

Rapport de Stage
Master Recherche
Eau et Environnement

**DETERMINATION DES TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE SUR
LE BASSIN DE L'OUEME SUPERIEUR (ORE AMMA-CATCH) :**

Approche annuelle et mensuelle avec calcul d'incertitudes associées



Soutenu le 27 Juin 2006 par

Arnaud Bruno ZANNOU

(Ingénieur Hydrologue à la Direction Générale de l'Hydraulique/BENIN)

Devant le jury composé de :

Eric SERVAT : *HSM/IRD, Président*
Michel DEBORDES : *HSM/UM II, Examineur*
Roger MOUSSA : *INRA/ENSAM, Examineur*
Christophe PEUGEOT : *HSM/IRD, Maître de Stage*

DEDICACES

Qu'il me soit permis de dédier ce travail à :

- La mémoire de mon Regretté Père Joël – Alfred Dah – ZANNOU décédé le 04 octobre 2001, pour le sens de loyauté qu'il a su encourager en moi...
- Ma brave mère Marie-Jeanne AHOUMENOU, qu'elle y trouve le résultat de tous les caprices que je lui ai fait endurer...
- Mon Cher tuteur, éducateur et père adoptif Joseph HODEHOUTOU, qu'il y voit le sens de responsabilité qu'il m'a inculqué...
- Mon grand frère Térance Dah – ZANNOU, qu'il y découvre la noblesse de mon métier...
- Mon Epouse Fabienne INGABIRE, qu'elle y trouve l'impact de ses sentiments affectifs dans le chemin que nous avons entrepris...
- Ma Belle-Famille, qu'elle soit convaincue en dépit de toutes choses que le succès d'un homme se trouve dans la réussite de l'avenir de ses enfants...
- Mes amis de lutte : Lucienne HOUENOUEDE, Pacôme NONFODJI, François BLOCHAOU, Maurille AGOUA, Ousmane SACCA et Masmoud ALAO ainsi que leur famille respective, qu'ils y trouvent le sens du combat que nous avons développé...
- Mes amis du BENIN : Crépin AROUNA, Désiré et Roméo DADJIN, Franck et Rolande COSSOU, Gérard AHIDAZAN, Silvère DJOSSA et Sosthène MENSAN, qu'ils y voient le fruit de l'effort...
- A tous mes maîtres formateurs et éducateurs du primaire et du secondaire au Bénin, qu'ils y voient l'esprit qu'ils ont formé...
- Au Mouvement International des Etudiants Catholiques (MIEC), au Révérend Père Etienne TRIAILLE, Aumônier Panafricain et aux Pères Célestin Koffi IGBRAGO et Désiré Amangoua ELIASON, anciens Aumôniers de la JCAT, qu'ils y trouvent l'accomplissement du verset biblique Mt 7, 7...

A tous, je dis : ceci n'est qu'un petit pas ...

Arnaud Bruno ZANNOU

REMERCIEMENTS

Au terme de cet humble travail, qu'il me soit permis de remercier profondément Mr Christophe PEUGEOT, Chercheur Hydrologue à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD/HydroSciences Montpellier), Coordinateur du Programme International de Recherches AMMA au Bénin, pour avoir proposé ce thème particulièrement intéressant et m'accepter pour faire ce travail. Il m'a beaucoup facilité le travail par son attention et son encadrement permanent ; ses conseils éclairés, ses remarques pertinentes et ses connaissances dans le domaine de l'hydrologie m'ont été d'un apport très appréciable.

Je remercie également le personnel de l'Institut de Recherche pour le Développement à Cotonou, à leur tête, Mr Moumouni LAMIZANA-TRAORE, Représentant de l'IRD au Bénin, pour m'avoir permis de travailler avec les équipes de l'IRD ; Mme Sylvie GALLE et Mrs Luc SEGUIS et LE BARBE, qu'ils y trouvent le fruit des multiples perturbations que j'ai souvent engendrées au cœur de leur concentration au travail. De même, ma reconnaissance toute particulière va à Mmes et Mrs Marielle GOSSET, Annick DADE, Fred MALINUR, Patrick MARTINE, Simon AFOUDA, Théodore OUANI, Frédéric CAZENAVE, Armand MARISCAL, Randel HAVERKAMP, Jean-Michel BOUCHEZ et Tobias EL FAHEM...pour leur disponibilité et leur soutien technique. Aussi, je n'oublie point les équipes de jaugeages et de tournée ORE qui ont produit par leur travail la matière première (les données) de la présente étude, sans oublier Mlle Marjolaine METADIER, Mrs Bamory KAMAGATE et Zacharie SEYGONA pour leur sens de partage.

Mes remerciements vont également à l'endroit des Autorités de l'Ambassade de France à Cotonou pour avoir financé cette formation. De même, je remercie les autorités de l'Université de Montpellier II, de la Maison des Sciences de l'Eau et de HydroSciences Montpellier, et tout particulièrement les Enseignants du Master 2 Recherche Eau et Environnement.

Je remercie également Mrs Eric SERVAT, Michel DESBORDES et Roger MOUSSA, membres du jury pour avoir accepté d'évaluer ce travail, ainsi que pour la disponibilité qu'ils y ont bien voulu consacrer.

J'adresse ma profonde gratitude à Mr Marius AHOKPOSSI, Directeur Général de l'Hydraulique (DGH) sans qui ce travail n'aurait pu être fait ainsi que notre Directeur Adjoint, Mr Pierre DJAGOUN (DGAH), qu'ils reçoivent ma profonde gratitude pour nous avoir encouragé dans cette voie ; Mr Félix AZONSI, Directeur des Ressources en Eau (DRE) pour ses conseils qui m'ont galvanisé le moral ; Mrs Grégoire ALE, Jean-Claude GBODOGBE,

Donatien AHOUANSE, Conrad THOMBANSEN, Jean-Pierre TRIBOULET et Mme Fébronie CODJA pour leur soutien moral voire technique. Mes remerciements vont également à l'endroit de Mme Secondina GONÇALVES (DAF) ; Mrs Julien SEDJAME (DAEP) et Méré KONAN (DDS) ainsi que tous nos Chefs Service pour avoir assuré notre intégration à la DGH ; nos collègues de la DGH, en particulier nos collègues du Service de l'Hydrologie (SH) pour la bonne ambiance de travail ainsi que les échanges très fructueux que nous entretenons; et en premier lieu, notre Chef, Mr Pierre ADISSO, pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Ma reconnaissance toute particulière s'adresse aux Professeurs Abel AFOUDA, Etienne HOUNGNINO, enseignants chercheurs à l'Université d'Abomey-Calavi, Mr Francis DIDE, Directeur Nationale de la Météorologie pour les très bonnes relations que nous entretenons au sein du Comité AMMA-Bénin où je les assiste comme membre.

Je voudrais terminer en remerciant les Autorités Françaises et Béninoises pour la coopération bilatérale entre nos deux pays, coopération à travers laquelle la France forme des cadres pour le Bénin. De même, je dis merci au peuple français en général pour l'accueil et l'hospitalité, la paix et la sérénité.

Merci à tous.

Arnaud Bruno ZANNOU

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL DU TRAVAIL ET OBJECTIFS.....	3
1- Cadre physique et contexte socio-économique de la zone d'étude.....	3
2- L'ère de la GIRE au Bénin et le contexte du Programme AMMA.....	5
2-1- Les missions de la DGH en matière de gestion des ressources en Eau.....	5
2-2- Contexte du Programme AMMA.....	6
2-2-1- Objectifs scientifiques et stratégies d'observation.....	7
2-2-2- Volet hydrologique et Observatoire AMMA-Catch	9
3- Cadre de la présente étude.....	9
3-1- Problématique de l'étude.....	10
3-2- Objectifs.....	10
3-3- Méthodologie générale.....	11
3-4 Etudes antérieures ou en cours.....	11
CHAPITRE II : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE.....	13
1- Mesure et calcul des écoulements de surface.....	13
1-1- Mesure des hauteurs d'eau.....	13
1-2- Mesure et calcul des débits.....	14
1-3- Régimes d'écoulement et principes de calcul de la courbe de tarage	15
1-3-1- Les différents régimes d'écoulement.....	15
1-3-2- Calcul des écoulements permanents uniformes : formule de MANNING-STRICKLER.....	16
1-3-3- Ecoulement rapidement varié : Lois du seuil	18
2- La mesure et le calcul des précipitations.....	20
3 – La mesure et le calcul de l'évapotranspiration.....	21
4- Conclusion : Cycle continental de l'eau et bilan hydrologique.....	22
5- Concept d'erreur et d'incertitude.....	23
CHAPITRE III : MATERIELS ET METHODES.....	26
1- Matériels.....	26
1-1- Dispositif de mesure.....	26
1-2- Données disponibles.....	26
1-2-1- Données d'écoulement.....	26
1-2-1-1- Données limnimétriques.....	26
1-2-1-2- Données de jaugeage.....	29
1-2-2- Données de pluie.....	30
1-2-3- Données d'évapotranspiration et d'humidité de sol.....	31
2- Méthodes utilisées.....	31
2-1- Calcul des débits et incertitudes associées.....	31
2-1-1- Organigramme général de calcul et identification des types d'erreurs mis en jeu..	31
2-1-2- Calcul de la courbe de tarage et de ses enveloppes.....	33
2-1-2-1- Techniques de linéarisation et d'ajustement de la courbe de tarage.....	34
2-1-2-2- Rappels statistiques : Régression linéaire simple et intervalles de confiance..	34
2-1-2-3- Tests de vérification des hypothèses de la régression linéaire.....	37
2-1-2-4- Synthèse : méthode « Améliorée » et méthode « Combinée ».....	41
2-2- Transfert des cotes en débits et calcul des volumes écoulés.....	45
2-2-1- Calcul du limnigramme et de ses enveloppes.....	45
2-2-2- Calcul de l'hydrogramme et de ses enveloppes.....	47

2-2-3- Calcul des volumes annuels et leurs valeurs limites.....	48
2-3- Mise au point d'un outil d'Evaluation des Ressources en Eau de Surface avec Incertitudes Associées : ERESIA.....	48
2-3-1- Environnement de programmation choisi : SCILAB.....	48
2-3-2- Conception de l'outil de calcul	49
2-4- Calcul des précipitations et incertitudes associées.....	40
2-5- Calcul de l'évapotranspiration réelle.....	51
CHAPITRE IV : RESULTATS ET DISCUSSION.....	53
1- Débits et volumes écoulés.....	53
1-1- Courbes de tarage.....	53
1-2- Hydrogramme et volume.....	57
2- Précipitations.....	58
2-1- Répartition de la pluie annuelle	59
2-2- Variabilité spatio-temporelle de la pluie annuelle.....	61
3- Evapotranspiration réelle.....	65
4- Analyses pluie-Débit.....	66
5- Calcul du bilan hydrologique.....	70
CONCLUSION GENERALE, RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES.....	75
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	78
Annexes.....	81
Annexe 1 : Courbes de tarage	
Annexe 2 : Ordre de priorité détaillé des jaugeages pour la campagne 2006	
Annexe 3 : Volumes écoulés aux stations de l'OHHVO	
Annexe 4 : Pluie annuelle et mensuelle sur les sous-bassins de l'OHHVO	

RESUME

Une méthode de calcul des incertitudes sur les débits calculés à partir des observations faites sur l'Observatoire Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO, ORE AMMA-CATCH) a été développée. Les données de jaugeages ont été transformées dans un plan bi-logarithmique et ajustées linéairement pour obtenir les courbes de tarage ; avec les modèles de Strickler, du seuil ou une combinaison des deux, ce qui a permis de calculer leurs enveloppes de confiance. Cette méthode a été améliorée pour réduire les incertitudes pour les stations mal jaugées en hautes eaux avec l'hypothèse que l'écart-type résiduel est constant. Des tests statistiques et études de sensibilité ont permis de vérifier qu'on n'est pas en dehors des limites d'applicabilité de la régression linéaire simple par la méthode des moindres carrés.

Les hydrogrammes et volumes écoulés ont été estimés avec leur marge d'incertitude (10% d'incertitude moyenne sur les écoulements à Bétérou par exemple). Ceci a été fait avec un outil (ERESIA) qui a été développé et qui est directement utilisable dans un cadre opérationnel.

Les lames journalières krigées de pluie avec leurs variances ont servi à l'estimation des précipitations aux échelles annuelle, mensuelle et décadaire avec leurs marges d'incertitude (par exemple, on obtient respectivement 2,65% et 8,61% d'incertitude sur les pluies annuelle (moyenne =1120 mm) et journalière). Une analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur le bassin de l'Ouémé Supérieur a été menée et montre l'existence d'un gradient croissant de précipitations vers le Nord – Ouest (effet orographique). Aussi, la variabilité temporelle (interannuelle) de la pluie est supérieure à sa variabilité spatiale (inter-bassin) sur le bassin.

L'ETR, a été estimée grossièrement par une fonction sigmoïdale qui module l'ETP. Les résultats obtenus à ce sujet ($ETR_{2002}=586,33\text{mm}$ par exemple) méritent d'être validées, par exemple avec les données des stations de flux disponibles fin 2006.

L'estimation de la recharge profonde (terme résiduel) a été faite à partir du bilan hydrologique. 38% de la pluie a rechargé la nappe tandis que 11% environ a ruisselé à Bétérou en 2002 (année pluviométrique moyenne faisant suite à 3 années sèches). Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par une approche de modélisation (Topamma) par LE LAY (2006), ils démontrent ainsi la crédibilité des approches considérées dans la présente étude, notamment en ce qui concerne les courbes de tarage (méthode combinée) et l'ETR (modulation sigmoïdale de l'ETP).

Mots clefs : bilan hydrologique, jaugeage, débits, courbe de tarage, enveloppes de confiance, incertitude, précipitation, variabilité spatio-temporelle, évapotranspiration, Haute Vallée de l'Ouémé

ABSTRACT

A method of calculation of uncertainties on the flows was developed from the observations made on the Hydrometeorological Observatory of the High Valley of Oueme (OHHVO, ORE AMMA-CATCH). The gauging data (logarithmic values) were linearly adjusted in order to get the rating curves. Three different models have been used : Strickler, threshold and a combination of both. In each case, the confidence limits were calculated with linear regression method. In order to reduce uncertainties at stations that are badly gauged in high water, this method was improved considering that the root mean square error is constant. Statistical tests and sensitivity analysis enabled to check that we are not beyond the limits of applicability of the simple linear regression by the least squares method.

The runoff and volumes were estimated at each station with their margin of uncertainty (for example 10% of average uncertainty on the flows at Bétérou). This was done with an operational tool, ERESIA, developed during this training course.

The rainfall was estimated on annual, monthly and decadal scales with their margins of uncertainty. For example, we respectively obtained 2,65% and 8,61% on the annual rain (average = 1120 mm) and daily rain. An analysis of the space-time variability of the rain on the basin of Superior Oueme was carried out and showed the existence of a increasing gradient of precipitations towards NW direction (orographical effect). It was also evidenced that the temporal variability (interannual) of the rain is higher than its space variability (inter-basin).

The ETR was roughly estimated by a sigmoïdal function which modulates the ETP. The results we obtained ($ETR_{2002} = 586$ mm for instance) have to be validated, for example with the data of the flow and solar radiation stations available at the end of 2006.

The groundwater recharge (residual term) was estimated from the water budget. On Bétérou basin in 2002, 38% of the rain recharged underground water table while approximately 11% reached the stream. These results confirm those obtained by the modeling approach of LE LAY (Topamma, 2006), which shows the credibility of the approaches considered in the present study, in particular concerning the rating curves (combined method) and the ETR (sigmoïdal modulation of the ETP).

Key words: water budget, gauging, flows, rating curve, envelopes of confidence, uncertainty, precipitation, space-time variability, evapotranspiration, High Valley of Oueme

LISTE DES ABREVIATIONS

- **ADCP** Acoustic Doppler Current Profiler
- **AEP** Approvisionnement en Eau Potable
- **AMMA** Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
- **API** Indice de Précipitation Antérieur
- **CATCH** Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
- **CNRS** Centre National de la Recherche Scientifique
- **DAEP** Direction de l'Approvisionnement en Eau Potable
- **DAF** Direction de l'Administration et des Finances
- **DDS** Direction du Développement Stratégique
- **DEA** Diplôme d'Etudes Approfondies
- **DESS** Diplôme d'Etudes Supérieures Spécialisées
- **DGH** Direction Générale de l'Hydraulique
- **DRE** Direction des Ressources en Eau
- **ENPC** Ecole Nationale des Ponts et Chaussées
- **EOP** Période d'Observations Renforcées
- **ETP** EvapoTranspiration Potentielle
- **ETR** EvapoTranspiration Réelle
- **FAO** Food and Agriculture Organisation
- **GIRE** Gestion Intégrée des Ressources en Eau
- **HSM** HydroSciences Montpellier
- **IMPETUS** Approche Intégrée pour une Gestion Efficace des Ressources Hydriques Limitées en Afrique de l'Ouest
- **INRIA** Institut National de la Recherche en Informatique et en Automatique
- **INSAE** Institut National de la Statistique et de l'Analyse Economique
- **INSUE** Institut National des Sciences de l'Univers et de l'Environnement
- **IRD** Institut de Recherche pour le Développement
- **LOP** Période d'Observations Longues
- **LTHE** Laboratoire d'étude des Transferts en Hydraulique et Environnement
- **M2R** Master 2 Recherche
- **MAO** Mousson Ouest Africaine
- **MMEE** Ministère des Mines, de l'Energie et de l'Eau
- **MMEH** Ministère des Mines, de l'Energie et de l'Hydraulique
- **OHHVO** Observation Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé
- **OMD** Objectifs du Millénaire pour le Développement
- **ORE** Observatoire de Recherche en Environnement
- **SH** Service de l'Hydrologie
- **SOP** Période d'Observations Spéciales
- **STPC** Secrétariat Technique pour la Promotion et la Coordination
- **UMR** Unité Mixte de Recherche

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau n° 1 :** Coordonnées des stations hydrométriques et superficie du bassin drainé
- Tableau n° 2 :** Années à prendre en compte par station
- Tableau n° 3 :** Nombre de jaugeages exploitables par station
- Tableau n° 4 :** Nombre et marque des pluviographes installés
- Tableau n° 5 :** Synthèse des résultats à toutes les stations
- Tableau n° 6 :** ETR et ETP pour 2002-2004
- Tableau n° 7 :** Estimation des termes du bilan annuel sur 3 sous-bassins

LISTE DES FIGURES

- Figure n° 1 :** Hydrographie du Bénin
- Figure n° 2 :** Anomalies annuelles (valeurs centrées et réduites) de la pluie à Niamey et du débit du fleuve Niger à Malanville au 20^{ème} siècle
- Figure n° 3 :** Sites d'observation implantés
- Figure n° 4 :** Périodes d'observation
- Figure n° 5 :** Concept d'erreur et d'incertitude selon la norme ISO 5168
- Figure n° 6 :** Bassin de l'OHVVO : Situation, sous-bassins et équipements en 2006
- Figure n° 7 :** Données limnimétriques brutes
- Figure n° 8 :** Mauvaise estimation du débit en hautes eaux
- Figure n° 9 :** Illustration de la méthode améliorée de calcul des enveloppes
- Figure n° 10 :** Recalage et inversion des données limnimétriques
- Figure n° 11 :** Limnigramme et enveloppes à Barérou (Août-Octobre 2004)
- Figure n° 12 :** Hydrogramme, volume et valeurs limites à AV
- Figure n° 13 :** Ajustement API et Stock
- Figure n° 14 :** Relation API-ETR
- Figure n° 15 :** Comparaison Courbe Seuil et Strickler à DAF et BO
- Figure n° 16 :** Courbe de tarage à BETEROU et WEWE
- Figure n° 17 :** Enveloppes calculées par la méthode classique à KOUA
- Figure n° 18 :** Enveloppes calculées par la méthode améliorée à KOUA et BOK
- Figure n° 19 :** Jaugeages à SANI
- Figure n° 20 :** Hydrogramme 2002 et volume écoulé 1996-2004 à BETEROU
- Figure n° 21 :** Hydrogramme 2004 et volume écoulé 2002-2004 à IGBOMAKORO
- Figure n° 22 :** Pluviométrie moyenne annuelle (1998-2005) sur l'OHVVO et marge de variation
- Figure n° 23 :** Répartition mensuelle moyenne de la pluie annuelle
- Figure n° 24 :** Répartition décadaire moyenne de la pluie annuelle
- Figure n° 25 :** Illustration du phénomène « saut de mousson »
- Figure n° 26 :** Variabilité spatio-temporelle de la pluie annuelle moyenne
- Figure n° 27 :** Direction optimale et variabilité spatiale de la pluie annuelle
- Figure n° 28 :** Variabilité spatiale de la lame moyenne précipitée
- Figure n° 29 :** Modulation de l'ETP par l'indice API et estimation de l'ETR
- Figure n° 30 :** Lames précipitées, écoulées et coefficient d'écoulement
- Figure n° 31 :** Décroissance du coefficient d'écoulement en fonction de la superficie du bassin
- Figure n° 32 :** Relations Pluie-débit avec forme des bassins
- Figure n° 33 :** Coefficients d'écoulements mensuels à Barérou 2003-2004
- Figure n° 34 :** Analyse pluie-débit à l'échelle journalière
- Figure n° 35 :** Répartition mensuelle de la pluie, de l'écoulement et cumul
- Figure n° 36 :** Bilans hydrologiques 2002 sur AV, BETE et IGBO

Le problème de la mesure des débits constitue l'une des plus pénibles incertitudes scientifiques actuelles.

(L. BARBILLON, 1909)

INTRODUCTION GENERALE

Que ce soit avec la thèse évolutionniste (évolution graduelle des espèces) ou la thèse fixiste (création de l'univers par « Dieu »), la nature met à la disposition de l'être humain, voire de tout être vivant, des biens relevant de son environnement. La jouissance desdits biens naturels est une question évidente et légitime, mais leur sauvegarde est et demeure une autre problématique... Les « *objectifs du millénaire pour le développement* » adoptés par l'Assemblée Générale des Nations Unies recommandent entre autres d'assurer un environnement durable en intégrant les principes du développement durable dans les politiques nationales et en inversant la tendance actuelle à la déperdition des ressources environnementales.

Parmi ces ressources naturelles, il y a l'eau, élément indispensable à la vie et dont l'étude requiert, de nos jours, une grande importance car elle constitue une ressource rare, distribuée de façon irrégulière dans le temps et dans l'espace.

En Afrique en général, l'eau est un élément dont la disponibilité et la gestion influe énormément sur le développement sous tous ses aspects ; en particulier, pour les pays africains subsahariens mieux pourvus en eau mais plus vulnérables (surtout les pays équatoriaux), le facteur eau entrave encore la vie humaine, le progrès socio-économique, etc... et l'on peut dire que sa maîtrise, loin d'être atteinte, est tributaire de véritables investissements en termes d'infrastructures, de compétences, de recherche, d'éducation, de sensibilisation, de vulgarisation, d'organisation etc... Cette maîtrise ou gestion de la ressource n'est possible si l'on ignore son volume et sa répartition spatio-temporelle.

La gestion intégrée des ressources en eau (GIRE), tenant compte des besoins des populations, de l'environnement et de l'intérêt économique des sociétés, est aujourd'hui d'un intérêt crucial et relève d'un impératif de développement. Au Bénin, l'alimentation, la santé et toutes les activités humaines dépendent de la disponibilité en quantité et qualité suffisantes de l'eau. Actuellement, le secteur de l'approvisionnement en eau potable (AEP) constitue une des priorités nationales, consacrée dans les documents de base du Bénin (Document de Stratégie de Réduction de la Pauvreté, Programme d'Action du Gouvernement...) et bénéficie d'importants appuis techniques et financiers par les partenaires au développement. Durant l'année 2005 et dans le cadre d'une vision de gestion intégrée des ressources en eau, le Ministère des Mines, de l'Energie et de l'Hydraulique (actuellement MMEE) avec l'appui des partenaires au développement a procédé à la révision du code de l'eau, à l'élaboration d'une politique nationale de l'eau et d'un plan d'action GIRE.

Cette GIRE, rendue nécessaire par un contexte d'accroissement rapide de la population joint à l'extension de la culture irriguée et au développement industriel est fortement tributaire des connaissances disponibles sur la quantité et la qualité de l'eau dans l'ensemble de nos ensembles hydrographiques. La compréhension et la prévision des changements apportés par l'homme dans le régime des eaux et le bilan hydrologique posent des problèmes complexes.

Un des principaux aspects, dans l'application pratique de l'hydrologie, réside dans l'estimation des éléments de base du régime hydrologique, tels que les caractéristiques de l'écoulement fluvial, les précipitations, l'évaporation, la dynamique des masses d'eau, les transports solides, la qualité de l'eau, etc..., éléments dont la connaissance est essentielle pour la planification, la conception, la réalisation et l'exploitation des aménagements. Les données hydrologiques et météorologiques recueillies au moyen de réseaux d'observation sont la base principale des estimations hydrologiques. La qualité de ces estimations est donc liée à la disponibilité de ces données, à leur densité dans le temps et l'espace ainsi qu'à leur précision. Il va de soi que la sécurité, le coût et l'efficacité des aménagements et de leurs ouvrages hydrauliques dépendent étroitement de la fiabilité de ces estimations hydrologiques.

Ce travail de recherche intitulé « Détermination des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant de l'Ouémé Supérieur (ORE AMMA-CATCH) : Approche annuelle et mensuelle avec calcul d'incertitudes associées » se propose de fournir une partie de ces estimations hydrologiques sur ce bassin. Le présent rapport qui rend compte du travail réalisé est structuré en 4 chapitres :

➤ **Chapitre 1 : Contexte général et objectifs**

Il s'agira pour nous de situer cette étude dans son cadre et d'en préciser la problématique, les objectifs et la méthodologie générale.

➤ **Chapitre 2 : Synthèse bibliographique**

Nécessaire avant tout travail de recherche, ce chapitre nous permettra de faire une synthèse des principaux éléments extraits de la bibliographie et qui ont servi de base à cette étude.

➤ **Chapitre 3 : Matériels et méthodes**

Nous y présenterons les équipements installés sur site, les données qu'ils fournissent et les différentes méthodes de traitement dont nous avons fait usage.

➤ **Chapitre 4 : Résultats et discussion**

Nous récapitulerons l'essentiel des résultats obtenus en ce qui concerne, les écoulements, les précipitations, l'évaporation, la recharge profonde de nappes et le bilan

hydrologique. Aussi, nous passerons en revue, les principaux constats issus des analyses pluie - débit que nous avons menées.

CHAPITRE I

CONTEXTE GENERAL DU TRAVAIL ET OBJECTIFS

Ce premier chapitre nous permettra de présenter synthétiquement le cadre physique et le contexte socio-économique de la zone d'étude. Ce travail s'intègre dans le cadre du Programme International de Recherches AMMA et de l'avènement de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE) au Bénin. Nous passerons donc en revue les aspects essentiels liés à ces 2 événements avant de présenter la problématique et les objectifs poursuivis par cette étude.

Rappelons que notre travail se situe dans un contexte scientifique général dont l'ambition est de parvenir à mieux connaître les impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau, impact dont les enjeux économiques, humains et environnementaux sont capitaux pour l'avenir de notre pays.

1- Cadre physique et contexte socio-économique de la zone d'étude

L'ouémé est le plus important fleuve du Bénin (voir figure 1). Son haut bassin (appelé encore Ouémé Supérieur) est situé en zone soudanienne et couvre une superficie de 14300 km² (LE BARBE et al., 1993) ; il est bordé au Nord-Ouest par le Massif de l'Atacora qui culmine à 650 m et influence la pluviométrie de la zone. Il présente un relief peu marqué, avec des altitudes comprises entre 200 et 480 m.

Ce bassin repose sur le socle Dahoméen fracturé constitué essentiellement de migmatites et de gneiss (Faure et Volkoff, 1998) à la différence de la partie basse du bassin de l'Ouémé, située sur des formations sédimentaires. La structure verticale du sol se présente en 3 zones (VARADO, 2004) : une zone de surface (1-3 m d'épaisseur), une zone d'altérites formée par les arènes issues de la décomposition des

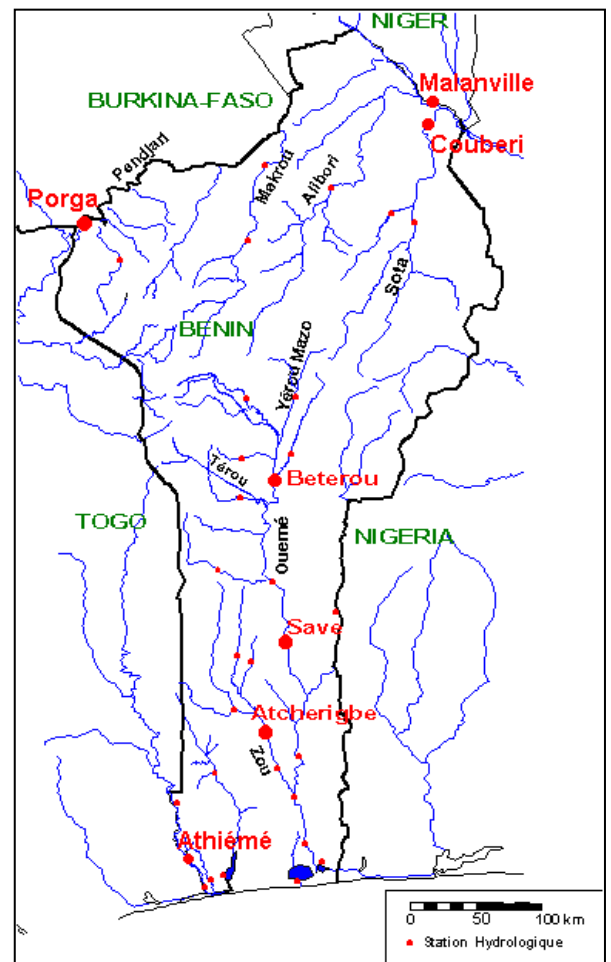


Figure 1 : Hydrographie du Bénin

roches du sol (10-20 m d'épaisseur) et une socle fracturé ou fissuré dans sa partie supérieure puis de moins en moins fracturé, altéré et fissuré en profondeur.

Le régime pluviométrique, comme pour toute l'Afrique de l'Ouest, est contrôlé par la circulation atmosphérique de 2 masses d'air et par leur mouvement saisonnier : l'Harmattan sec (alizé continental venant du Nord-Est) et la mousson humide (alizés maritimes australs). On observe ainsi une saison sèche et une saison humide dont les durées et le fonctionnement varient selon les zones. Sur le littoral, la saison des pluies est coupée par une petite saison sèche en Août. L'influence de l'Harmattan sec croît vers le Nord et se traduit par une augmentation progressive des écarts de température et de la durée de la grande saison sèche. Ainsi, sur l'Ouémé Supérieur, le régime pluviométrique (moyenne de 1200 mm sur la période 1952-1984) se caractérise par une saison des pluies d'avril à octobre et une saison sèche de 5 mois.

D'un point de vue couverture végétale, le Bénin est découpé en 3 zones écologiques qui correspondent à des zones de pluviométrie contrastées suivant un gradient longitudinal : une zone littorale sèche (850-1300 mm de pluie), une zone continentale sèche (1000-1400 mm de pluie) et une zone continentale très sèche (pluie inférieure à 1000 mm). L'Ouémé Supérieur se situe dans la zone continentale sèche. Sa végétation est caractérisée par de la savane boisée ou arborée avec deux zones de forêts classées, ainsi que des forêts-galeries le long des principales rivières. Ce couvert végétal est en pleine modification, du fait des activités anthropiques essentiellement agro-pastorales sur cette zone (IMPETUS, 2005) dont les principales cultures sont les tubercules (igname, manioc), le coton et les céréales (maïs, shorgho).

Le bassin supérieur de l'Ouémé est situé en grande partie dans le Département de la DONGA où la population est estimée à 350000 habitants en 2002 avec un taux d'accroissement annuel de 3,48% (moyenne nationale de 3,25%). Les projections de l'Institut National de la Statistique et de l'Analyse Economique (INSAE/BENIN 2006) prévoient un doublement de cette population d'ici 2025. Ce qui implique une pression de plus en plus croissante sur les ressources naturelles dont l'eau constitue l'élément primordial. En 2002, 71% de la population dans ce département utilise directement l'eau souterraine (puits protégé ou non, forages...) pour satisfaire leurs besoins.

