rad	correction des GCP à la correction de tropo humide	10-3 m
tmr_drift	dérive du radiomètre TMR	10-3 m
Dry	Correction de troposphère sèche au moment de la mesure	10-3 m
lono_bad_cor	Index de qualité de lono_cor	n/a
lono_cor	Correction de la ionosphère (Topex fréquence dual)	10-3 m
lono_doris	Correction de la ionosphère (DORIS)	10-3 m
lono_bent	Correction de la ionosphère (modèle BENT)	10-3 m
lonotp_doris	Correction de la ionosphère lissée (Topex fréquence dual ou DORIS)	10-3 m
gcp_corr2iono	correction des GCP à la correction ionosphérique	10-3 m
gim_ku	correction de la ionosphère issue du modèle GIM	10-3 m
Baro	Baromètre inverse au moment de la mesure	10-3 m
lb_MOG2D	Baromètre inverse (MOG2D)	10-5 m
lb_ECMWF	Baromètre inverse (ECMWF 6h)	10-5 m
Haut_maree_GOT	Hauteur de marée (GOT2000)	10-3 m
Haut_maree_FES	Hauteur de marée (FES2004)	10-3 m
Effet_charge_FES	Effet de charge (FES1999)	10-3 m
Haut_maree_polaire	Hauteur de marée polaire géocentrique	10-3 m
Haut_maree_solide	Hauteur de marée solide	10-3 m
Biais_emcnes	Biais EM correction Ku (BM4)	10-3 m
Biais_emnasa	Biais EM correction Ku (TGS)	10-3 m
Biais_emnp	Biais EM non paramétrique	10-3 m
gcp_cssb	correction des GCP : CHAMBERS à appliquer au Biais_emcnes	10-3 m
gcp_corr2BM4	correction des GCP au biais électromagnétique non paramétrique (Gaspar) à appliquer au Biais_emcnes	10-3 m
Haut_mss	Moyenne de la surface de la mer CLS 2001	10-3 m
Haut_geoid	Hauteur du géoïde	10-3 m
geoid_grace	geoid height GRACE	10-3 m
Bathy	Profondeur de l'Océan	m
Swh_k	Hauteur de vague significative (ku)	10-2 m
Swh_c	Hauteur de vague significative (c)	10-2 m
Rms_swh_k	RMS de Swh_k	10-2 m
Rms_swh_c	RMS de Swh_c	10-2 m
Sigma0_k	Coefficient de rétrodiffusion (Ku)	10-2 dB
Sigma0_c	Coefficient de rétrodiffusion (c)	10-2 dB
gcp_sig0_k	Produit GCP:correction de sig0(Ku) corrigée	10-2 dB
gcp_sig0_c	Produit GCP:correction de sig0(C) corrigée	10-2 dB
Agc_k	Contrôle du gain automatique (ku)	10-2 dB

Agc_c	Contrôle du gain automatique (c)	10-2 dB
Rms_Agc_k	RMS de Agc_k	10-2 dB
Rms_Agc_c	RMS de Agc_c	10-2 dB
Vent	Intensité du vent à partir des données altimétriques	10-1 m/s
Tb_18	Température de brillance à 18 Ghz	10-2 K
gcp_corr2tb18	Correction des GCP à la température de brillance à 18 Ghz	10-2 dB
Tb_21	Température de brillance à 21 Ghz	10-2 K
Tb_37	Température de brillance à 37 Ghz	10-2 K
Alton	Indicateur d'altimètre	0--> Poseidon, 1--> Topex
Is_topex	Etat de l'instrument Topex	n/a
Swh_pts_avg	Nombre de points valides pour le calcul de SWH	n/a
Valid_pts	Nombre de points valides pour le calcul de l'altitude à 1 s	n/a
Attitude 1	Attitude Waveform	10-2 deg
Attitude 2	Attitude platform	10-2 deg
Centre_masse_antenne	Correction du mouvement du centre de gravité pour Haut_alti_mesure	10-3 m
Barotrope	Barotrope	10-3 m
Critere	Critère de qualité du point	1--> Un seul point, 2--> 2 points, 10--> à cause de la bathy < 200 m
Geo_bad1	Indicateur Océan/Terre/Glace	n/a
Geo_bad2	Conditions Pluie/marée	-
Alt_bad1	Condition de mesure T/P type 1	n/a
Alt_bad2	Condition de mesure T/P type 2	n/a
Fl_att	Indicateur d'attitude	n/a

2. Données ENVISAT

Informations sur les paramètres de l'entête

Nom du paramètre	Unité dans la base
cycle	numero du cycle
trace	numero de la trace
nbr_point	nombre de points contenu dans la trace

Informations sur les paramètres de chaque point de la base

Nom du paramètre	Descriptif	Unité dans la base
dsr_time_day	jour depuis le 01/01/2000	jour
dsr_time_sec	secondes dans le jour	sec
dsr_time_microsec	microsecondes dans la seconde	microsec
latitude	latitude	10-6 deg
longitude	longitude	10-6 deg
alt_cog_ellip	altitude au dessus de l'ellipsoide de reference	mm
hz18_diff_1hz_alt	difference d'altitude entre les mesures a 1Hz et celles a 18 Hz	mm
ku_band_ocean_range	range en bande Ku avec le retracking ocean	mm
s_band_ocean_range	range en bande S avec le retracking ocean	mm
hz18_ku_band_ocean_range	range a 18 Hz en bande Ku avec le retracking ocean	mm
hz18_s_band_ocean_range	range a 18 Hz en bande S avec le retracking ocean	mm
sd_18hz_ku_ocean	STD du range a 18 Hz en bande Ku avec le retracking ocean	mm
sd_18hz_s_ocean	STD du range a 18 Hz en bande S avec le retracking ocean	mm
num_18hz_ku_ocean	nombre de points valides a 18Hz pour le retracking ocean en bande Ku	-
num_18hz_s_ocean	nombre de points valides a 18Hz pour le retracking ocean en bande S	-
hz18_ku_ice1	range a 18 Hz en bande Ku avec le retracking ice1	mm
hz18_s_ice1	range a 18 Hz en bande S avec le retracking ice1	mm
hz18_ku_ice2	range a 18 Hz en bande Ku avec le retracking ice2	mm
hz18_s_ice2	range a 18 Hz en bande S avec le retracking ice2	mm
hz18_ku_seaice	range a 18 Hz en bande Ku avec le retracking seaice	mm
mod_dry_tropo_corr	correction de tropo seche issue de modele	mm
inv_barom_corr	correction de barometre inverse	mm
ib_MOG2D	barometre inverse issu de MOG2D	10-5m
ib_ECMWF	barometre inverse issu de ECMWF	10-5m
mod_wet_tropo_corr	correction de tropo humide issue de modele	mm
mwr_wet_tropo_corr	correction de tropo humide issue du radiometre	mm
wet_tropo_cls	wet tropo NCEP/terre (CLS)	mm
ra2_ion_corr_ku	correction iono issue de l'altimetre en bande Ku	mm
ra2_ion_corr_s	correction iono issue de l'altimetre en bande S	mm
ion_corr_doris_ku	correction iono issue de Doris en bande Ku	mm

ion_corr_doris_s	correction iono issue de Doris en bande S	mm
ion_corr_mod_ku	correction iono issue de modele (BENT) en bande Ku	mm
ion_corr_mod_s	correction iono issue de modele (BENT) en bande S	mm
gim_ku	correction iono issue de modele GIM en bande Ku	mm
gim_s	correction iono issue de modele GIM en bande S	mm
tot_geocen_ocn_tide_ht_sol1	maree oceanique géocentrique totale(GOT99)	mm
tot_geocen_ocn_tide_ht_sol2	maree oceanique géocentrique totale(FES99)	mm
long_period_ocn_tide_ht	maree longue periode	mm
tidal_load_ht	maree de charge	mm
solid_earth_tide_ht	maree solide	mm
geocen_pole_tide_ht	maree polaire	mm
ocean_tide_FES_04	maree oceanique FES 2004	mm
ocean_tide_I_GOT00	maree oceanique issu de GOT00 recalcule par le laboratoire	mm
sea_bias_ku	SSB en bande Ku	mm
sea_bias_s	SSB en bande S	mm
ssb_cls	SSB calcule par CLS - Sylvie Labroue - MSS CLS recalée sur l'ellipsoide de reference Envisat	mm
m_sea_surf_ht		mm
geoid_ht	geoid EGM96	mm
geoid_grace	geoide issu de Grace	mm
ocean_depland_elev	bathymetrie et altitude	mm
ku_sig_wv_ht	SWH en bande Ku	mm
s_sig_wv_ht	SWH en bande S	mm
sd_18hz_ku_swh	std de la SWH en bande Ku a 18Hz	mm
sd_18hz_s_swh	std de la SWH en bande S a 18Hz	mm
num_18hz_ku_ocean_swh	nombre de mesures valides de SWH en bande Ku a 18 Hz avec le retracking ocean	-
num_18hz_s_ocean_swh	nombre de mesures valides de SWH en bande S a 18 Hz avec le retracking ocean	-
ku_ocean_bscat_coeff	coeff de retrodiffusion en bande Ku	dB/100
s_ocean_bscat_coeff	coeff de retrodiffusion en bande S	dB/100
sd_18hrz_ku_ocean_bscat	std du coeff de retrodiffusion en bande Ku a 18Hz	dB/100
sd_18hrz_s_ocean_bscat	std du coeff de retrodiffusion en bande S a 18Hz	dB/100
num_18hrz_ku_ocean_bscat	nombre de points valides pour le coeff de retrodiffusion en bande Ku a 18Hz	-
num_18hrz_s_ocean_bscat	nombre de points valides pour le coeff de retrodiffusion en bande S a 18Hz	-
hz18_ku_ice1_bscat	coeff de retrodiffusion en bande Ku a 18 Hz avec le retracking ice1	dB/100
hz18_s_ice1_bscat	coeff de retrodiffusion en bande S a 18 Hz avec le retracking ice1	dB/100

hz18_ku_ice2_edge_bscat	(voir handbook)	dB/100
hz18_s_ice2_edge_bscat	(voir handbook)	dB/100
hz18_ku_ice2_bscat	coeff de retrodiffusion en bande Ku a 18 Hz avec le retracking ice2	dB/100
hz18_s_ice2_bscat	coeff de retrodiffusion en bande S a 18 Hz avec le retracking ice2	dB/100
hz18_ku_seaice_bscat	coeff de retrodiffusion en bande Ku a 18 Hz avec le retracking seaice	dB/100
ku_net_instr_corr_agc	correction instrumentale pour l'AGC en bande Ku	dB/100
s_net_instr_corr_agc	correction instrumentale pour l'AGC en bande S	dB/100
ra2_wind_sp	vitesse du vent (mm/s)	mm/s
mod_wind_sp_u	composante u du vecteur vitesse du vent issu du modele	mm/s
mod_wind_sp_v	composante v du vecteur vitesse du vent issu du modele	mm/s
mod_surf_atm_pres	model de pression atmospherique de surface	10 Pa
mwr_wvapour_cont	contenu en vapeur d'eau	10-2g/cm2
mwr_liq_vapour_cont	contenu en eau liquide	10-2kg/m2
ra2_elec_cont	contenu en electron	10-1TECU
altim_landocean_flag	flag de surface altimetre	flag
radio_landocean_flag	flag terre/ocean radiometre	flag
off_nad_ang_platf	(voir handbook)	deg2/10^4
off_nad_ang_wvform	(voir handbook)	deg2/10^4
hz18_1st_edge_ice2_ku	(voir handbook)	s-1
hz18_1st_edge_ice2_s	(voir handbook)	s-1
hz18_2nd_edge_ice2_ku	(voir handbook)	s-1
hz18_2nd_edge_ice2_s	(voir handbook)	s-1
interpole_238_temp_mwr	temperature de brillance a 23.8GHz issue du radiometre	K/100
interpole_365_temp_mwr	temperature de brillance a 36.5GHz issue du radiometre	K/100
interpole_sd_238_temp_mwr	std de la temperature de brillance a 23.8GHz issue du radiometre	K/100
interpole_sd_365_temp_mwr	std de la temperature de brillance a 36.5GHz issue du radiometre	K/100
hz18_diff_1hz_lat	difference de latitude entre celles a 18hz et celle a 1Hz	10x m-deg
hz18_diff_1hz_long	difference de longitude entre celles a 18hz et celle a 1Hz	10x m-deg
inst_alt_rate	vitesse instantannée	mm/s
hz18_ku_trk_cog	range du tracker p/r au centre de gravite a 18Hz en bande Ku	mm
hz18_s_trk_cog	range du tracker p/r au centre de gravite a 18Hz en bande S	mm
hz18_ku_instr_corr	correction instrumentale en bande Ku a	mm