Aujourd'hui, la Direction Générale de l'Hydraulique est engagée dans un rythme de croisière pour l'approvisionnement en eau des populations en milieu rural. En effet, pour atteindre les Objectifs du Millénaire pour le Développement (OMD), une stratégie nationale d'approvisionnement en eau potable (2005-2015) en milieu rural a été adoptée par le Gouvernement Béninois (MMEH/DGH 2005), elle précise le déficit d'approvisionnement entre 2003 et 2015, 50% de la population béninoise non encore desservie. La norme d'équipement étant

passée de 1 point d'eau pour 500 habitants à 1 point d'eau pour 250 habitants ; cela implique la réalisation de 1350 points d'eau par an d'ici 2015. Ce rythme d'exploitation de la ressource, conséquence d'un besoin de plus en plus accru, n'est pas sans difficulté. On a constaté que l'eau souterraine, extraite de la partie moyenne du bassin de l'Ouémé (Département des Collines) présente des dépassements de taux par rapport aux normes de qualité en vigueur (fluorures et nitrates notamment). Ainsi, le recours aux eaux de surface se précise de plus en plus. Ces eaux superficielles proviennent essentiellement du haut bassin de l'Ouémé, d'où la nécessité d'approfondir les connaissances sur la ressource et sa variabilité au niveau de ce bassin.

Ce travail voudrait donc contribuer à cet objectif, qui va de pair avec la mise en place progressive d'une stratégie nationale de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE).

2- L'ère de la GIRE au Bénin et le contexte du Programme AMMA

Pour planifier durablement l'exploitation de la ressource eau, le gouvernement béninois et les acteurs du secteur eau ont entrepris l'instauration d'une stratégie de GIRE, telle que recommandée par les grandes rencontres internationales (Dublin, 1992 ; Rio, 1992 ; Paris, 1998 ; Johannesburg 2002). Un cadre institutionnel transitoire dénommé STPC-GIRE (Secrétariat Technique pour la Promotion et la Coordination de la GIRE) a été créé et est chargé d'assurer une mise en œuvre effective de la GIRE au Bénin d'ici 2008. Il est élaboré un « code portant gestion de l'eau » en cours d'adoption et un document de politique nationale de l'eau qui définit les axes principaux de l'action gouvernementale dans le secteur de l'eau, action visant à atteindre les Objectifs du Développement du Millénaire (ODM) spécifiques au secteur de l'eau. Il est envisagé notamment la création d'une Agence Nationale de Gestion de l'Eau, cette structure devra mettre en œuvre une approche de gestion intégrée par unité hydrographique. Elle est censée prendre la relève de ce sous-secteur, qui est aujourd'hui dans les mains de la Direction Générale de l'Hydraulique (DGH) avec pour structure compétente sa Direction des Ressources en Eau (DRE).

2-1- Les missions de la DGH en matière de gestion des ressources en Eau

Pour permettre une gestion intégrée des ressources en eau (GIRE) pour l'horizon 2025 (objectif figurant dans le plan d'action du gouvernement béninois), la Direction des Ressources en Eau (DRE) de la DGH doit pouvoir dresser des évaluations prospectives des ressources en eau correspondant à divers scénarii climatiques. C'est, en effet, la confrontation de ces inventaires

à ceux des besoins à satisfaire qui doit guider le choix des moyens à mettre en œuvre pour leur exploitation.

La DRE doit donc disposer d'un modèle régional permettant de traduire en terme de ressources en eau des scénarii climatiques. Ce modèle doit pouvoir être calé à partir des observations faites sur les réseaux nationaux : climatologique, pluviométrique, hydrométrique et piézométrique.

Ces objectifs, d'un point de vue opérationnel sont similaires à ceux d'AMMA (plus scientifiques).

2-2- Contexte du Programme AMMA

AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) est un programme de recherche international, pluridisciplinaire, centré sur l'étude des processus de la mousson africaine et de ses impacts.

La Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) joue un rôle important dans le système climatique de notre planète, puisque l'Afrique est l'une de ses principales sources de chaleur d'origine continentale. L'Afrique de l'Ouest est également une région importante de source d'émissions des précurseurs de gaz à effet de serre tels que l'ozone ou les aérosols (les feux de biomasse en Afrique représentent environ 20% de la combustion totale de biomasse sur le globe). Le transport sur de longues distances, hors de l'Afrique de l'Ouest, de ces constituants a des implications sur les processus qui contrôlent la dynamique des gaz à effet de serre, et donc sur le changement global du climat.

La variabilité inter-annuelle et inter-décennale de la MAO est bien documentée et a motivé beaucoup d'efforts de recherches dans les décennies récentes. Le passage de conditions

humides (dans les années 50 et 60) à des conditions beaucoup plus sèches (dans les années 70 à 90) sur tout le Sahel représente un des signaux inter-décennaux les plus forts observés sur la planète au

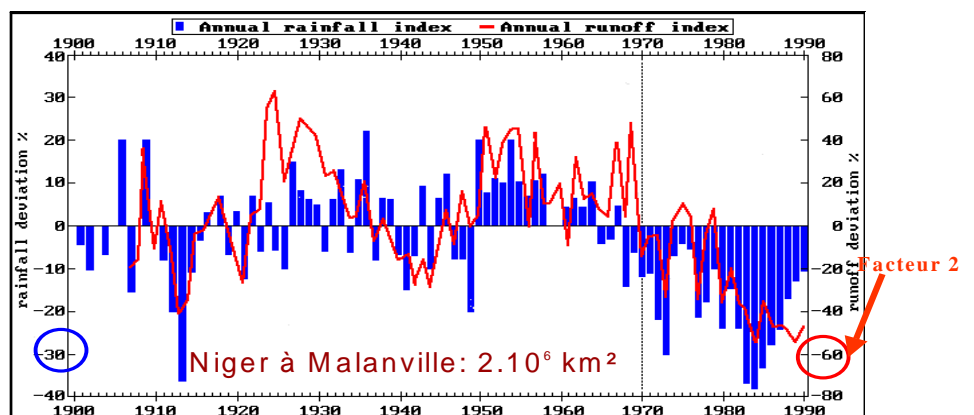


Figure 2 : Anomalies annuelles (valeurs centrées et réduites) de la pluie à Niamey et du débit du fleuve Niger à Malanville au 20^{ème} siècle.

20^{ème} siècle. Cela est illustré sur la Figure 2, qui montre en outre l'amplification par le système hydrologique continental du déficit pluviométrique après 1970.

Superposé à ce signal, les variations inter-annuelles marquées des décennies récentes ont eu comme conséquence des années extrêmement sèches, aggravant l'impact environnemental et socio-économique du déficit d'ensemble. Une telle variabilité soulève des questions importantes pour le développement durable de toute la région, notamment pour ce qui concerne la dégradation des terres, la sécurité alimentaire et l'approvisionnement en eau.

Les connaissances actuelles du système couplé atmosphère-terre-océan ne permettent pas de réaliser des prévisions de la Mousson et de ses impacts aux échelles saisonnières à interannuelles. Cela résulte du manque d'observations appropriées pour appréhender les interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère qui gouvernent la MAO. Les modèles numériques utilisés en prévision sont affectés d'erreurs systématiques et ils reproduisent mal les caractéristiques fondamentales –telles que les cycles journalier, saisonnier et annuel– des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique Tropical.

2-2-1- Objectifs scientifiques et stratégies d'observation

Motivé par l'ensemble de cette problématique, le projet AMMA a deux buts principaux :

1. Réaliser des recherches détaillées sur les processus physiques et chimiques influençant le système couplé terre-océan-atmosphère en Afrique de l'Ouest avec le but de quantifier tant les interactions au sein de ce système que les impacts sur le climat local, régional et global ; l'objectif est d'améliorer les prévisions météorologiques et les simulations du climat de l'Afrique de l'Ouest, que ce soient celles utilisées aux échelles saisonnières ou aux échelles plus longues, par exemple pour produire des scénarios de changement du climat futur.
2. Caractériser l'impact de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest sur les ressources en eau, la sécurité alimentaire, la santé et les stratégies de développement et étudier la rétroaction des activités humaines sur la variabilité de climat, puisque la pression anthropique joue un rôle important dans la dégradation de la surface qui à son tour peut modifier la variabilité de précipitations.

Pour atteindre ces buts, une approche multidisciplinaire de l'étude de la MAO est nécessaire, ce qui implique une forte collaboration internationale. Entre 600 et 700 chercheurs, représentant plus de 140 institutions et laboratoires, 25 pays en Afrique, Europe, États Unis sont impliqués dans AMMA.

La stratégie d'observation de AMMA repose sur un dispositif multi-échelles, dans le temps et l'espace. La gamme des échelles à couvrir est très vaste : du local au régional (la totalité de l'Afrique de l'Ouest) et au delà (global). En termes d'échelles partiales, la stratégie d'observation est une association entre mesures fournies par les réseaux opérationnels (réseaux météorologiques, hydrologiques, ...) et observations spécifiques concentrées sur une fenêtre sous-régionale. Trois sites de méso-échelles ont été

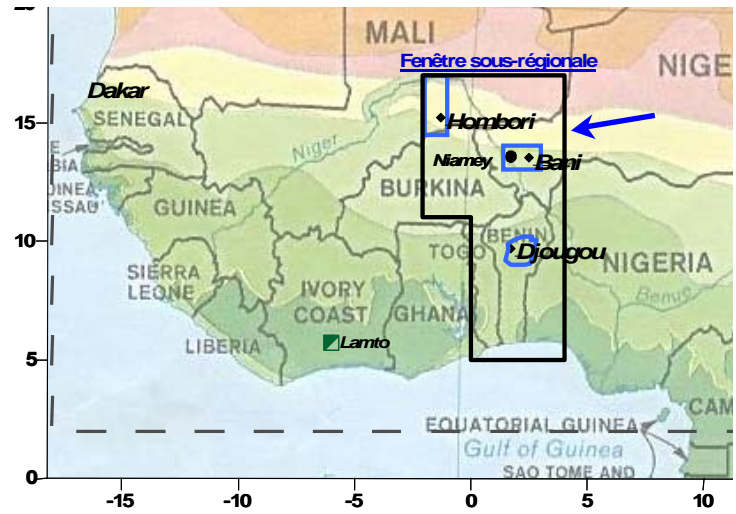


Figure 3 : Sites d'observation

implantés selon un gradient d'aridité croissant : le bassin supérieur de l'Ouémé au Bénin, le bassin du Kori de Dantiandou au Niger, le Gourma malien (Figure 3).

En termes temporels, les observations sont réparties en trois périodes : Une période d'observations à long terme (LOP), destinée à documenter les variations interannuelles. La LOP est soutenue par différents observatoires de recherche en environnement (ORE), dont AMMA-CATCH, qui regroupe les observations à long terme sur les trois sites de l'expérience (Bénin, Niger, Mali). La période d'observations renforcées (EOP, 2005-2007) est conçue pour documenter sur un transect climatique le cycle annuel des processus de surface et atmosphériques, et les

mémoires interannuelles. Enfin, la période d'observations spéciales (SOP, 2006) en dédiée aux observations détaillées des processus spécifiques aux 3 phases principales de la saison des pluies : (i) début de mousson, (ii) maximum de mousson (iii) retrait de la mousson, et voit actuellement le déploiement de moyens de recherche lourds (avions, bateaux, radars, ...).

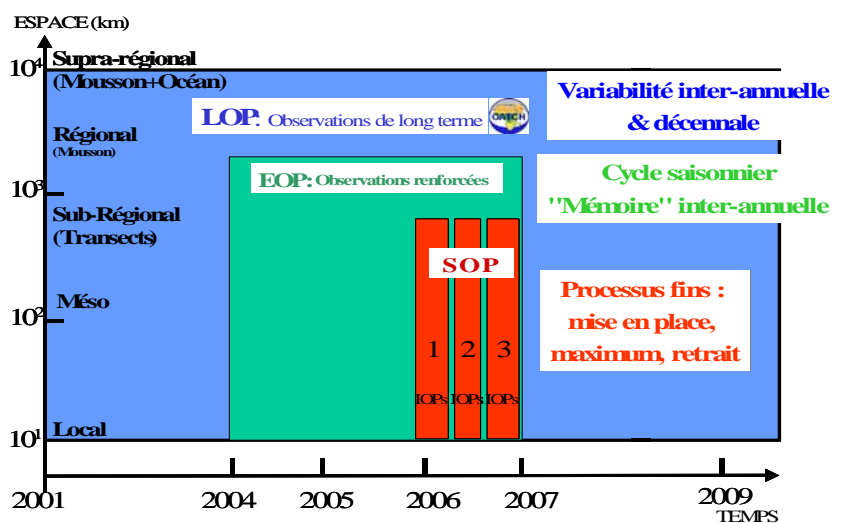


Figure 4 : Périodes d'observation

2-2-2- Volet hydrologique et Observatoire AMMA-Catch

La compréhension du cycle hydrologique continental et de ses interactions avec l'atmosphère est un volet important du programme. Le support de ces études est l'ORE AMMA-CATCH, qui vise à maintenir sur 10 ans (2001-2010) des observations hydro-météorologiques coordonnées sur les 3 sites du Bénin, Niger et Mali. Financé par le Ministère français de la recherche et par l'IRD avec la contribution de l'Institut National des Sciences de l'Univers et de l'Environnement (INSUE), cet observatoire fonctionne sur le terrain grâce à un partenariat avec les services opérationnels des pays d'accueil, notamment les directions chargées de la météorologie et des ressources en eau. Toutes les données utilisées dans ce mémoire sont issues de ces réseaux d'observation.

L'année 2006 est la sixième année de fonctionnement de l'Observatoire Hydro-météorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO), instrumenté dans le cadre du programme AMMA-CATCH (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine – Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique).

3- Cadre de la présente étude

Cette étude a été menée dans le cadre du stage du Master Recherche Eau et Environnement (M2R) de l'Ecole Doctorale « Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Eau » de l'Université de Montpellier II, formation pour laquelle, HydroSciences Montpellier (HSM) est un laboratoire d'accueil. Elle répond à un besoin personnel de formation concrétisé grâce à l'acceptation de notre hiérarchie professionnelle (Direction Générale de l'Hydraulique) et avec le soutien de notre encadrement au sein de l'équipe AMMA-IRD basée à Cotonou au Bénin.

L'avènement de la GIRE au Bénin montre qu'il est important que les cadres de l'administration publique en charge de la définition et de la mise en œuvre des stratégies dans le domaine de l'eau aient des connaissances assez approfondies sur la question, de façon à être en mesure de pouvoir reconnaître et accorder à chaque résultat de recherche sa vraie valeur scientifique, et de savoir l'exploiter au mieux pour réaliser les enjeux opérationnels de développement qui se présentent... Le présent travail de formation à la recherche a bien l'ambition de s'insérer dans cette dynamique en cours au Bénin.

HSM est une Unité Mixte de Recherche (UMR) qui associe les Universités de Montpellier I et II, le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). HSM développe une activité essentiellement consacrée à l'étude des

impacts climatiques et anthropiques sur les ressources en eau dans les hydrosystèmes méditerranéens et tropicaux. Quatre principaux axes de recherche y sont développés à savoir :

- Axe 1 : Processus biogéochimiques, risque écologique et remédiation
- Axe 2 : Karsts et milieux fissurés
- Axe 3 : Variabilité hydrologique : Analyse, mécanismes et impacts sur les ressources en eau
- Axe 4 : Risques hydrologiques liés aux aléas extrêmes

La présente étude s'intègre bien dans la thématique de l'axe 3, axe par ailleurs représenté à Cotonou dans l'équipe AMMA-CATCH.

Enfin, il faut souligner que, dans le cadre du programme AMMA-CATCH, le présent travail contribue évidemment à la réalisation de l'objectif majeur commun à l'IRD et à la DGH qui se décline comme suit : disposer d'un modèle régional ou méso-échelle permettant de traduire en terme de ressources en eau des scénarii climatiques.

3-1- Problématique de l'étude

La modélisation constitue l'un des enjeux majeurs de l'hydrologie contemporaine. L'importance de la modélisation hydrologique pour la compréhension des processus et des mécanismes de répartition de l'eau n'est plus à démontrer. De ce fait, l'opportunité que présente la mise en œuvre d'une activité de modélisation hydrologique dans le cadre du partenariat IRD/DGH au sein du programme AMMA et le besoin opérationnel pour les gestionnaires de la ressource de disposer d'outils nécessaires assez précis pour faire asseoir une planification du secteur demande que l'on s'attarde sur la qualité des données à utiliser (pluie, débit...) pour développer le modèle.

Ce constat constitue la problématique majeure de ce travail qui se résume en une évaluation de la précision sur les données utilisées (pluie, débit) pour la modélisation et un calcul de l'incertitude sur les termes du bilan hydrologique (pluie, écoulement, évaporation et stock).

3-2- Objectifs

L'objectif général de cette étude est l'évaluation des termes du bilan hydrologique sur l'Ouémé Supérieur avec incertitudes. Cet objectif principal se décline en 3 objectifs spécifiques à savoir :

- calculer les débits, les précipitations et l'évapotranspiration aux échelles annuelle et mensuelle avec leurs incertitudes respectives

- déterminer le bilan d'eau et estimer l'incertitude sur le terme résiduel (recharge de la nappe)
- définir des stratégies permettant de réduire l'incertitude sur les données (si possible) en prélude à une modélisation hydrologique

Ainsi, le calcul de l'incertitude sur le débit constitue le volet le plus important de ce travail à côté de l'évaluation des incertitudes sur les autres termes du bilan d'eau à l'échelle du bassin.

3-3- Méthodologie générale

D'un point de vue global, nous utiliserons une méthode de calcul de l'incertitude en intégrant les erreurs imputables à chaque étape du processus de traitement depuis l'acquisition des données brutes jusqu'au résultat final. Ceci concerne essentiellement les débits et les précipitations dans une moindre mesure.

Il s'agira spécifiquement de :

- 1 - Calculer les enveloppes min et max du signal « pluie », de la courbe de tarage, du limnigramme et de l'hydrogramme à partir des mesures effectuées sur le réseau hydropluviométrique de l'OHHVO
- 2 - Déterminer les volumes annuels précipités et ruisselés ainsi que leur marge d'incertitude
- 3 - Analyser la sensibilité de ces résultats à l'erreur commise à chaque étape du processus de traitement
- 4 - Estimer les incertitudes sur les termes du bilan hydrologique (termes connus (pluie, écoulement et évaporation) et terme résiduel (stock))
- 5 - Appliquer ces précisions sur les données en analyses pluie-débit (recherche et/ou confirmation de liaisons éventuelles entre propriétés dynamiques et physiques des bassins)
- 6 – Elaborer des recommandations et des orientations (en terme de priorité de jaugeage par exemple) pour la campagne de jaugeage 2006

3-4 Etudes antérieures ou en cours

Depuis 1997, date des premières observations dans le cadre du Projet CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) devenu aujourd'hui AMMA-CATCH, bon nombre de documents scientifiques ont été produits pour renseigner les processus hydrologiques et les modéliser à l'échelle du bassin versant de l'Ouémé Supérieur, voire du Bénin tout entier. Les observations sur l'OHHVO font l'objet de cinq (5) thèses de doctorat dont 2 achevées et 3

en cours, leur sujet étant focalisé sur la caractérisation des processus et la modélisation du fonctionnement hydrologique du bassin. Aussi, bon nombre de mémoires de Master/DEA/DESS s'intègre dans ce cadre et il convient ici de mentionner le travail concomitamment réalisé avec le présent par Mlle Marjolaine METADIER, collègue stagiaire du Master 2 Recherche Eau et Environnement de Montpellier) sur le calcul du bilan hydrologique sur un sous-bassin de l'Ouémé Supérieur (DONGA) par une approche de modélisation (Topamma). Cette collaboration a favorisé nos échanges et nous a permis de réfléchir sur les compléments nouveaux à apporter à la documentation existante.

CHAPITRE II

SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

Dans ce chapitre, nous présentons de manière succincte l'essentiel des éléments extraits de la bibliographie, et qui ont servi de base à cette étude ; notamment les méthodes de mesure et les principes de calcul relatifs à chaque terme du bilan hydrologique ainsi que les types d'erreurs possibles et leur traitement.

1- Mesure et calcul des écoulements de surface

L'importance de l'étude des écoulements de surface n'est plus à démontrer. Du petit canal au grand fleuve, en passant par les rivières, la plupart des ressources en eau de surface sont aujourd'hui sous forme d'écoulement à surface libre (ZANNOU, 2003).

Les deux variables principales qui caractérisent l'écoulement sont :

- La cote de la surface d'eau libre, notée H et exprimée en mètre. Sa mesure concerne la limnimétrie.
- Le débit du cours d'eau, noté Q et exprimé en m^3/s ou l/s , représentant le volume total d'eau qui s'écoule à travers une section droite du cours d'eau pendant l'unité de temps considérée. Sa mesure est du ressort de la débitmétrie.

Le niveau d'eau dans un canal est facilement observable, mais n'est représentatif que de la section d'observation et peut être soumis à des modifications dans le temps. Seule la variable débit reflète physiquement le comportement du bassin versant, et peut être interprétée dans le temps et l'espace.

1-1- Mesure des hauteurs d'eau

La mesure des hauteurs d'eau ou de la variation d'un plan d'eau s'effectue généralement par la lecture d'une règle graduée (échelle limnimétrique) fixée sur un support en une section donnée appelée station hydrométrique. Ainsi, les erreurs possibles sont : l'erreur de lecture ou de précision (environ 5 mm si l'échelle est graduée en cm) et l'inclinaison éventuelle de l'échelle corrigable par l'application des formules mathématiques adéquates. Aussi, lorsque la surface du plan d'eau est sujette à des ondulations (par l'effet du vent par exemple) de grande amplitude, l'erreur de lecture peut devenir plus importante. La lecture d'une échelle limnimétrique est une

opération discontinue dans le temps (1 à 2 fois par jour) et ne permet pas de restaurer totalement les variations du plan d'eau (lors d'une crue par exemple).

Pour connaître en continu les variations d'un plan d'eau, on utilise des limnigraphes qui fournissent sur un support un enregistrement continu des variations du niveau d'eau dans la rivière en fonction du temps. Plusieurs types de limnigraphes existent dont le limnigraphe à flotteur (appareil qui maintient un flotteur à la surface de l'eau grâce à un contrepoids, par l'intermédiaire d'un câble et d'une poulie, les variations du niveau de la surface de l'eau étant transmises à un dispositif de lecture et d'enregistrement) au niveau duquel la précision de la mesure est de 5 mm environ. Aussi peuvent intervenir des erreurs liées à un dysfonctionnement du dispositif de lecture et d'enregistrement (décalage dans le temps, inversion du sens de rotation de la poulie, blocage de flotteur par des sédiments à une cote donnée...).

On passe de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps $H=f(t)$ (appelée limnigramme) à celle des débits $Q=f(t)$ (appelée hydrogramme) par l'établissement d'une courbe de tarage $Q=f(H)$.

1-2- Mesure et calcul des débits

Pour mesurer le débit d'un écoulement naturel, il existe plusieurs catégories de méthodes (volumétriques, exploration du champ de vitesse, hydrauliques et physico-chimiques...) dont le jaugeage au moulinet (instrument servant à mesurer la vitesse de l'eau en un point, par la rotation d'une hélice) et l'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler qui mesure les profils verticaux de la vitesse de l'eau, en utilisant l'énergie acoustique).

Rappelons que la vitesse d'écoulement n'est jamais uniforme dans la section transversale d'un cours d'eau. Le principe de ces deux méthodes consiste donc à calculer le débit à partir du champ de vitesse déterminé dans une section transversale du cours d'eau (en un certain nombre de points ou verticales répartis sur la largeur du cours d'eau).

Le débit Q [m^3/s] s'écoulant dans une section d'écoulement S [m^2] d'une rivière peut être calculé à partir de la vitesse moyenne V [m/s] perpendiculaire à cette section par la relation :

$$Q = V * S. \quad \text{éq. 1}$$

L'erreur sur la mesure du débit provient donc de l'erreur de mesure de la vitesse (erreur instrumentale ou précision de l'appareil), erreur de manipulation (perche déséquilibrée dans les 3

directions par l'opérateur ou le courant...) et de l'erreur de calcul de la section (mesure et interpolation).

La détermination de la courbe de tarage est effectuée au moyen de campagnes de jaugeages (mesures de débits) épisodiques, dont la fréquence est un élément essentiel de la qualité et de la précision des données ainsi obtenues. Le nombre de points nécessaire à l'établissement d'une courbe de tarage est de 10 minimum, répartis entre les basses et les hautes eaux.

Signalons qu'il est nécessaire de procéder régulièrement à des vérifications de la courbe de tarage au cours du temps, pour tenir compte d'éventuelles déficiences de l'appareil de mesure ou modifications de la section du cours d'eau.

1-3- Régimes d'écoulement et principes de calcul de la courbe de tarage

La transformation des hauteurs observées à l'échelle en débits se fait au moyen d'une relation hauteur-débit dont la représentation graphique est appelée courbe de tarage (ou parfois courbe d'étalonnage). Cette courbe est établie à partir des points de jaugeage dont la représentation graphique (nuage de jaugeages) laisse entrevoir généralement l'existence d'une liaison non linéaire.

On peut bien s'amuser à tracer à la main une courbe lisse passant au mieux (selon le jugement de l'opérateur) par les points jaugés, courbe que l'on discrétise pour permettre une utilisation future simple. Ceci se fait donc sans l'utilisation de connaissances théoriques ou fondamentales en hydrologie (lois sur l'écoulement) ou en statistique (ajustement optimal). Ainsi, cette pratique est sujette à de multiples risques pouvant remettre en cause la véracité éventuelle du résultat.

De ce fait, la recherche d'un lien formel entre hauteur et débit jaugés devient une nécessité. Cela faciliterait d'autant plus l'utilisation future de ce lien pour des applications hydrologiques par un simple calcul mathématique, et non le recours à l'exploitation d'une courbe ou d'une table d'étalonnage. Trouver ce lien formel entre hauteur et débit, revient à émettre des hypothèses sur l'écoulement.

1-3-1- Les différents régimes d'écoulement

Lorsque le chenal transporte un débit Q constant dans le temps, le tirant d'eau y (distance de la surface libre de l'eau au point le plus bas de la section du canal) en un point donné est aussi

constant ; on parle alors de régime permanent qui peut être uniforme ou varié selon la géométrie du chenal :

- Régime permanent uniforme : les caractéristiques géométriques du chenal sont constantes tout au long du tronçon considéré : section mouillée S , pente i ainsi que la rugosité des parois. Le tirant d'eau est constant tout au long du tronçon (appelé tirant d'eau normal).
- Régime permanent varié : la géométrie, la rugosité ou le tirant d'eau ne sont pas constants. On distingue les écoulements graduellement ou rapidement variés.

En pratique, on peut calculer en régime permanent des canaux d'irrigation, des écoulements en rivière à l'étiage ou en régime moyen. Le calcul d'un écoulement en crue (brusque variation dans le temps) ne devrait pas être abordé par le régime permanent, mais plutôt par le régime transitoire.

Le régime transitoire est caractérisé par une variation du débit en fonction du temps (et donc du tirant d'eau) en chaque point du cours d'eau. Le calcul du laminage d'une crue par un barrage est typiquement un problème de calcul transitoire ; de même le calcul d'un écoulement de rivière en crue, surtout lorsque le lit majeur est sollicité.

1-3-2- Calcul des écoulements permanents uniformes : formule de MANNING-STRICKLER

Un écoulement permanent est uniforme lorsque la géométrie, la pente et la nature des parois restent inchangées et lorsque le tirant d'eau (y) garde une valeur constante. Ainsi, un écoulement réellement uniforme se rencontre rarement dans les rivières, mais plutôt dans les canaux de grande longueur, à section et pente constantes. C'est néanmoins un écoulement auquel on se réfère souvent, même dans l'étude des problèmes réels non uniformes, ce qui est le cas de la présente étude. Souvent par simplification de langage, on se contente de parler d'écoulement uniforme, au sens d'écoulement permanent et uniforme.

Soit i la pente du fond, z sa cote et V la vitesse au niveau d'une section donnée de l'écoulement. La pente de la surface libre est aussi égale à i car le tirant d'eau est constant dans l'espace. La charge moyenne en une section est par définition :

$$H = y + z + V^2/(2g) \quad \text{éq 2}$$

Le théorème de Bernoulli exprime que dans un écoulement permanent d'un fluide parfait (viscosité nulle), la charge est constante. Mais nous nous intéressons à des liquides réels (visqueux). Le théorème de Bernoulli généralisé exprime simplement que la perte de la charge ΔH (entre une section 1 et une section 2 de l'écoulement) est égale à la perte de charge $j.\Delta x$. On montre aisément (ZANNOU, 2003) que la perte de charge linéaire (j) est identique à la pente de la ligne de charge. Dans un écoulement uniforme la ligne de charge, la surface libre et le fond sont donc parallèles.

Pour calculer complètement un régime uniforme, il reste à calculer le tirant d'eau y obtenu lorsque le débit vaut Q . L'application du théorème fondamentale de la dynamique (LEBDI, 1995) sur la masse fluide contenue entre les 2 sections de l'écoulement permet d'aboutir au résultat : $V = C(R.i)^{1/2}$ (formule de Chézy). Le coefficient de Chézy C dépend de la nature des parois et du rayon hydraulique. Pour l'estimer, une des formules expérimentales les plus utilisées est celle de Manning-Strickler :

$$C = K.R^{1/6} \quad \text{éq. 3}$$

où K étant le coefficient de Strickler de dimension $L^{1/3}T^{-1}$, il dépend de la rugosité des parois du chenal.

En partant de la formule de Chézy et de l'expression du coefficient C donnée ci-dessus, nous obtenons la très classique et très importante formule de Manning-Strickler :

$$V = K.R^{2/3}.i^{1/2} \text{ ou } Q = K.S.R^{2/3}.i^{1/2} \quad \text{éq. 4}$$

Avec $Q = S * V$

V vitesse moyenne ;

K coefficient de rugosité (ou de Strickler) du lit ;

S section mouillée ;

R rayon hydraulique $R = S / P$;

P périmètre mouillé ;

i pente (constante par hypothèse) du tronçon de cours d'eau (pente du fond).

Dans cette relation, R et S sont des fonctions du tirant d'eau y . La résolution de l'équation donne y en fonction de Q . Dans le cas particulier d'une dans une rivière très large, et de forme rectangulaire où le rayon hydraulique devient sensiblement égal au tirant d'eau, on obtient une relation explicite donnant le tirant d'eau en fonction du débit : $y = Q^{3/5} K^{-3/5} L^{-3/5} i^{-3/10}$.

Remarque : Il est assez courant que la rugosité du fond K_f et celle des berges K_b soient différentes. On fera alors appel à des formules de rugosités composées.

La formule de Manning-Strickler permet donc de calculer le débit à partir du tirant d'eau (hauteur d'eau) et des données physiques du lit (rugosité, section mouillée, rayon hydraulique et pente du lit). Si la pente du lit peut être facilement calculée, la rugosité quant à elle est très difficilement accessible. De plus, lorsque le lit ne présente pas une forme régulière comme c'est le cas des cours d'eau naturels, la section mouillée et le rayon hydraulique ne répondent pas toujours à une description analytique en fonction du tirant d'eau. Donc on ne peut utiliser la formule de Strickler que de façon discrétisée avec des données difficilement accessibles. Cet état de choses ne permet pas d'évaluer l'incertitude sur le débit ainsi calculer, auquel cas, on devrait connaître l'incertitude sur les facteurs K , S , R et i , ce qui n'est pas évident.

Ainsi, lorsqu'on dispose de données sur l'écoulement (jaugeages par exemple), la formule peut être ajustée. Pour l'appliquer dans le cas d'une rivière, il est commode comme l'ont signalé certains auteurs (Pavlovskii, 1924 repris par Le Lay, 2004) de relaxer la valeur de l'exposant de R qui deviendrait un paramètre b à ajuster :

$$Q = A * R^{b * S} \quad \text{éq. 5}$$

où $A = K * i^{1/2}$.