	18Hz	
hz18_s_instr_corr	correction instrumentale en bande S a 18Hz	mm
hz18_ku_dopp_corr	correction Doppler en bande Ku a 18Hz	mm
hz18_s_dopp_corr	correction Doppler en bande S a 18Hz	mm
hz18_ku_dopp_slp_corr	correction de la pente du delta Doppler en bande Ku a 18Hz	mm
hz18_s_dopp_slp_corr	correction de la pente du delta Doppler en bande S a 18Hz	mm
elev_echo_pt	elevation a 1Hz du point echo	cm
hz18_diff_mean_ech_pt	différences d'elevation entre les points echo a 18Hz et la valeur moyenne	cm
hz18_ku_ice2_edge_width	largeur du front de montée a 18Hz en bande Ku pour le retracking ice2	mm
hz18_s_ice2_edge_width	largeur du front de montée a 18Hz en bande S pour le retracking ice2	mm
hz18_ku_k_cal_ku	(voir handbook)	db/100
hz18_s_k_cal_s	(voir handbook)	dB/100
ku_atm_atten_corr	correction de l'atténuation atmosphérique en bande Ku	dB/100
s_atm_atten_corr	correction de l'atténuation atmosphérique en bande S	dB/100
k_rai_atten	atténuation de la pluie en bande Ku	dB/100
ave_ku_chirp	(voir handbook)	-
num_meas_ku_calibr	(voir handbook)	flag
num_meas_s_calibr	(voir handbook)	flag
quality_flag	-1 pour un fichier d'enregistrement vide, 0 sinon	flag
src_pack_cnt	source packet counter	-
instr_mode_id_flags	identité du mode instrument	flag
meas_conf_data_flags	(voir handbook)	flag
map_18hz_ku_trk_flags	validité du point pour le range a 18Hz	flag
map_18hz_ku_ocean_flags	(voir handbook)	flag
map_18hz_s_ocean_flags	(voir handbook)	flag
slp_mod_flags	(voir handbook)	flag
map_18hz_cal_ku_flags	(voir handbook)	dB/100
ku_chirp_id_flags	(voir handbook)	flag
error_flag_chirp_id_flags	(voir handbook)	flag
instr_flags	flag instrument	flag

fault_id_flags	(voir handbook)	flag
wvform_fault_id_flags	(voir handbook)	flag
instr_id_data_level_flags	(voir handbook)	flag
mwr_instr_flags	(voir handbook)	flag
ku_ocean_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking ocean en bande Ku	flag
s_ocean_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking ocean en bande S	flag
ku_ice1_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking ice1 en bande Ku	flag
s_ice1_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking ice1 en bande S	flag
ku_ice2_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking ice2 en bande Ku	flag
s_ice2_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking ice2 en bande S	flag
ku_seaice_retrk_qua_flags	flag de qualite du retracking seaice en bande Ku	flag
ku_peak	(voir handbook)	flag
s_peak	(voir handbook)	flag
mwr_qua_interp_flag	flag de qualite d'interpolation du radiometre	flag
rain_flag	flag de pluie de l'altimetre	flag
interpole_flag	flag d'interpolation	flag

ANNEXE 2

**Guide du traitement de données Topex-Poseidon sur
ArcView 3.2 mesurées en milieu continental**

GUIDE DU TRAITEMENT DE DONNEES TOPEX-POSEIDON SUR ARCVIEW 3.2 MESUREES EN MILIEU CONTINENTAL

Auteur : Juan Gabriel León

Laboratoire de Mécanismes de Transfert en Géologie – LMTG

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales - LEGOS

Contact : leon@lmtg.obs-mip.fr

1. Introduction

Le principe de l'altimétrie

Un radar altimètre embarqué à bord d'un satellite émet un signal (pulses micro-onde) à très haute fréquence (environ 1kHz) au nadir du satellite (verticale de celui-ci en direction du sol) et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface d'un plan d'eau. Toute l'information recherchée est contenue dans la forme et le temps d'arrivée de ces échos. L'analyse de l'écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface d'eau. Ce temps est ensuite transformé en une distance en multipliant par la vitesse de la lumière, vitesse à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques émises. (AVISO, 2004).

Le principe de l'altimétrie peut être plus compréhensible en regardant la figure 1. La grandeur qui est réellement utilisée en pratique est la hauteur **h** de la portion de surface réfléchissante par rapport à une surface mathématique de référence. Cette référence est une approximation ellipsoïdale d'une surface équipotentielle de pesanteur correspondant, en domaine océanique, à la topographie que suivraient les océans s'ils étaient en repos : **le géoïde**. Outre la longitude et la latitude, la position du satellite est repérée par son altitude **H** par rapport à l'ellipsoïde de référence. On a donc $h = H - R$ où **R** est le range. La hauteur **h** est la somme de deux composantes : une topographie permanente ou hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde, et une topographie variable qui traduit une élévation temporaire et instantanée de la surface de la mer (Mercier, 2001).

Au début, les radars altimètres ont été conçus pour observer les surfaces océaniques. Du point de vue de la mesure altimétrique, le milieu océanique peut être considéré comme homogène (écho radar réfléchi exclusivement par l'eau). Sur les continents, cette homogénéité ne sera reproduite qu'au milieu des grands plans d'eau car la présence de terres émergées tend à contaminer les mesures prises par le radar. Néanmoins, depuis 1994, plusieurs recherches ont testé le potentiel de l'altimétrie radar pour l'étude des variations des eaux continentales (Birkett, 1994 ; Caznave et al. 1997 ; Delmas, 2001 and Mercier, 2001, pour citer quelques exemples). La principale différence réside dans la densité de mesures : si l'abondance de ces mesures en domaine océanique permet une sélection extrêmement rigoureuse de celles-ci, en domaine continental c'est souvent la pénurie de données qu'il faut pouvoir gérer. Dans certains cas il est préférable de conserver des mesures imprécises plutôt que de les éliminer.

D'un autre côté, les ondes électromagnétiques peuvent être ralenties pendant leur traversée de l'atmosphère par le contenu gazeux et électronique des différentes couches traversées. Si on cherche une précision de quelques centimètres sur la mesure finale, il est indispensable d'avoir la correction précise de ces effets qui peuvent éventuellement conduire à une surestimation de près de 2.5m (Mercier 2001) de la hauteur d'eau. En domaine continental c'est corrections sont les suivantes:

- La correction ionosphérique : La vitesse de propagation de l'onde est diminuée d'une quantité proportionnelle au contenu en électrons libres de la ionosphère.
- La correction de troposphère sèche : La vitesse de propagation est affectée par les gaz contenus dans les basses couches de l'atmosphère, principalement le diazote et le dioxygène.
- La correction de troposphère humide : La vitesse de propagation est affectée par la présence d'eau dans la troposphère sous forme gazeuse ou liquide.
- La marée solide : Correction géophysique qui mesure la déformation de la terre solide sous l'action conjuguée de l'attraction de la Lune et du Soleil selon un processus comparable à la marée océanique.
- La marée polaire : Correction géophysique du déplacement vertical de la surface terrestre par rapport à l'ellipsoïde de référence créée par du mouvement de l'axe de rotation de la Terre.

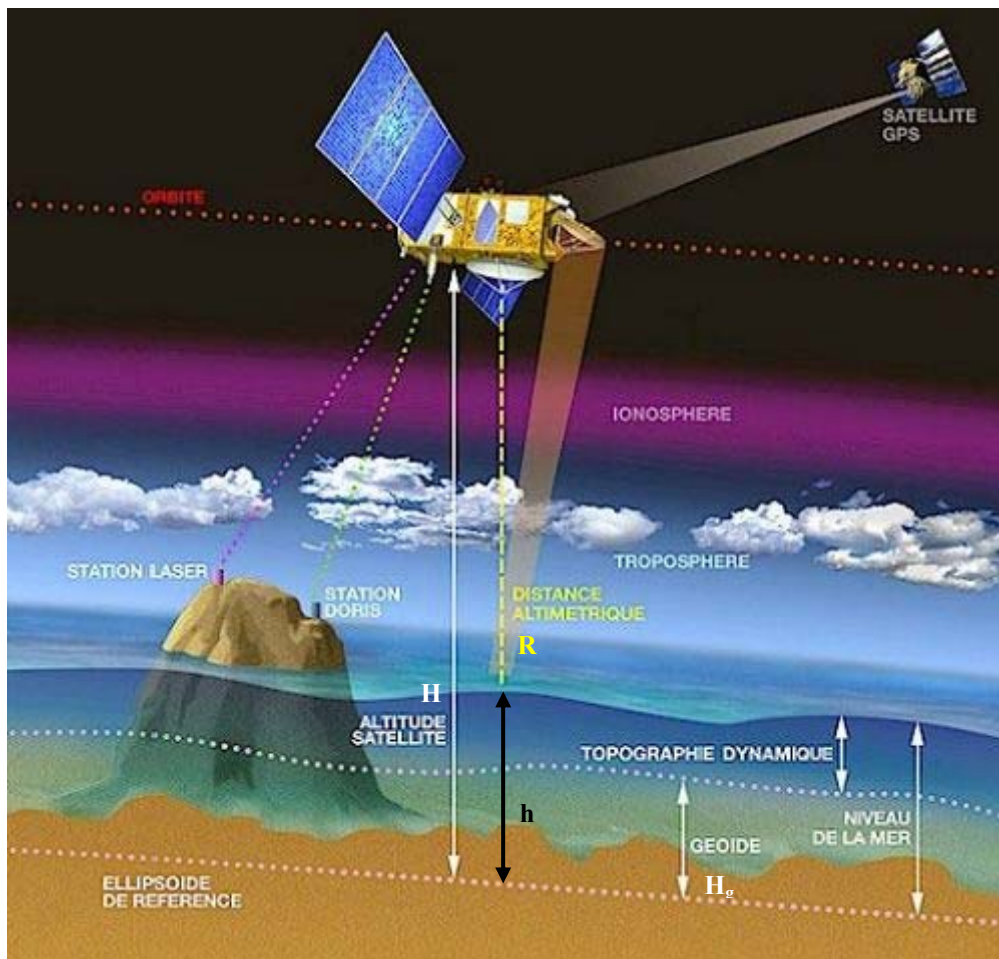


Figure1. Le principe de l'altimétrie satellitaire (document AVISO)

Le satellite TOPEX-POSEIDON (T/P)

Dans le satellite T/P, l'**altitude** du satellite (1336 km) permet de minimiser les interactions avec l'atmosphère et le champ de gravité de la Terre, rendant ainsi la détermination de l'orbite plus facile et plus précise. L'**inclinaison** de l'orbite, qui amène le satellite jusqu'à 66° nord et sud, permet le survol des continents et de la plupart des mers non gelées. La **répétitivité** de l'orbite est d'un peu moins de 10 jours (9.9156 jours, soient à peu près 10 jours moins 2 heures), c'est à dire que le satellite repasse au dessus d'un même point (à 1 km près) tous les 10 jours, complétant ainsi un cycle. Ce choix est un compromis entre la résolution spatiale et la résolution temporelle, qui permet une étude de la variabilité océanique et des eaux continentales à grande échelle. (AVISO 2004).

Instruments embarqués à bord du T/P

Nom	Type	Origine	Produits
<u>NRA</u> (Topex)	Nasa radar altimeter	Nasa <i>opérationnel</i>	Distance altimétrique Hauteur de vagues Module de la vitesse du vent coefficient de rétrodiffusion correction ionosphérique
<u>SSALT</u> (Poseidon)	Solid state radar altimeter	Cnes <i>expérimental</i>	Distance altimétrique Hauteur de vagues Module de la vitesse du vent coefficient de rétrodiffusion
<u>TMR</u>	Topex microwave radiometer	Nasa <i>opérationnel</i>	Température de brillance Vapeur d'eau atmosphérique Eau liquide atmosphérique
<u>LRA</u>	Laser retroreflector array	Nasa <i>opérationnel</i>	éphémérides d'orbite précises (*)
<u>Doris</u>	Doppler tracking system receiver	Cnes <i>opérationnel</i>	éphémérides d'orbite précises (*) localisation précise de balises au sol correction ionosphérique
<u>GPSDR</u>	Global positioning system demonstration receiver	Nasa <i>expérimental</i>	éphémérides d'orbite précises

* Les mesures altimétriques sont repérées par rapport aux coordonnées géodésiques grâce au système de détermination d'orbite précise. Les deux équipes d'orbitographie précise utilisent la combinaison des données LRA et Doris, l'un contrôlé par le Cnes, l'autre par la Nasa.

Caractéristiques de l'orbite

Caractéristiques principales	
demi-grand axe	7 714.4278 km
Excentricité	0.000095
Inclinaison (non héliosynchrone)	66.039°
Données auxiliaires	
Altitude de référence (équatoriale)	1 336 km

Période nodale (durée d'une demie-révolution, ou passe)	6 745.72 secondes (112'42" ou 1h52')
Répétitivité (durée du cycle)	9.9156 jours
Nombre de passes par cycle	254
Intertrace à l'Equateur	315 km
Longitude à l'équateur de la passe 1	99.9242°
Vitesse orbitale	7.2 km/s
Vitesse de balayage au sol	5.8 km /s

Les données TOPEX/POSEIDON

L'équipe américaine PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) et l'équipe française AVISO (Archivage, Validation et Interprétation de données Satellites Océanographiques), ont pour mission l'expertise et la diffusion des mesures de T/P. Les données brutes (formes d'onde de l'altimètre, autres paramètres de télémessure) subissent en premier lieu un ensemble de tests de validation en fonction de sa qualité. Puis, leur transformation en données géophysiques directement exploitables pour la recherche scientifique est réalisée par l'adjonction de correctifs mentionnés ci-dessus.

Pour notre étude, nous avons utilisé le jeu de données élaboré par le centre d'expertise français sous le format GDR-Ms (Merged Geophysical Data Record) et distribué sur cédéroms. Chaque cédérom regroupe l'équivalent de 30 jours de mesures, soit 3 cycles orbitaux (nous avons déjà traité jusqu'au cycle 414). Un cédérom contient environ $2E10^6$ mesures organisées de la manière suivante : 1 répertoire par cycle regroupe chacun 254 fichiers (un pour chaque trace). Ces fichiers sont constitués d'un en-tête et d'une succession d'enregistrements (3360 par trace) dont chacun caractérise une mesure à la seconde (1Hz). Chacun de ces enregistrements eux-mêmes contient 123 attributs répartis suivant 11 catégories. Ces attributs représentent les caractéristiques de chaque mesure (latitude, longitude, altitude, range, corrections, etc.). Chaque mesure à la seconde est la moyenne d'un maximum 10 mesures au dixième de seconde (10Hz).

2. Traitement des données

A partir de la base de données GDR-Ms AVISO, nous avons extrait, par définition d'une fenêtre géographique (Bassin de Rio Negro dans notre cas), sur la totalité des cycles disponibles les attributs suivants :

- Trace
- Cycle
- Jour
- Longitude
- Latitude
- Orbite Nasa à 1 Hz
- Hauteur Altimètre à 1 Hz
- Différence des orbites à 10Hz
- Différence des hauteurs à 10 HZ

- Sigma 0 C
- Sigma 0 K
- Correction Troposphère Sèche
- Correction Ionosphérique Doris
- Correction Hauteur Marée Solide
- Correction Hauteur Marée Polaire
- Hauteur du Géoïde

Les fichiers obtenus sont des fichiers binaires (un fichier par cycle) qui sont ensuite transformés en fichiers ascii pour leur donner une représentation organisée et plus facile à gérer. Pour réussir à faire des éditions de chaque fichier, chacun d'eux doit être enregistré au format DBF (format exigé par ArcView), puis importés sur AV.

Transformation des valeurs par défaut de chaque attribut.

Voici les valeurs par défaut fournies par la guide d'AVISO :

- Longitude : 2.147.483.647
- Latitude : 2.147.483.647
- Orbite Nasa à 1 Hz : 2.147.483.647
- Hauteur Altimètre à 1 Hz : 2.147.483.647
- Différence des orbites au 10Hz : 32767
- Différence des hauteurs au 10 HZ : 32767
- Sigma 0 C : 65535
- Sigma 0 K : 65535
- Correction Troposphère Sèche : 32767
- Correction Ionosphérique Doris : 32767
- Correction Hauteur Marée Solide : 32767
- Correction Hauteur Marée Polaire : 127
- Hauteur de la Géoïde : 2.147.483.647

Pour avoir une homogénéisation de ces données le script **Default Values**, développé sur AV, les transforme sous une valeur unique de : -9999999.

Transformation des unités.

Les données originales sont présentées avec les unités suivantes :

- Longitude : 10^{-6} deg.
- Latitude : 10^{-6} deg.
- Orbite Nasa à 1 Hz : 10^{-3} m.
- Hauteur Altimètre à 1 Hz : 10^{-3} m.
- Différence des orbites à 10Hz : 10^{-3} m.
- Différence des hauteurs à 10 HZ : 10^{-3} m.
- Sigma 0 C : 10^{-2} dB.
- Sigma 0 K : 10^{-2} dB.

- Correction Troposphère Sèche : 10^{-3} m.
- Correction Ionosphérique Doris : 10^{-3} m.
- Correction Hauteur Marée Solide : 10^{-3} m.
- Correction Hauteur Marée Polaire : 10^{-3} m.
- Hauteur de la Géoïde : 10^{-3} m.

Le script ***Transfo Unites*** développé sur AV permet d'avoir chaque attribut dans l'unité de base.

Correction des hauteurs.

C'est dans cette étape que les corrections de propagation et les corrections géophysiques sont appliquées aux mesures altimétriques. Pour les mesures sur le continent nous gardons les corrections de :

- Troposphère Sèche
- Ionosphérique Doris
- Hauteur Marée Solide
- Hauteur Marée Polaire

Ces corrections sont appliquées sur chaque mesure selon la relation :

$$HauteurCorrigée(i) = OrbiteNasa(i) - HauteurAltimetrique(i) - \left(\sum_i Corrections(i) \right) \quad (1)$$

$$H_eau_Corrigée(i) = HauteurCorrigée(i) + \Delta(dif_orbite(i) - dif_hauteur(i)) \quad (2)$$

La relation (1) correspond à la hauteur corrigée à 1Hz pour chaque mesure.

La relation (2) permet d'obtenir les hauteurs d'eau corrigées à 10Hz pour chaque mesure.

Le script dénommé ***Correction Hauteurs*** permet de faire cette opération.

Note : après l'application du script les valeurs par défaut sont présentées comme -9999. En addition, si la Correction Ionosphérique de la mesure *i* présente la valeur par défaut, la mesure est enlevée de l'ensemble de données.

A la fin de cette étape les attributs pour chaque cycle sont :

- Trace
- Cycle
- Jour
- Longitude
- Latitude
- Hauteur Altimètre Corrigée à 1 Hz (nom de l'attribut : « *H_Corr* »)
- Différence des hauteurs Corrigées à 10 HZ (nom attribut : « *H(i)* »)
- Sigma 0 C
- Sigma 0 K

- Hauteur du Géoïde. (nom de l'attribut : « *Hau_Geo* »)

Transformation de cycles à traces.

Cette étape permet l'obtention des données organisées par trace à partir des données organisées par cycle.

Si on considère, par exemple, la fenêtre géographique suivante pour le Bassin de Rio Negro :

Longitude Min = -74.00° ; Latitude Min = -5.00°
Longitude Max = -58.00° ; Latitude Max = 6.00°

Quatorze traces sont obtenues : 13, 26 (50 pour la nouvelle orbite), 63, 76, 89, 102, 115 (139 pour la nouvelle orbite), 152, 165, 178, 191, 228, 241 et 254.

Pour ce faire, le script *Cycles to Traces* a été développé.

A la fin de cette étape les attributs pour chaque trace sont :

- Trace
- Jour
- Longitude
- Latitude
- Hauteur Altimètre Corrigée à 1 Hz (nom de l'attribut : « *HautCorr* »)
- Différence des hauteurs Corrigées à 10 HZ (nom attribut : « *Haut(i)* »)
- Sigma 0 C
- Sigma 0 K
- Hauteur du Géoïde. (nom de l'attribut : « *HautGeoid* »)

Sélection des mesures en fonction du Sigma 0 (σ_0)

Les différentes études d'altimétrie spatiale sur les eaux continentales (Birkett 1998 ; Mercier 2001, par exemple) ont montré que les coefficients de rétrodiffusion peuvent varier entre 20 dB et 50 dB. Cependant, on peut considérer que les valeurs de σ_0 peuvent potentiellement prendre des valeurs comprises entre 10 et 50 dB en raison de la très grande diversité des terrains survolés.

C'est pourquoi nous avons décidé d'enlever de l'ensemble des données les mesures qui se trouvent hors de la condition :

$$10 \text{ dB} \leq \sigma_0(Ku) \text{ et } \sigma_0(C) \leq 50 \text{ dB}$$

Le script *Selection par Sigma* permet de faire cette opération.

Transformation des hauteurs à 10Hz.

Jusqu'ici tout le traitement des données se faisait à 1Hz, mais dans cette étape il est possible d'avoir les mesures à 10Hz.

Le problème consiste à trouver la position géographique de chacune des mesures. Pour ce faire, on prend comme base de calcul la coordonnée à 1Hz (n) et la coordonnée théorique suivante (n+1). Au niveau de l'Equateur, entre n et n+1, on a trouvé un décalage en longitude de 0.01892 deg et en latitude de 0.05255 deg.

Alors :

$$\begin{aligned}\text{Long (n+1)} &= \text{Long (n)} + 0.01892 \\ \text{Lat (n+1)} &= \text{Lat (n)} \pm 0.05255\end{aligned}$$

Le signe de la latitude varie en fonction de la direction de la trace : Direction N – S signe (+) ; direction S – N signe (-).

Si on appelle ΔLon et ΔLat la distance en longitude et latitude entre chaque point à 10Hz ; et L le coefficient de distribution des points autour de la coordonnée n, on trouve que :

Si L = 4.5, et

$$\begin{aligned}\Delta\text{Lon (n)} &= (\text{Lon (n+1)} - \text{Lon (n)}) / 10 \\ \Delta\text{Lat (n)} &= (\text{Lat (n+1)} - \text{Lat (n)}) / 10\end{aligned}$$

La coordonnée du premier point à 10Hz de la première coordonnée à 1 Hz sera :

$$\begin{aligned}\text{Lon (1/1)} &= \text{Lon (1)} - (L \times \Delta\text{Lon (1)}) \\ \text{Lat (1/1)} &= \text{Lat (1)} - (L \times \Delta\text{Lat (1)})\end{aligned}$$

La coordonnée du deuxième point à 10Hz de la première coordonnée à 1 Hz sera :

$$\begin{aligned}\text{Lon (2/1)} &= \text{Lon (1)} - ((L-1) \times \Delta\text{Lon (1)}) \\ \text{Lat (2/1)} &= \text{Lat (1)} - ((L-1) \times \Delta\text{Lat (1)}) \\ &\vdots \\ &\vdots \\ &\vdots \\ \text{Lon (10/1)} &= \text{Lon (1)} - ((L-9) \times \Delta\text{Lon (1)}) \\ \text{Lat (10/1)} &= \text{Lat (1)} - ((L-9) \times \Delta\text{Lat (1)})\end{aligned}$$

Ce processus est automatique en utilisant le script ***Traces_10Hz*** en AV.

A la fin de cette étape les attributs pour chaque trace sont :

- Trace
- Jour
- Longitude
- Latitude
- Hauteurs Corrigées à 10 HZ (nom attribut : « *Haut_10Hz* »)
- Sigma 0 C
- Sigma 0 K
- Hauteur de la Geoïde. (nom de l'attribut : « *Haut_Geoid* »)

Correction complémentaire des mesures à 10Hz.

Notre intérêt est d'avoir les mesures par rapport à l'ellipsoïde de WGS84. Cependant, il existe un décalage de 706 mm entre cet ellipsoïde et l'ellipsoïde de référence du satellite T/P qu'il faut corriger sur chaque mesure.

En addition, les mesures qui présentent la valeur par défaut (-9999) sont enlevées de l'ensemble de données.

C'est le script dénommé *VraiValeurs* qui fait cette opération.

Obtention des fichiers du type ShapeFile d'ArcView.

Dans cette étape, chaque trace (tableaux du type DBF) est transformée en shape (information vectoriel d'AV). Le résultat est la visualisation physique de l'ensemble des points valides à 10Hz de chacune des traces grâce au script *MakeShapes* développé sur AV.

Extraction des zones d'intérêt.

Avec les outils d'édition d'AV, il est possible d'identifier plus facilement les zones où la densité des points, sur chaque trace, s'avère intéressante pour une analyse de la variation temporelle de la hauteur d'eau. Il est très recommandé d'avoir une information géographique complémentaire (images satellitaires, shapes du réseau hydrique, etc.) pour faire une identification plus précise de ces zones.

Lorsqu'une zone d'intérêt a été identifiée et sélectionnée, le script *SelGeoSerie* permet d'avoir cette zone comme un nouveau shape avec les mesures de hauteur à 10Hz corrigées par rapport au Géoïde de Grace. Cette nouvelle information prend le nom de « *Geo_h10Hz* » dans la liste d'attributs du shape.

Le géoïde de Grace est un grid d'AV de précision de 1 Km² obtenu par interpolation (spline) à partir du fichier GGM01C.GRD. Ce fichier est importé sur AV comme une surface de points de format xyz. Grâce à l'extension *3D Analyst* d'AV, il est possible d'interpoler cette surface par la méthode de *Spline* (il faut choisir nombre de points voisins, poids et type de spline désiré. La méthode d'interpolation IDW (Inverse Distance Weighted) est aussi disponible).

Moyenne des hauteurs à 10Hz pour la zone d'intérêt.

Pour avoir une série temporelle lisible, il faut calculer une moyenne des valeurs par intervalle de temps de la zone considérée.

Le script *SummarizeAverage* permet d'avoir cette nouvelle information qui est enregistrée sur un nouveau tableau (*.dbf) en laissant l'information originale (information à 10Hz) intacte. Enfin, sous ce format, les séries temporelles peuvent être visualisées et analysées sur une feuille de calcul courante.

A la fin de cette étape les attributs pour chaque zone sélectionnée sont :

- Trace
- Jour
- Longitude

- Latitude
- Hauteurs Corrigées à 10 HZ (nom attribut : « *Haut_10Hz* »)
- Sigma 0 C
- Sigma 0 K
- Hauteur de la Geoïde. (nom de l'attribut : « *Haut_Geoid* »)
- Hauteurs Corrigées à 10 HZ par rapport à la Géoïde Grace (nom attribut : « *Geo_H10Hz* »)

Et les attributs pour chaque zone moyennée sont :

- Jour
- Count
- AV_GEO_H1

Où, « *count* » correspond au nombre de fois que l'attribut « *jour* » est présent sur l'ensemble de données. Et « *AV_GEO_H1* » correspond à la moyenne sur cette période.