A partir de l'échantillon de couples jaugés (y_i, Q_i) , on réalise donc un ajustement pour obtenir les valeurs optimales des paramètres A et b . Ce qui donne une description analytique de la fonction $Q(y)$. Nous verrons plus loin la méthode de calcul qui permet de déterminer les enveloppes de confiance de cette courbe de tarage ainsi calculée.

En résumé, la formule de Manning-Strickler permet de calculer le débit en fonction de la hauteur d'eau dans une section où on suppose que l'écoulement est uniforme. Souvent, on a affaire à des singularités dans la section (seuil naturel ou artificiel par exemple), ce qui modifie significativement le régime uniforme et le fait tendre vers un régime varié.

1-3-3- Écoulement rapidement varié : Lois du seuil

Un seuil est dénoyé tant que l'écoulement aval n'influe pas sur l'écoulement au droit du seuil. Lorsque le débit est suffisant pour que l'écoulement aval conditionne l'écoulement au droit du seuil, le seuil est noyé ; le niveau d'eau obtenu à l'amont est alors supérieur à ce qu'il serait si les conditions aval permettaient un fonctionnement dénoyé.

➤ Loi de seuil dénoyé

L'écoulement reste dénoyé tant que $H' < 2.H/3$. H et H' étant les charges spécifiques relatives à la crête du seuil respectivement en amont et en aval.

La loi du seuil dénoyé s'écrit : $Q = \mu \cdot L \cdot (2g)^{1/2} \cdot H^{3/2}$ où L = longueur du seuil et μ = coefficient du débit du seuil varie entre 0,32 et 0,50 selon que le seuil est mal ou bien profilé et selon la charge sur le seuil.

➤ Loi de seuil noyé

Lorsque $H' > 2.H/3$, l'écoulement au droit du seuil est influencé par le tirant d'eau aval, et l'écoulement sur le seuil est dit noyé. La loi devient alors : $Q = \mu' \cdot L \cdot H' \cdot (2g(H - H'))^{1/2}$ avec $\mu' = 3^{3/2} \mu / 2$. On remarque la continuité des résultats obtenus lorsque H' vaut $2.H/3$.

Dans le cas des rivières, les lois de ces deux cas de seuil (noyé ou dénoyé) peuvent se rejoindre sous une expression plus généralisée de la forme :

$$Q = A(H - H_0)^b \quad \text{éq. 6}$$

où H_0 désigne la cote de débit nul, et A et b des paramètres intégrant la forme et la rugosité du lit. Avec la série de couples (H_i, Q_i) mesurés par jaugeage, on peut donc ajuster ces deux paramètres.

Contrairement à la formule de Manning-Strickler, cette loi du seuil a l'avantage de nécessiter très peu d'informations pour son application (seulement les couples (H_i, Q_i) et la cote de débit nul H_0). Elle est assez robuste, simple à calculer et permet de s'affranchir des différences entre basses et hautes eaux dans une certaine mesure.

Qu'il s'agisse de l'application de la formule de Manning-Strickler ou de celle du seuil, on est confronté à un problème d'ajustement non linéaire. Toutefois, pour accéder plus facilement aux calculs des enveloppes, on cherchera à linéariser les différentes expressions (cf Chapitre III).

En résumé, la quantification des écoulements à l'exutoire du bassin versant requiert l'acquisition de mesures continues de hauteurs d'eau et la confection de courbe de tarage. Le tracé des courbes de tarage est sujet à beaucoup d'incertitudes qui rendent parfois difficile l'évaluation de la qualité du débit estimé. LE LAY (2006) signale que ce tracé sera d'autant plus incertain qu'il nécessitera une extrapolation des débits au-delà des points de jaugeage. En témoigne l'intensification des campagnes de jaugeage démarrées en 1997 dans le cadre du Programme de Recherches AMMA-CATCH sur l'OOHVVO. Ces campagnes ont permis en 2003 d'établir des courbes de qualité acceptable au regard de l'information disponible (LE LAY et al., 2004).

Après avoir parcouru ces méthodes de mesure et détaillé le calcul des écoulements de surface, nous aborderons brièvement dans ce qui suit le traitement de l'information relative à la

précipitation et à l'évapotranspiration, deux autres termes du bilan hydrologique calculés dans le cadre de ce travail.

2- La mesure et le calcul des précipitations

L'estimation des précipitations est l'une des plus complexes en météorologie car on observe une forte variation spatiale selon le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse, la topographie et les obstacles géographiques locaux gênant sa captation.

On exprime généralement les précipitations en hauteur ou lame d'eau précipitée en mm ($1\text{mm}=1\text{L}/\text{m}^2=10\text{m}^3/\text{ha}$).

L'enregistrement des pluies se fait au moyen de divers appareils de mesure dont les plus classiques sont les pluviomètres et les pluviographes qui mesurent la précipitation en un point, contrairement aux radars et à la télédétection (mesures spatialisées).

Plusieurs types de pluviographes existent dont les pluviographes à augets basculants ou à pesée. Les données ponctuelles fournies par ces instruments peuvent être spatialisées par plusieurs méthodes dont :

- la méthode des polygones de Thiessen (moyennes pondérées par la surface d'influence du point de mesure)
- les fonctions Spline (méthode analytique minimisant l'énergie de flexion entre deux points)
- le krigeage (méthode géostatistique)

Cette dernière méthode est aujourd'hui la plus utilisée car prenant en compte la géométrie du réseau d'observation et la structure spatiale du phénomène au moyen d'un « variogramme ». De plus, elle fournit non seulement l'estimation spatialisée de la pluie, mais aussi la variance de l'erreur d'estimation.

La mesure des précipitations est sujette à de multiples erreurs :

- Les erreurs de captation (5 à 80 %) : pluie inclinée, fortes pentes, turbulences du vent autour du pluviomètre.
- Les erreurs de l'instrument (environ 0,5 %) : déformation de l'appareil de mesure (par exemple déformation du papier enregistreur).
- Les erreurs dues aux rejaillissements (environ 1%).
- Les pertes par mouillage (environ 0,5 %) : déficit équivalent à l'eau qui humecte les parois intérieures du pluviomètre.
- Les erreurs dues à l'évaporation dans le récipient (environ 1%).

- Les erreurs propres aux pluviographes : en cas de fortes pluies, la vidange du système à siphon, et respectivement la vitesse de basculement des augets peuvent être trop lentes. Des pertes d'eau au moment du basculement des augets peuvent aussi avoir lieu.
- Les erreurs de positionnement de l'appareil (on peut avoir une bonne mesure mais de quelque chose de "faux").

Les erreurs de représentativité spatiale ou d'échantillonnage sont difficiles à estimer, car nous ne savons pas dans quelle mesure les quantités recueillies ponctuellement sont représentatives du volume total d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin.

Il n'est pas évident de quantifier l'incertitude liée à chacune de ces erreurs. Ainsi, on se contentera de l'incertitude d'estimation de la pluie spatialisée calculable par krigeage.

3 – La mesure et le calcul de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration constitue une variable principale du bilan hydrologique surtout en zone tropicale ou aride où elle peut représenter 50 à 90% du bilan (Derive 2003 repris par LE LAY, 2006). Toutefois, elle est d'accès difficile et son calcul nécessite l'acquisition d'un grand nombre de données météorologiques.

La mesure de l'évapotranspiration est complexe. Cependant, la mesure de l'évapotranspiration réelle (ETR : quantité totale d'eau qui s'évapore du sol et des plantes lorsque le sol est à son taux d'humidité naturel) peut être effectuée de façon ponctuelle et directe en se basant par exemple, sur les pertes en eau d'une case lysimétrique portant de la végétation. Toutefois ce terme est souvent estimé (voir Chapitre III) à partir de l'évapotranspiration potentielle ETP, qui peut être calculée à partir de la méthode proposée par la FAO (1998). Cette méthode définit une évapotranspiration de référence ET_0 correspondant à une surface de référence bien irriguée (gazon de 12 cm de haut, albédo de 0,23 et résistance de surface de 70 s/m). Avec ces hypothèses, l' ET_0 est calculée à partir de la formule de PENMAN-MONTEITH comme suit :

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \psi \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \psi (1 + 0.34 u_2)} \quad \text{éq. 7}$$

où ET_0 désigne l'évapotranspiration de référence (mm/j), R_n la radiation nette ($\text{MJ.m}^{-2}\text{j}^{-1}$), G le flux de chaleur du sol ($\text{MJ.m}^{-2}\text{j}^{-1}$), T la température moyenne journalière ($^{\circ}\text{C}$), u_2 la vitesse du vent à 2 m du sol (m/s), e_s et e_a les pressions de vapeur saturantes et réelles (kPa), Δ la pente de la

courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa/°C) et ψ la constante psychrométrique (kPa/°C).

4- Conclusion : Cycle continental de l'eau et bilan hydrologique

L'eau précipitée à l'échelle du bassin versant se répartit en eau interceptée, retenue à la surface du sol, infiltrée et ruisselée. La totalité de l'eau interceptée et une partie de l'eau retenue à la surface du sol et infiltrée est perdue par évaporation et évapotranspiration. La hauteur d'eau ruisselée en surface se transforme en ruissellement direct et constitue l'essentiel de l'écoulement vers l'exutoire. Les autres composantes de l'écoulement à l'exutoire sont l'écoulement retardé et le débit de base qui proviennent respectivement de l'eau infiltrée en zone non saturée (exfiltration) et de l'eau des nappes souterraines (résurgence).

Ces processus hydrologiques interagissent de façon complexe dans le temps et dans l'espace. La prise en compte des échelles de variabilité de ces processus dans les modèles est l'un des enjeux majeurs de l'hydrologie contemporaine. Pour cerner cette variabilité, il est courant de suivre sur une longue période, l'évolution du bilan hydrologique.

D'après le Glossaire International d'Hydrologie, le bilan hydrologique est défini comme « le bilan d'eau fondé sur le principe que, pendant un certain intervalle de temps, le total des apports à un bassin versant ou à une formation aquatique doit être égal au total des sorties plus la variation, positive ou négative, du volume d'eau stocké dans le bassin ou la formation ». Le bilan hydrologique se définit donc à l'échelle d'un bassin versant et se traduit par l'équation simplifiée :

$$P=Q+E+\Delta S \quad \text{éq. 8}$$

où P désigne la pluie, Q le volume écoulé à l'exutoire, E l'évapotranspiration et ΔS la variation de stock (tous exprimés en mm). P et Q sont facilement mesurables contrairement à E et ΔS dont l'estimation s'avère plus délicate comme vu précédemment. En général, on partira de deux premiers, avec une estimation de E pour déduire la variation de stock moyennant quelques hypothèses plus ou moins simplificatrices. La détermination des termes du bilan hydrologique s'avère compliquée lorsqu'interviennent les interactions entre bassins hydrologiques voisins. En effet, le bassin versant n'est pas toujours un système fermé comme on le considère souvent, car la superposition entre bassin topographique et bassin hydrogéologique n'est pas toujours parfaite. En conséquence, des échanges entre bassins versants voisins se produisent au niveau de la composante ΔS , ce qui complexifie l'évaluation précise de ce dernier. Aussi, les erreurs liées à la

détermination sur les termes P, Q et E entraîne une incertitude sur le terme résiduel, incertitude que nous essayerons d'évaluer dans le cadre de ce travail. Il importe ici de préciser la nuance entre les termes erreur et incertitude, termes que nous utilisons généralement de façon indistincte.

5- Concept d'erreur et d'incertitude

L'*erreur* est la différence entre la valeur observée et la vraie valeur (ou valeur de référence) d'une grandeur physique. Lorsqu'on cherche la valeur exacte d'une grandeur à travers des mesures, la question qui se pose est : est-il possible de trouver cette valeur exacte ? BERTONI (2001) signale que dans la plupart des cas, trois vérités essentielles se présentent à l'expérimentateur :

- les résultats des mesures présentent toujours des différences,
- ils sont généralement proches d'une valeur dite « moyenne » et
- plus ils sont éloignés de cette moyenne, plus ils sont rares

La vraie valeur est donc une valeur idéale qu'on pourrait appréhender à condition que les causes des erreurs soient éliminées. Dans la pratique, trouver la vraie valeur est une utopie. En conséquence, la question est de savoir comment la valeur exacte d'une variable peut être au mieux connue.

La solution la plus courante est de caractériser une grandeur physique par une distribution de ses valeurs probables. Cette distribution est caractérisée par la valeur moyenne qui est la valeur la plus probable en général (si la fonction de distribution de probabilité est symétrique) et la largeur de la région autour de cette moyenne dans laquelle se retrouve la majorité des résultats. Cette largeur de la distribution probabiliste s'appelle *incertitude*.

Avec ces deux éléments (erreur et incertitude), la connaissance de la valeur d'une grandeur revient à la détermination de sa valeur moyenne, associée à l'incertitude sur cette moyenne, c'est-à-dire la largeur de la distribution liée à la variabilité naturelle du phénomène. Ces interprétations des concepts *erreurs* et *incertitudes* sont fixées par la norme ISO 5168 comme le démontre la figure suivante (BERTONI, 2001) :

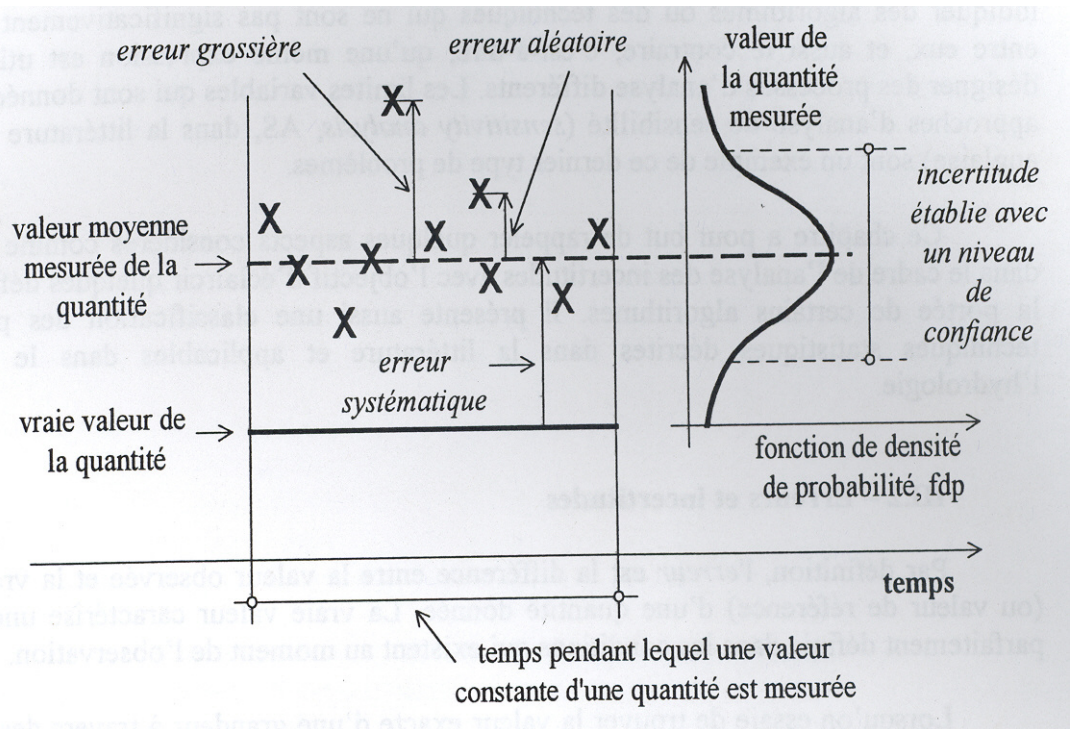


Figure 5 : Concept d'erreur et d'incertitude selon la norme ISO 5168

Quoique ces deux concepts aient des significations bien différentes comme le montre cette figure, la littérature les considère généralement comme synonymes. Ainsi, dans la suite de ce document, nous les utiliserons de manière indistincte, ce qui n'exclut pas qu'ils aient leur sens propre, c'est-à-dire qu'à une erreur considérée sera associée une incertitude donnée.

Protassov (1999) repris par BERTONI (2001) dégage trois (3) types élémentaires d'erreurs :

- l'erreur naturelle qui découle de l'impossibilité d'obtenir la vraie valeur ou la valeur exacte
- l'erreur statistique résultant du nombre limité de mesures et
- l'erreur instrumentale dérivée de l'utilisation d'un appareil de mesure

Les deux premiers types d'erreur présentent un caractère aléatoire évident. De ce fait, la répétition d'un grand nombre de mesures permet de s'approcher au mieux de la vraie valeur. Elles peuvent être regroupées sous le vocable « *erreur aléatoire* ». Par contre, l'erreur instrumentale présente un caractère systématique et une répétition des mesures n'y corrigera rien, mais plutôt elle est liée à l'appareil et ne peut être corrigée qu'au niveau de celui-ci (ou par remplacement d'appareil). Elle est qualifiée d'« *erreur systématique* ». Toutefois, l'appareil peut « décaler » la valeur moyenne (erreur systématique) ; mais aussi, il peut « modifier » la distribution. Cette modification éventuelle de la distribution étant aléatoire, l'erreur associée peut donc s'additionner avec les erreurs aléatoires.

En réalité, la distinction entre erreur aléatoire liée au phénomène naturel, ou au nombre de mesures effectuées, ou encore à l'appareil de mesure n'est que théorique et dans la pratique, aucune séparation entre ces trois (3) types d'erreur aléatoire n'est imposable.

En conclusion, nous retenons qu'il est nécessaire d'évaluer l'incertitude dans toute expérience ; cependant, il existe des procédures pour réduire les incertitudes, mais ces dernières ne peuvent être minimisées indéfiniment : en général, l'incertitude naturelle peut être diminuée en changeant les conditions de l'expérience ; l'incertitude statistique en augmentant le nombre de mesures et l'incertitude instrumentale en utilisant des appareils plus précis. Mais quelle que soit la grandeur à mesurer, il est impossible de tenir compte de tous les facteurs physiques qui peuvent influencer sa valeur. D'où, on est souvent amené à négliger certains types d'erreurs difficilement quantifiables (erreur sur la cote du niveau d'eau par exemple).

CHAPITRE III

MATERIELS ET METHODES

Dans ce chapitre, nous présenterons le dispositif de mesure de terrain qui sert à estimer les termes du bilan hydrologique, ainsi que les données disponibles pour la présente étude. De même, nous exposerons dans les méthodes utilisées pour calculer les 4 termes du bilan tels qu'identifiés dans le chapitre précédent (débit, précipitation, évapotranspiration et variation de stock).

1- Matériels

1-1- Dispositif de mesure

Le dispositif de mesure de l'ORE AMMA-CATCH (à l'exclusion des autres instruments spécifiques installés dans le cadre du programme AMMA (radars par exemple) et qui ne relèvent pas de l'ORE) est constitué de :

- 46 pluviographes/pluviomètres pour le suivi des précipitations,
- 19 stations limnimétriques (dont 6 appartenant au réseau national et conjointement géré par l'IRD et la DGH) pour le suivi des débits des rivières (cotes instantanées et conductivité),
- 36 piézos et 32 puits ou forages dont 13 équipés en lecture automatique pour le suivi de la dynamique des eaux souterraines (niveau + conductivité électrique)
- 4 stations sur transects pour le suivi de l'humidité du sol.
- 3 stations météo

Les figures et tableaux de la page suivante présentent un descriptif des équipements du réseau hydrométéorologique de l'OHHVO.

1-2- Données disponibles

1-2-1- Données d'écoulement

1-2-1-1- Données limnimétriques

Il existe 3 types de données limnimétriques brutes :

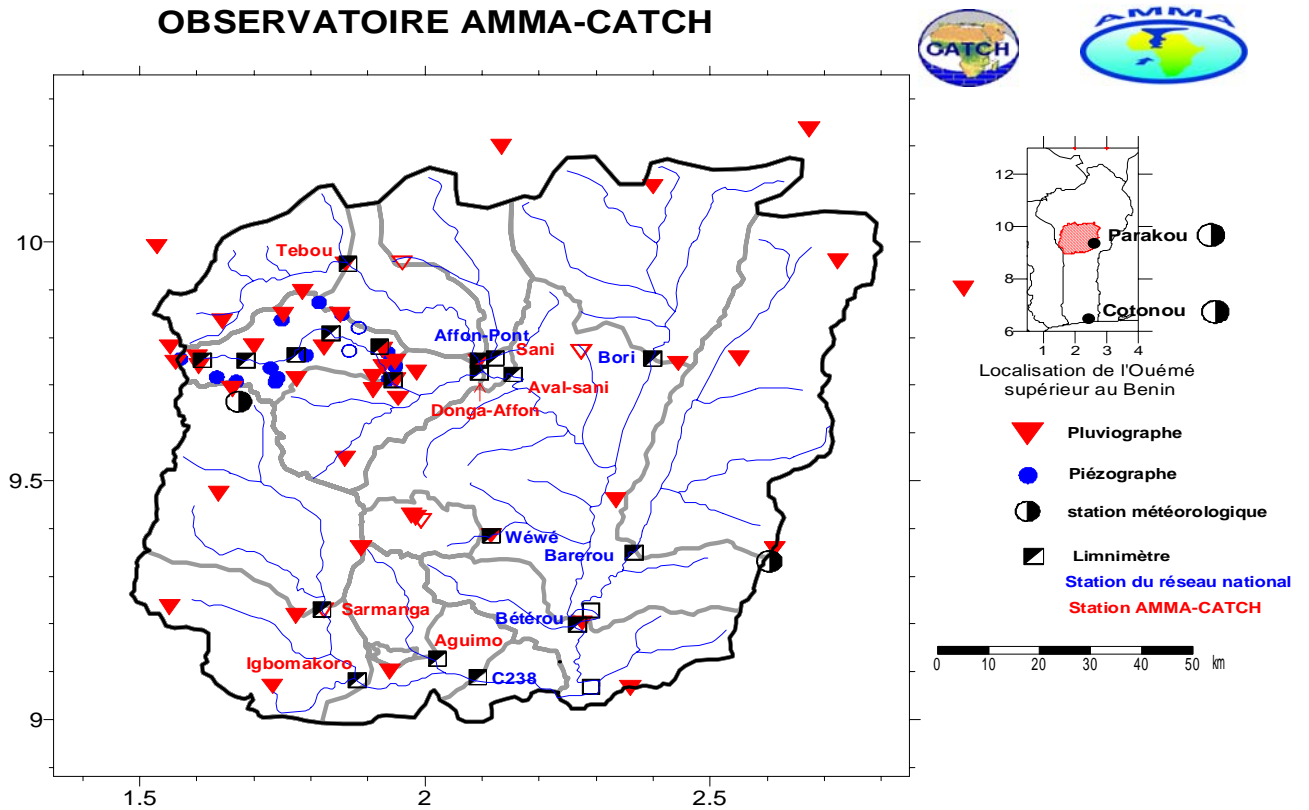


Figure 6: Bassin de l'OHHVO : Situation, sous-bassins et équipements en 2006

Tableau 1 : Coordonnées des stations hydrométriques et superficie du bassin drainé

Stations						RIVIERE		Gestionnaire
	Nom	Code	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Nom	Sup (km ²)	
238 (*)	COTE 238	1114501603	9,088	2,092	265,00	TEROU	3133	Réseau National
AFP	AFFON	1114500104	9,751	2,095	328,94	OUEME	1165	Réseau National
BA	BAREROU	1114501803	9,350	2,367	291,61	YEROU MARO	2162	Réseau National
BETE	BETEROU	1114500105	9,199	2,267	272,69	OUEME	10050 ⁽¹⁾	Réseau National
BO	BORI ou GOUROU	1114501406	9,755	2,399	306,18	ALPOURO	1607	Réseau National
W	WEWE	1114501505	9,385	2,116	323,43	WE-WE	293	Réseau National
AG	AGUIMO	1114501660	9,127	2,022	290,78	AGUIMO	402	CATCH
ARA	ARA	-	9,752	1,610	453,19	DONGA	12,8	CATCH
AV	AVAL SANI	1114501700	9,723	2,154	322,24	OUEME	3283	CATCH
BOK	BOKPEROU	-	9,780	1,921	364,87	DONGA	17,4	CATCH
DAF	DONGA à AFFON	1114500106	9,727	2,095	327,33	DONGA	1330	CATCH
DON	DONGA au PONT	1114501690	9,711	1,945	349,05	DONGA	586	CATCH
IGBO	IGBOMAKORO	1114501710	9,082	1,881	310,36	TEROU	2334	CATCH
KOLO	KOLOKONDE	-	9,752	1,687	409,90	DONGA	105	CATCH
KOUA	KOUA	-	9,764	1,774	389,64	DONGA	292	CATCH
NEKE	NEKETE	-	9,809	1,835	373,00	DONGA	409	CATCH
SANI	SANI	1114500130	9,756	2,123	325,33	SANI	745	CATCH
SAR	SARMANGA	1114501650	9,230	1,819	365,79	TEROU	1378	CATCH
TEB	TEBOU	1114500121	9,954	1,865	375,56	OUEME-AFFON	515	CATCH

- Les données "enregistreur" : elles sont issues des limnigraphes enregistreurs (Thalimedes) dont sont équipées les stations (sauf une, où on dispose d'une sonde à pression Orphéus OTT).

- Les données "lecteur" : elles sont issues des lectures journalières ou bi-journalières des lecteurs d'échelles (toutes les stations équipées d'enregistreur ne sont pas suivies par un lecteur).
- Les données "contrôle" : elles sont collectées lors des tournées des équipes sur le terrain par une lecture d'échelle.

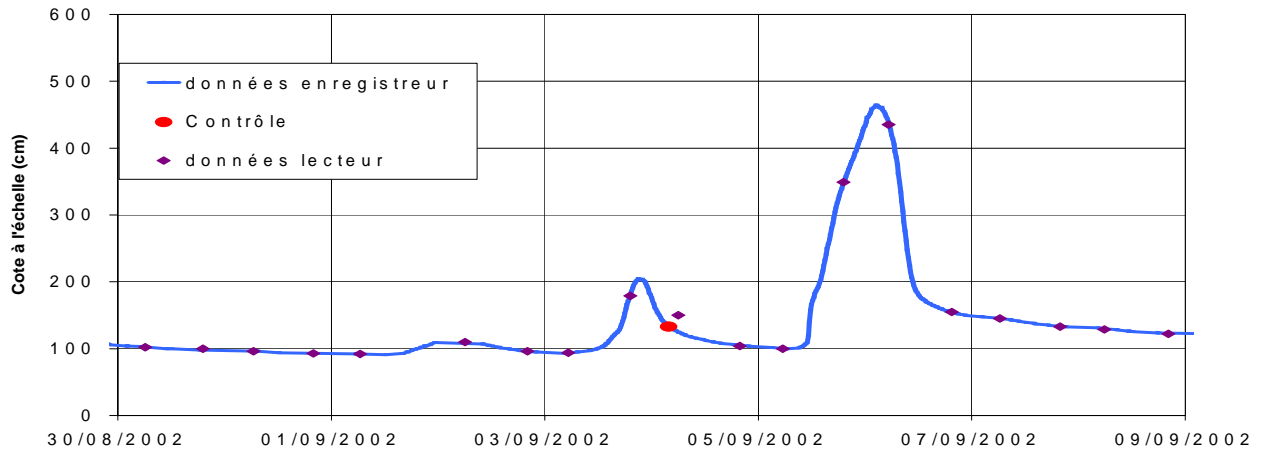


Figure 7 : Données limnimétriques brutes

Les Thalimedes sont des limnigraphes à flotteur. Ce flotteur qui suit les variations du niveau de l'eau est attaché à un câble et maintenu en équilibre grâce à un contrepoids fixé à l'autre bout du câble. Ce dernier passe dans la gorge d'une poulie qui en fait est une roue codeuse. Elle convertit les mouvements du flotteur en mesure du niveau d'eau, cette mesure est automatiquement enregistrée. Par soucis d'économiser la mémoire circulaire de l'appareil et son énergie, ces instruments ont été paramétrés pour un enregistrement chaque 30 mn si la valeur lue diffère de plus de 2 cm de la précédente lecture. Ce système mécanique et électronique peut être sujet à des dysfonctionnements, sources potentielles d'erreur systématique dans les données. Nous verrons plus loin la méthode de détection et de correction de ces erreurs.

Quant aux erreurs aléatoires ou instrumentales, elles sont liées à la précision de l'instrument ou de l'échelle. Ainsi, l'incertitude sur ces trois types de données brutes est de l'ordre de 0,5 cm puisque le Thalimèdes est paramétré en cm et l'échelle de lecture est graduée dans cette même unité.

Nous avons sélectionné les années à utiliser dans le cadre de cette étude vu que toutes ne présentaient pas des données complètes (lacunes dues à un dysfonctionnement de l'appareil). Nous avons reconstitué les lacunes de fin de saison en faisant une hypothèse de débit nul. Seules les années présentant moins de 25% de lacunes (un jour est comptabilisé en lacunes s'il n'y a pas de mesure) en cœur de saison (Avril - Novembre) seront pris compte comme l'indique le tableau suivant :

Tableau 2 : Années à prendre en compte par station

Station	Année
AG	2001, 2003 et 2004
ARA	2003 et 2004
AV	2002 et 2003
BETE	1996, 1997, 1998, 1999, 2002 et 2004
BO	2002 et 2003
BOK	2004
DAF	2002
DON	2002 et 2003
IGBO	2002 et 2003
KOLO	2003 et 2004
KOUA	2002 et 2003
NEKE	2003
SANI	2004
SAR	2000, 2001, 2002 et 2003
W	2002 et 2004

1-2-1-2- Données de jaugeage

Nous disposons à chaque station hydrométrique, d'une série de jaugeages exploitables. Certaines stations sont suivies depuis les années 50 ou 70 (réseau national), par contre la majorité des stations de l'OHVVO sont en service depuis environ 1998 à 2000. On a en moyenne 18 jaugeages par station (avec Barérou (41 jaugeages) et Bokpérou ou Aguimo (9 jaugeages)) comme le montre le tableau de la page suivante.

Toutefois, ce nombre moyen de jaugeages cachent des disparités significatives : certaines stations présentent des jaugeages mal répartis et disponibles seulement en basses eaux (cas de AG, BOK, COTE 238, ARA, NEKE et SAR), ce qui est de nature à compromettre la représentativité du nuage des points jaugés et donc pour conséquence, d'importantes incertitudes sur l'extrapolation en hautes eaux. Cet aspect essentiel de la qualité des données de débit, données dont on connaît l'importance en hydrologie et modélisation, mérite d'être examiné de près. Ceci nous a poussé à développer une méthode réaliste pour traiter cette incertitude sur les débits en hautes eaux.

Tableau 3 : Nombre de jaugeages exploitables par station

STATION	N. JAUGEAGES
COTE 238	20
AFP	11
BA	41
BETE	12
BO	18
W	14
AG	9
ARA	13
AV	18
BOK	9
DAF	30
DON	29
IGBO	20
KOLO	26
KOUA	29
NEKE	20
SANI	11
SAR	11
TEB	16

1-2-2- Données de pluie

Le parc d'appareils (46 au total) installés dans les stations pluviométriques est composé essentiellement de pluviographes à augets basculeurs comme le montre le tableau suivant :

Tableau 4 : Nombre et marque des pluviographes installés

Appareil	Nombre
Augets/PLUVIO91	14
Augets/CEDIPE	14
Augets/HOBO	11
Pesée/OTT	7

Les lames de pluies ponctuelles observées sur le réseau pluviométrique ont été krigées (ajustement d'un variogramme exponentiel sur les données normées par leur écart-type) et spatialisées par GOSSET, LAWIN et LE BARBE (collègues IRD à Cotonou) sur la période 1998-2005. Nous disposons donc des lames journalières spatialisées sur nos sous bassins au pas de temps journalier avec leur variance d'estimation.

1-2-3- Données d'évapotranspiration et d'humidité de sol

Nous disposons des mesures d'humidité journalière sur 4 stations (données mises à disposition par Sylvie GALLE, LTHE/IRD à Cotonou-Bénin).

Les données d'ETP journalières ont été calculées par la méthode FAO (1998) (cf Chapitre II) avec les données de la station météorologique de Djougou (GALLE, 2006). Toutefois, les 3 premiers mois de l'année 2002 présentant des lacunes ont été reconstitués par corrélation avec les années suivantes (2003 à 2005) par METADIER (2006).