3. Références

Birkett, C.M., 1994. Radar altimetry : a new concept in monitoring lake level changes. EOS Trans., AGU 75 (24), 273-275.

Birkett, C.M., 1998. Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. Water Resour. Res., 34 (5), 1223-1239.

Caznave A., Bonnefond P., DoMinh K., 1997. Caspian sea level from TOPEX/POSEIDON altimetry: level now falling. Geophys. Res. Lett 24, 881-884.

Delmas, O., 2001. Altimétrie sur continents: etude des données TOPEX/POSEIDON sur le fleuve Congo. Rapport de stage de 2^{ème} année ENSAE, 72 pp.

Mercier, F. 2001. Altimétrie spatiale sur les eaux continentales : apport des missions TOPEX/POSEIDON et ERS-1&2 à l'étude des lacs, mers intérieures et bassins fluviaux. Thèse de doctorat de l'Université de Toulouse III, 239 pp.

AVISO documentation, 2004 : http://www.jason.oceanobs.com/html/portail/actu/actu_welcome_fr.php3

ANNEXE 3

**Floodplain water storage in the Negro River basin
estimated from microwave remote sensing of inundation
area and water levels**

Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels

Frédéric Frappart^{a,b,*}, Frédérique Seyler^b, Jean-Michel Martinez^c, Juan G. León^b, Anny Cazenave^a

^a Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566 (CNES/CNRS/IRD/UPS), Observatoire Midi-Pyrénées, 18 Av. Edouard Belin 31401 Toulouse Cedex 9, France

^b Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, UMR 5563 (CNRS/IRD/UPS), Observatoire Midi-Pyrénées, 14, Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^c Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, UMR 5563 (CNRS/IRD/UPS), Maison de la Télédétection, 500, rue J-F Breton, 34093 Montpellier Cedex 5, France

Received 7 March 2005; received in revised form 13 July 2005; accepted 27 August 2005

Abstract

The objective of this study is to determine spatio-temporal variations of water volume over inundated areas located in large river basins using combined observations from the Synthetic Aperture Radar (SAR) onboard the Japanese Earth Resources Satellite (JERS-1), the Topex/Poseidon (T/P) altimetry satellite, and in-situ hydrographic stations. Ultimately, the goal is to quantify the role of floodplains for partitioning water and sediment fluxes over the great fluvial basins of the world. SAR images are used to identify the type of surface (open water, inundated areas, forest) and, hence, the areas covered with water. Both radar altimetry data and in-situ hydrographic measurements yield water level time series. The basin of the Negro River, the tributary which carries the largest discharge to the Amazon River, was selected as a test site. By combining area estimates derived from radar images classification with changes in water level, variations of water volume (focusing on a seasonal cycle) have been obtained. The absence of relationship between water volume and inundated area, reflecting the diverse and widely dispersed floodplains of the basin, is one of the main result of this study.

© 2005 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Remote sensing; Hydrology; Altimetry; Water level and water volume variation

1. Introduction

Extensive floodplains along large South American rivers, such as Amazon, Paraná or Orinoco, have a significant role in the hydrological cycle of fluvial basins. Transport of water and sediments by rivers is substantially modified during residence of river water in floodplains. During its stay in these inundation areas, river water is not only delayed in its transit to sea and affected by evapotranspiration, but it is also often subject to large biogeochemical changes due to sedimentation, nutrient uptake by the biota, and modifications of redox conditions (Hamilton et al., 2002). The water storage in these wetlands and its outflow represent a significant part of the water balance in the basin (Als Dorf et al., 2001; Richey et al., 1989).

Determining the temporal variation of water volume stored in the floodplains of great river basins is the subject of many applications in hydrology. For the inundated areas permanently or temporarily connected to main channels, the determination of the water volume variation is equivalent to the estimation of water volume potentially stored and/or released by the valley reach during flood stages. The water volume variation in this type of inundated areas is an important parameter for the hydrodynamic modeling of the river flow and the determination of its transport capacity. For the inundated areas that never connect to the main channel, the volume variation is essentially a function of the base flow variation, the inputs from the local basin and the rain. Some floodplains present both types of flooding zones. Areas where the river water mixes with the local water are called “perirheic zones” (Mertes, 1997). In all cases, the inundation area is a buffer zone between the river and the upland watershed. The water volume variation represents the flood pulse of floodplains as expressed by Junk

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61332930; fax: +33 5 61253205.

E-mail address: frederic.frappart@legos.cnes.fr (F. Frappart).

et al. (1989). Therefore, it is a key ecological characteristic that cannot be easily measured in the field.

To better understand the hydrology of large river systems, information about the dynamics of inundation patterns (extent of flooded areas) and water levels of main river channels, tributaries and associated floodplains is required (Alsdorf et al., 2000). Spatial and temporal patterns of inundation areas can be inferred from multi-temporal satellite images: visible/infrared (IR) or Synthetic Aperture Radar (SAR) sensors are used to delineate floodplains (Hess et al., 2003; Mertes et al., 1995; Smith, 1997; Töyrä et al., 2001). In addition, the potential of satellite radar altimetry for monitoring water levels of large rivers has already been demonstrated (Birkett, 1998; de Oliveira Campos et al., 2001; Maheu et al., 2003). Birkett et al. (2002) undertook an extensive validation study of water levels derived from Topex/Poseidon radar altimeter over the entire Amazon basin and used satellite radar altimetry to estimate elevation profiles and water surface gradients along the Amazon mainstream.

In this study, a new method is proposed to estimate both flooded area and water levels to determine the water volume stored in the floodplains of the Negro River, the largest tributary of the Amazon River, during the 1995–1996 seasonal cycle.

2. Previous studies

Many methods have been employed to estimate the extent of inundation and a review of how remote sensing is used to map inundation can be found in Smith (1997). The simplest model used to determine the extent of flood consists in intersecting a plane representing the water surface with a Digital Elevation Model (DEM) (Priestnall et al., 2000). However, it leads to an overestimation of the flooding zones with some areas that are not connected to the flood being incorrectly considered as inundated (Bates, 2000). Inundation patterns of large floodplains of South America have been derived using the polarization difference at 37 GHz of the SMMR passive microwave emission measurements (Hamilton et al., 2002). The spatial resolution of the grids derived from SMMR data is 0.25°. Approximate boundaries of floodplains can thus be retrieved. Relations between stage and flooded area have been derived using records from in-situ gauge-stations (Sippel et al., 1998). These studies estimated the spatial and temporal variability of floodplain inundation. Richards et al. (1987) reported the bright return of flooded forest in L-band by corner reflection between trunks and water surface beneath the canopy. Early results from Hess et al. (1995) deal with the mapping of inundated areas of the central Amazon floodplain with the SIR-C SAR, and Wang et al. (1995) compared C- and L-bands with respect to the detection of flooding in Amazonian forests. Smith et al. (1995, 1996) estimated discharge from braided glacial rivers with ERS-1 SAR images. Almost all studies dealing with the extent of inundation in the Amazon floodplain were undertaken on the central main stem of the Amazon except for Richey et al. (2002), who used the Amazon basin-wide inundation map based on the dual-season JERS-1 mosaic from (Hess et al., 2003) to estimate outgassing from Amazonian rivers and wetlands.

To estimate the flood stage, various remote sensing methods have been tested because in-situ gauges are very seldom located in wetlands. Inundation areas and ground measurements of stage yield a high linear correlation, for example in the case of the Ob river (Usachev, 1983), and therefore, water elevation has been estimated using the inundation extent. Hayashi and van der Kamp (2000) proposed a power function with two parameters to represent the relation of elevation with area or volume in small shallow ponds or topographic depression of the Northern American prairie regions. Townshend and Walsh (1998) examined various procedures to determine the elevation of the flood level from a detailed DEM. Generally, the modelling of flooding processes is achieved through 2-D formulations, but stage data are lacking for constraining and validating these models. Townsend and Foster (2002) proposed a SAR-based statistical model to predict flood extent and river discharge in a North American river basin. Landsat Thematic Mapper imagery has also been used to understand the relationship between wetland inundation and river flow (Frazier et al., 2003). Stage estimation by satellite radar altimetry coupled with flooded area estimation by SAR imagery offers an alternative approach that has not been utilized in previous studies.

3. The Negro River sub-basin

The Negro River sub-basin covers only 12% of the entire Amazon basin. However, it is the largest tributary to the Amazon River and ranks as the fifth largest river in the world for its water discharge (Meade et al., 1991). It is the major northern tributary as it joins the Solimões River to form the Amazon downstream from Manaus, and drains about 700,000 km² of Colombia (10%), Venezuela (6%), Guyana (2%) and Brazil (82%). It extends from 73.25° to 59.35° longitude West and from 5.4° North to 3.35° latitude South (Fig. 1). It is characterized by the dark color of its water, due to high content in dissolved organic matter and a low sediment load (Sternberg, 1975), and is a low gradient river, which partly accounts for (with the high amount of precipitation) the considerable extension of the floodplains. Rainfall in the sub-basin varies greatly both in space and time. Mean annual precipitation rates vary by more than 50% within the Negro River basin, from less than 2000 mm/year (with minimum values less than 1700 mm/year recorded in the northern part of the Branco river basin), to between 2250 and 2500 mm/year near Manaus and up to 3000 mm/year in the northwest (Liebmann & Marengo, 2001). Timing of the rainy season differs widely along a south to north gradient: the beginning of the rainy season occurs in December in the south and in March or April in the north, whereas the rainy period ends from May to October (Marengo et al., 2001).

4. Data sets and methods

4.1. Data sets for flood mapping

4.1.1. JERS-1 radar mosaics

High-resolution maps (100 m resolution) of the entire rain forests across the tropical regions were acquired in the

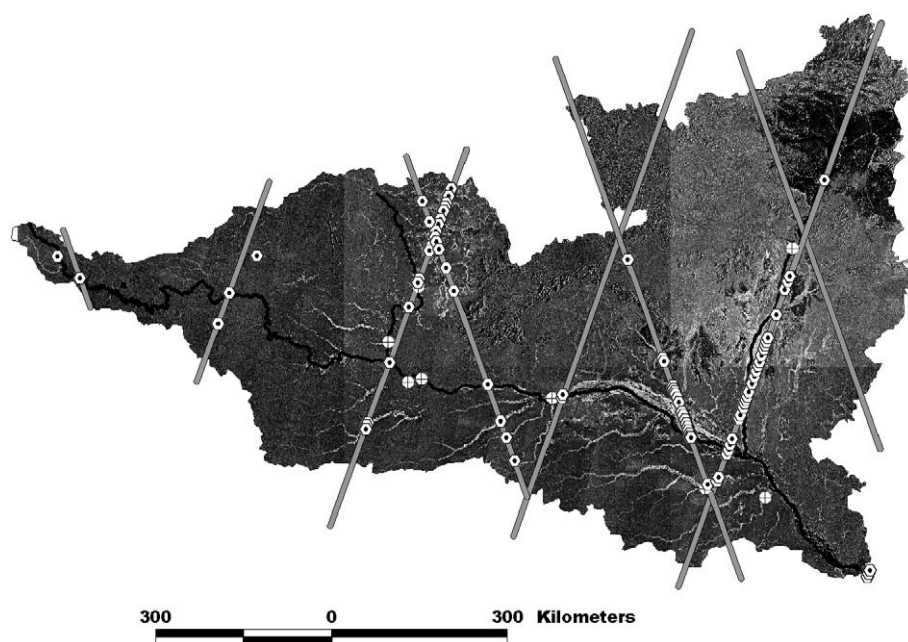


Fig. 1. The Negro River sub-basin from JERS-1 radar mosaic. The thick white line represents the boundary of the Negro River. Each thin white line accounts for a Topex/Poseidon track. Black dots in a white circle represent in-situ gauge stations, black dots in a white square, altimetric stations over the Negro River sub-basin.

framework of the Global Rain Forest Mapping Project (GRFM), an international collaboration initiated and managed by the National Space Development Agency of Japan (NASDA). JERS-1 was an L-band (wavelength of 23.5 cm) SAR satellite (Chapman et al., 2002), launched in February 1992 and operated until October 1998. The L-band signals are sensitive both to open water and standing water below the forest canopy (Rosenqvist et al., 2000). The GRFM project consisted of dual-season mapping of the global tropical forests during less than a 1-year period. The data acquired over the Amazon basin were composed of a set of two continental-scale mosaics acquired in relatively short time spans: September to December 1995 and May to July 1996. They were made available by the GRFM project on CD-ROMs where the continental-scale mosaics were divided into smaller regional mosaics (typically $6^\circ \times 6^\circ$). These two mosaics captured low and high water stages for the major part of the Amazon basin. Although these two mosaics are not an exact match for the high and low stages in the case of the Negro River sub-basin, they will be nonetheless thus defined in the following sections. The hydrological cycle as revealed by T/P data will be discussed and we will estimate the difference relative to ground measurements of high and low stages within the basin.

4.1.2. Classification method for flood extent

Several studies have reported the classification of the GRFM dual mosaics over Brazil to discriminate main land cover types and map either the extent of deforestation or delineate the flooded areas (Hess et al., 2003; Saatchi et al., 2000; Siqueira et al., 2003). Classification approaches have been restricted to a simple but nonetheless robust classifier based on the thresholding of each individual mosaics in order to retrieve pre-defined classes. The two individual backscatter

vectors have been replaced by two composite vectors based on (i) the mean backscatter coefficient computed over the two seasons and (ii) the ratio of both seasons giving the change value. Mean backscatter provides the rough vegetation type while the change channel yields the estimate regarding the probability of change. As the data provided is absolutely calibrated and little sensitive to any other effect than flood (i.e., vegetation growth, soil moisture), any significant change is linked to a variation of the flood status.

The classifier allocates a status to the pixel in relation to the flood: never flooded; occasionally flooded; permanently flooded. Also provided is the broad land cover type: open water/bare soil/pasture/low vegetation/forest. This leads to an 8-theme classification (Fig. 2) excluding a number of combinations between flood status and land cover type (for instance open water and non-flooded): (1) open water/(2) occasionally flooded forest/(3) non-flooded forest/(4) non-flooded bare soils or low vegetation/(5) occasionally flooded pastures/(6) occasionally flooded low vegetation/(7) always flooded forest/(8) submerged vegetation. Methodological artifacts caused by the relief, urban areas or rivers of limited width were identified and corrected.

Validation against alternative data set from other remote sensing data source is impossible at a large scale since only radar data are sensitive to flood conditions whatever the vegetation cover. Unfortunately, no other radar cover of the Amazon basin exists for the area with roughly the same specifications (wavelength, spatial resolution). The best that can be done is local-scale validation and extrapolation to the rest of the data set. This approach has been already developed using either airborne radar data, airborne digital videography or direct fieldwork on limited areas. The estimation of accuracy for a test site near Obidos confirmed the other fieldwork validations, with a conservative classification accuracy better

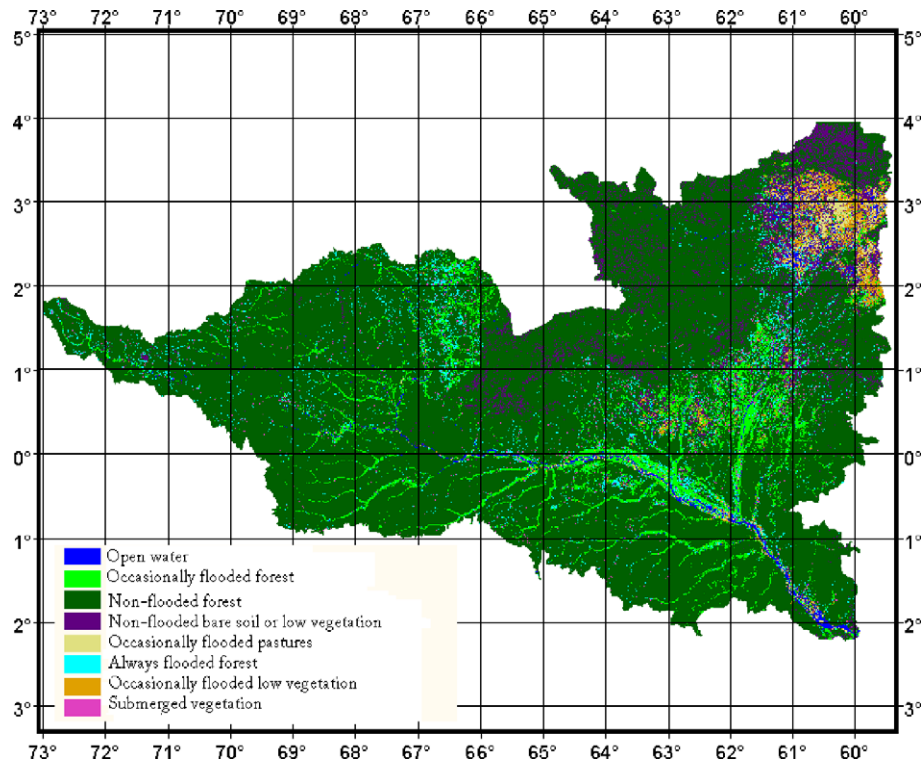


Fig. 2. Classification results for the Negro River basin on JERS-1 radar images.

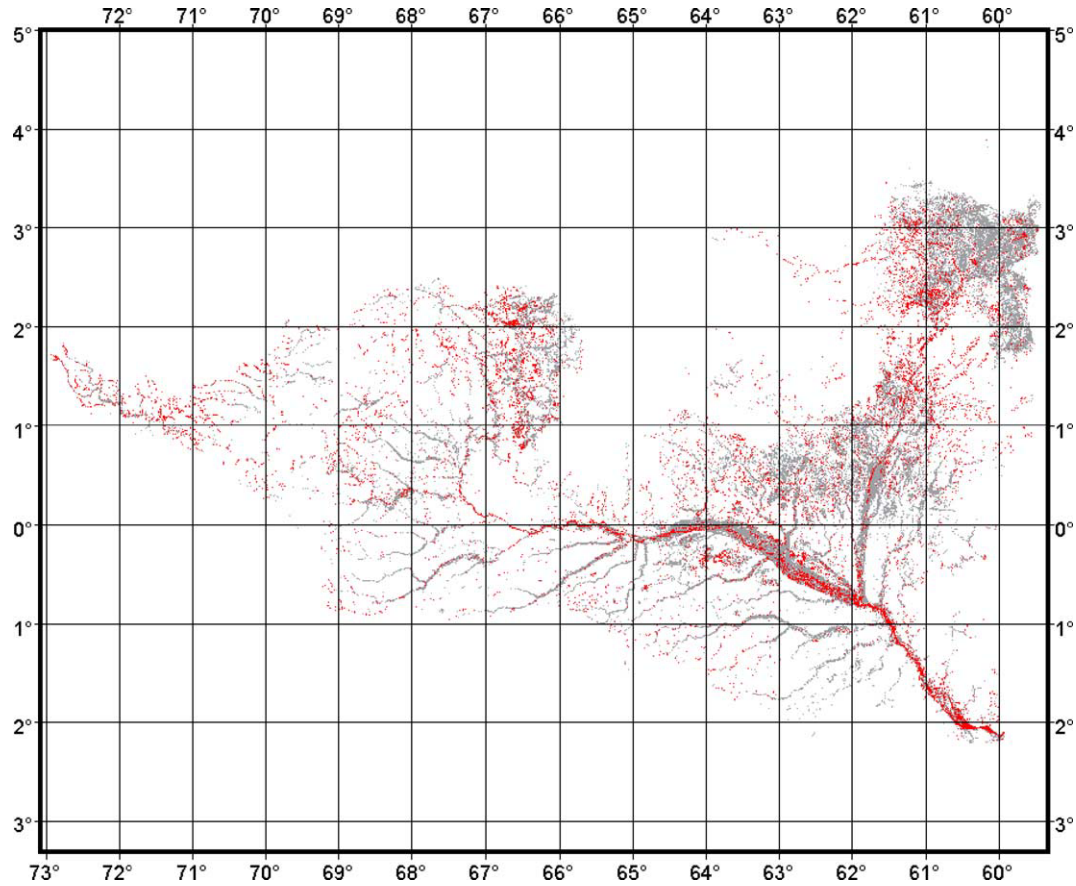


Fig. 3. Extent of inundation as estimated from JERS-1 low water acquisition (grey) and high water acquisition (black).

than 90% for forested areas and 70% for low vegetated themes, due to the low sensitivity of the L-band data to the low vegetation and smooth surfaces.

Classification of the JERS-1 dual mosaics allows us to map the flooded areas for low water stage (i.e., permanently flooded areas) and high water stage (combination of permanently and temporarily flooded areas) during the 1995–1996 seasonal cycle. The situation corresponding to JERS-1 low water stage (Fig. 3) derived from the combination of classes (1) and (6) whereas the JERS-1 high water stage (Fig. 4) is obtained from the combination of classes (1), (2), (5), (6), (7) and (8).

4.2. Topex/Poseidon data set for water stages

4.2.1. Topex/Poseidon raw-altimeter measurements

The T/P radar altimeter is the first dual frequency sensor of a joint French and U.S. mission, whose goal is to substantially improve our understanding of global ocean dynamics by

making accurate measurements of the ocean surface topography (Fu & Cazenave, 2001). It operates in Ku and C-band, at frequencies (wavelengths) of 13.6 GHz (2.3 cm) and 5.3 GHz (5.8 cm), respectively. During its 10-day repeat cycle, T/P has provided along-track nadir measurements of Earth surface elevation (ocean and continental surfaces) between 66° latitude north and 66° latitude south since it was launched in October 1992. Radar altimetry entails vertical range measurements between the satellite and the Earth surface. The water levels, to a reference ellipsoid are given by the difference between the satellite orbit information and the range (Fu & Cazenave, 2001) or altimetric height.

Measurements and associated corrections (regularly updated and upgraded) are contained in the Geophysical Data Records (GDR) made available by the Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography (AVISO) data centre at the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), (AVISO, 1996). Data consist of range values derived from radar altimeter echoes at 1/10 s (or 10 Hz) and averaged values

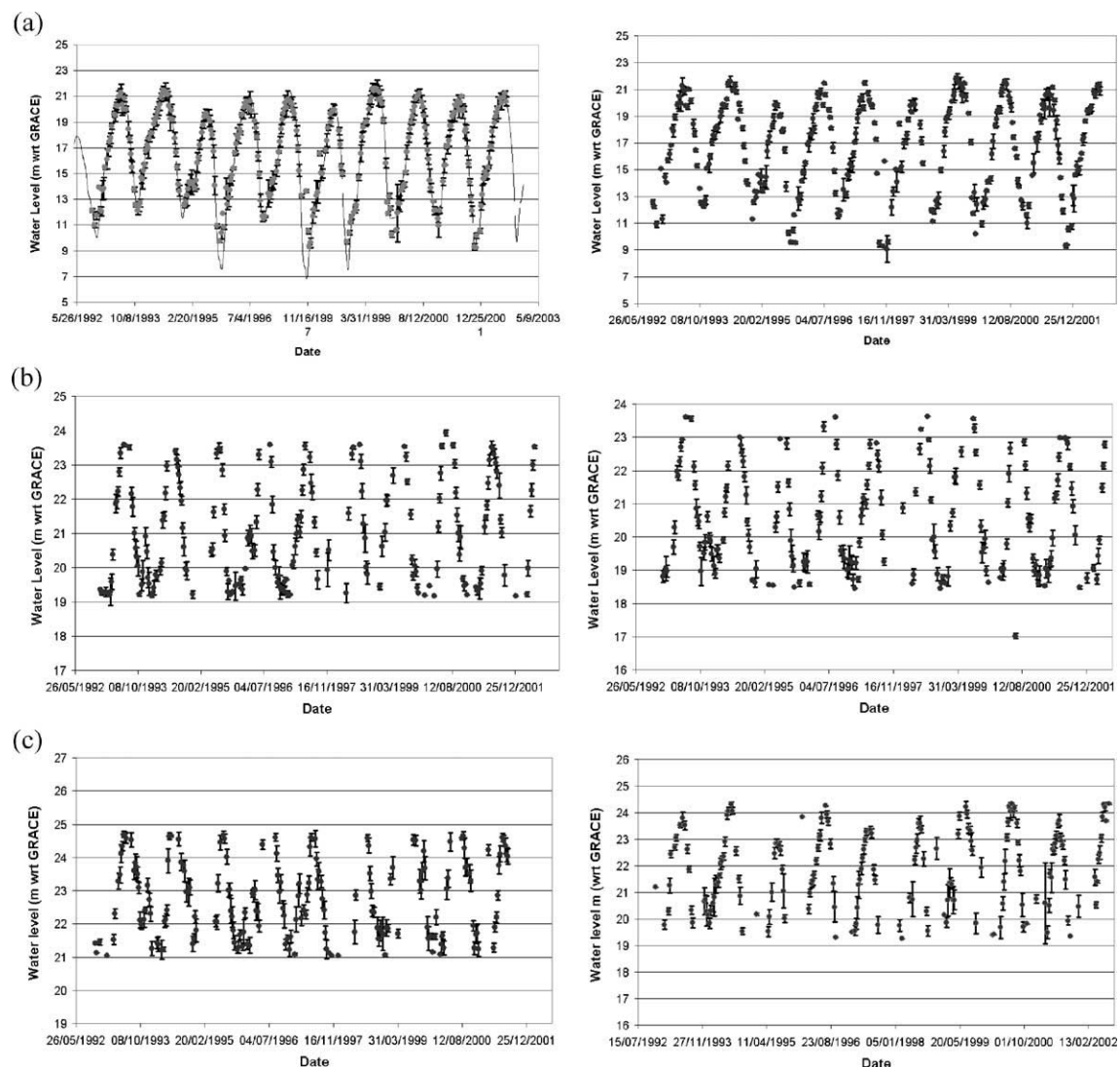


Fig. 4. Examples of time series of water level: (a) for single-channel rivers, (b) for a double-channel river, (c) over flooded areas. The thin white line on the left part of (a) represents the water level variations at Manaus in-situ gauge station.

at 1 s (or 1 Hz), corresponding to along-track ground spacing of 596 m and 5.96 km, respectively. The corrections applied in this study are ionospheric, dry tropospheric, solid Earth tide, and Pole tide corrections. From the two ionospheric corrections available, we applied the onboard Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS) based on the measurement of the ionosphere electronic content (the dual-frequency ionospheric correction, generally used in ocean studies, is not valid over land). The wet tropospheric correction is not applied in the present study. From the two tropospheric corrections available, the first one, derived from the Topex Microwave Radiometer (TMR) measurements of water vapour, is unusable over land due to microwave emissions from continental surfaces. The second one, derived from estimates of atmospheric water vapour content by the General Circulation Model (GCM) from the European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), is lacking in the AVISO database. The lack of the wet tropospheric correction can lead to an overestimation of the altimetric range up to 30 cm. The spatial and temporal variations of the wet tropospheric correction are assumed to be negligible within the Negro River sub-basin (equatorial location and relatively small spatial extent). The location of the satellite tracks over Negro River basin is given in Fig. 1.