L'ETR, terme essentiel du bilan hydrologique, a été calculée à partir de l'indice de précipitation antérieur (PEUGEOT et al., 2003) ajusté sur les données d'humidité du sol. Cette méthode sera présentée plus loin.

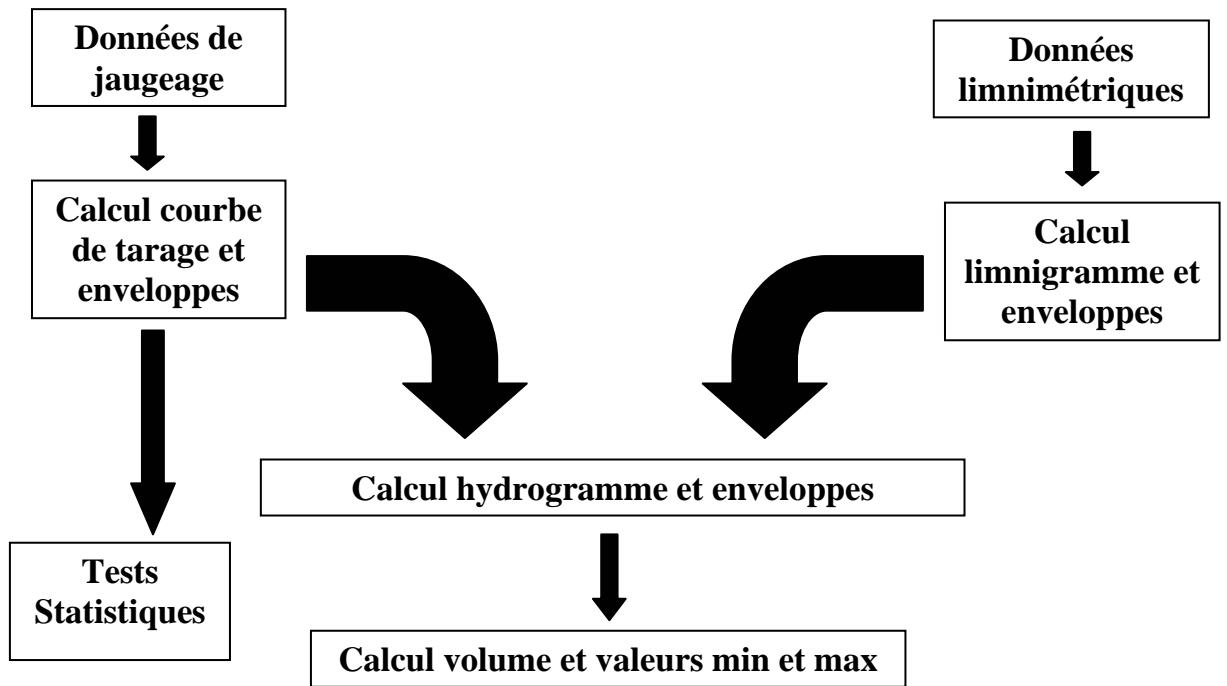
2- Méthodes utilisées

Nous présenterons dans cette partie, les méthodes utilisées pour le calcul des débits, des précipitations, de l'évapotranspiration réelle et du bilan hydrologique.

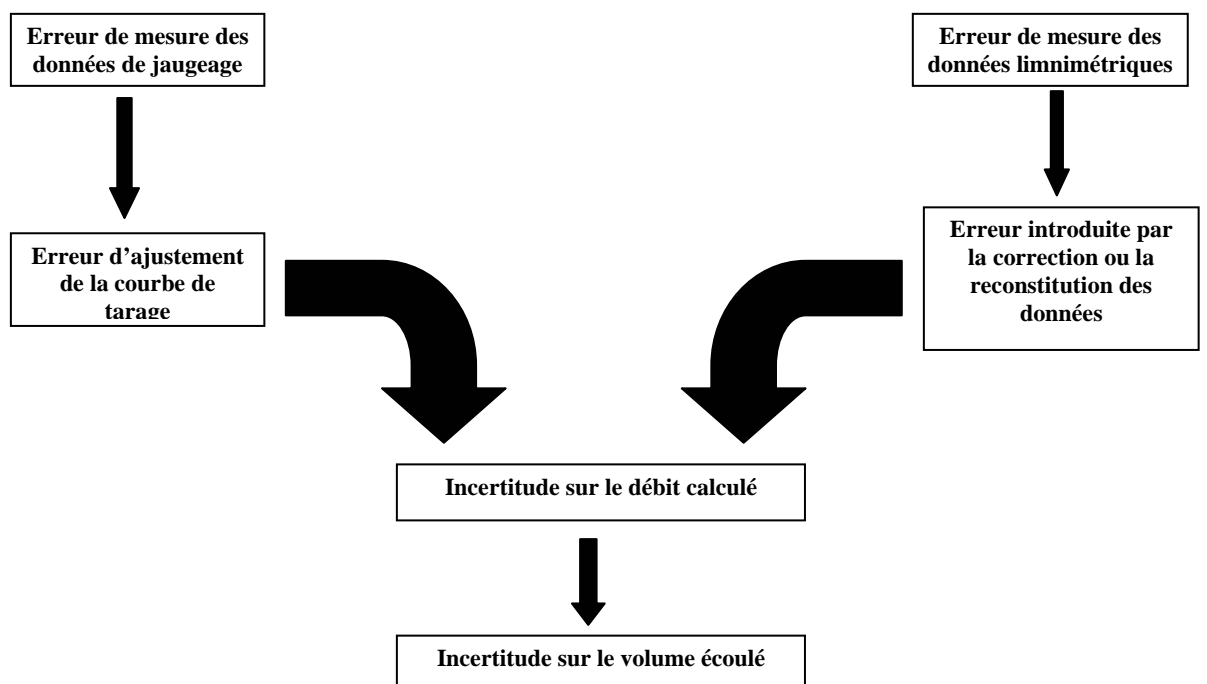
2-1- Calcul des débits et incertitudes associées

2-1-1- Organigramme général de calcul et identification des types d'erreurs mis en jeu

L'exploitation des données limnimétriques et de jaugeage pour déterminer en dernier lieu les débits et volumes écoulés à la station hydrométrique se fait par un ensemble de traitement dont l'organigramme général est le suivant :



A chaque étape, il existe des incertitudes sur les données qui se répercutent selon le schéma suivant :



Ainsi, nous devons considérer les erreurs suivantes :

- l'erreur Δg de mesure du débit lors du jaugeage : elle est caractérisée par la variance des mesures effectuées pour chaque cote ; en réalité, nous ne disposons pas de répétitions suffisantes (environ 3 ou 4 seulement) de mesure de débit pour chaque cote en général,

si bien qu'une détermination réaliste de la variance de cette erreur semble impossible. Toutefois, nous avons mené une analyse de sensibilité qui a montré que son impact sur l'incertitude associée au débit moyen calculé par la courbe de tarage est de l'ordre de 0,1 à 2,7% aux stations où on avait suffisamment de données; ce qui nous amène à négliger dans la suite ce terme d'erreur.

- L'erreur Δh de mesure de la cote lors du jaugeage : la cote est lue sur l'échelle graduée en cm, donc Δh est de l'ordre de 0,5 cm. Toutefois, elle sera négligée afin de pouvoir utiliser la méthode des moindres carrés ordinaires pour le calcul des enveloppes de confiance de la courbe de tarage, méthode qui suppose que la variable explicative (cote du niveau d'eau) est connue sans erreur ou que l'erreur y est négligeable. Néanmoins, on tâchera de vérifier que cette erreur ne modifie pas significativement la courbe de tarage ajustée.
- L'erreur d'ajustement de la courbe de tarage, caractérisée communément par la variance des résidus de régression
- L'erreur de mesure des données limnimétriques estimée à 0,5 cm et l'erreur introduite par leur correction (cf 2-2-1) lorsque c'est nécessaire. Ces deux types d'erreurs, à l'instar de Δh seront négligés.
- L'incertitude sur le débit calculé (hydrogramme) : elle résulte de l'agrégation des précédentes
- L'incertitude sur le volume écoulé : En plus de l'incertitude sur le débit calculé, elle intègre l'erreur d'intégration des débits en volume à priori supposée infime, vu la précision des outils de calcul dont on dispose.

Nous présenterons dans ce qui suit les détails de chaque étape de calcul (courbe de tarage, limnigramme, hydrogramme et volume).

2-1-2- Calcul de la courbe de tarage et de ses enveloppes

Nous avons utilisé les formules du seuil et de Manning-Strickler (cf Chapitre II) pour calculer nos courbes de tarage. Elles ont été parfois combinées et le calcul des enveloppes a fait l'objet d'une méthode améliorée.

2-1-2-1- Techniques de linéarisation et d'ajustement de la courbe de tarage

La formule de Manning-Strickler adaptée pour les cours d'eau naturels donne : $Q=AR^bS$ soit $\ln(Q/S)=\ln(A)+b.\ln(R)$ ou encore $q=a+bx$ avec $q=\ln(Q/S)$, $a=\ln(A)$ et $x=\ln(R)$.

La formule généralisée du seuil donne : $Q=A'(H-H_0)^{b'}$, soit $\ln(Q)=\ln(A') + b'.\ln(H-H_0)$ ou encore $q'=a'+b'x'$ avec $q'=\ln(Q)$, $a'=\ln(A')$ et $x'=\ln(H-H_0)$.

Ces transformations permettent ainsi d'aboutir à une relation linéaire, et l'ajustement de la courbe de tarage revient donc à une détermination des deux coefficients de régression linéaire. Nos variables explicative (x ou x') et expliquée (q ou q') ne sont pas exemptes d'erreurs lors des jaugeages comme signalé ci-dessus. Ainsi, nous nous trouvons dans les conditions d'une régression orthogonale (méthode des moindres distances). Cette méthode est un cas de modèle linéaire de relation fonctionnelle dont on verra une description détaillée dans BORCARD, 2000-2005 ; LEGENDRE, 2001 ; KUKUSH et MASCHKE, 2001 et AMC, 2002.

Vu la complexité de calcul que requiert cette méthode, et considérant que l'incertitude sur la hauteur d'eau H (ou le rayon hydraulique R) est négligeable, on peut appliquer la régression linéaire simple par la méthode des moindres carrés ordinaires et calculer ensuite les enveloppes.

2-1-2-2- Rappels statistiques : Régression linéaire simple et intervalles de confiance

Sur notre échantillon (x,q) , nous ajustons un modèle linéaire $q=a+b*x$ par la méthode des moindres carrés ordinaires (SAPORTA, 1990 ; DUBAND, 1997-1998), et l'expression des coefficients de régression se présente comme suit :

$$b = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - m_q)(x_i - m_x)}{\sum_{i=1}^N (x_i - m_x)^2} \quad \text{et} \quad a = m_q - b \times m_x$$

où m_x et m_q désignent les moyennes respectives de x et q sur l'échantillon.

La courbe de tarage est ainsi calculée et on peut alors traduire la série de cotes limnimétriques en débits.

Un des objectifs majeurs de ce travail, est la détermination de l'incertitude sur le débit estimée à partir de la courbe de tarage. La quantification de l'incertitude n'est pas un exercice simple. En témoigne la maigre documentation existant sur la question. Notre recherche a toutefois débouché sur un article publié par John R. DYMOND et Ross CHRISTIAN (1982) portant sur la précision du débit déterminé à partir d'une courbe de tarage, document qui nous a principalement inspiré et dont nous donnons une synthèse ci-après.

A partir de la formule généralisée du seuil $Q=A(H-H_0)^b$, nous avons par transformation logarithmique (2-1-2-1) obtenu $q=a+bx=f(x)$.

En fait, il faut considérer que $q=f(x)+\theta$ où q est le vrai débit, x la vraie cote, f la vraie fonction de tarage (tous 3 inconnus) et θ une erreur résiduelle.

En considérant que x est connue sans erreur, l'application de la régression linéaire par les moindres carrés a permis d'obtenir les estimations a et b des paramètres d'ajustement ; d'où une estimation de la vraie fonction de tarage (ou courbe de tarage) qui est telle que $\hat{f}(x) = q + \delta q$ où δq est l'erreur sur le débit déterminé à partir de la courbe de tarage, erreur que nous cherchons à évaluer. Nous la caractérisons donc par sa variance calculée comme suit :

$$\delta q = \hat{f}(x) - f(x) - \theta \quad \text{soit} \quad \text{Var}(\delta q) = \text{Var}[(\hat{f}(x) - f(x))] + \text{Var}(\theta) \quad \text{éq. 9}$$

On aperçoit bien que cette analyse d'erreurs démontre que trois espèces d'erreur influencent l'incertitude sur un débit déterminé à partir de la courbe de tarage :

- l'erreur introduite par l'ajustement (1^{er} terme du membre de droite de l'équation 9)
- l'erreur sur la mesure du niveau d'eau (que nous négligeons ici pour simplifier) et
- l'erreur qui provient de tous les autres paramètres physiques qui affectent la mesure du débit et dont on ne peut appréhender l'intégralité (2^{ème} terme du membre de droite de l'équation 9).

Il faut à présent évaluer les termes de $\text{Var}(\delta q)$:

➤ Evaluation de $\text{Var}(\theta)$

$\theta=q-f(x)$ et au point de jaugeage $qg=q+\Delta g$ d'où on peut écrire successivement :

$$\theta g=(qg-\Delta g)-f(xg)=qg-f(xg)-\Delta g \text{ et}$$

$$\text{Var}(\theta g)=\text{Var}[qg-f(xg)]+\text{Var}(\Delta g)=Vr+\text{Var}(\Delta g) \text{ où } Vr \text{ est la variance résiduelle}$$

➤ Evaluation de $\text{Var}[(\hat{f}(x) - f(x))]$

$$\text{Var}[(\hat{f}(x) - f(x))] = \text{Var}(a+bx) = \text{Var}(a) + x^2 \text{Var}(b) + 2x \text{Cov}(a,b)$$

D'après BLUM et ROSENBLATT (1972) repris par DYMON et CHRISTIAN (1982), on a :

$$\text{Var}(b) = \frac{Vr}{\sum (x_g - \bar{x}_g)^2}, \quad \text{Var}(a) = Vr \left[\frac{1}{n} + \frac{\bar{x}_g^2}{\sum (x_g - \bar{x}_g)^2} \right] \quad \text{et}$$

$$\text{Cov}(a, b) = - \frac{\bar{x}_g Vr}{\sum (x_g - \bar{x}_g)^2}$$

Et on aboutit après calcul à :

$$\text{Var} \left[\hat{f}(x) - f(x) \right] = \text{Vr} \left[\frac{1}{n} + \frac{(x - \overline{x_g})^2}{\sum (x_g - \overline{x_g})^2} \right]$$

Ainsi, on obtient l'expression définitive de $\text{Var}(\delta q)$:

$$\text{Var}(\delta q) = \text{Vr} \left[1 + \frac{1}{n} + \frac{(x - \overline{x_g})^2}{\sum (x_g - \overline{x_g})^2} \right] + \text{Var}(\Delta_g^2) \quad \text{éq. 10}$$

D'après BOIS et OBLED (2003), δq suit une loi de Student à $n-2$ degrés de liberté. Soit donc t_p la valeur de la variable de Student à $n-2$ degrés de liberté affichant une probabilité de $p\%$ de façon bilatérale. L'intervalle de confiance à $p\%$ sur l'estimation $\hat{f}(x)$ de q au point x est

$$\hat{f}(x) \pm t_p \sqrt{\text{Var}(\delta q)} \quad \text{éq. 11}$$

Remarque :

La régression linéaire simple ordinaire (moindres carrés ordinaires, MCO) minimise les sommes de carrés d'écarts dans une seule direction (celle de l'axe des ordonnées). On utilise cette méthode lorsque la variable explicative peut être considérée sans erreur. Si les deux variables X et Y sont sujettes à des fluctuations aléatoires, on se trouve en situation dite de régression orthogonale (ou méthodes des moindres distances). Au lieu de minimiser les carrés d'écarts selon une seule direction, la droite de régression orthogonale minimise les carrés des écarts perpendiculairement à elle-même, impliquant par conséquent les deux variables dans le calcul des résidus.

Le calcul de cette droite de régression orthogonale peut être admis comme facile à partir d'équations disponibles dans la bibliographie (DUBAND, 1997-1998, Hydrologie approfondie); en revanche, le calcul de ses enveloppes est très fastidieux voire complexe ; généralement, on cherche au mieux à opérer une régression linéaire par les moindres carrés ordinaires. Toutefois cette méthode de régression suppose 5 hypothèses principales qu'il convient de vérifier à savoir :

- L'erreur de mesure de la variable explicative (x ou H , cote du niveau de l'eau) est négligeable
- L'erreur de mesure de la variable expliquée (q ou Q , débit) est normale centrée et indépendante de la variable explicative (homoscédasticité)
- L'existence d'un lien entre les 2 variables
- La linéarité de ce lien
- La non-corrélation des résidus de régression

2-1-2-3- Tests de vérification des hypothèses de la régression linéaire

a- L'erreur de mesure de la variable explicative est négligeable

La vérification de cette hypothèse (ΔH négligeable) semblait a priori difficile. Ne pouvant établir objectivement un seuil à partir duquel cette erreur serait jugée négligeable, nous avons plutôt essayé d'analyser la sensibilité de la régression linéaire à cette erreur. Pour ce faire, nous avons choisi de tester une valeur raisonnable de cette erreur estimée à 2 cm (supérieur à l'erreur de mesure par lecture fixée à 0,5 cm).

En effet, on cherche à savoir si la valeur de ΔH modifie significativement la courbe de tarage !!! A partir des données de jaugeage (H_i, Q_i), on fabrique aléatoirement 10000 séries (H_i', Q_i) où H_i' est une réalisation de la variable normale de moyenne H_i et d'écart-type $\Delta H/3$ (ΔH est considérée comme la borne maximale de confiance).

L'ajustement sur les 10000 séries ainsi obtenues fournit 10000 équations de régression qu'on compare à l'équation issue de la série (H_i, Q_i) de la façon suivante (SAPORTA, 1990) :

Soit a et b les coefficients d'ajustement (ordonnée à l'origine et pente) obtenus par régression linéaire sur une série (x_i', q_i) issue de la transformation logarithmique de (H_i', Q_i). On veut tester si le couple (a, b) diffère significativement du couple (a_0, b_0) issu de l'ajustement sur l'échantillon empirique, c'est-à-dire l'hypothèse $H_0 : a=a_0$ et $b=b_0$ contre l'hypothèse $H_1 : a \neq a_0$ ou $b \neq b_0$.

Il s'agit de tester simultanément les deux coefficients de régression étant donné qu'ils ne sont pas indépendants (il serait incorrect de les tester successivement). Ce test est souvent utile pour savoir si une droite des moindres carrés diffère significativement de la première bissectrice.

Si H_0 est vraie, la quantité
$$\frac{1}{2\sigma_r^2} \left[n(a-a_0)^2 + 2n\bar{x}(a-a_0)(b-b_0) + (a-a_0)^2 \sum_{i=1}^n x_i^2 \right]$$
 est

une réalisation d'une variable de Fischer à 2 et $n-2$ degrés de liberté. On rejette H_0 si la quantité trouvée est trop grande selon le seuil choisi.

Si plus de 5% des équations de régression (soit plus de 500 équations sur les 10000) sont déclarées significativement différentes de l'équation ajustée sur l'échantillon empirique, on déclare la régression significativement sensible à la valeur de ΔH .

A toutes nos stations hydrométriques, cette hypothèse (ΔH négligeable) n'a pas été rejetée pour $\Delta H=2$ cm. Les premiers cas de rejet sont apparus pour $\Delta H=4$ cm.

Nous concluons donc que cette hypothèse est valable sur tous nos échantillons.

b- L'erreur de mesure de la variable expliquée est normale centrée

Pour vérifier cette hypothèse, nous avons appliqué le test de SHAPIRO-WILK et le test de KOLMOGOROV-SMIRNOV.

Test de normalité de SHAPIRO-WILK (SAPORTA, 1990) :

Nous disposons d'un échantillon de 36 mesures de débit effectuées à la cote 303 cm à la station BETEROU. Nous voulons vérifier si l'erreur de mesure sur cet échantillon suit une loi normale centrée. Le test de normalité de SHAPIRO-WILK est valable pour des tailles n d'échantillon relativement faibles (n compris entre 5 et 38).

Les n observations expérimentales y_i sont rangées par ordre de valeur croissante :

$$y_1 \leq y_2 \leq \dots \leq y_{n-1} \leq y_n$$

- 1) On calcule la moyenne de cette série de mesures notée \bar{y}
- 2) On calcule la somme T_n des carrées des écarts à la moyenne
- 3) On calcule les différences suivantes :

$$d_1 = y_n - y_1$$

$$d_2 = y_{n-1} - y_{n-2}$$

.....

$$d_i = y_{n-i+1} - y_i$$

.....

- 4) On calcule alors le nombre W défini par :

$$w = \frac{\left(\sum_{j=1}^p a_j d_j \right)^2}{T_n}$$

où les coefficients a_j sont données dans une table.

- 5) On choisit ensuite un risque (5 % par exemple et on compare la valeur de W à une valeur W_{crit} , dite valeur critique, lue dans la table de Shapiro et Wilk.

- 6) La règle du test est alors la suivante :

- Si $W > W_{crit}$ on accepte, au risque choisi, l'hypothèse de normalité de la série de mesure.
- Si $W < W_{crit}$ on rejette l'hypothèse de normalité de la série de mesure.

Sur notre échantillon, $W=0,951$ et $W_{crit}=0,935$. D'où nous acceptons l'hypothèse de normalité de l'erreur de mesure du débit au risque de 5% par ce test.

Test de normalité de KOLMOGOROV-SMIRNOV (SAPORTA, 1990):

Ce test de normalité consiste à comparer la distribution de fréquences relatives cumulées d'une variable observée avec la distribution théorique que cette variable aurait si elle était distribuée normalement. On superpose les deux distributions, on cherche la classe où l'écart entre la distribution théorique et la distribution observée est le plus grand, et on vérifie (dans une table

conçue à cet effet ou en calculant directement une valeur critique noté D_{crit}) si cet écart est significativement grand, c'est-à-dire si l'hypothèse de normalité peut être rejetée au seuil considéré.

Pour notre cas, $D=0,116$ et $D_{crit}=0,145$; d'où l'hypothèse de normalité n'est pas rejetée par ce test, qui confirme ainsi le résultat du précédent (SHAPIRO-WILK).

En définitive, nous accepterons sur tous nos échantillons que l'erreur de mesure du débit lors des jaugeages suit une loi normale centrée.

c- L'hypothèse d'homoscédasticité

On cherche à vérifier si l'écart-type $\sigma_{\delta q/x}$ de l'erreur sur la variable y peut être considérée comme constante. En fait, ce test nécessite d'avoir n_j observations répétées q_j de q pour chaque valeur x_j de x , ce qui est souvent difficile. On réalise un ajustement linéaire de $\sigma_{\delta q/x} = p + q \cdot x$, et on teste si la pente est significativement différente de zéro ou non avec un seuil donné (SAPORTA, 1990).

Sur les 3 stations disposant suffisamment de données (DAF, IGBO et KOUA) où ce test a été appliqué, on assiste à un cas de rejet à IGBO seulement. Ceci peut s'expliquer par le faible effectif disponible à cette station, seulement 4 points jaugeés présentaient suffisamment de répétitions pour être pris en compte. Aussi, ce cas de rejet à Igbomakoro peut être la conséquence des données de profil utilisé. En réalité, la station Igbomakoro est difficile d'accès surtout en saison pluvieuse, d'où les jaugeages ont lieu à environ 200 m de l'emplacement des échelles, et c'est au niveau de cette section de jaugeage que le profil en travers a été réalisé, et n'est pas relié à l'échelle. De plus la station présente trop de perturbations de l'écoulement (gros branchages, troncs d'arbres dans la section...), ce qui sans nul doute influence sérieusement le débit jaugeé...

Le rejet de l'hypothèse d'homoscédasticité est probablement la conséquence de la conjonction de ces facteurs.

En conclusion, nous considérons pour tous nos échantillons que l'hypothèse d'homoscédasticité est vérifiée (faute de mieux).

d- L'existence d'un lien entre les 2 variables

Cette hypothèse est tout à fait réaliste, puisque dans notre cas, nos deux variables (cote du niveau de l'eau et débit) caractérisent le même phénomène qu'est l'écoulement ; de ce fait il va de soi qu'elles soient liées.

e- La linéarité du lien entre les deux variables de régression

Ce test qui semble fondamental, a pour but de savoir si l'hypothèse : $E(q/x)=a+bx$ est fondée. Il devrait donc précéder toute étude de régression linéaire. En fait, ce test nécessite d'avoir des observations répétées de q pour chaque valeur de x , ce qui est souvent difficile : en effet, on cherche à savoir si la courbe des moyennes conditionnelles est une droite, en d'autres termes si les y_j , moyennes des n_j observations de q lorsque $x=x_j$ sont à peu près liées linéairement aux x_j .

Pour cela, on compare le coefficient de corrélation linéaire au rapport de corrélation empirique e^2 suivant (SAPORTA, 1990, Probabilités, Analyse de données et Statistique) :

$$e^2 = \frac{\sum n_j (\bar{y}_j - \bar{y})^2}{n \sigma_y^2}$$

$$t = \frac{\frac{e^2 - r^2}{1 - e^2} - 2}{\frac{k}{n} - k} \text{ suit une loi de Fischer à } k - 2 \text{ et } n - k \text{ deg rés de liberté}$$

En exploitant cette information comme dans les cas précédents, on arrive à rejeter ou non l'hypothèse de linéarité.

Aucune de nos échantillons n'a fait l'objet de rejet, en conséquence, nous considérerons que l'hypothèse de linéarité est vérifiée (dans le plan log-log).

f- La non-corrélation des résidus de régression

Le test de DURBIN-WATSON (SAPORTA, 1990, Probabilités, Analyse de données et Statistique) est couramment utilisé en économétrie pour s'assurer de la non-corrélation des résidus de la régression. Il suppose des observations ordonnées dans le temps, ce qui n'est pas notre cas. Ainsi, nous n'avons pas vérifié cette hypothèse, toutefois, il semble important de trouver un test adéquat permettant de savoir si les résidus de régression sont liés entre eux, auquel cas, on devrait recourir à une régression pondérée.

En résumé, nous acceptons que les hypothèses qui sous-tendent l'utilisation d'une régression linéaire par les moindres carrés ordinaires sont vérifiées dans l'ensemble.

2-1-2-4- Synthèse : méthode « Améliorée » et méthode « Combinée »

Nous obtenons les résultats suivants pour la courbe de tarage :

- Pour la méthode Seuil : $Q(H) = e^a \times (H - H_0)^b$
- Pour la méthode Strickler : $Q(H) = e^a \times [R(H)]^b \times S(H)$

où a et b désignent les coefficients de régression (ordonnée à l'origine et pente). La formule des enveloppes de confiance est donc (cf équation 11) :

$$Q_{env}(H) = Q(H) \cdot e^{\pm t_{\alpha} \sqrt{Var(\hat{Q})}}$$

Nous avons appliqué et comparé les deux méthodes à toutes nos stations hydrométriques. A cet effet, deux aspects importants méritent d'être soulignés :

- Les multiples facteurs qui gouvernent et influencent l'écoulement à une station donnée n'ont généralement pas les mêmes impacts en basses ou en hautes eaux (par exemple, la rugosité due aux arbres, herbes et rochers). Ainsi, l'ajustement d'une seule et même loi (Seuil ou Strickler) sur toute la gamme des niveaux d'eau depuis les basses eaux jusqu'aux hautes eaux ne garantit pas une bonne estimation du débit notamment en hautes eaux où il n'y a pas assez de jaugeages (figure 8). Nous avons donc estimé qu'il était plus commode de combiner les deux méthodes pour avoir un résultat acceptable.

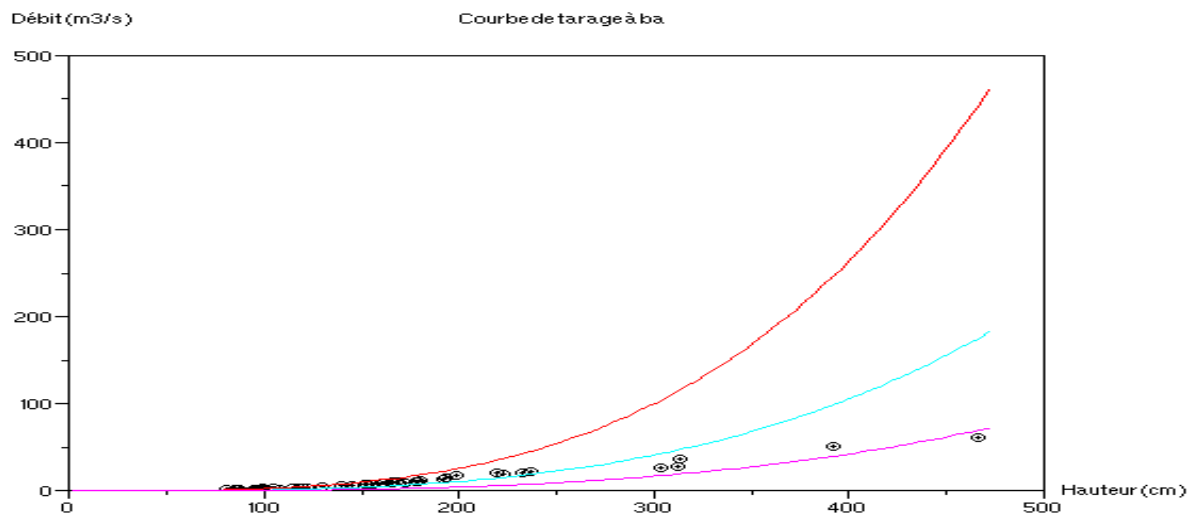


Figure 8 : Mauvaise estimation du débit en hautes eaux

- Aussi, est-il courant que la répartition des jaugeages entre hautes et basses eaux ne soit pas homogène à une station donnée. De ce fait, on a un « mauvais » échantillonnage de

l'écoulement à cette station. Souvent, seules les basses eaux sont présentes dans l'échantillon. De ce fait, le calcul des enveloppes de confiance en hautes eaux, avec des données de basses eaux s'avère raisonnablement inadéquat. D'où la nécessité pour nous de développer une méthode « améliorée » permettant un calcul avec un échantillon plus représentatif.

a- Méthode « Améliorée »

La méthode de calcul des enveloppes de l'ajustement linéaire (moindres carrées ordinaires) suggère que l'incertitude est minimale au centre du nuage et augmente vers les extrêmes (cf équation 10). Or on a généralement une répartition inégale des jaugeages sur la gamme des cotes observées (plus de jaugeages en basses eaux et peu ou pas en hautes eaux). La conséquence immédiate est que l'incertitude calculée en hautes eaux est très élevée, ce qui ne semble pas pratique ; un échantillonnage représentatif des jaugeages serait une répartition régulière depuis les basses eaux jusqu'aux hautes eaux, ce qui déplacerait le centre du nuage vers les moyennes eaux. En attendant les nouveaux jaugeages des campagnes chaque année, et dans le but de calculer les enveloppes avec un échantillonnage plus réaliste, nous faisons l'hypothèse suivante : « l'écart-type résiduel est constant quel que soit l'effectif de l'échantillon ». Toutefois, la prudence nous oblige à tester si cette hypothèse est bien réaliste.

Nous l'avons donc vérifiée aux 6 stations où nous disposons de jaugeages en nombre suffisant et bien répartis entre basses et hautes eaux (AV, BETE, DAF, DON, KOLO, KOUA). Nous avons ajusté linéairement l'écart-type résiduel en fonction de l'effectif et testé si la pente est significativement différente de 0 au seuil de 5% (hypothèse de l'existence d'un lien). Sur les 6 échantillons (issus des 6 stations), l'existence d'un lien entre écart-type résiduel et effectif a été remise en cause. D'où nous admettons que l'écart-type résiduel est constant quel que soit la gamme de cotes utilisées pour l'ajustement.

Ce qui nous permet donc de considérer aux stations où nous n'avons pas de jaugeages en hautes eaux, des « jaugeages fictifs » calculés selon l'équation de la courbe de tarage établie et jugée réaliste. Cet échantillon fictif ajouté à l'échantillon réel est caractérisé par :

- Son effectif : le nombre des jaugeages fictifs est défini par la densité du nuage réel, c'est-à-dire que le nombre moyen de jaugeages réels par unité de longueur est respecté dans le nuage fictif
- La distance entre jaugeages fictifs en abscisse : elle est calculée en considérant une équidistance entre les jaugeages fictifs

- La dispersion du nuage fictif : elle est caractérisée par l'écart-type résiduel du nuage réel comme énoncé ci-haut

Par exemple, si nous disposons de 10 jaugeages réels et la cote la plus haute jaugée est de 5 m, tandis que l'eau monte jusqu'à 10 m chaque année, nous devons injecter un nuage fictif de 10 jaugeages entre 5 et 10 m. Dans ce cas, on considère un nombre de jaugeages fictifs égal au nombre de jaugeages réels et l'expression de la variance $\text{Var}(\delta y)$ qui gouvernent nos enveloppes de confiance devient :

$$\text{Var}(\delta y) = \sigma_r^2 \left[1 + \frac{1}{m} + \frac{(x - m_X)^2}{\sum_{i=1}^n (X_g - m_X)^2} \right] + E(\Delta g^2) \quad \text{où}$$

$$\sigma_r = \text{écart - type résiduel} = \sqrt{\frac{2}{m-2} \sum [y_g - \hat{f}(x_g)]^2}$$

n = nombre de jaugeages réels et $m = 2n$ = nombre total de jaugeages (réels + fictifs)

y_g et X_g : débits jaugés réels et niveaux jaugés (réels et fictifs)

m_X : moyenne des X_g

Δg : incertitude de jaugeage du débit

⇓

$$\text{env} = \hat{f}(x) \pm t_p \sqrt{E(\delta y^2)}$$

$$\text{Env} = e \quad \hat{f}(x) \pm t_p \sqrt{E(\delta y^2)}$$

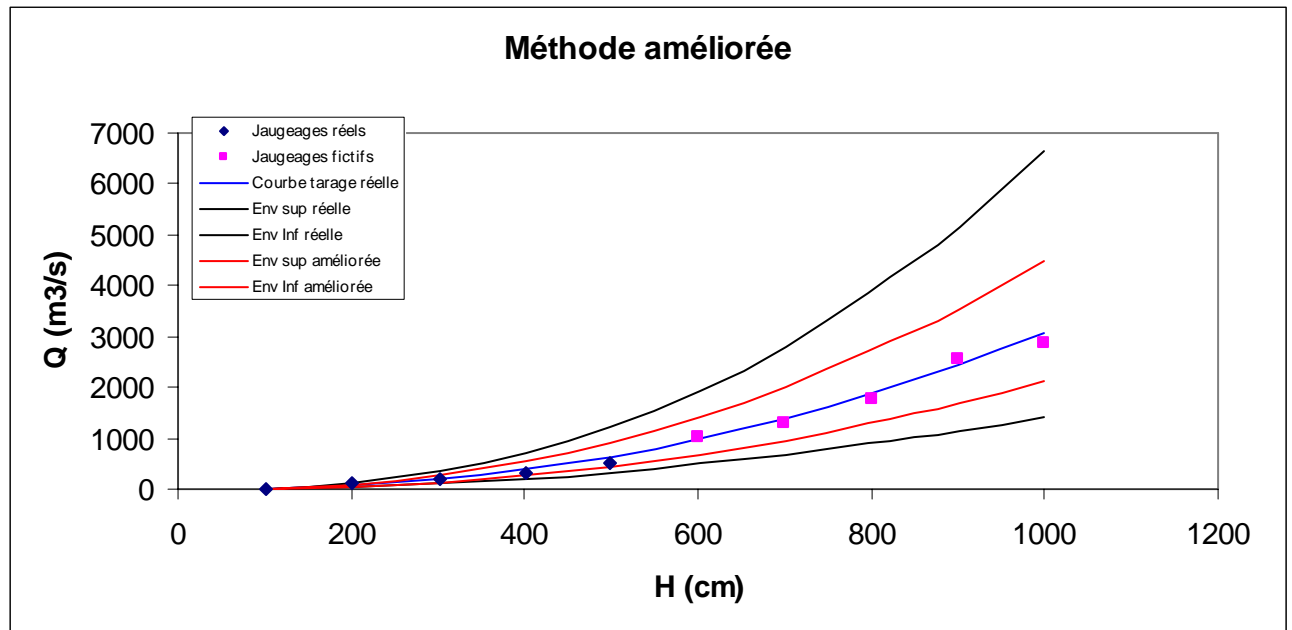


Figure 9 : Illustration de la méthode améliorée de calcul des enveloppes

b- Méthode « combinée »

Nous avons entrepris, aux stations suffisamment pourvues de jaugeages bien répartis, et auxquelles l'ajustement d'un modèle (Seuil ou Strickler) ne présentait pas des bons résultats, d'ajuster différemment l'un des deux modèles en basses et hautes eaux.

Le même modèle peut être ajusté deux fois : en basses eaux, et en hautes eaux, c'est généralement le cas du modèle Strickler, cela semble bien confirmer la différence significative de rugosité selon qu'on soit en basses ou en hautes eaux.

Les deux modèles peuvent être ajustés successivement en basses et hautes eaux. Toutefois, l'ajustement d'une loi du Seuil (hautes eaux) à la suite d'une loi de Strickler (basses eaux) ne nous a pas semblé hydrauliquement correct, puisque si un seuil ou plutôt un effet seuil existait, il devrait influencer l'écoulement en basses eaux, et le fonctionnement de la station en hautes eaux devrait être gouverné plus par la rugosité et moins par le seuil qui deviendrait inactif.

La détection de limite entre basses et hautes eaux a été possible en observant la proximité entre la courbe ajustée et le nuage des points, et en décidant à partir de quelle cote la courbe ne semblait plus suivre les données. Quelle que soit la combinaison de méthodes utilisées, nous avons pris soin de veiller à la continuité de la courbe obtenue sur toute la gamme de hauteur de la station.

Ainsi, à chaque station, nous choisirons une seule courbe (Seuil, ou Strickler ou combinée), celle qui se superpose le mieux aux données disponibles. Elle nous permettra de traduire les données limnimétriques en débits (hydrogramme).

2-2- Transfert des cotes en débits et calcul des volumes écoulés

2-2-1- Calcul du limnigramme et de ses enveloppes

Les données limnimétriques brutes sont constituées de couples (t_i =temps, h_i =cote enregistrée ou lue en cm) obtenues à partir de limnigraphes (Thalimédès) paramétrés en cm et des lectures d'échelle. Une simple vérification pratique nous a permis d'établir que les données fournies par ces appareils sont empreintes d'une incertitude de l'ordre de 0,5 cm au maximum (précision de ces deux instruments).

Ainsi nos données limnimétriques sont par défaut précises à ± 0.5 cm près. Toutefois, ces données brutes ont été critiquées, complétées et éventuellement corrigées au moyen des logiciels HYDRAS 3 et HYDRACCESS. Ces opérations concernent certaines périodes de lacunes en saison sèche, des décalages systématiques des limnigraphes facilement corrigibles grâce aux données lecteur (ou contrôle) ; ou des problèmes d'inversion de poulie générés lors du remontage des Thalimèdes après leur entretien ; il est nécessaire d'évaluer l'impact de ces corrections sur la précision des dites données :

Recalage de cote : par visualisation graphique, on détecte parfois, un décalage systématique entre les données enregistreur et lecteur (ou contrôle). Ceci peut être due à un saut accidentel du câble qui tient le flotteur ou à une mauvaise manipulation sur le terrain. Toutefois, lors des tournées de collecte de données, si l'opérateur constate un décalage de plus de 2 cm, il procède à un recalage de l'appareil à la bonne cote. Au bureau, on recale les données suspectes : en effet, les données lecteur étant considérées comme les plus crédibles dans ce cas, on décale les données enregistreur incriminées de la quantité nécessaire pour les faire confondre avec les données lecteur (figure 10, graphique de gauche).

2 points interviennent donc dans le recalage d'une cote décalée : la cote lue (d'incertitude 0,5 cm) qui a servi à détecter le décalage, et la cote enregistreur (d'incertitude 0,5 cm) de la même date ; les deux servent à calculer la distance de décalage, à ajouter à la cote à recaler, elle-même d'incertitude 0,5 cm). L'incertitude sur la cote corrigée ou décalée est donc 1,5 cm.

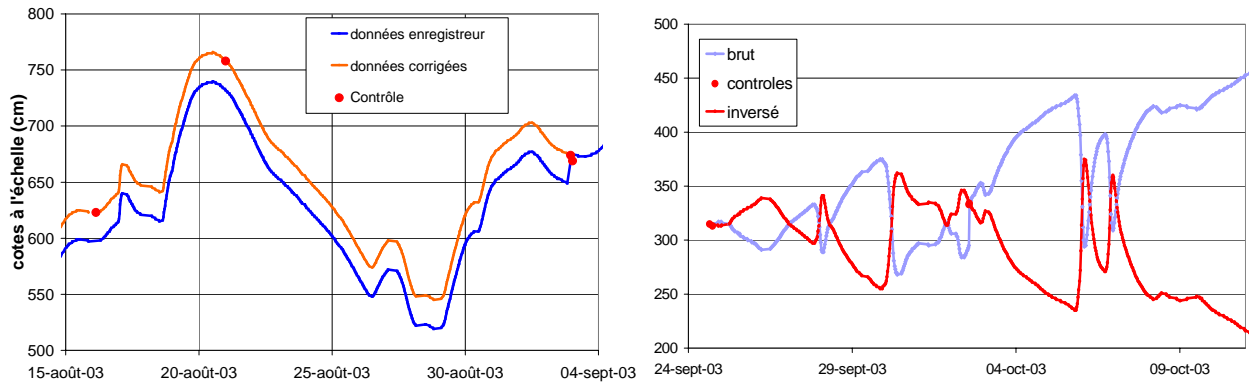


Figure 10 : Recalage et inversion des données limnimétriques

Inversion de poulie : lorsque l’opérateur a inversé le sens de rotation de la roue encodeuse ou poulie en remontant l’appareil après entretien, cela se détecte tout de suite ; en effet, en visualisant graphiquement les données (figure 10, graphique de droite), on observe des courbes inversées (descente rapide, montée graduelle atteignant parfois un palier…), ces allures de courbes ne peuvent en aucun cas avoir une signification hydrologique et on comprend aisément qu’il s’est produit une inversion de la poulie. On corrige donc en choisissant un ou des points de référence dont on est sûr, puis on réalise la symétrie orthogonale des données erronées par rapport à un axe horizontal passant par un point sûr.

1 point intervient donc dans l’inversion d’une valeur de cote donnée : la cote lue (d’incertitude 0,5 cm) à partir de laquelle on inverse le graphique ; puisque la cote à inverser affiche elle-même une incertitude de 0,5 cm, alors l’incertitude sur le résultat (cote corrigée ou inversée) est de 1,5 cm (puisque’on a ajouté à la cote brute, deux fois sa distance avec l’axe d’inversion).

Ainsi, l’incertitude sur le limnigramme est de 0,5 cm si c’est la donnée brute et de 1,5 cm si c’est la donnée corrigée (Figure 11).

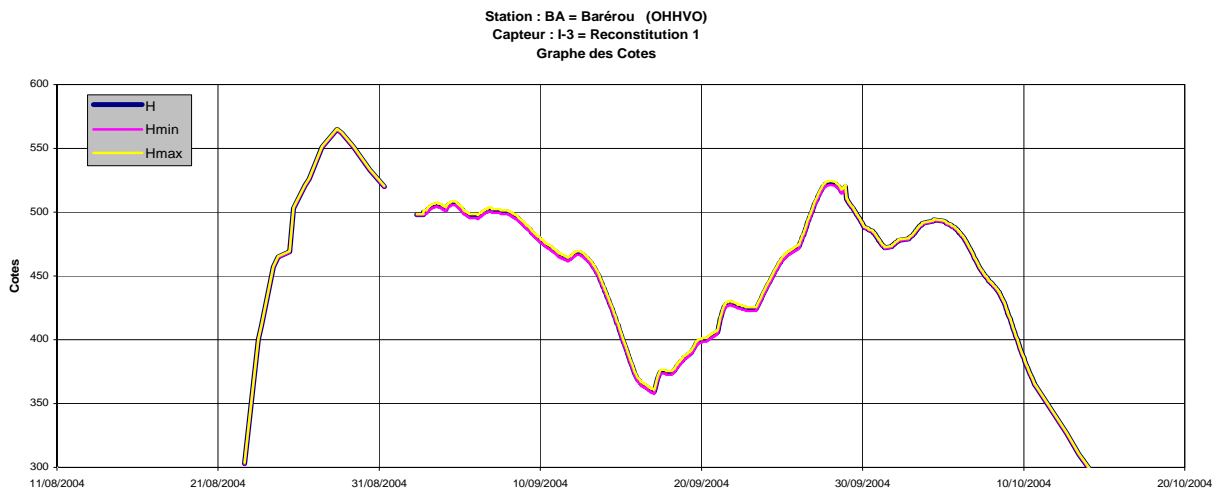


Figure 11 : Limnigramme et enveloppes à Barérou (Août-Octobre 2004)

Avec cette visualisation graphique, on observe que la valeur 1,5 cm ne représente pas un écart significatif entre le limnigramme et ses enveloppes. Ce limnigramme sera transformé en hydrogramme par l'intermédiaire d'une courbe de tarage pour laquelle nous avons émis l'hypothèse que l'incertitude sur la cote jaugée est négligeable, hypothèse corroborée par le fait que le test de sensibilité de la régression à $\Delta h=2$ cm s'est révélé négatif.

Au regard de ce qui précède, nous choisissons de négliger également l'incertitude ΔH ($=0$) sur la cote limnimétrique brute ou corrigée.

2-2-2- Calcul de l'hydrogramme et de ses enveloppes

L'hydrogramme est obtenu par transfert du limnigramme via la courbe de tarage. A chaque cote (à un temps t donné) issue du limnigramme, correspondent 3 valeurs de débit : une sur la courbe de tarage (qui représente le débit), et deux autres sur les enveloppes de cette courbe de tarage, soit les bornes de l'intervalle de confiance sur ce débit déterminé. Ainsi, on obtient l'hydrogramme et ses enveloppes à 80% de confiance (même taux que pour la courbe de tarage).

Il faut faire remarquer que ce transfert des cotes en débit est une étape qui n'est sujette à aucune incertitude supplémentaire puisqu'il s'agit juste d'une conversion. Toutefois, si nous utilisons la méthode Strickler, il est nécessaire de transformer d'abord la cote limnimétrique en rayon hydraulique et section mouillée avant le calcul du débit. Toutefois, on peut s'affranchir de cette complication en discrétisant à un pas suffisamment fin (1 cm pour notre cas) la courbe de tarage $Q=f(H)$ obtenue par la méthode Strickler à partir de $Q=A*R^b*S$. L'extraction du débit pour les valeurs intermédiaires se fait alors par interpolation où on néglige l'erreur d'interpolation.

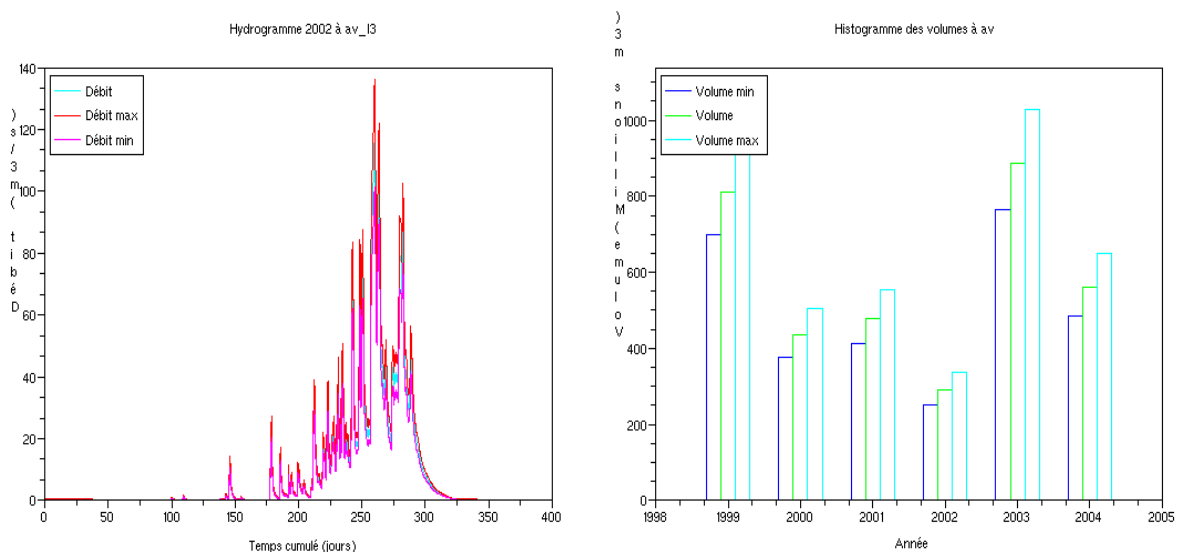


Figure 12 : Hydrogramme, volume et valeurs limites à AV

2-2-3- Calcul des volumes annuels et leurs valeurs limites

L'intégration (par la méthode des trapèzes) de l'hydrogramme dans le temps fournit les volumes écoulés. Les valeurs limites à 80% de confiance sont obtenues par l'intégration des enveloppes min et max de l'hydrogramme. Ce travail a été fait pour toutes les stations hydrométriques. Comme pour le cas précédent, on néglige les erreurs d'intégration.

2-3- Mise au point d'un outil d'Evaluation des Ressources en Eau de Surface avec Incertitudes Associées : ERESIA

Ce travail nous a demandé un nombre considérable d'opérations, de calcul et de traitement de données (ajustement courbe de tarage et calcul enveloppes, calcul limnigramme et enveloppes, détermination hydrogramme et enveloppes, calcul volumes et valeurs limites, tests statistiques...) pour chaque année de 1996 à 2004 et avec chacune des méthodes Seuil, Strickler, Combinée et Améliorée. La quantité de données et des traitements à effectuer nous a conduit à rechercher les voies et moyens pour automatiser les calculs. Cela s'est concrétisé par la mise au point d'un outil opérationnel de calcul appelé « ERESIA ». Cette appellation n'est rien d'autres que le sigle obtenu avec l'expression : Evaluation des Ressources en Eau de Surface avec Incertitudes Associées.

L'objectif principal que nous poursuivions était d'arriver à bout de nos calculs en exploitant la puissance développée aujourd'hui grâce à l'outil informatique. Après les premiers mois d'écriture et d'utilisation du programme informatique, nous nous sommes rendus compte, de la possibilité de rendre cet outil opérationnel pour des usagers moyennement avertis en hydrologie. Cette ambition a été renforcée par le souhait de produire un outil utilisable directement au Service de l'Hydrologie de la Direction Générale de l'Hydraulique (DGH) du Bénin, souhait que nous avons transformé en objectif. Cet outil a donc été finalisé, rendu opérationnel, présenté aux cadres de la DGH et est actuellement utilisé au Service de l'Hydrologie (SH).

Notons au passage que nous avons également développé d'autres codes pour faire les calculs et traitements nécessaires relatifs aux données pluie et à l'analyse pluie-débit, nous n'avions pas disposé suffisamment de temps pour rendre ces outils opérationnels.

2-3-1- Environnement de programmation choisi : SCILAB

Nous avons utilisé l'environnement de calcul et de programmation SCILAB (gratuit). C'est un pseudo-clone libre de MATLAB développé par l'INRIA-ENPC ([http](http://www.scilab.org)

://scilabsoft.inria.fr). Nous décrivons ici une petite partie des possibilités de Scilab, essentiellement celles qui permettent la mise en pratique de notions d'analyse numérique et de petites simulations stochastiques, c'est-à-dire :

- la manipulation des matrices et vecteurs de nombres flottants ;
- la programmation en Scilab ;
- quelques primitives graphiques ;
- quelques fonctions importantes pour ces deux domaines (génération de nombres aléatoires, résolution d'équations, ...).

Scilab permet de faire beaucoup d'autres choses, en particulier dans le domaine de l'automatique, du traitement du signal, de la simulation de systèmes dynamiques (avec scicos)...C'est un environnement agréable pour faire du calcul numérique car on dispose sous la main des méthodes usuelles de cette discipline, par exemple :

- résolution de systèmes linéaires (même creux),
- calcul de valeurs propres, vecteurs propres,
- décomposition en valeurs singulières, pseudo-inverse
- transformée de Fourier rapide,
- plusieurs méthodes de résolution d'équations différentielles (raides / non raides),
- plusieurs algorithmes d'optimisation,
- résolution d'équations non-linéaires,
- génération de nombres aléatoires,
- de nombreuses primitives d'algèbre linéaire utiles pour l'automatique.

2-3-2- Conception de l'outil de calcul

Le programme que nous avons écrit reçoit en entrée (selon le travail à faire) les données suivantes en fichier texte (.txt) :

- les données de jaugeages : sous forme d'une matrice à deux colonnes (cote en cm et débit en m³/s)
- les données limnimétriques : en trois colonnes (date au format jj/mm/aa, heure au format hh:mm et cote en cm)
- les données de profil en travers de la station considérée : sous forme de matrice à deux colonnes (distance horizontale et cote en cm suivant l'échelle limnimétrique)
- les noms ou codes de station : sous forme d'un vecteur uni-colonne
- les barèmes de courbe de tarage combinée au pas du cm

Il produit en sortie et pour chaque station :

- un affichage en temps réel des étapes du traitement en cours, le résultat des tests statistiques, les valeurs optimisées des paramètres d'ajustement, les résultats du calcul d'incertitude moyenne sur les débits et sur les volumes annuels ainsi que leurs valeurs limites
- un fichier .txt des barèmes de courbe de tarage (avec enveloppes) ajusté au pas du cm
- une visualisation desdites courbes et un fichier .gif de sauvegarde
- un fichier .txt de l'hydrogramme calculé (avec enveloppes) par mois, par an et sur toute la période disponible
- une visualisation de l'ajustement linéaire (sur les données transformées en log) et un fichier .gif de sauvegarde
- une visualisation de l'hydrogramme annuel et ses enveloppes et sur toute la période disponible et un fichier .gif de sauvegarde
- une visualisation des volumes écoulés annuellement sur toute la période disponible avec leurs marges de confiance et un fichier .gif de sauvegarde
- une visualisation du profil de la station, du rayon hydraulique, de la section mouillée, et du périmètre mouillé en fonction de la hauteur et les fichiers .gif de sauvegarde correspondants
- des fichiers .txt du profil de la station, du rayon hydraulique, de la section mouillée, et du périmètre mouillé en fonction de la hauteur au pas du cm.

Remarque : Le format d'entrée des données est presque identique de celui qu'on collecte sur le terrain, de ce fait, il n'y a pas de traitement intermédiaire significatif.

2-4- Calcul des précipitations et incertitudes associées

Nous avons exploité les lames de pluie journalière spatialisées disponibles de 1998 à 2005 (8 ans) avec les variances d'estimation pour calculer la pluie décadaire, mensuelle, annuelle avec intervalles de confiance à 80% sur chaque sous-bassin.

Pour ce faire, nous considérons les pluies journalières indépendantes les unes des autres ; de plus, nous faisons l'hypothèse que l'erreur sur la pluie journalière est une variable aléatoire suivant une loi normale de moyenne nulle et d'écart-type égal à l'écart-type d'estimation. Elle est également supposée indépendante d'un jour à l'autre. Ainsi, la variance du cumul mensuel, sera égale à la somme des variances des cumuls journaliers.

Aussi, il nous est apparu important de mener une analyse spatio-temporelle de la pluie afin de détecter si possible une homogénéité dans le temps ou de caractériser une éventuelle

variabilité entre bassins. L'analyse a concerné les échelles annuelle, mensuelle, décadaire et journalière.

2-5- Calcul de l'évapotranspiration réelle

Nous avons fait une estimation grossière (pas d'approche de modélisation) de l'ETR pour pouvoir calculer le bilan hydrologique. En effet, on se propose de relier l'évapotranspiration du bassin à son taux d'humidité représenté ici par l'API selon la relation suivante :

$$\frac{ETR}{ETP} = f\left(\frac{API}{API_{\max}}\right) \quad \text{éq. 12}$$

où ETP=évapotranspiration potentielle calculée par la méthode FAO (1998) (voir Chapitre II) et API (Antecedent Precipitation Index) est un indice de précipitation antérieur servant à caractériser l'état d'humidité du sol avant et après une pluie donnée. Cette relation suggère que la satisfaction de la demande évaporative est fonction de la disponibilité en eau du sol. L'API au temps n dépend de l'API au temps $n-1$ et de la pluie P_n au temps n :

$$API_n = (API_{n-1} + \beta \cdot P_n)e^{-\alpha \cdot \Delta t} \quad \text{éq. 13}$$

où Δt désigne l'intervalle de temps (ici 1 jour).

Les paramètres α et β sont ajustés de manière que l'API représente correctement la dynamique saisonnière du stock hydrique sur la tranche 0-40 cm du sol. Ce stock moyen est calculé par la moyenne des stocks journaliers mesurés sur 4 stations d'humidité réparties sur le bassin versant de la Donga en 2005. Les valeurs de pluies utilisées sont les lames moyennes journalières spatialisées sur le bassin de la Donga. La dynamique saisonnière, qui ne prend pas en compte les valeurs absolues des variables, mais leur mode de variation, est appréciée à partir des variables réduites calculées par l'écart à la valeur maximale, normé par l'amplitude maximale (max – min) de chaque série.

La figure 13 illustre les résultats obtenus pour l'année 2005. La dynamique est correctement reproduite, eu égard à la simplicité du modèle API. L'utilisation de la variable réduite API/API_{\max} pour moduler l'ETP rend possible cet ajustement sur des variables réduites. Ce qui permet d'estimer facilement l'ETR.

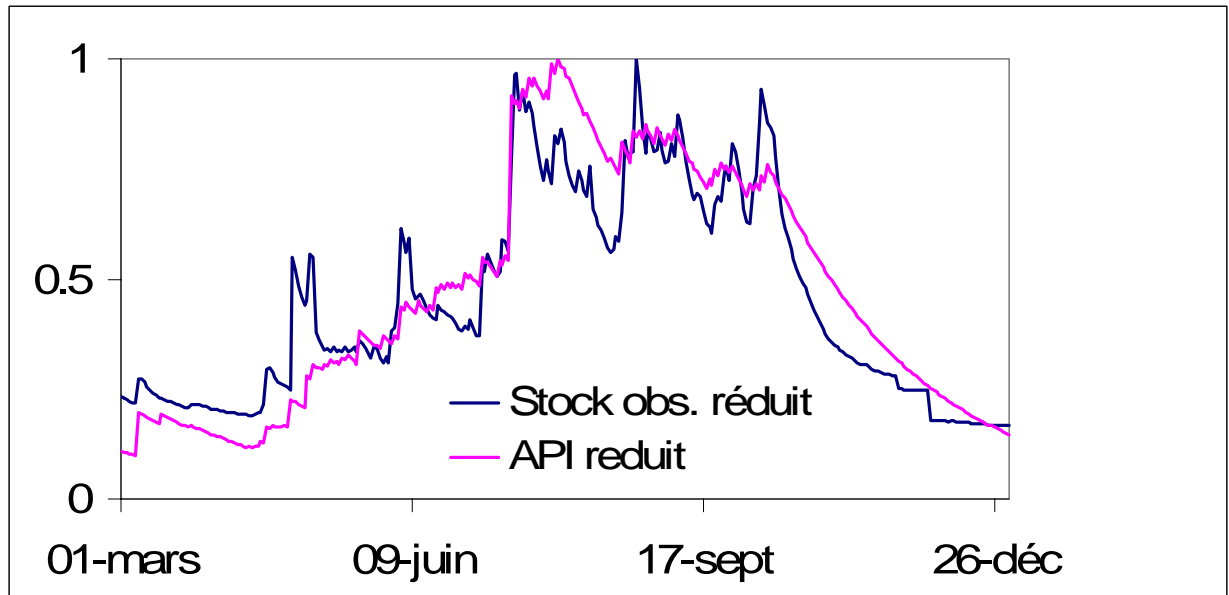


Figure 13 : Ajustement API et Stock

Pour notre étude, α et β valent respectivement 0,02 et 0,2.

Plusieurs auteurs (RIOU, 1975 ; RITCHIE, 1972 ; MONTENY et al.,1997) ont travaillé sur la fonction f permettant de traduire l'API en ETR. Les approches généralement proposées vont d'une fonction affine par intervalle à une fonction complètement lisse (sigmoïde par exemple), approche que nous retenons pour cette étude :

$$\frac{ETR}{ETP} = \frac{1}{1 + e^{\frac{API}{API_{max}} - 0,4}} \quad \text{éq. 14}$$

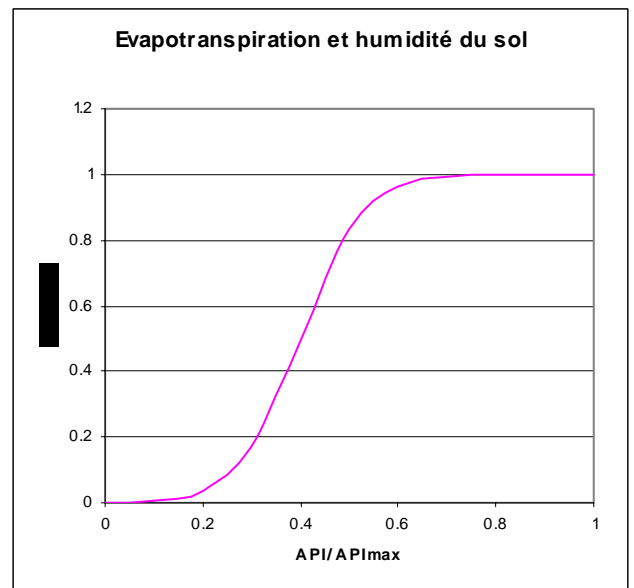


Figure 14 : Relation API-ETP

Les résultats de cette méthode seront confrontés à ceux issus de la modélisation (LE LAY, 2006) dans le Chapitre IV.

CHAPITRE IV

RESULTATS ET DISCUSSION

Nous présentons dans ce chapitre l'ensemble des résultats obtenus sur le calcul des débits, des précipitations et de l'évapotranspiration réelle. Nous présenterons en dernier lieu quelques analyses pluie-débit et le bilan hydrologique de l'année 2002 calculé sur 3 stations choisies.

1- Débits et volumes écoulés

1-1- Courbes de tarage

Les courbes ont été calculées par les méthodes décrites (Seuil, Strickler ou Combinée) au Chapitre 3. Nous présentons un résumé des principaux résultats.

Le constat est que les courbes calculées par les méthodes Seuil et Strickler sont presque confondues dans la zone des cotes où on a des jaugeages et s'écartent vers les hautes eaux (sauf à NEKE et DAF) ; dans ce cas, la courbe Seuil reste généralement en haut de la courbe Strickler (sauf à BETE et AV). Cela peut s'expliquer par le fait que les données forcent bien ces deux lois, et qu'en conséquence, la concordance est moindre lorsque l'on ne dispose pas de données (figure 15).