4.2.2. T/P time series construction

Each intersection between the river or flooded areas (as determined by the SAR classification) and the satellite ground-track defines a so-called “altimetric station”, practically defined as a rectangular window. In each cycle, the water level at a given altimetric station is obtained by the computation of the median of all the high-rate data (10 Hz) included in the rectangular window. This process, repeated every 10 days, allows the construction of the time series of water level associated with each altimetric station. The

dispersion in L1 norm is given by the estimator known as median absolute deviation (Eq. (1)):

$$\text{MAD}(h) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N |h_i - h_{\text{med}}| \quad (1)$$

where $\text{MAD}(h)$ is the mean absolute deviation of the observations, N the number of observations, h_i the i th observation, and h_{med} the median of the observations.

Water levels are expressed with reference to geoid EIGEN-GRACE02C. This geoid is derived from the first year of GRACE space gravity mission measurements, which monitored the time–space variations of the gravity field with a resolution of $2^\circ \times 2^\circ$ at the equator and an accuracy of 1 cm on the geoid height (Reigber et al., 2005).

Examples of water level time series are given for different types of water (Fig. 4):

- single-channel river,
- complex channel rivers: in this case, an altimeter virtual station corresponds to each channel,
- flooded areas.

Fig. 4 shows a comparison between an altimetric time series located 8.5 km upstream Manaus and the in-situ recorded water levels at Manaus gauging station. In this example, the accuracy of the T/P derived time-series is 27 cm.

The width of the rectangular window that defines the altimetric station depends on the size of the flooded zone, but is generally about 0.05° . When the dimension of the flooded area, as is often the case, exceeds 0.05° , several altimetric stations are defined. Increasing the number of altimetric stations improves the sample size and leads to a better estimation of water level variations at fine scales.

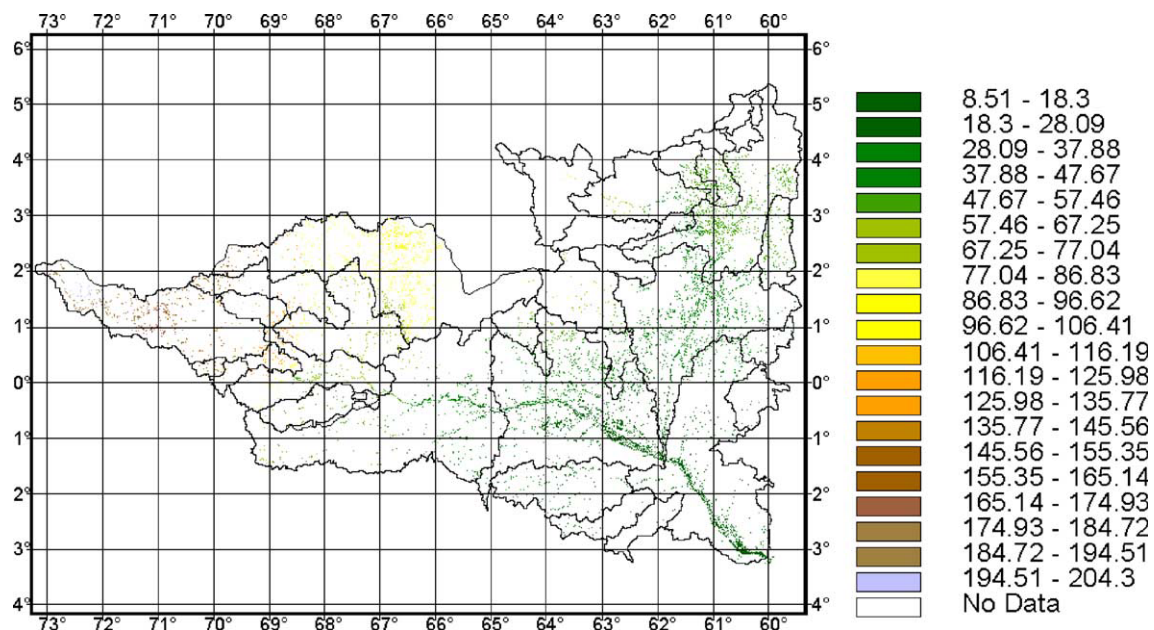


Fig. 5. Water level (m wrt GRACE geoid) map for JERS-1 low water acquisition.

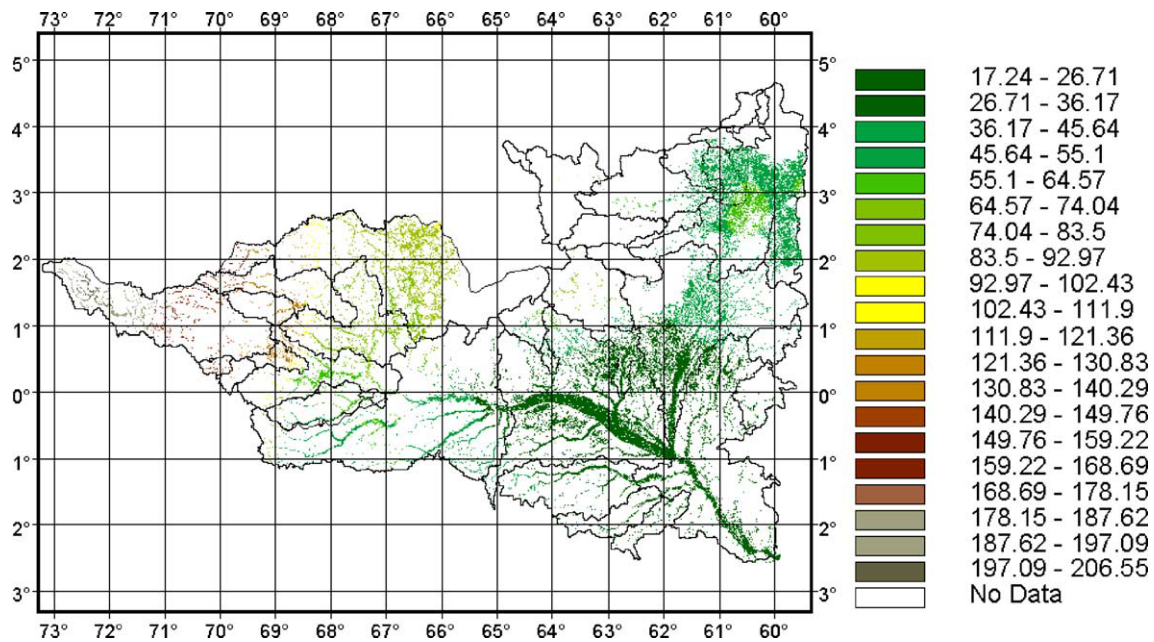


Fig. 6. Water level (m wrt GRACE geoid) map for JERS-1 high water acquisition.

4.2.3. In-situ time series construction

The Brazilian Water Agency (Agencia Nacional de Aguas or ANA) is in charge of managing a network of 571 gauging stations in the Brazilian part of the Amazon basin (<http://www.ana.gov.br>). At each station, daily measurements of water stage are collected and daily estimates of discharge are produced using rating curves, obtained from periodic (sometimes several times a year) simultaneous measurement of stage and discharge. Among these 571 inventoried gauges, 46 are located in the Negro River sub-basin and 25 of them have records over the last 20 years. The others have only temporary records that did not include the 1995–1996. From these 25 in-situ gauge stations,

only 8 are located within the T/P groundtracks framework and can, therefore be utilized, by interpolation of the river slope between the two nearest T/P tracks, to estimate stage variation at the altimetric stations (see their locations in Fig. 1).

4.3. Water level maps for high and low stages

Water level time series were available for 88 T/P altimetric stations (Fig. 1). In addition, water level measurements from eight in-situ leveled gauge stations are used to complete the data set. Values for minimum and maximum water levels were estimated at the date of the JERS mosaic. For each altimetric

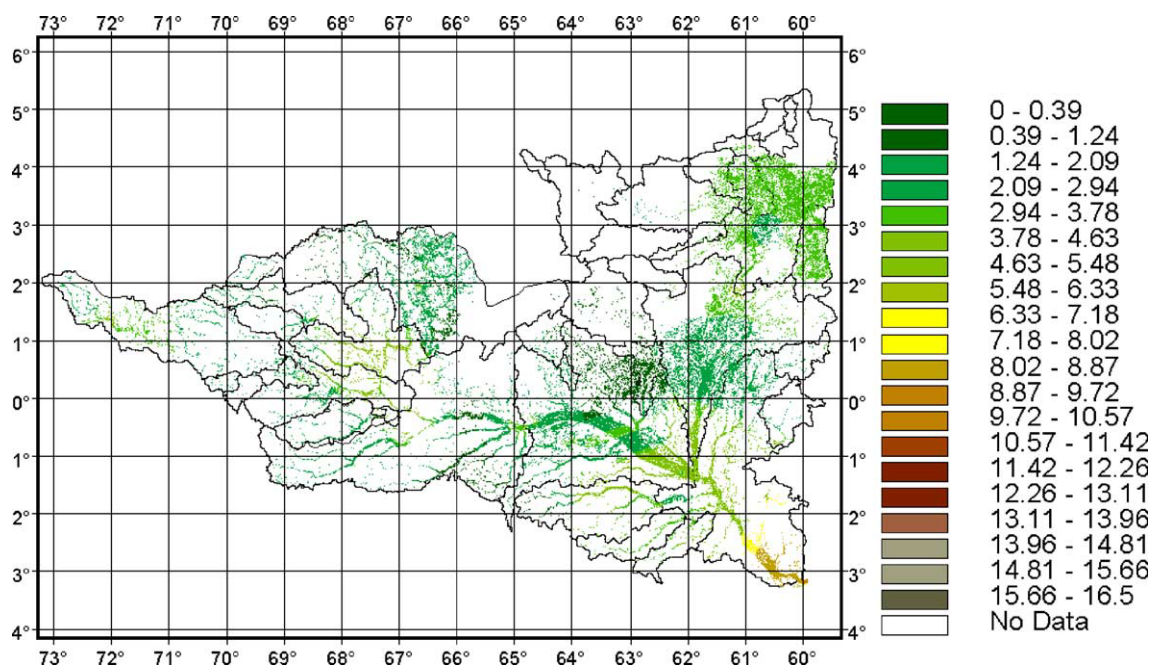


Fig. 7. Map of water level difference (m) between JERS-1 low and high water acquisition.

station, the value of the T/P time series, built from 10 days repeat cycle, was estimated by interpolation at the date of the JERS acquisition (the date of acquisition of the individual scenes composing the JERS mosaic can be found at <http://trfic.jpl.nasa.gov/GRFM/jersframe.html>). Water level maps for low and high water stage in the flooded zones were produced by linear interpolation, using the eight nearest neighbours scheme, to estimate the water level for each grid point. A grid step of 0.002° was chosen, which represents about 200 m, as we have not been able to retrieve valid altimeter data for rivers under 250 m width. The T/P intertrack is 315 km long at the equator. The upstream part of the Negro River is orientated North/South. It flows from West to East after the confluence with the Uaupes, a West/East flowing tributary. The Branco river is orientated North/South. Two types of intersection are observed: the satellite crosses the river and the satellite track runs along strike the river. Over the western/eastern flowing parts of the river network, the T/P tracks cross the river and its floodplain system, allowing to define several altimetric stations over the river mainstream and the associated floodplains. As a consequence, the interpolation in the along-track direction follows the difference of water levels between the mainstream and the floodplain. In the cross-track direction, interpolation over several hundreds of kilometers will only reflect the mean slope of the river. Over the northern/southern flowing parts of the river network, the T/P tracks run along strike the river. In these cases, depending on the choice of the geographical coordinates of the altimetric station, the time series can be influenced by the variation of level within the adjacent floodplain (Birkett et al., 2002). These authors did not report obvious amplitude or phase differences due to the inclusion of some floodplain. The difference of water levels between the mainstream and the inundated floodplain reported by Alsdorf (2003) on the Amazon floodplain (~ 11 cm) is generally lower than the measurement dispersion. The water level maps for low and high stages obtained with this method are shown in Figs. 5 and 6, respectively, and from them estimated the difference between JERS-1 high and low stages (Fig. 7). A negligible number of values (0.02%) were negative (mainly located on the boundaries where T/P or in-situ stations are scarce or lacking). The strong seasonal water level variations of the lower Negro River can be recognized in the difference of water level of about 10 m near Manaus. However, these maps correspond to minimum and maximum water levels at the date of the JERS mosaics. As we have noted previously, they fail to match the effective high and low stages. Thus, the minimum and maximum stages from the T/P time series have been estimated.