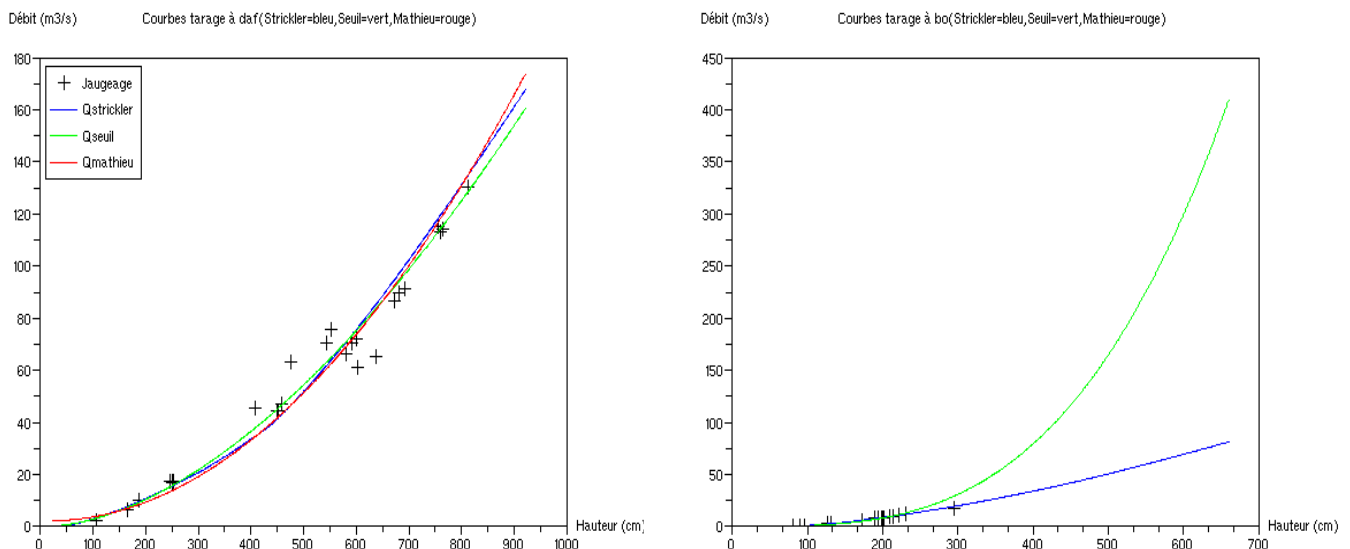


Figure 15 : Comparaison Courbe Seuil et Strickler à DAF et BO

En fait, dans la formule de Strickler, en plus du débit et du rayon hydraulique (assimilé à la hauteur), il y a une variable supplémentaire liée à l'écoulement : la section mouillée, ce qui fait qu'on a un meilleur contrôle en hautes eaux où il n'y a pas de jaugeages. D'un point de vue hydraulique, la courbe vitesse d'écoulement= $f(\text{hauteur d'eau})$ présente un aplatissement classique vers les hautes eaux, ce qui fait tendre le régime d'écoulement vers un régime uniforme (vitesse=constante) et on se retrouve dans des conditions idéales d'application de la loi de Strickler. En conséquence, nous avons choisi la courbe qui s'ajuste le mieux aux données en hautes eaux, et à défaut, la courbe Strickler.

Sur nos 19 stations hydrométriques ; nous avons retenu la courbe Strickler à 3 (BOK, DAF et IGBO) et la courbe Seuil à 3 autres (AG, AV, SANI) tandis que les 13 restants ont fait l'objet d'une courbe combinée. La figure 16 (graphique de gauche) montre l'exemple de la station BETEROU :

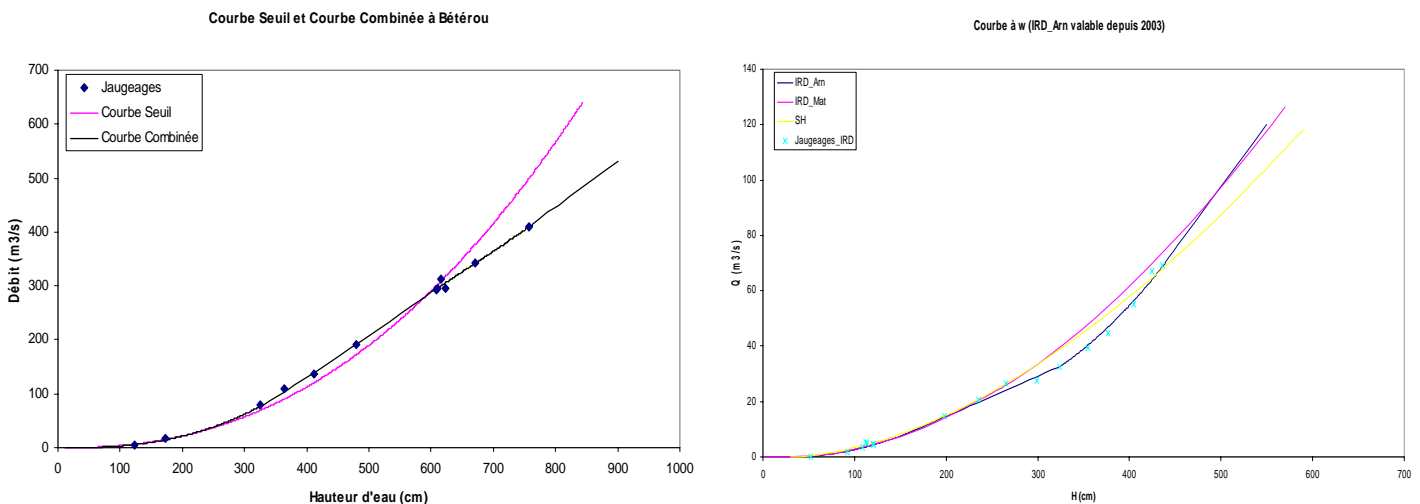


Figure 16 : Courbe de tarage à BETEROU et WEWE

Nous avons comparé les courbes retenues à celles élaborées par LE LAY (2004). Le constat général est que nos courbes (IRD_Arn sur le graphique) sont meilleures que celles de LE LAY (IRD_Mat sur le graphique). Cela s'explique par le fait que, le travail de ce dernier a révélé le manque criard de jaugeages en hautes eaux, ce qui a eu pour conséquence l'intensification des jaugeages de hautes eaux lors des campagnes 2003 (forts cumuls qui ont permis d'accéder aux hautes eaux sur l'ouest du bassin), 2004 et 2005.

Ainsi, nous avons exploité les données de ces campagnes pour mettre à jour lesdites courbes, comme le montre l'exemple de la station Wéwé à la figure 16 (graphique de droite).

Nous avons également testé et validé la méthode améliorée (cf Chapitre III) pour le calcul des enveloppes de confiance sur 6 stations (celles qui présentaient suffisamment de données). Nous obtenons par exemple les figures 17 et 18 (gauche) à la station KOUA :

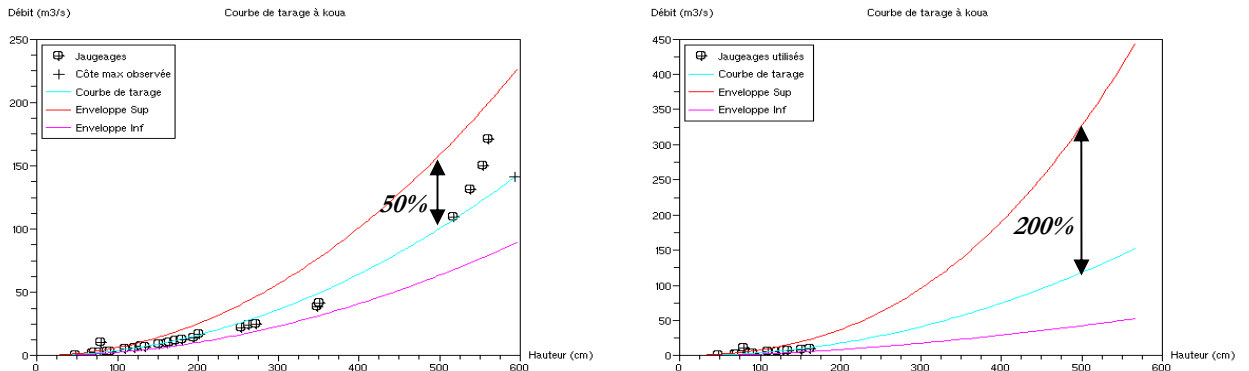


Figure 17 : Enveloppes calculées par la méthode classique à KOUA

- Le graphique de gauche (figure 17) montre les enveloppes calculées avec tous les jaugeages disponibles, l'incertitude sur le débit à la cote 500 cm est de l'ordre de 50%.
- Le graphique de droite (figure 17) montre les enveloppes calculées avec la moitié des jaugeages, comme si la station n'était pas jaugeée en hautes eaux, on obtient 4 fois plus d'incertitude (200%) sur le débit à la cote 500 cm
- Le graphique de gauche (figure 18) montre les enveloppes calculées avec la méthode améliorée (cf Chapitre III), elles donnent une incertitude de 100% sur le débit de la cote 500 cm à KOUA ; soit 2 fois moins que ce qu'on obtient avec la méthode classique sur les données de basses eaux.

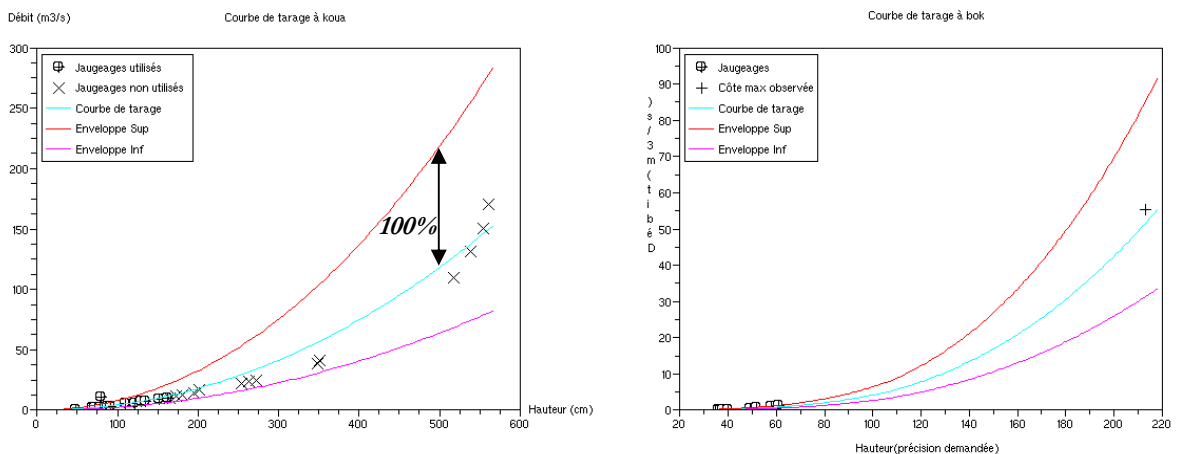


Figure 18 : Enveloppes calculées par la méthode améliorée à KOUA et BOK

On remarque bien, que les enveloppes calculées par la méthode améliorée tendent vers les enveloppes réelles ; cette confirmation nous a permis de l'appliquer sur les données des stations

pauvres en jaugeages de hautes eaux (AG, BOK, COTE 238, ARA, KOLO, NEKE et SAR) comme le montre le graphique de droite (figure 18, graphique de droite) à BOK.

Le tableau 5 présente la synthèse des résultats obtenus à toutes les stations. Les stations qui présentent les plus faibles taux d'incertitude sont Bori (%V= incertitude moyenne sur le volume de 2004=5,44%) et Barérou (%Q=incertitude moyenne sur le débit=6,40%), elles sont à l'opposé de Bokpérou (%V=45,90%) et Sarmanga (%V=79,76%).

Ces résultats ont permis de définir un ordre de priorité (détaillé en annexes) entre stations pour la campagne de jaugeages 2006.

Tableau 5 : Synthèse des résultats à toutes les stations

Station	Courbe	%Q	%V2004	Priorité de Jaugeage
Cote 238	combinée	12,30	12,50	1
AffonPont	combinée	23,85	24,10	1
Barérou	combinée	6,40	6,98	
Bétérou	combinée	19,11	9,50	
Bori	combinée	9,59	5,44	
Wéwé	combinée	6,69	8,77	2
Aguimo	seuil	18,86	19,85	1
Ara	combinée	36,8	36,33	1
Aval Sani	seuil	14,71	14,79	
Bokpérou	strickler	45,57	45,90	1
Donga Affont	strickler	25,43	21,22	2
Donga Pont	combinée	14,58	21,07	1
Igbomakoro	strickler	14,67	13,76	2
Kolokonde	combinée	9,06	7,96	2
Koua	combinée	9,67	10,43	2
Nekete	combinée	10,68	10,72	2
Sani	seuil	17,86	20,53	1
Sarmanga	combinée	180,20	79,76	1
Tébou	combinée	12,17	11,90	2

Trois stations (DAF, AFP, SANI) présentent un comportement particulier qui mérite d'être souligné. Ces 3 stations se situent en amont de la station AV (voir carte au Chapitre III). Elles présentent une trop forte dispersion des jaugeages à mi-hauteur comme le montre les figures 15 (graphique de gauche) et 19, ce qui semble indiquer une influence mutuelle. En effet, la station SANI semble mieux préciser le phénomène : les écoulements en moyennes eaux au droit de cette station semblent subir un engorgement produit par une remontée d'ondes de l'aval, puisqu'à des cotes très élevées, on jauge des débits assez faibles ; ou alors il s'agirait d'un effet hystérésis.

Toutefois, la forte dispersion des jaugeages aux stations DAF et AFP signale l'existence d'une influence qui ne milite pas en faveur de l'hypothèse d'un effet hystérésis évoquée

précédemment. Des études supplémentaires sont nécessaires pour comprendre et prendre en compte ce phénomène.

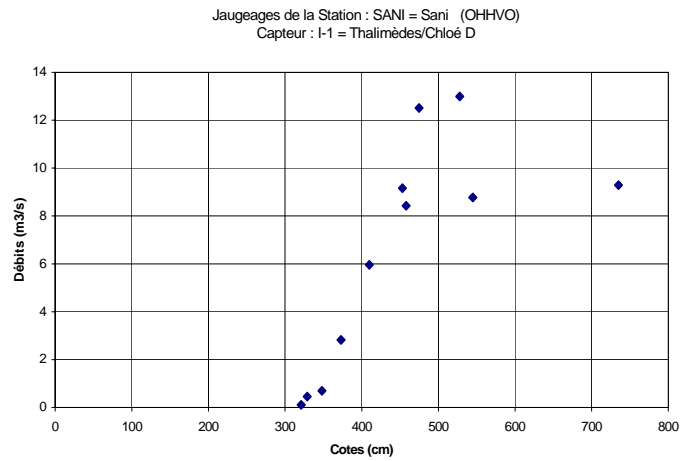


Figure 19 : Jaugeages à SANI

1-2- Hydrogramme et volume

Nous présentons ici quelques résultats obtenus pour les stations BETEROU (10050 km²) et IGBOMAKORO (2334 km²), stations sur lesquelles sera présenté le bilan hydrologique par la suite. Les bassins contrôlés par ces 2 stations sont frontaliers et présenteraient des différences significatives selon l'occupation du sol (IMPETUS, 2005).

L'année 2002 a connu un volume moyen écoulé de 1 milliard de m³ (compris entre 0,9 et 1, 15 milliards) sur le bassin de BETEROU avec un débit annuel maximal d'environ 320 m³/s (compris entre 300 et 355 m³/s) comme le montre la figure 20 :

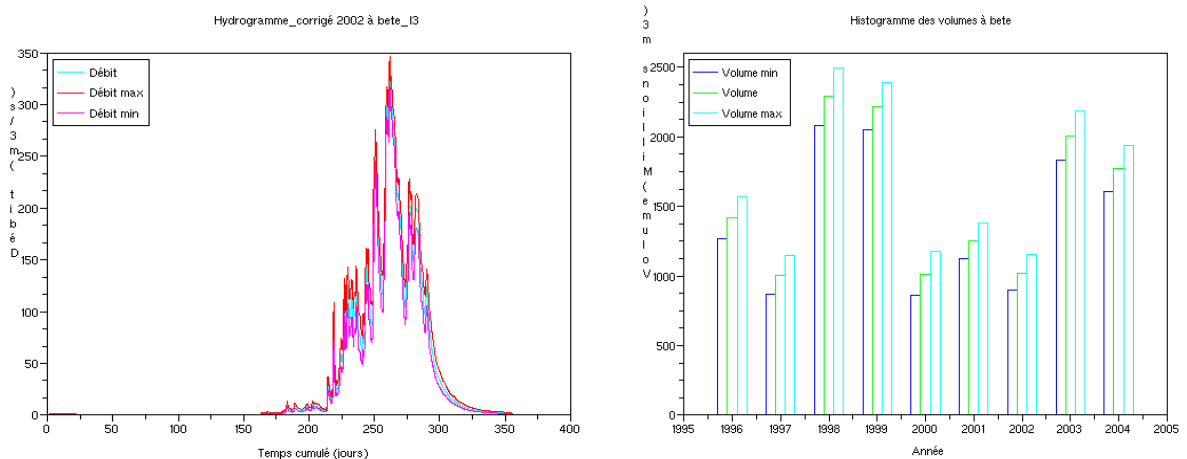


Figure 20 : Hydrogramme 2002 et volume écoulé 1996-2004 à BETEROU

Sur le bassin de IGBOMAKORO, on observe pour l'année 2004, un volume écoulé de 280 millions de m³ (compris entre 245 et 325 millions de m³) et un débit annuel maximal de 100 m³/s (compris entre 90 et 120 m³/s).

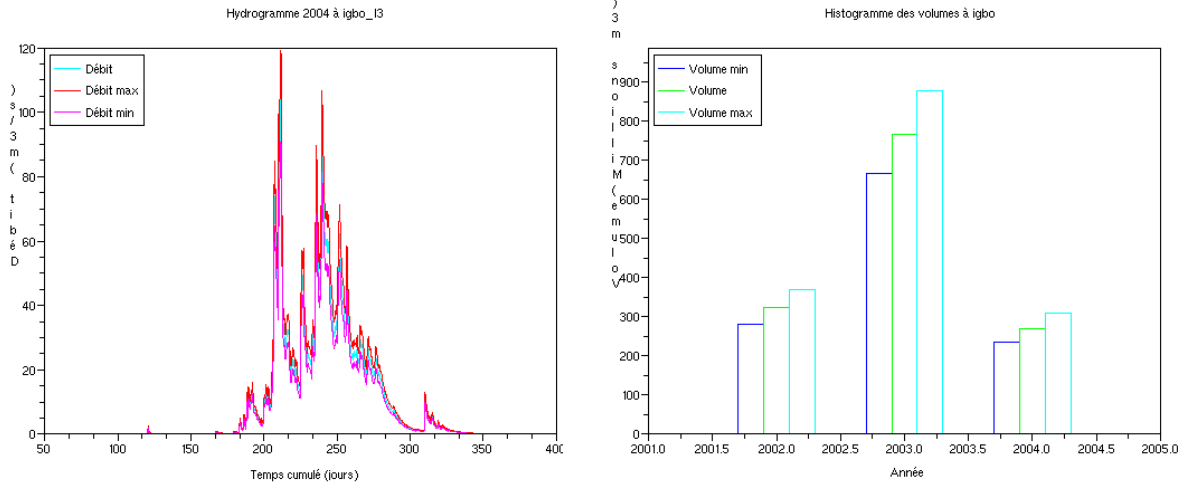


Figure 21 : Hydrogramme 2004 et volume écoulé 2002-2004 à IGBOMAKORO

2- Précipitations

La pluviométrie annuelle sur l’OHHVO sur la période 1998-2005 se présente comme suit :

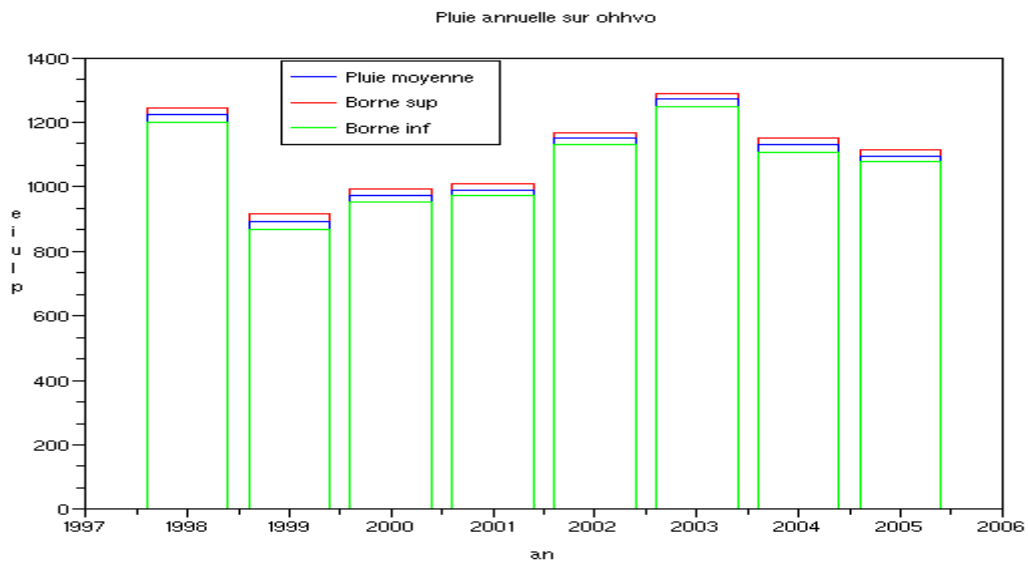


Figure 22 : Pluviométrie moyenne annuelle (1998-2005) sur l’OHHVO et marge de variation.

On aperçoit que l’année la plus déficitaire est 1999 tandis que 1998 et 2003 ont été les années pluvieuses. Ces résultats donnent une pluviométrie moyenne annuelle de l’ordre de 1120 mm avec une incertitude d’environ 2,65%. Les calculs ont par ailleurs montré que :

- L’incertitude moyenne sur la pluie mensuelle est de 4,55 %
- L’incertitude moyenne sur la pluie décadaire est de 7,14 %
- L’incertitude moyenne sur la pluie journalière est de 8,61 %

On enregistre ainsi une décroissance de l'incertitude moyenne sur la pluie à mesure que le pas de temps utilisé augmente. Ce qui indique une atténuation de l'incertitude (résultat similaire sur les volumes selon l'échelle spatiale). En fait, ceci n'est que la traduction de l'inégalité triangulaire obtenue en algèbre linéaire que l'on retrouve en opérant avec des variances : l'écart-type d'une somme de variables aléatoires indépendantes est inférieure à la somme des écart-type.

Ce résultat corrobore la thèse selon laquelle les phénomènes naturels en général, et les processus hydrologiques en particulier sont connus avec plus de précision aux grandes échelles : plus on descend vers une échelle plus petite de temps, plus l'incertitude augmente.

2-1- Répartition de la pluie annuelle

La répartition de la pluie annuelle par mois est très homogène d'un bassin à l'autre :

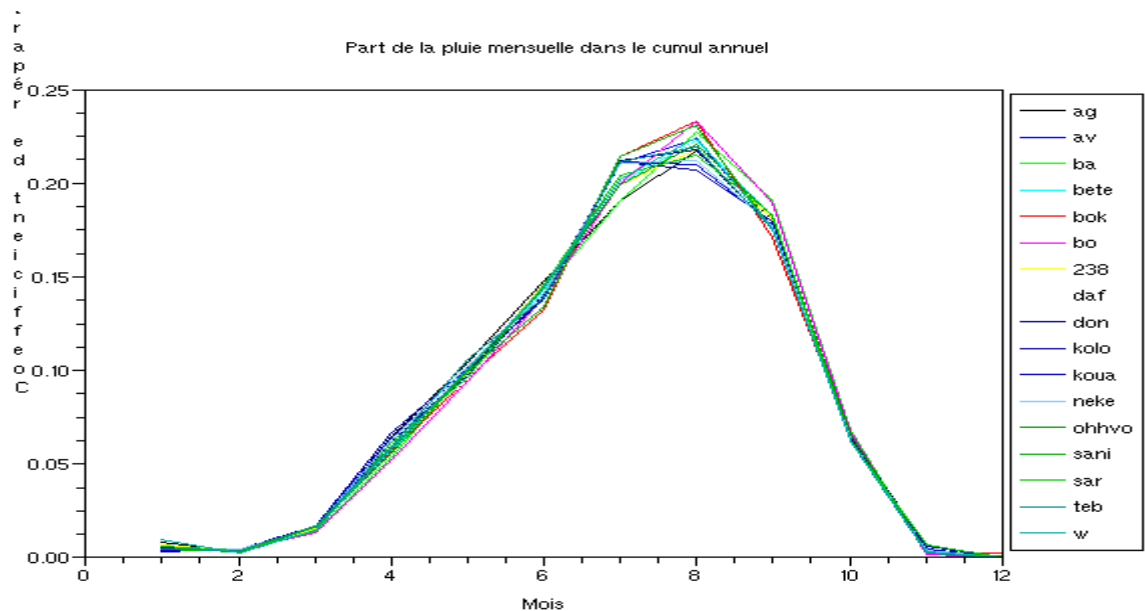


Figure 23 : Répartition mensuelle moyenne de la pluie annuelle

On constate que chaque mois affiche une part assez constante dans le cumul annuel, cette part pouvant atteindre son maximum (20-23%) au mois d'août et son minimum au mois de décembre selon les sous-bassins. L'écart entre sous-bassins ne dépasse jamais 3% et est généralement de l'ordre de 1 à 1,5%.

Au pas de temps décadaire (figure 24), on enregistre une variation caractéristique en dents de scie du phénomène. Ainsi, certaines décades semblent être privilégiées par la pluie. Les décades 4 à 8 (1^{er} février – 20 mars) affichent toujours les mêmes parts de pluie tombée quelque soit le bassin.

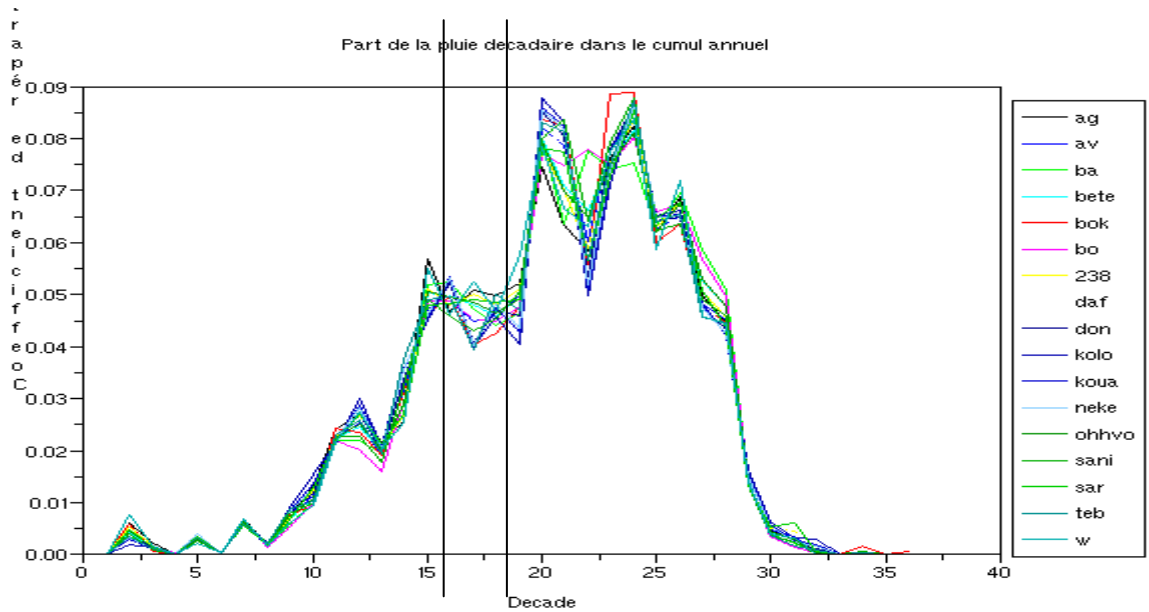


Figure 24 : Répartition décadaire moyenne de la pluie annuelle

On détecte bien un phénomène caractéristique de la mousson ouest-africaine aux décades 17 et 18 (10 au 30 juin) délimitées sur la figure ; en effet, il y a une stabilisation du phénomène et un signal un peu plus brouillé que pour les autres décades : cette période correspond au phénomène qualifié de « saut de mousson » par des études antérieures dans la sous-région ouest-africaine (JANICOT et SULTAN, 2001).

En effet, le bassin de l’Ouémé entre 9.5 et 10°N est dans la zone de transition entre les 2 domaines de la figure 25 : au nord de la zone de pluie en mai-juin et au sud de la zone en juillet-octobre : il est donc touché 2 fois. C’est donc assez sûrement la trace du saut de mousson que l’on voit dans les enregistrements.

Comme son nom l’indique, le saut de mousson

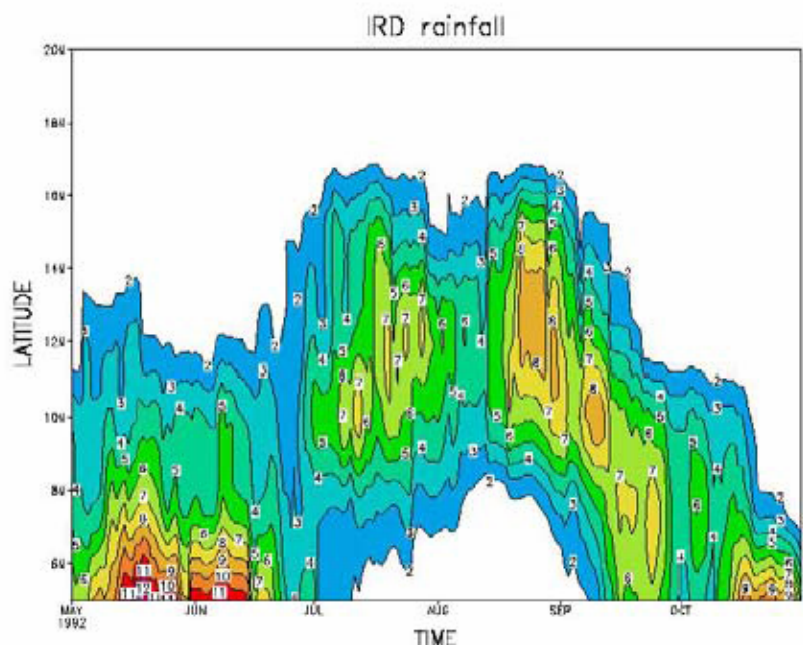


Figure 25 : Illustration du phénomène « saut de mousson »

désigne une pause, ou une intermittence entre l’amorce de la saison (avril-mai) et le cœur de saison (août-septembre). Son observation est claire et évidente au pas de temps décadaire ; par

contre au pas de temps mensuel, il est impossible de l'observer puisqu'il s'étend sur une durée de 15 jours environ.

2-2- Variabilité spatio-temporelle de la pluie annuelle

A l'échelle temporelle, nous avons calculé le coefficient de variation de la pluviométrie moyenne sur 8 ans (1998-2005) pour chaque bassin et confronté cette variabilité aux tailles des bassins comme le montre la figure 26.

L'observation du nuage présenté par le graphique d'en haut (figure 26) révèle une tendance entre la variabilité interannuelle de la précipitation et l'échelle spatiale à laquelle on opère. De même que ce résultat semble peu évident, celui que montre le graphique du milieu ne l'est pas plus. En effet, ce graphique confirme bien que la variabilité interannuelle du cumul pluviométrique n'est pas fonction de la taille du bassin, en revanche, les lames précipitées laissent apparaître une légère tendance selon la taille des bassins, c'est-à-dire qu'un bassin plus grand recevrait une pluie annuelle moins élevée.

Or nos bassins sont emboîtés suivant une direction Nord-Ouest, l'exutoire principal se situant au Sud-Est. Cette décroissance de la pluie en fonction de la taille des bassins, laisse ainsi penser à un gradient de pluviométrie. En réalité, au Nord-Ouest se trouve une chaîne de montagne (ATACORA) et notre bassin semble subir l'effet orographique.

Nous avons essayé de vérifier cette hypothèse. La figure 26 (graphique d'en bas) montre l'ajustement d'une droite sur les données formées par les coordonnées géographiques des centres des sous-bassins et les lames moyennes précipitées.

On aperçoit clairement que près de 90% de la variabilité de la précipitation annuelle est expliqué par l'axe des abscisses avec une pente négative, soit un gradient décroissant Ouest-Est des pluies. Ceci représente une première preuve des hypothèses émises. Il faut faire remarquer qu'aucune variabilité n'est expliquée par l'axe des ordonnées (direction Nord-Sud).

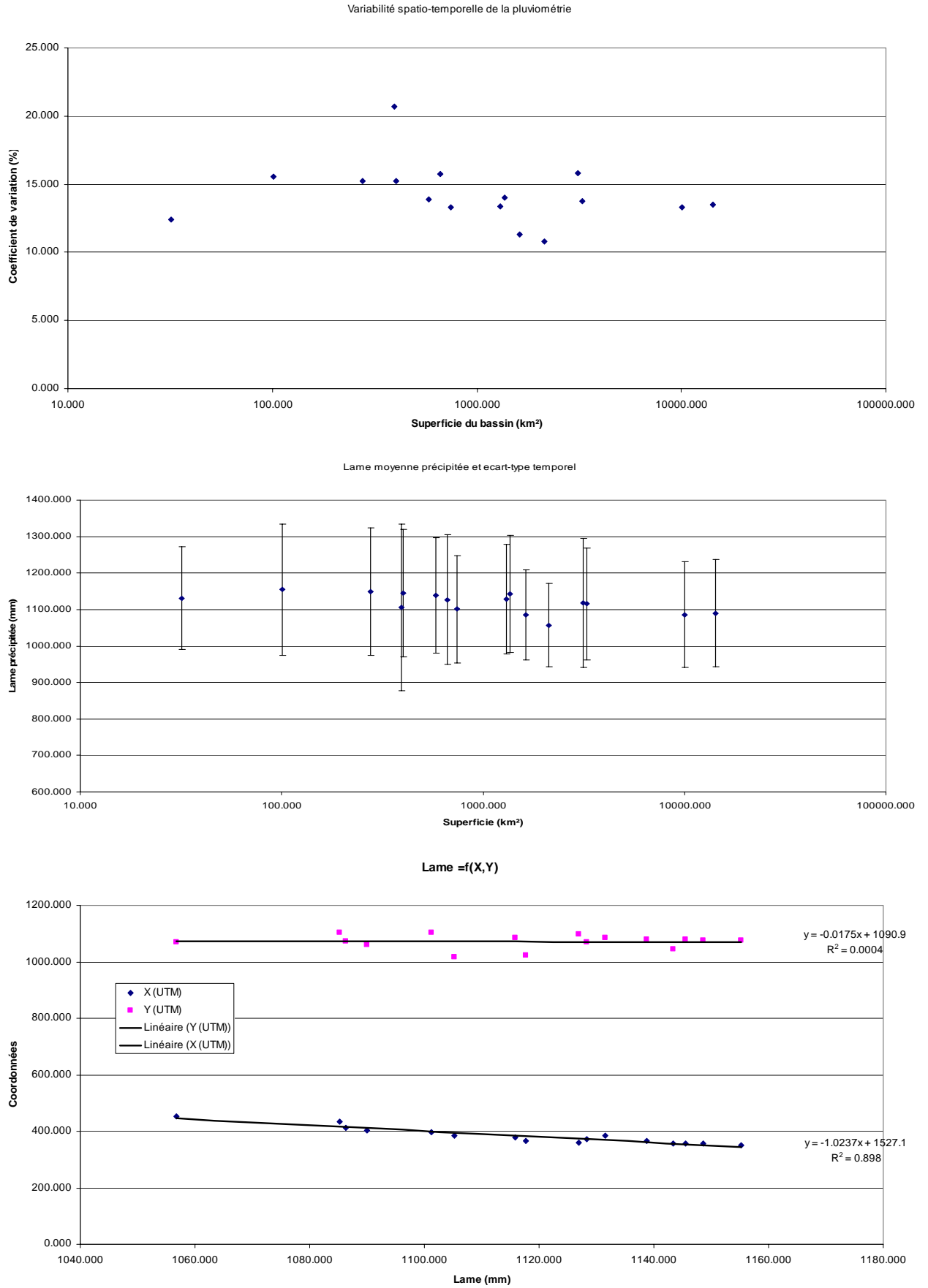


Figure 26 : Variabilité spatio-temporelle de la pluie annuelle moyenne

Nous allons à présent rechercher dans quelle direction nous avons le maximum de corrélation entre abscisses et lames précipitées. Nous considérons une rotation successive de 1° du système d'axes et calculons à chaque étape le coefficient de détermination de l'ajustement linéaire entre lames précipitées et coordonnées du centre de bassin. On obtient la figure suivante qui indique la direction optimale et le R²max :

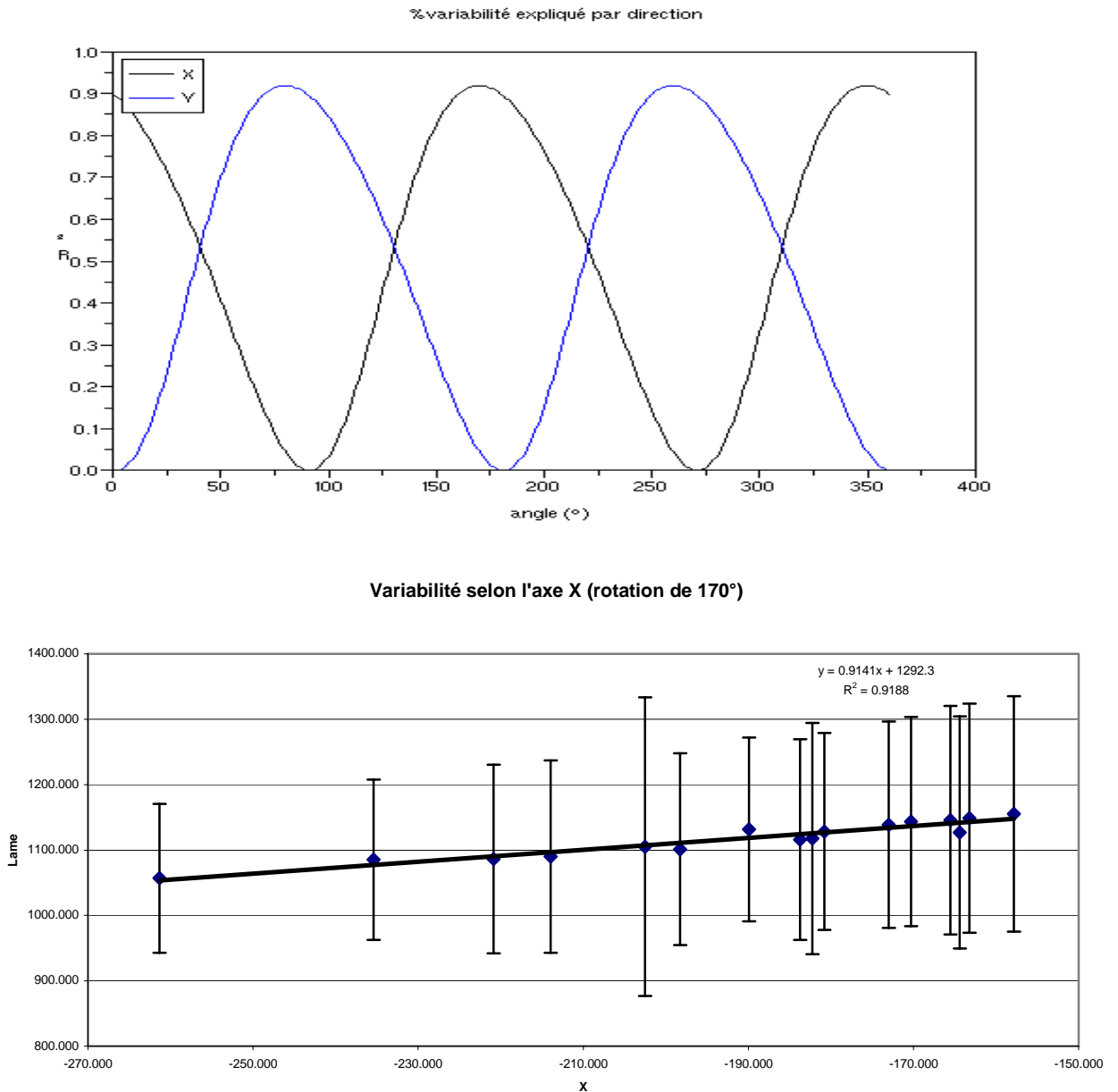


Figure 27 : Direction optimale et variabilité spatiale de la pluie annuelle

Nous obtenons donc dans la direction 170° (0°=direction Est) près de 92% de variabilité expliquée par l'axe des abscisses. Nous prouvons ainsi que les pluies augmentent dans la direction Ouest/Nord-Ouest (celle des montagnes environnant).

Cependant la variabilité interannuelle (estimée par l'écart-type interannuel des lames krigées par bassin) de la pluie (fig 26, graphique du haut) est supérieure (>10%) à sa variabilité spatiale (estimée par l'écart-type spatial des lames krigées pour chaque année et <10%) comme le montre la figure 28 (graphique du haut). On note que cette variabilité spatiale selon les années n'est pas liée de façon évidente au cumul annuel moyen de précipitations (graphique du bas).

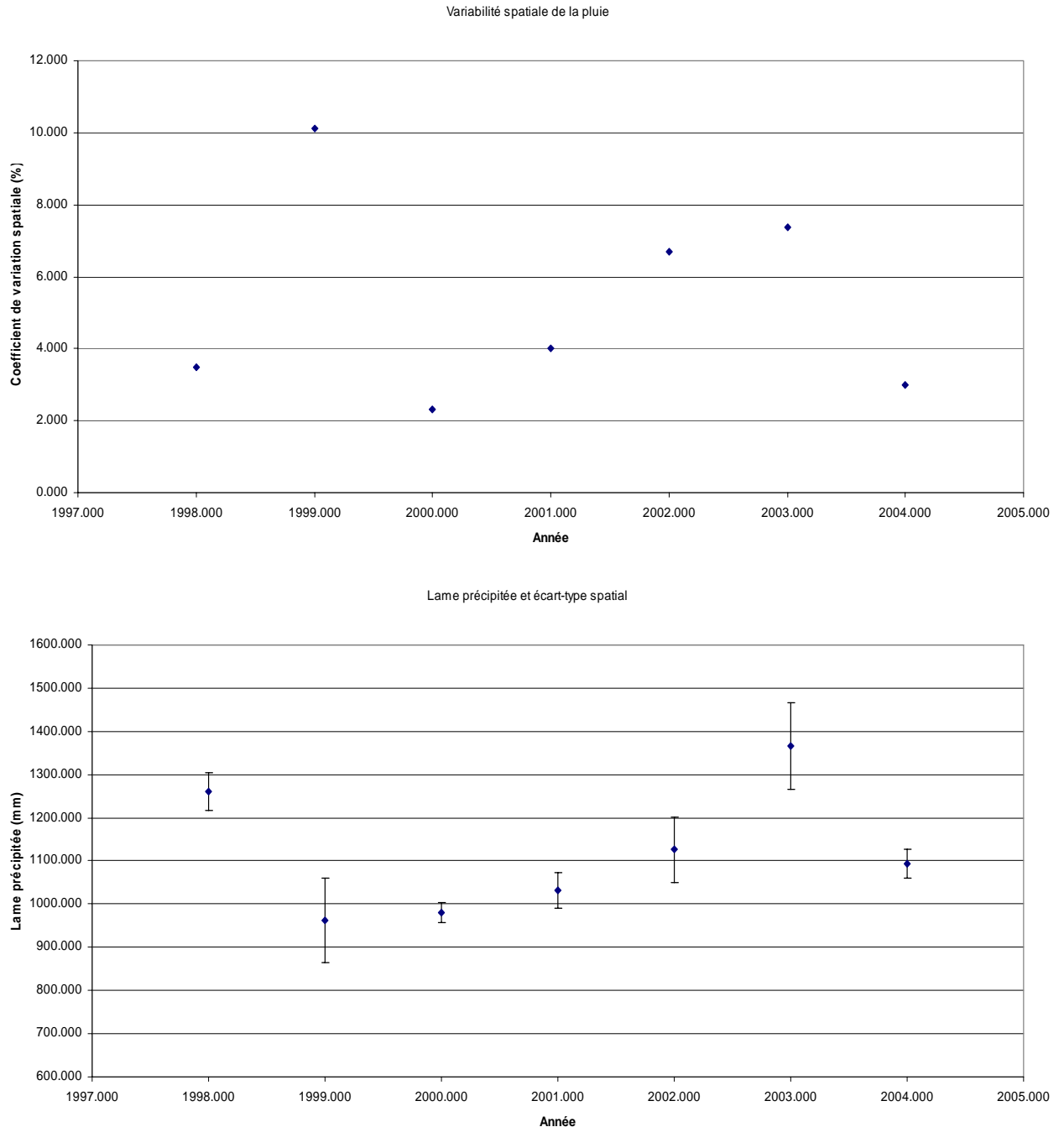
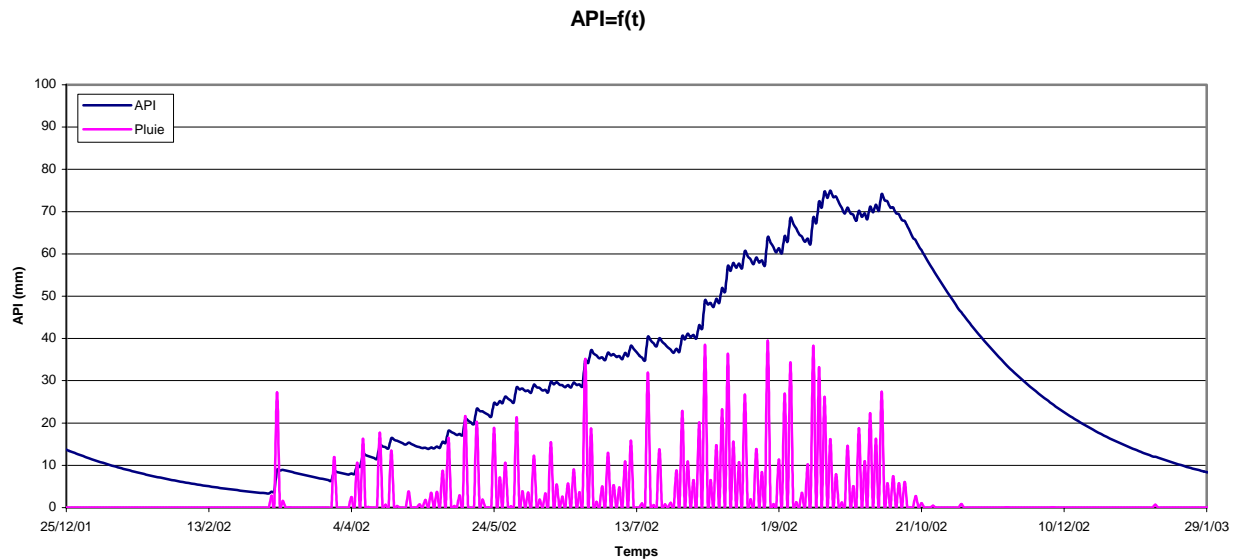


Figure 28 : Variabilité spatiale de la lame moyenne précipitée

3- Evapotranspiration réelle

Le calcul de l'ETR avec l'API (cf Chapitre 3) a donné les résultats suivants pour l'année 2002 :



ETP et ETR en fonction du temps

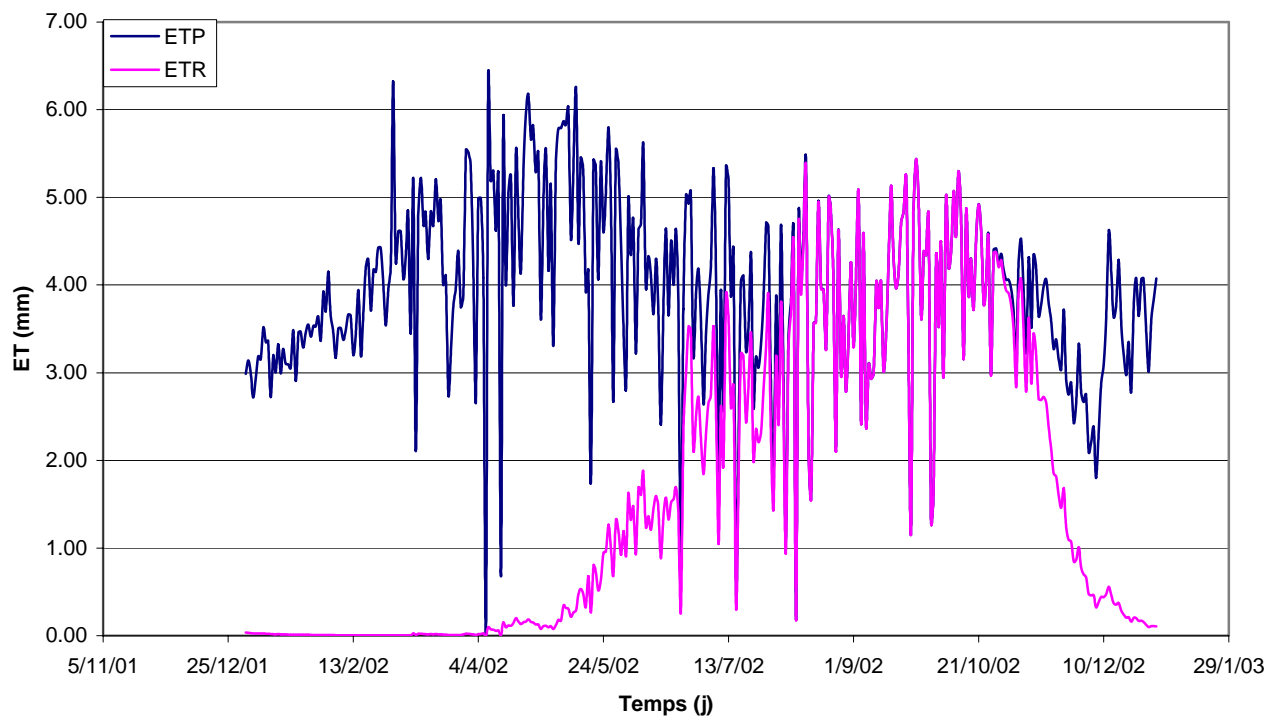


Figure 29 : Modulation de l'ETP par l'indice API et estimation de l'ETR

On observe une augmentation graduelle de l'API de Mars à Octobre et une décroissance rapide de novembre à Février. Cette évolution suit donc le rythme de la pluie. On aperçoit que l'ETR est presque nulle de mi-décembre à fin mars. Cette période correspond bien à la saison sèche et la quantité d'eau disponible dans le sol ne permet pas une évaporation remarquable. Par contre, de mi-août à fin octobre (cœur de la saison pluvieuse), la quantité d'eau disponible dans le sol est multipliée par 4 (par rapport à la période sèche) et on évapore à l'ETP.

On obtient le tableau suivant :

Tableau 6 : ETR et ETP pour 2002-2004

Année	2002	2003	2004
ETP (mm)	1432,90	1394,61	1390,06
ETR (mm)	586,33	622,76	600,42

Toutefois, il est important de faire remarquer que la méthode utilisée sous-estime l'ETR en saison sèche (ETR=0). Ce qui n'est pas réaliste car la végétation transpire. Cette limite que présente la méthode trouve son justificatif dans le fait que l'API a été ajusté sur la tranche superficielle 0-40 cm. Effectivement, en saison sèche, on peut supposer que cette tranche de sol est sèche, cependant, les arbres puisent l'eau beaucoup plus loin (jusqu'à 20 m par exemple), ce qui n'est pas pris en compte par la méthode.

4- Analyses pluie-Débit

La complexité du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant mérite que dans le cadre d'une étude de bilan, l'on s'interroge sur les facteurs qui influencent significativement la transformation de la pluie en débit. Aussi, doit-on rechercher la variabilité interne des processus hydrologiques avant de les confronter entre eux.

Nous avons analysé l'évolution du lien entre précipitation et écoulement en comparant le résultat à ce qui avait été calculé sur la période 1952-2000 (LE LAY 2002) (figure 30). Le coefficient d'écoulement observe une évolution en fonction de la lame précipitée, de même que l'incertitude sur ce coefficient. Ce lien que nous avons établi entre lame précipitée et lame écoulée établi entre 2002 et 2004 n'est pas différente de ce qui a été établi pour la période 1952-2000 : en effet, les valeurs de lames pluie de plus de 1400 mm qui sont décalées par rapport à la courbe ajustée sur 1952-2000 sont celles de l'année 2003 qui est une année exceptionnellement pluvieuse.

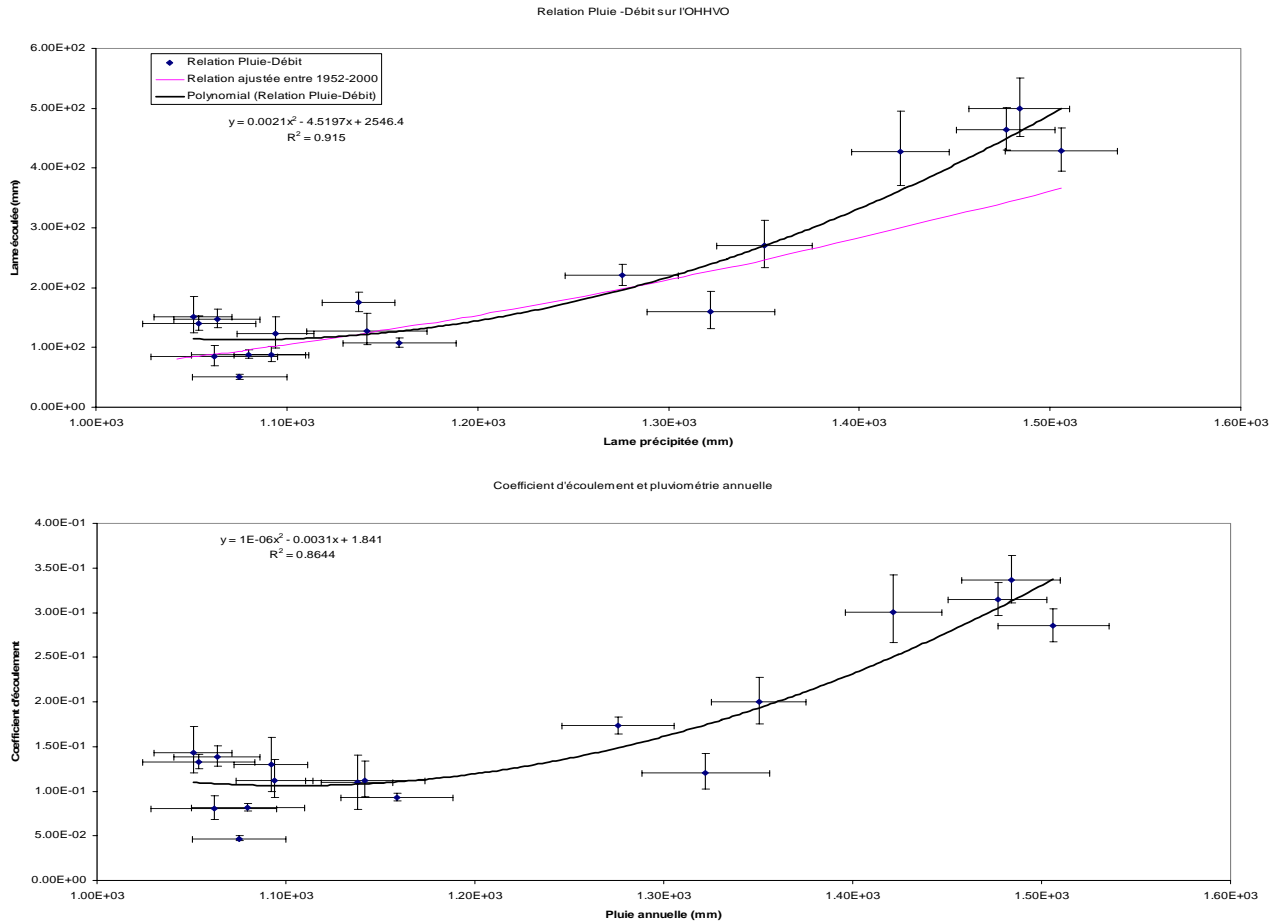


Figure 30 : Lames pécipitées, écoulées et coefficient d'écoulement

On observe la décroissance du coefficient d'écoulement par rapport à la superficie du bassin (figure 31).

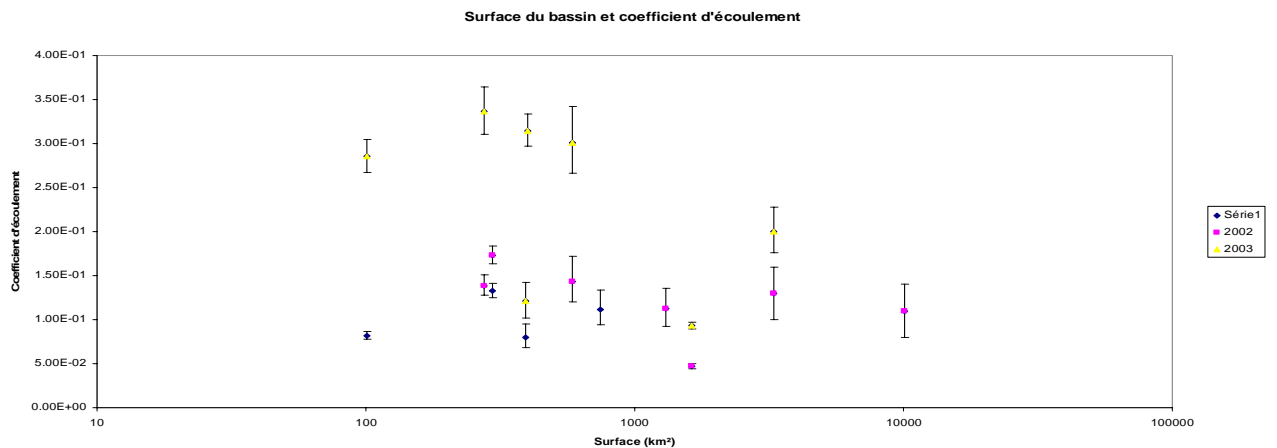


Figure 31 : Décroissance du coefficient d'écoulement en fonction de la superficie du bassin

Mais, il n'y a aucun lien ($R^2=0$, figure 32) entre ce coefficient et la forme des bassins caractérisée ici par l'indice de Gravelius (ZANNOU, 2004). Ce qui indique clairement que

l'écoulement n'est pas lié à la forme géométrique du bassin, mais plutôt aux autres paramètres de l'environnement (pluie, superficie, nature et occupation des sols, topographie, activité humaine...).

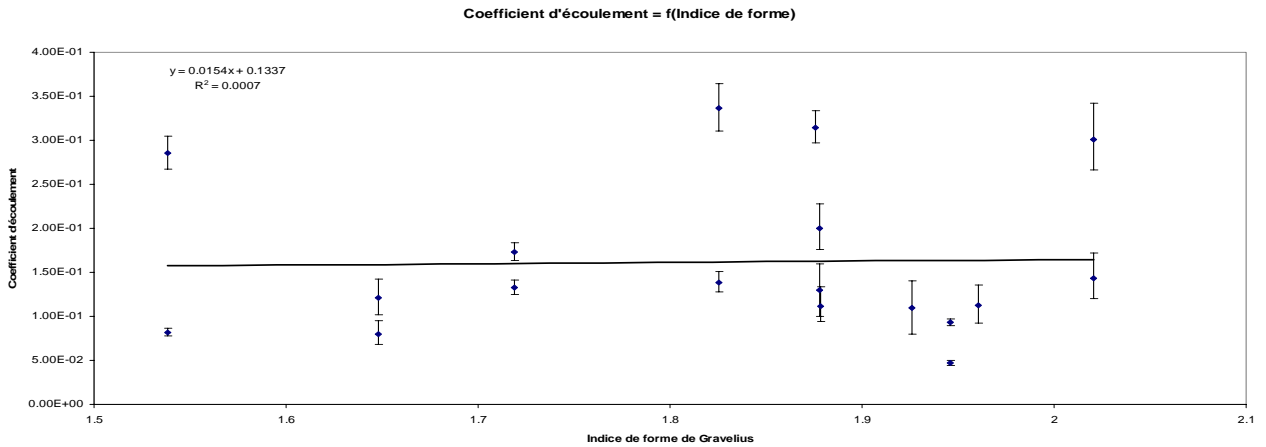


Figure 32 : Relations Pluie-débit avec forme des bassins

Sur un autre registre, nous nous sommes intéressé à la relation pluie-débit à l'échelle mensuelle et journalière.

Les coefficients d'écoulements mensuels sur le bassin de BAREROU sont portés sur la figure 33. On observe que les mois d'octobre et de novembre affichent souvent des coefficients supérieurs à 1. Ce qui représente l'écoulement retardé de chaque saison.

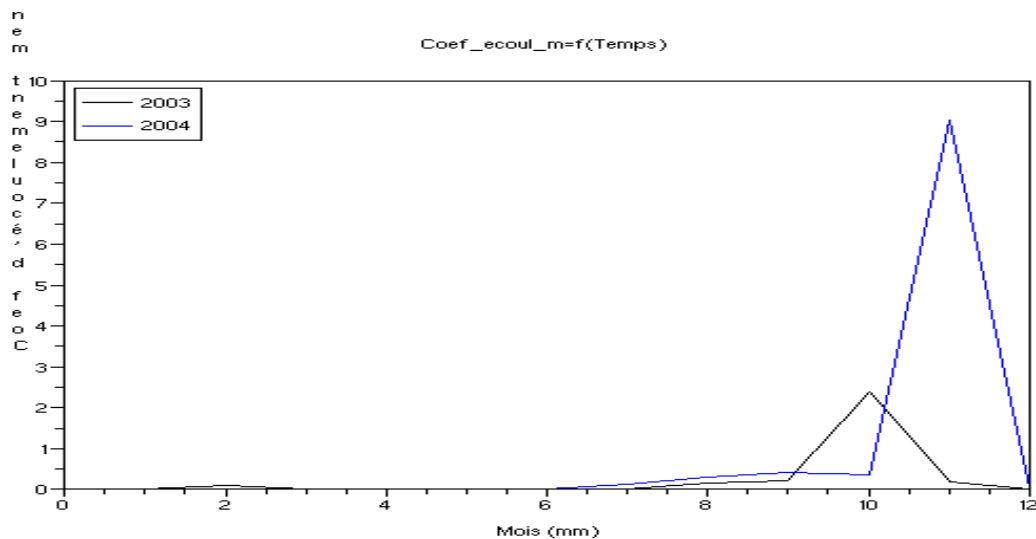


Figure 33 : Coefficients d'écoulements mensuels à Barérou 2003-2004

La visualisation sur un même graphe des pluies et débits au pas de temps journalier montre un décalage d'environ 150 à 200 jours (soit 5 à 7 mois) entre les premières pluies et le

début des écoulements (exemple de Barérou à la figure 34 graphique du haut). La pluie nette cumulée au-delà de laquelle les écoulements naissent est de l'ordre de 300 mm comme le montre l'exemple de la station Bétérou à la figure 34 (graphique du bas). Ce résultat confirme celui mis en évidence par PEUGEOT et al. (2005). Quelles que soient les années, ce stockage de départ est toujours respecté. Il y a donc un vide laissé par l'évapotranspiration lors de la saison sèche (Décembre-Février) qui doit être comblé avant toute chose. Ceci témoigne de l'importance de l'évapotranspiration dans les échanges d'eau entre le continent et l'atmosphère. Aussi, il peut y avoir des stockages en surface en début de saison (bas-fonds par exemple) et l'écoulement ne démarre que lorsqu'ils sont pleins et débordent. Des investigations sont en cours pour vérifier cette thèse.