4.4. Water volume variation estimation

The combination of SAR images, radar altimetry measurements, and in-situ gauge stations, yields information on the water volume variation during the seasonal cycle. The Negro River was subdivided into 11 sub-basins corresponding to the major tributaries of the Negro River. For each sub-basin, the 2-

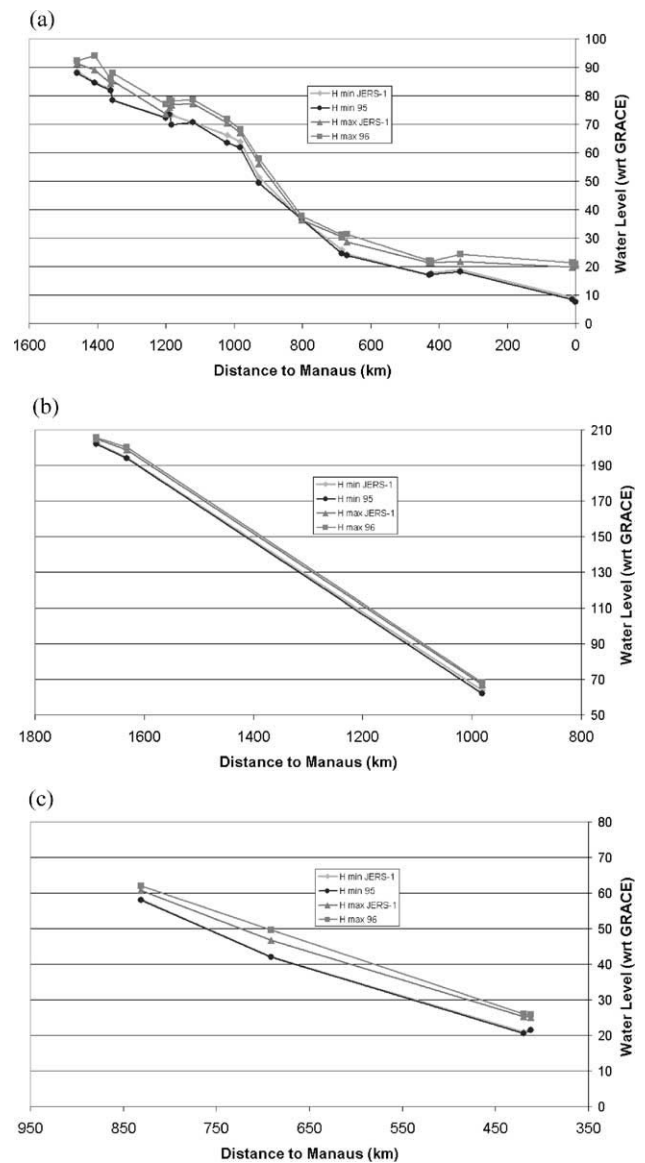


Fig. 8. Profiles of the Negro River main stream (a), Uaupes River (b) and Branco River (c).

D grid representing the water level variation was converted into an Arcview 3D format (Triangulated Irregular Network or TIN) with a vertical step of 10 cm—the maximum accuracy that can be obtained from radar altimetry on rivers and wetlands (Birkett, 1998). 3D representations of the water stored during the 1995–1996 seasonal cycle were created, allowing us to compute the water volume variation between JERS-1 high and low stages. The error on the method was estimated using (Eq. (2)):

$$d\delta V = \sum_{i=1}^n (dS_i \delta h_i + S_i d\delta h_i) \quad (2)$$

where:

$d\delta V$ is the error on the water volume variation (δV),
 S_i is the i th elementary surface,
 δh_i is the i th elementary water level variation between high and low stage,

Table 1

Total areas of each class in the Negro river basin, based on JERS-1 SAR mosaics from two dates

Class number	Type of vegetation and flood	Area (km ²)
1	Open waters	14,100
2	Occasionally flooded forest	79,700
3	Non-flooded forest	510,650
4	Non-flooded bare soil or low vegetation	42,140
5	Occasionally flooded pastures	7560
6	Always flooded forest	21,860
7	Occasionally flooded low vegetation	29,530
8	Submerged vegetation during high water	6650

dS_i is the error on the i th elementary surface,

$d\delta h_i$ is the error on the i th elementary water level variation between high and low stage.

The error sources include misclassifications, T/P altimetry measurements and the linear interpolation method errors.

4.5. Estimation of half-peak flow integrated discharge

The half-flood peak time-integrated discharge represents the volume of water that has flown into the mainstream during the rising water period. It is defined as the ratio of the water potential storage within the floodplain over the effective volume of water that have been flowing into the mainstream during the same period. The water potential storage is the result of our method of estimation of water volume variation. The effective water volume flowing into the main stream is the time-integrated discharge between low stage of 1995 and the peak flow of 1996 from each sub-basin. The discharge values used in this study are derived from water levels recorded at in-situ stations located at the mouth of each sub-basin.

5. Results and discussion

5.1. Spatial distribution of the inundated areas

The results obtained by the JERS dual mosaic for the Rio Negro basin are given in Fig. 2. The total area subject to flooding is 35,944 km² for the JERS-1 low water acquisition and 152,721 km² for the JERS-1 high water acquisition.

Table 1 partitions flooded areas according to the type of surface and vegetation. The results of flood mapping are shown in Fig. 3 for JERS-1 low and high water stage. The two maps highlight the importance of floodplains in the Negro River sub-basin.

The different classes identified as inundated areas (permanent or temporary) by the classifier are not evenly distributed within the Negro River basin. This heterogeneous distribution causes the great variety of situations observed during the high and low water stages (Tables 2 and 3). Generally, the inundated area is much wider (several times) during high water stage than low water stage, except for the Carabinani sub-basin in which 20% of the surface is always flooded. Different behaviours can be observed according to the geographical location of the sub-basins. In the eastern part of the basin (Negro upstream and Uaupes rivers), i.e., Cucui, Curicuriari, Sao Felipe and Serrinha sub-basins, almost 5% of the basin is inundated during low water stage and 2 to 3 times more during high water stage. The situation is totally different in the northern part (Caracarai) and downstream (Foz do Branco, Unini, Jau, Negro downstream): the flooded area during high water stage is between 15% and 30% (increase factor greater than 4). With 12% and 54% of the land being inundated during the low and high water stages, respectively, the Branco river sub-basin differs from other downstream sub-basins in terms of importance of inundated areas. Its flow is controlled by the Negro River mainstem. As a consequence, a high percentage of the sub-basin is always inundated (up to 24% of the flooded areas of the Negro River basin during high water stage).

5.2. High and low water levels

The T/P altimetry stations are unevenly distributed across the basin (Fig. 1). Among the 88 T/P stations where water level time series can be built, 34 are located on rivers and 54 on wetlands. Five (four on the rivers and one on a flooded area) are located on the Uaupes river flowing from the Colombian part of the watershed, on the western side of the Negro basin. This part of the basin is poorly known, no records from in-situ gauges are available. Fifteen are located on the upper Negro, near the Venezuelan border and the divide with Orinoco basin.

Table 2

Inundated areas, water volume variations (ΔV) between JERS-1 high and low water stages, and half peak flow integrated discharge for each sub-basin of Negro River basin

Watershed	Total area (km ²)	Inundated area (km ²)	Inundated/total (%)	ΔV (km ³)	1/2 peak flow (km ³)	1/2 PF/ ΔV
Jau	9040	665	7.4	1.8		
Curicuriari	12,600	1,010	8.0	2.0	9.4	4.7
Carabinani	6970	620	8.9	1.8		
Unini	23,770	2480	10.4	6.0		
Negro downstream	77,530	9920	12.8	38.8		
Cucui	70,740	12,140	17.1	16.2	64.7	4.0
Caracarai	120,350	23,580	19.6	42.2	51.6	1.2
Serrinha	157,950	35,220	22.3	57.0	84.0	1.5
Foz Branco	109,350	28,150	25.7	51.8		
Sao Felipe	48,350	17,740	36.7	26.7	29.4	1.1
Branco	75,510	47,430	62.8	86.8		
Downstream	302,170	89,270	29.5	187.0	302.5	1.6

Table 3
Percentage of area inundated with reference to total area for each sub-basin of the Negro

Sub-basin	Inundated area (%)							
	Class 1	Class 2	Class 5	Class 6	Class 7	Class 8	Low stage	High stage
Jau	0.02	12.90	0.00	0.60	0.00	0.20	0.62	14.33
Curicuriari	5.09	8.12	0.01	0.99	0.04	0.27	6.08	14.51
Carabinani	16.07	4.61	0.14	0.19	0.01	0.02	16.26	21.03
Unini	0.11	10.43	0.02	1.58	0.05	0.52	1.69	12.70
Negro downstream	3.53	7.97	0.79	1.73	0.42	0.54	5.26	14.97
Cucui	0.39	11.18	0.00	4.12	0.07	1.11	4.50	16.87
Caracarai	2.07	2.10	4.59	2.18	15.31	0.40	4.25	26.65
Serrinha	1.19	6.43	0.14	2.38	0.09	0.72	3.57	10.95
Foz Branco	0.41	14.24	0.31	3.57	8.32	1.37	3.98	28.21
Sao Felipe	1.22	8.96	0.10	3.25	0.06	0.75	4.47	14.33
Branco	5.19	36.92	1.06	6.82	1.88	2.35	12.01	54.23

Most of them are present on a large unmonitored inundated area. Two in-situ gauges within this area have recorded data for the 1995–1996 period and can be leveled using altimetry. The presence of a great number of gauge stations (in-situ and altimetric) gives the opportunity to describe the hydrological cycle of that part of the basin. Some altimetric stations are located on the right bank of Negro River, in an unmonitored part of the basin. The others allow monitoring of the Branco River flowing from the north, and downstream along the Negro River. This important number of stations (96 encompassing 88 altimetric and 8 in-situ), distributed on river channels and wetlands, is necessary to estimate accurately water volume variations. Table 4 reports mean standard deviations for water levels on river channels and flooded areas. The precision is better on river channels than on inundated areas. Minimum standard deviations of around 10 cm are measured on downstream rivers with large open water areas when the pulse emitted by the altimeter is not scattered by vegetation, whereas maximum standard deviations of around 60 cm is observed on flooded areas covered with dense vegetation. In Table 4 are also reported the differences between water level measured at the dates of the JERS mosaic, and the minimum and maximum water levels, respectively, measured at low and high stage (1995–1996) and for the whole period between 1992 and 2002. The difference is lower for inundated areas than for river channels, and is lower at low stage than high stage. The difference is about 0.4 m for low water stage and lower than 1 m for high water stage for the 1995–1996 period.

Using the altimetric gauge stations present on river channels, we have determined the profiles of Negro River and its main tributaries—Branco and Uaupes (Fig. 8). For each altimetric station, the difference between water levels recorded at the JERS mosaic date, and respectively the minimum level of 1995 and the maximum level of 1996 is reported in Table 5.

For Uaupes River, low stage mean difference is about 1 m, ranging from about 0.5 m upstream and reaching 2 m downstream, whereas for the high stage, the difference is quasi-constant around 1 m. On the Branco River, the differences are quasi-constant for high and low stage, respectively, around 1 m and 0.30 m. More important differences are observed on the Negro River mainstem: for low stage differences are lower than 1 m, whereas they can reach several meters during high water stage. The JERS radar mosaic represents the low water stage for the downstream (southeastern part of the basin) but is out of phase with the lowest water levels for the northwestern part of the basin, whereas it is the contrary for the high water stage (representative for the northeastern part and not for the southeastern part). These underestimations of the maximum water level can lead to erroneous water volume estimation.

5.3. Water volume variations

The water volume variations characterize the volume of water potentially stored in the inundated areas. The water volume variations are more important at the confluences between the mainstream and its tributaries (Serrinha, Foz do Branco, Branco and Negro downstream sub-basins). During high stage, the water level of the tributaries (Uaupes, Branco and Negro as a tributary of the Solimões) is controlled by the water level of the mainstream, causing large inundation near the confluences (Fig. 9). The intensity of this phenomenon is lower during low stage. These backwater effects have been already reported by Meade et al. (1991) in the entire Amazon basin and particularly in the Negro River sub-basin. We have then compared the water volume variations with the volume flowing during the flood from each sub-basin where discharge data were available. The percentage area of the basin that is

Table 4
Standard deviations (minimum, mean and maximum)

	Mean S.D. (m)	Max S.D. (m)	Min S.D. (m)	Mean 1 (m)	Mean 2 (m)	Mean 3 (m)	Mean 4 (m)
River	0.22	0.40	0.10	0.98	0.40	1.95	1.55
Inundated area	0.25	0.56	0.14	0.82	0.42	1.83	1.37

Mean differences between minimum water level for 1992–2002 (Mean 1), minimum for 1995 (Mean 2) and T/P derived water levels for JERS low water. Mean differences between maximum water level for 1992–2002 (Mean 3), maximum water level for 1996 (Mean 4) and T/P derived water levels for JERS high water.

Table 5

Differences between water levels at the dates of the JERS mosaic (1995 for low water stage or 1996 for high water stage) and minimum for 1995, maximum 1996 for each T/P altimetric station over river channels

River	Track	Differences 1995 (m)	Differences 1996 (m)	Mean 1995 (m)	Mean 1996 (m)
Uaupes	T/P 191	−0.70	0.71	−1.03	1.01
Uaupes	T/P 102	−0.44	1.29		
Uaupes/Negro	T/P 89	−1.95	1.04		
Negro	T/P 89	−0.75	1.04	−0.40	2.06
Negro	T/P 89	−0.05	5.08		
Negro	T/P 254	−0.43	1.70		
Negro	T/P 89	−0.01	2.89		
Negro	T/P 89	−0.09	3.50		
Negro	T/P 89	0.00	2.82		
Negro	T/P 89	−0.05	1.24		
Negro/Uaupes	T/P 89	−1.95	1.04		
Negro	T/P 254	0.00	1.30		
Negro	T/P 165	−0.39	2.78		
Negro	T/P 76	−0.06	0.70		
Negro	T/P 76	−0.31	0.48		
Negro	T/P 241	−0.72	2.57		
Negro	T/P 63	−0.81	1.69		
Branco	T/P 241	−0.26	1.21	−0.23	0.91
Branco	T/P 241	−0.35	0.73		
Branco	T/P 241	−0.08	0.78		

inundated at high water stage is inversely related to the ratio between the flown water volume and the stored water volume, i.e. the storage capacity of the floodplains is related to their extent. But this relation is not proportional, and the storage capacity of the floodplains cannot be inferred from their spatial extent (Fig. 9 and Table 2). The nonlinear relationship between potential storage capacity within the floodplain and flown water volume during the flood is somewhat related to the residence time of the water in the floodplain. This ratio can be considered as a global indicator of the basin behaviour during flooding processes.

Using Eq. (2) and taking into account the different sources of error, we have estimated the minimum and maximum storage. For the whole basin, we obtained a minimum change

in water storage 26% lower than our estimation and a maximum change 34% greater.

6. Conclusion

For the first time, the combined use of altimetric water level observations and inundation patterns to determine water volume variations provides valuable information on the inundation dynamics of river floodplains. In this study, we calculated the water storage changes during the 1995–1996 hydrological cycle of the Negro River. It corresponds to a volume variation of 331 km³ for the whole floodplain. This result was compared with the water volume flown during the flood. The storage capacity of the floodplain cannot be derived from their extent. The potential storage capacity within the floodplain is not proportional to the flown water during the flood.

The use of the GRFM dual-season mosaics of JERS-1 SAR images allows to accurately map (with a resolution of 100 m) the Negro River basin according to the type of vegetation and the inundation status. The classification results were used to delineate flood extent at high and low stage. Unfortunately, the date of acquisition of the mosaics may not coincide with the real maxima (respectively minima) registered during the hydrological cycle. Characterization of the seasonal and interannual variation of inundation could be improved for low vegetated areas combining JERS with other sensors (Radarsat and ASAR for radar imagery or SPOT VGT, MODIS and MERIS for multispectral imagery).

Satellite radar altimetry has the ability to monitor variations in water level over wetlands, rivers and associated floodplains. It represents a unique source of data for floodplain, as the in-situ data records are generally located on the river mainstream. Although the radar altimetric measurements are still suffering severe limitations (Birkett, 1998; Birkett et al., 2002), the capability to sample, from one cycle to another, both mainstream and floodplain is a clear advantage compared with traditional in-situ measurements. This aspect is essential because it has been shown that the water volume stored in

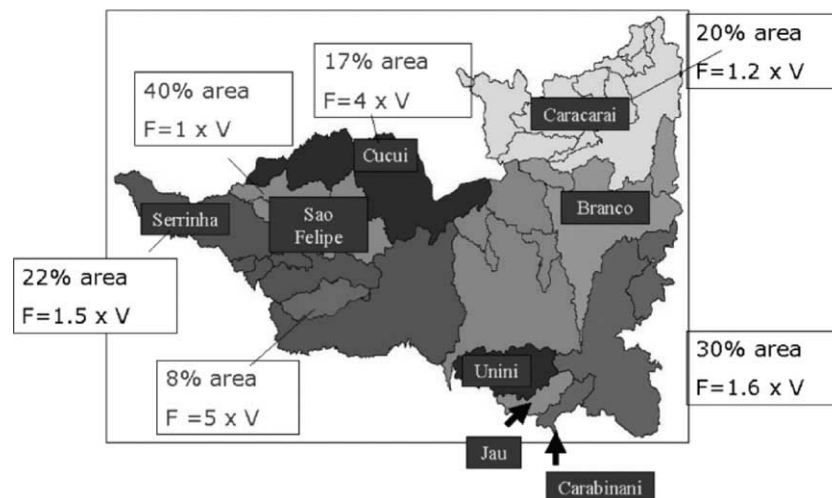


Fig. 9. Water volume variation in the Negro River sub-basin.

floodplains cannot be inferred from the flood extent, nor the elevation of the flood by its extent. On the contrary, it seems that significant geographical discrepancies exist in the way the flood extends with increasing water level. Better results of water cycle monitoring can be expected from a better sampling both in time and space. To achieve this goal, the combination of data from the present radar altimeters (T/P, ERS-1 and 2, Jason-1, ENVISAT RA-2) can be useful. With the current altimeters, the difference in water level between the rivers and the associated floodplains is lower or equal to the dispersion of the measurements. The next generation of altimeters (Cryosat, Jason-2, the Water mission) is expected to provide a better accuracy. Thus, the choice of the geographical range reflects the nature of the selected target and a clear distinction between rivers and the associated floodplains can be achieved.

Acknowledgements

This study was undertaken within the framework of a collaboration between the Géodésie, Océanographie et Hydrologie Spatiale (GOHS) team at Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) and Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG) for the CASH (Contribution de l'Altimétrie Satellitaire pour l'Hydrologie) project (reference 04 T 131). The authors would like to acknowledge the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) at LEGOS for the provision of the Topex/Poseidon GDR data set and the HYBAM project for the in-situ gauge measurements. We are particularly grateful to thank Guy Lemichel for reviewing the English version of the paper. We express our gratitude to an anonymous reviewer for his very helpful comments and corrections. One of the authors, F.F. was supported by a grant from Centre National d'Etudes Spatiales (CNES, France) and Alcatel Space.

References

- Alsdorf, D. E. (2003). Water storage of the central Amazon floodplain measured with GIS and remote sensing imagery. *Annals of the Association of American Geographers*, 93(1), 55–66.
- Alsdorf, D. E., Melack, J. M., Dunne, T., Mertes, L. A. K., Hess, L. L., & Smith, L. C. (2000). Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon floodplain. *Nature*, 404, 174–177.
- Alsdorf, D. E., Smith, L. C., & Melack, J. M. (2001). Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(2), 423–431.
- AVISO. (1996). AVISO user handbook: Merged TOPEX/POSEIDON products, AVI-NT-02-101-CN (3rd ed). Toulouse, France: CNES 194 pp.
- Bates, P. H. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236, 54–77.
- Birkett, C. M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34(5), 1223–1239.
- Birkett, C. M., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Costa, M. H., & Jasinski, M. J. (2002). Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8059–8080.
- Chapman, B., Siqueira, P., & Freeman, A. (2002). The JERS Amazon Multi-season Mapping Study (JAMMS): Observation strategies and data characteristics. *International Journal of Remote Sensing*, 23(7), 1427–1446.
- de Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D., et al. (2001). Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry; application to the Amazon basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 333, 1–11.
- Frazier, P., Page, K., Louis, J., Briggs, S., & Robertson, A. I. (2003). Relating wetland inundation to river flow using Landsat TM data. *International Journal of Remote Sensing*, 24(19), 3755–3770.
- Fu, L. L., & Cazenave, A. (2001). Satellite altimetry and Earth science, a handbook of techniques and applications. London, U.K.: Academic Press.
- Hamilton, S. K., Sippel, S. J., & Melack, J. M. (2002). Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 10.129–10.143.
- Hayashi, M., & van der Kamp, G. (2000). Simple equations to represent the volume area depth relations of shallow wetlands in small topographic depressions. *Journal of Hydrology*, 237, 74–85.
- Hess, L. L., Melack, J. M., Filoso, S., & Wang, Y. (1995). Delineation of inundated area and vegetation along the Amazon floodplain with SIR-C synthetic aperture radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, 896–904.
- Hess, L. L., Melack, J. M., Novo, E. M. L. M., Barbosa, C. C. F., & Gastil, M. (2003). Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 87(4), 404–428.
- Junk, W., Bayley, P. B., & Sparks, R. E. (2003). The flood pulse concept in river floodplain systems. In D. P. Dodge (Ed.), *Proceedings of the international large river symposium. Can. Spec. Pub. Fish. Aquat. Sci., vol. 106* (pp. 110–127).
- Liebmann, B., & Marengo, J. A. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, 14, 4308–4318.
- Maheu, C., Cazenave, A., & Mechoso, C. R. (2003). Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, 30(3), 1143–1146.
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, & Wainer, I. C. (2001). Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, 14, 833–852.
- Meade, R. H., Rayol, J. M., da Conceição, S. C., & Natividade, J. R. G. (1991). Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*, 18(2), 105–114.
- Mertes, L. A. K. (1997). Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains. *Water Resources Research*, 33(7), 1749–1762.
- Mertes, L. A. K., Daniel, D. L., Melack, J. M., Nelson, B., Martinelli, L. A., & Forsberg, B. R. (1995). Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from remote sensing perspective. *Geomorphology*, 13, 215–232.
- Priestnall, G., Jaafar, J., & Duncan, A. (2000). Extracting urban features from LIDAR-derived digital surface models. *Computers, Environment and Urban Systems*, 24, 65–78.
- Reigber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K. H., et al. (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S. *Journal of Geodynamics*, 39(1), 1–10.
- Richards, J. A., Sun, G. Q., & Simonetti, D. S. (1987). L-band radar backscatter modeling of forest stands. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 25, 487–498.
- Richey, J. E., Nobre, C., & Deser, C. (1989). Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, 246, 101–102.
- Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampfe, A. K., Ballester, V. M., & Hess, L. L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 417, doi:10.1038/416617a.
- Rosenqvist, A., Shimada, M., Chapman, B., Freeman, A., de Grandi, G., Saatchi, S., et al. (2000). The Global Rain Forest Mapping project—a review. *International Journal of Remote Sensing*, 21(6&7), 1375–1387.
- Saatchi, S. S., Nelson, B., Podest, E., & Holt, J. (2000). Mapping Land-cover types in the Amazon Basin using 1 km JERS-1 mosaic. *International Journal of Remote Sensing*, 21(6&7), 1201–1234.
- Sippel, S. J., Hamilton, S. K., Melack, J. M., & Novo, E. M. M. (1998). Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the

- Amazon River floodplain. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 3055–3074.
- Siqueira, P., Chapman, B., & McGarragh, G. (2003). The coregistration, calibration, and interpretation of multiseason JERS-1 SAR data over South America. *Remote Sensing of Environment*, 87, 389–403.
- Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage and discharge: A review. *Hydrological Processes*, 11, 1427–1439.
- Smith, L. C., Isacks, B. L., Bloom, A. L., & Murray, A. B. (1996). Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar imagery: Potential application to ungauged basins. *Water Resources Research*, 32(7), 2031–2034.
- Smith, L. C., Isacks, B. L., Forster, R. R., Bloom, A. L., & Preuss, I. (1995). Estimation of discharge from braided glacial rivers using ERS 1 synthetic aperture radar: First results. *Water Resources Research*, 31(5), 1325–1329.
- Sternberg, H. (1975). The Amazon River of Brazil. *Geographische*, 1–74.
- Townshend, P. A., & Walsh, S. J. (1998). Modelling floodplain inundation using an integrated GIS with radar and optical remote sensing. *Geomorphology*, 21, 295–312.
- Townsend, P. A., & Foster, J. R. (2002). A synthetic aperture radar-based model to assess historical changes in lowland hydroperiod. *Water Resources Research*, 38(7), W1115. doi:10.1029/2001WR001046.
- Töyrä, J., Pietroniro, A., & Martz, L. W. (2001). Multisensor hydrologic assessment of a freshwater wetland. *Remote Sensing of Environment*, 75, 162–173.
- Usachev, V. F. (2002). Evaluation of flood plain inundations by remote sensing methods. *Proceedings of the Hamburg symposium. IAHS pub, vol. 145* (pp. 475–482).
- Wang, Y., Hess, L. L., Filoso, S., & Melack, J. M. (1995). Understanding the radar backscattering from flooded and non-flooded Amazonian forests: Results from canopy backscatter modelling. *Remote Sensing of Environment*, 54, 324–332.