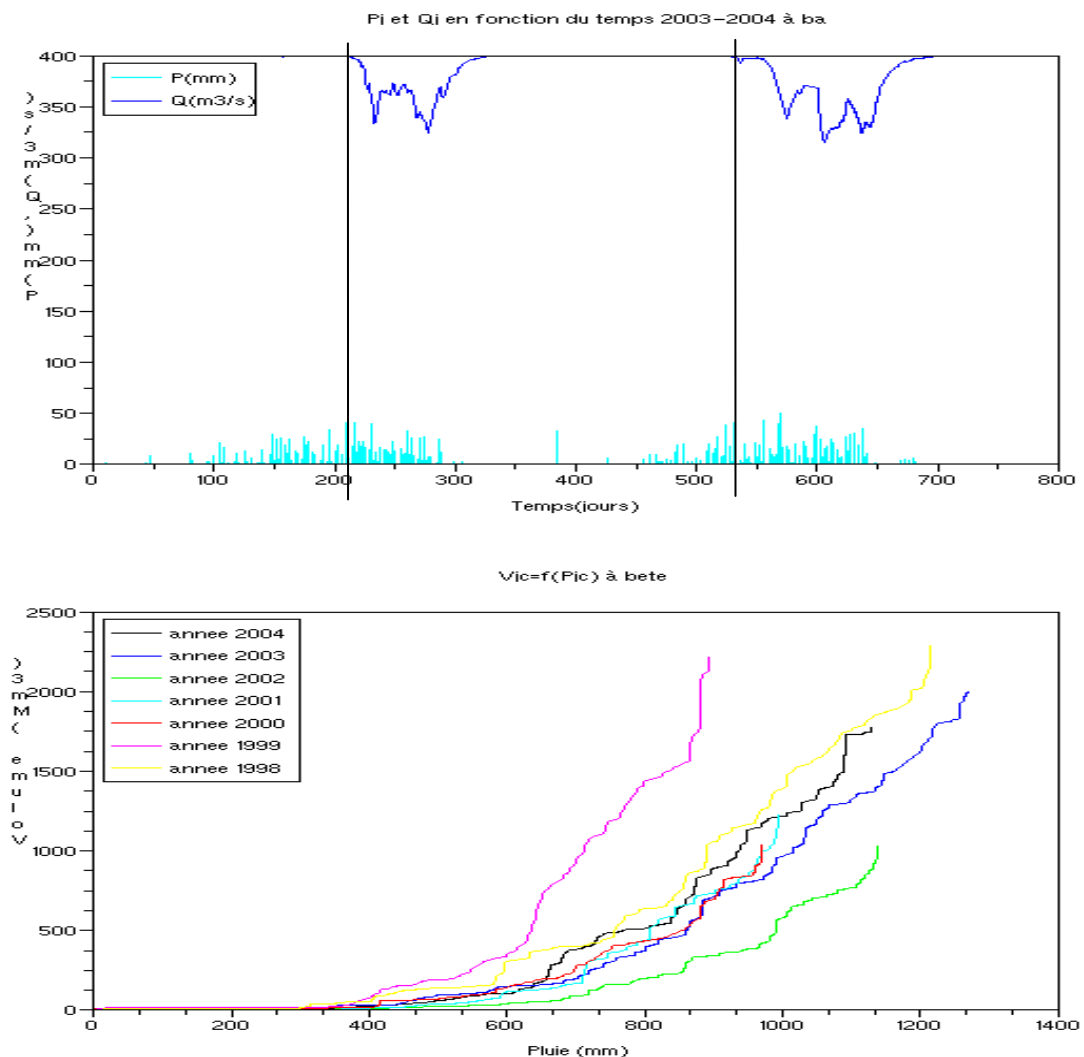


Figure 34 : Analyse pluie-débit à l'échelle journalière

En guise de synthèse, nous avons calculé pour tous les bassins et prenant en compte toutes les années, la répartition mensuelle moyenne (figure 35, graphique du haut) du volume

annuel écoulé (comme fait auparavant pour la pluie) avec les marges d'incertitude. Le croisement de cette répartition à celle de la pluie (graphique du milieu et du bas) permet de noter que sur l'OHHVO en général :

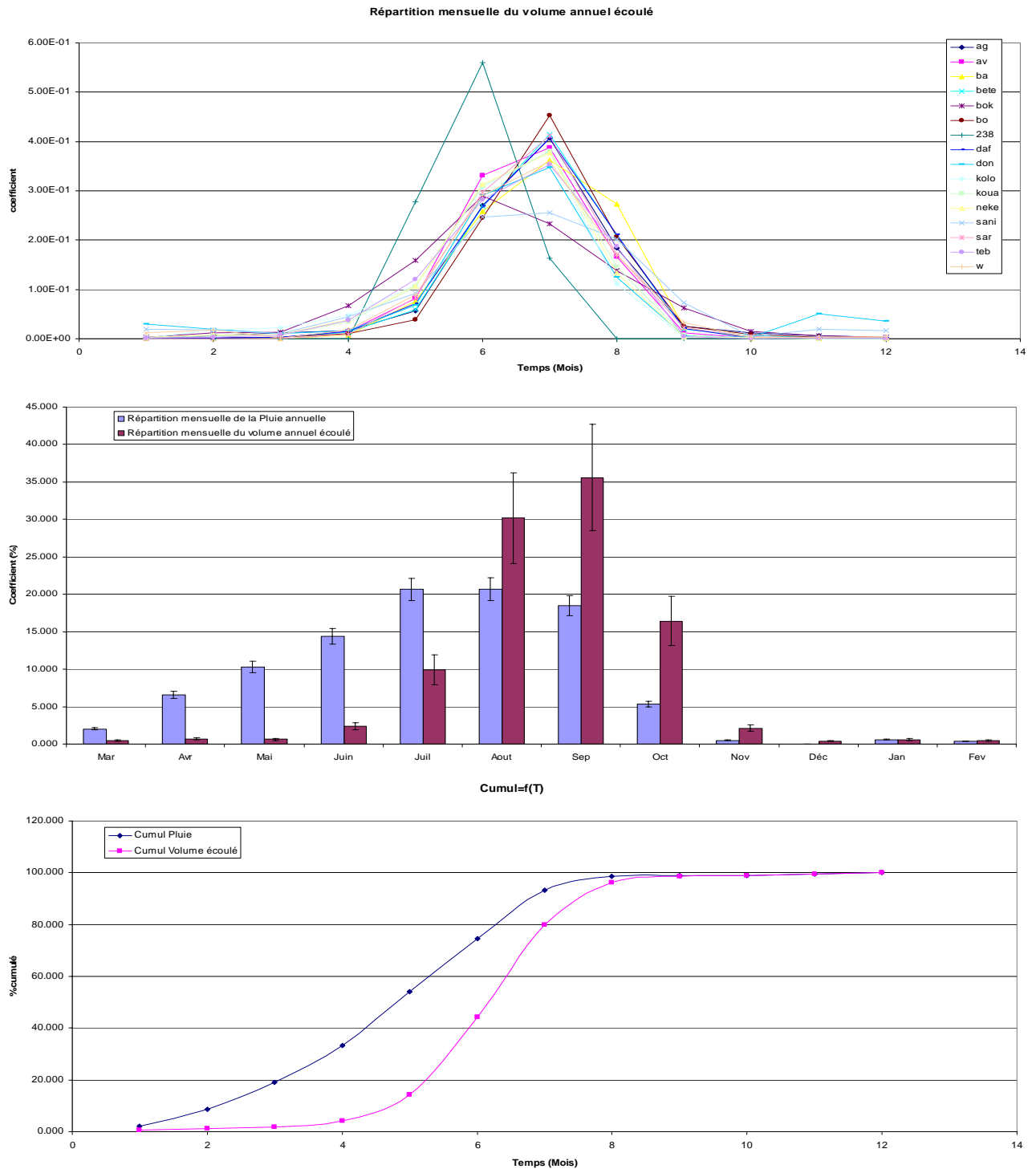


Figure 35 : Répartition mensuelle de la pluie, de l'écoulement et cumuls

- les mois les plus pluvieux sont juillet-août (graphique du milieu)
- le mois le plus ruisselant est septembre (graphique du milieu)

- le ruissellement continue jusqu'en décembre tandis que les pluies ont cessé (graphique du milieu)
- il n'y a pas de ruissellement significatif avant avril (graphique du bas)

5- Calcul du bilan hydrologique

Nous avons calculé les bilans hydrologiques aux stations AV, BETEROU et IGBOMAKORO pour l'année 2002. Les raisons qui fondent ces choix sont les suivants :

- AV est un des sous-bassins de celui de BETEROU : d'une part la portion du bassin de BETEROU en aval de AV est caractérisée par la présence d'une forêt classée le long du cours d'eau (IMPETUS, 2005). Cette modification de l'occupation du sol entre les bassins de AV et BETEROU a sans nul doute des répercussions sur le bilan annuel. D'autre part, le principal bassin en amont de AV est celui de la DONGA. Nous n'avons pas trouvé l'intérêt de calculer le bilan sur ce bassin puisque ceci fait l'objet du travail mené dans le même temps par notre collègue METADIER (2006).
- IGBOMAKORO est une station du bassin de la Térou, bassin frontalier avec celui de l'Ouémé à BETEROU, mais qui présente un couvert végétal caractérisé également par une forêt classée. L'étude du bilan hydrologique sur ce bassin nous permettra de voir quelles sont les différences de fonctionnement qu'il présente par rapport aux autres.
- L'année 2002 a été retenue parce qu'elle présentait des données assez complètes pour ces 3 stations (moins de 25% lacunes dans les données d'écoulement), et pour favoriser une comparaison de nos résultats avec ceux issus de la modélisation (LE LAY, 2006).

Le calcul de la variation de stock souterrain se fera par l'équation du bilan comme suit :

$$\Delta S = P - Q - E$$

où P désigne la pluie, Q le volume écoulé à l'exutoire, E l'évapotranspiration et ΔS la variation de stock souterrain (tous exprimés en mm).

Le tableau suivant recense les valeurs de chaque terme :

Tableau 7 : Estimation des termes du bilan annuel sur 3 sous-bassins

Bilans annuels 2002			
Sous-bassins	AV	BETE	IGBO
Lame précipitée (mm)	1104.09 +/- 2%	1150.00 +/- 2%	1235.24 +/- 2%
Lame évaporée(mm) supposée sans incertitude	586.33	586.33	586.33
Lame écoulée(mm)	145.50 +/- 15%	123.25 +/- 10%	138.67 +/- 14%
Variation de stock souterrain(mm)	372.25 +/- 11%	440.42 +/- 7%	510.24 +/- 8%
Coefficient d'écoulement	0.13 +/- 0.02	0.11 +/- 0.01	0.11 +/- 0.02

On remarque que le bassin de l'Ouémé à AV ayant reçu la plus faible pluie ruisselle mieux que les deux autres. Cette remarque appelle 2 réflexions majeures :

- si à la BÉTEROU, la taille du bassin (3 fois supérieur à celui de l'AV) peut expliquer cette différence d'écoulement, il n'en demeure pas moins vrai que la forêt située entre AV et BETE, le long du cours d'eau puisse constituer un facteur ralentissant l'écoulement et favorisant l'infiltration comme le montre ce tableau.
- IGBO, bassin de taille voisine d'AV, semble accentuer les constats faits pour BÉTEROU, en effet, le bassin de IGBO est occupé sur une bonne partie par une forêt qui fait d'ailleurs l'objet d'un défrichement prononcé. Il est difficile avec ces données de détecter l'influence éventuelle de cette anthropisation poussée du bassin de la Téro, d'où l'intérêt d'un suivi à long terme.

Toutefois, ces éléments constituent des hypothèses et une analyse poussée mérite d'être menée pour appréhender les facteurs physiques essentiels qui gouvernent le fonctionnement des bassins (méthode ACP par exemple).

Les graphiques de la page 74 présentent les bilans hydrologiques annuels et mensuels sur les 3 sous-bassins (AV, BETE et IGBO).

A l'échelle annuelle, on aperçoit que l'évapotranspiration représente près de 50% du bilan tandis que le stockage avoisine les 35-40%. Ainsi, la plus grosse part de la pluie tombée s'évapore tandis que 11-13% se transforme en écoulement. Les résultats de Bétérou sont en accord avec ceux de la modélisation (Topamma) obtenus par LE LAY (2006) à savoir : évapotranspiration = 50% ; écoulement = 12% et variation de stock souterrain = 38%. Ceci justifie la crédibilité de l'estimation grossière de l'ETR (modulation de l'ETP par l'API) utilisée dans cette étude. Toutefois, il est important de valider ce calcul de la variation de stock souterrain dans une approche de bilan car, d'une part cette variation est estimée comme résidu (il n'y a pas d'observations directes et il est possible qu'il y ait un effet de compensation entre ETR et ΔS) et

d'autre part, elle constitue un élément important dans la problématique AEP (Approvisionnement en Eau Potable) comme décrite au Chapitre I.

L'analyse des bilans mensuels (figure de la page suivante) montre que les premiers écoulements n'apparaissent que 4 à 5 mois (2 à 3 mois en général d'après LE LAY, 2006) après les premières pluies. Ce délai s'explique probablement par le caractère déficitaire de l'année précédente qui peut être à l'origine d'un assèchement prononcé du sol. Ce qui implique une consommation importante d'eau par le sol en début de saison 2002, d'où un retard des écoulements en surface.

Les pluies s'étalent de Mars à Octobre et les écoulements sont concentrés entre juin et octobre. Ainsi, l'arrêt des pluies coïncide avec l'arrêt du ruissellement. Cela pourrait s'expliquer par le fait que l'année 2002 (moyenne en pluviométrie) fait suite à 3 années sèches, ce qui n'a donc pas permis de mettre en évidence l'écoulement retardé observé généralement en année excédentaire sur les sous-bassins de l'OHHVO (LE LAY, 2002 ; KAMAGATE, 2006).

La lame ruisselée mensuellement ne dépasse jamais les 50 mm sauf à IGBO. Les précipitations, les écoulements et l'évapotranspiration atteignent leur maximum au mois de septembre sauf à Bétérou où l'on note un décalage d'un mois. Ceci peut se comprendre aisément par le fait que les bassins plus petits ont un temps de réponse plus court.

D'octobre à décembre, l'évapotranspiration dépasse la pluie tandis qu'il n'y a aucun écoulement significatif. Elle est en faite satisfaite par l'eau retenue dans la zone saturée du sol juste après les dernières pluies. Ainsi, il se produit un important stockage de Mars à Octobre (période pluvieuse) et un léger déstockage de novembre à février.

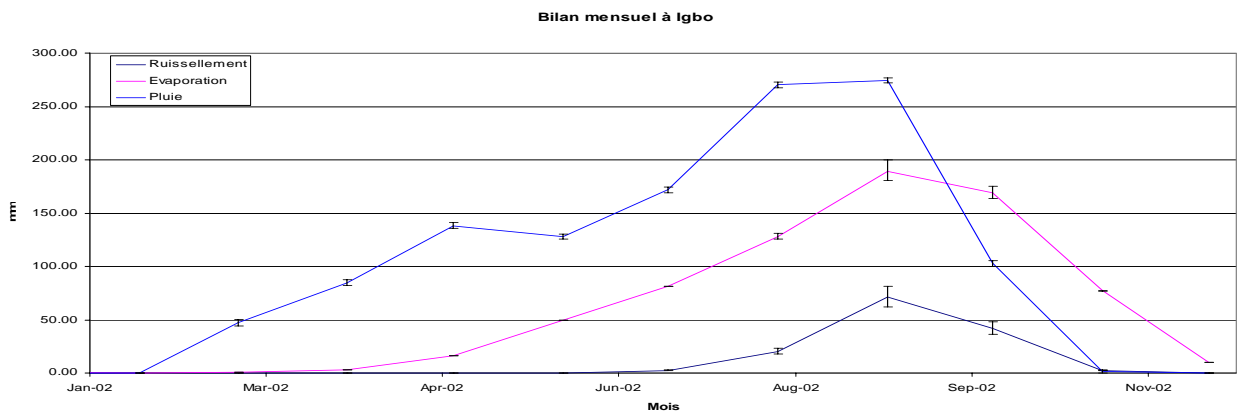
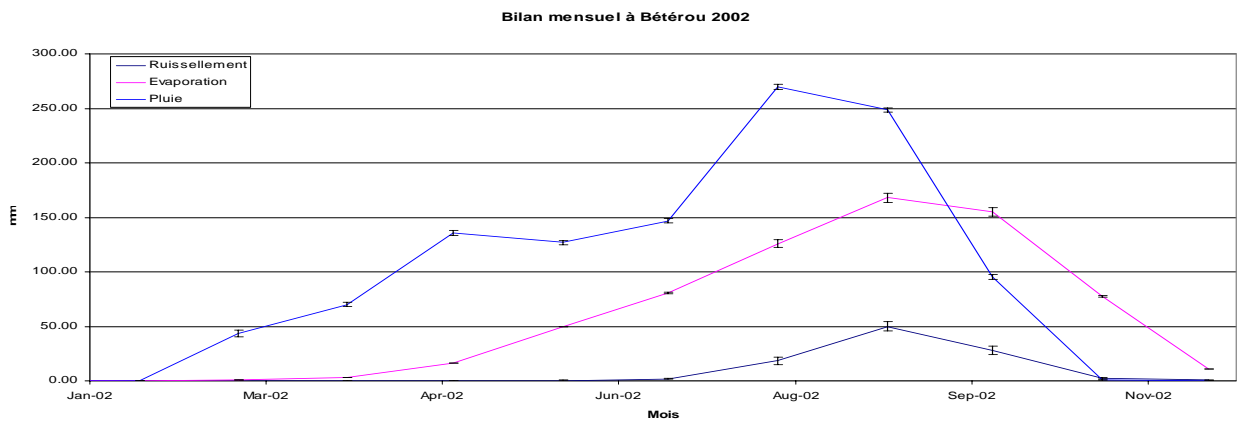
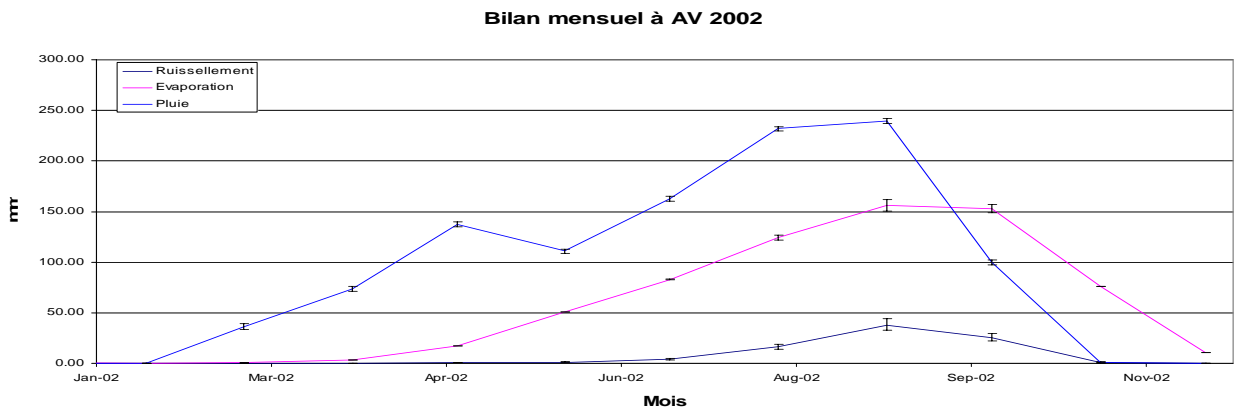
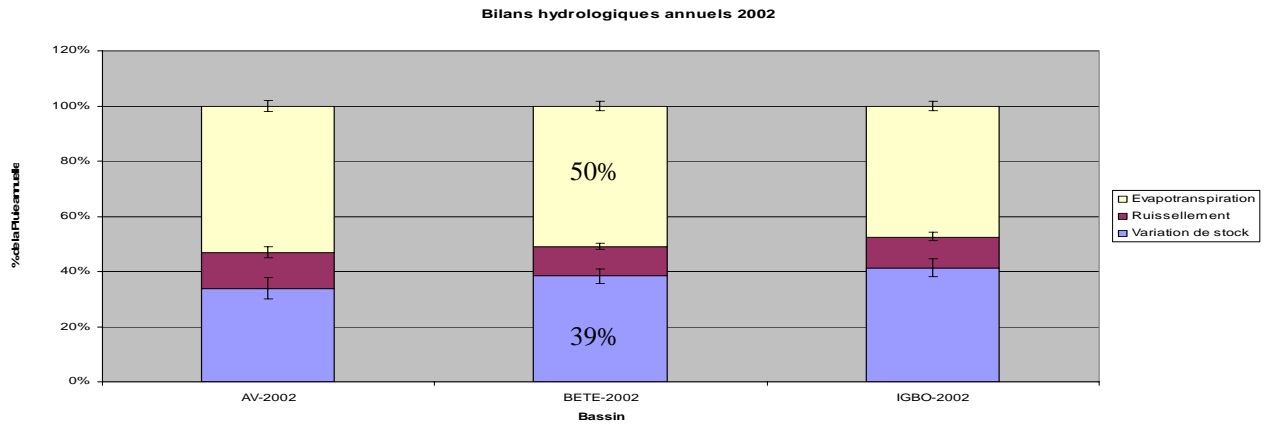


Figure 36 : Bilans hydrologiques 2002 sur AV, BETE et IGBO

CONCLUSION GENERALE, RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude menée dans le cadre du Master Recherche Eau et Environnement de l'UM2 et du Programme International de Recherches AMMA (pilote au Bénin par l'IRD), nous a permis d'approfondir nos connaissances dans les sciences de l'eau en général, et en hydrologie en particulier.

Elle a été l'occasion de développer une méthode de calcul des incertitudes sur les débits et volumes écoulés pour les stations hydrométriques de l'Observatoire Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO, ORE AMMA-CATCH). Nous avons, après avoir transformé les données de jaugeages dans un plan bi-logarithmique, ajusté les courbes de tarage avec les modèles de Strickler, du seuil ou une combinaison des deux (qui se linéarisent dans ce plan). Nous avons également développé une méthode améliorée, destinée à réduire les incertitudes pour les stations mal jaugeées en hautes eaux sous l'hypothèse de la constance de l'erreur d'ajustement. Des tests statistiques nous ont permis de vérifier que nous n'étions pas en dehors des limites ou hypothèses d'applicabilité de la régression linéaire simple par la méthode des moindres carrés. Toutefois, en attendant d'avoir plus de données, il convient ici de souligner que l'effectif de certains échantillons (5 à 10 points) auxquels nous avons appliqué ces tests n'est pas de nature à garantir leur fiabilité.

Nous avons exploité les courbes de tarage ajustées pour calculer les débits (hydrogramme) et volumes écoulés avec leur marge d'incertitude (10% d'incertitude moyenne sur les écoulements à Bétérou par exemple). Ceci a été fait avec un outil (ERESIA, 6278 lignes) que nous avons développé et qui est directement utilisable et utilisé dans un cadre opérationnel au Service de l'Hydrologie de la Direction Générale de l'Hydraulique de Bénin.

En ce qui concerne le calcul des précipitations, nous avons utilisé les lames journalières krigées avec les variances d'estimation pour calculer aux autres échelles de temps (annuelles, mensuelles et décadaires) et étudier la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur le bassin de l'Ouémé Supérieur (par exemple, on obtient respectivement 2,65% et 8,61% d'incertitude sur les pluies annuelle (moyenne = 1120 mm) et journalière).

L'ETR, terme prépondérant du bilan d'eau sur le bassin, a été estimée grossièrement par une fonction sigmoïdale qui module l'ETP. Les résultats obtenus à ce sujet ($ETR_{2002} = 586,33 \text{ mm}$ par exemple) doivent être confrontés avec les données des stations de flux qui seront disponibles fin 2006 pour un début de validation.

L'estimation de la recharge profonde ou variation de stock (terme résiduel) a été faite par application du bilan hydrologique. Il révèle qu'environ 38% de la pluie a rechargé la nappe tandis que 11% environ a ruisselé à Bétérou en 2002 (année pluviométrique moyenne faisant suite à 3 années sèches). Ces mêmes résultats obtenus par modélisation (Topamma) par LE LAY (2006) démontrent la justesse des approches considérées, notamment en ce qui concerne les courbes de tarage (méthode combinée) et l'ETR (modulation sigmoïdale de l'ETP).

Dans le sens d'améliorer la précision sur les termes du bilan, nous avons recommandé que la campagne de jaugeage 2006 (juillet - novembre) soit non seulement intensifiée, mais ciblée pour atteindre certaines cotes particulières où les données manquent et qui ont un impact important sur l'incertitude sur nos courbes de tarage. Pour répondre à cette recommandation, une stratégie a été élaborée et en cours d'exécution. Elle permettra aux équipes de jaugeages d'être en permanence sur le terrain, de recevoir des alertes de montée ou baisse de niveau d'eau et s'orienter vers les priorités.

A l'issue de ce travail de recherche de 6 mois, il reste beaucoup à faire pour bien comprendre et arriver à reproduire (par modélisation) le fonctionnement du bassin supérieur de l'Ouémé. Dans ce sens, il serait indiqué d'approfondir la question des 3 stations influencées afin de représenter (par courbe de tarage) au mieux la dynamique des écoulements aux dites stations.

Dans le cadre des activités du Service de l'Hydrologie de la DGH du Bénin, l'outil ERESIA peut permettre assez facilement une évaluation régulière et prospective des eaux de surface avec marges de confiance. Aussi, devrions-nous, dans ce cadre opérationnel développer et ajouter un module de reconstitution des lacunes de débits à l'outil ERESIA. De même, les codes développés en Scilab pour le calcul de la pluie à différentes échelles de temps, pour les analyses pluie-débit et le calcul du bilan hydrologique pourraient être opérationnalisés et greffés à ERESIA afin d'en faire un outil unique de calcul de bilan d'eau avec incertitude.

Vu la multitude de paramètres qui influencent la répartition de la pluie à la surface continentale, et dans le but d'en distinguer ceux ayant un impact prépondérant sur cette répartition, on pourrait envisager de mener une analyse en composantes principales (ACP) sur les données (pluie, écoulement, ETP) de tous les sous-bassins en prenant en compte toutes les années et les facteurs tels que superficie du bassin, topographie, forme, géologie, nature et occupation des sols... Aussi, semble-t-il indiqué d'appliquer ces données à un modèle physique pour estimer plus finement le bilan hydrologique sur chaque sous-bassin de l'Ouémé, en particulier les termes évapotranspiration et recharge profonde. Toutefois, on ne dispose pas habituellement de données observées pour valider ces termes ; mais dans l'Observatoire AMMA-CATCH, se déroulent actuellement des mesures de flux (4 stations sur la Donga) qui serviront

de validation locale pour l'ETR et de calcul de l'incertitude sur ce terme. Aussi, des mesures de conductivité électrique des eaux de rivière sont en cours pour appréhender leur composition chimique ; ceci permettra d'en savoir plus sur l'origine des écoulements en rivière (surface ou souterrain) et de quantifier/valider la contribution du souterrain aux écoulements en rivière.

Il est ici, l'occasion de révéler notre souhait de transformer ces quelques perspectives évoquées ci-dessus en précurseurs d'une thèse de doctorat en sciences de l'eau.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

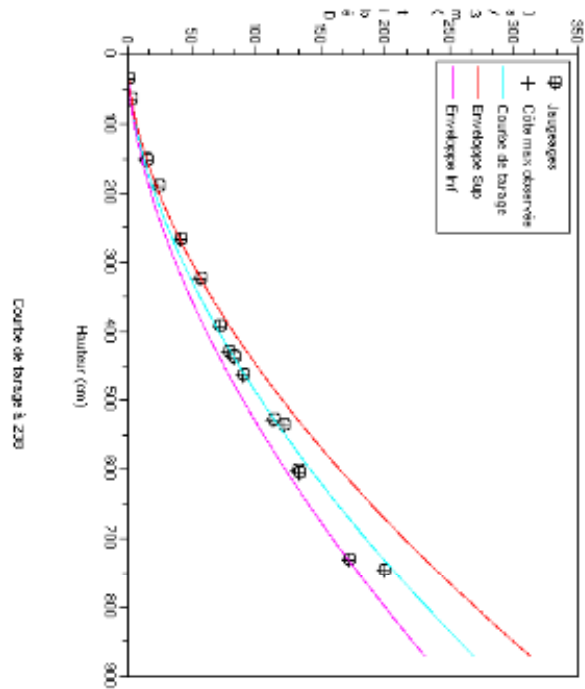
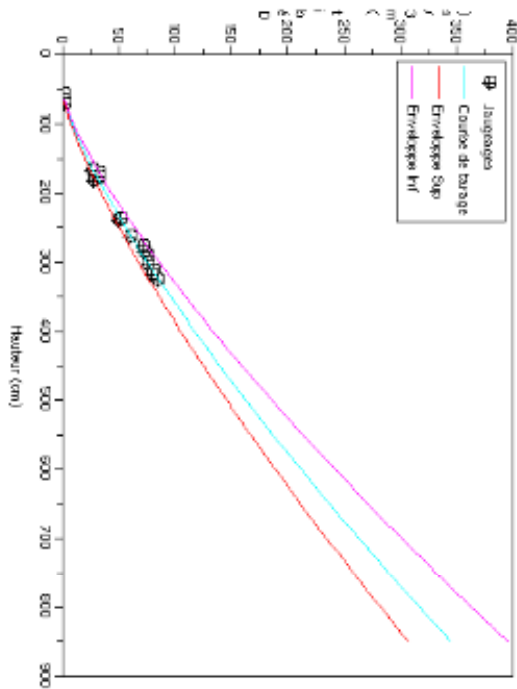
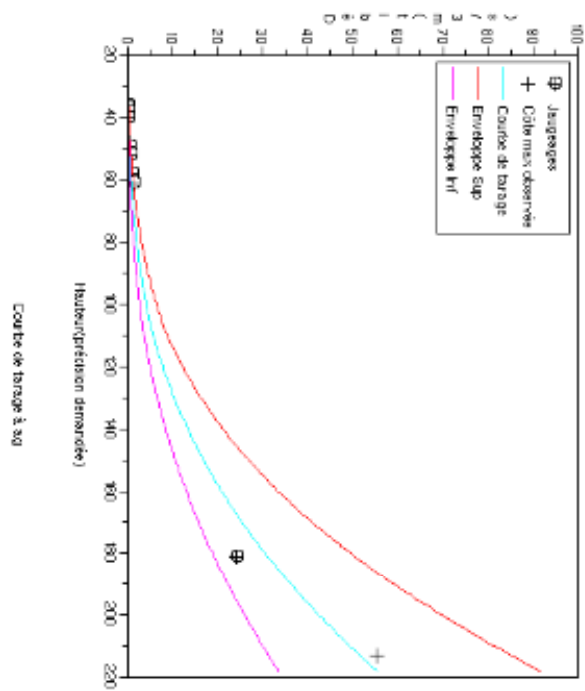
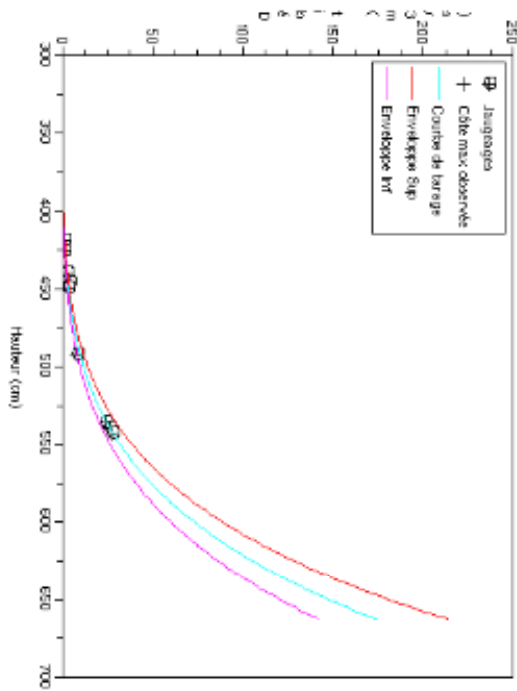
- Amc Technical Brief, 2002, Fitting a linear functional relationship to data with error on both variables, Analytical Methods Committee, Royal Society of Chemistry
- BERTONI J-C., 2001, Etude hydrologique et analyse des incertitudes sur trois bassins versants semi urbanisés de la région centrale d'Argentine, Thèse de doctorat, Université de Montpellier II (Sciences et Techniques du Languedoc), Académie de Montpellier
- BOIS Ph. Et OBLED Ch., 2003, Introduction au traitement de données en Hydrologie, 6^{ème} édition revue et complétée, INPG, ENSHMG, l'Édition du Millénaire
- BORCARD D., 2000-2005, Régression linéaire simple de modèle II, Département des Sciences Biologiques, Université de Montréal, Canada
- DUBAND D., 1997-1998, Hydrologie Approfondie, INPG, ENSHMG
- DYMOND J. et CHRISTIAN R., 1982, Accuracy of discharge determined from a rating curve, Journal des Sciences Hydrologiques, 4 12/1982
- FAURE P. et VOLKOFF B., 1998. Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa), CATENA, 32(3_4):281-306
- HAJI R., Statistique et Probabilités, 2000, Manuel et Exercices Corrigés, Tunis
- IMPETUS, 2005, Atlas digital du Bénin.
- INSAE, 2006, Recensement Général de la Population et de l'Habitat 2002, Rapport Général, Ministère du Plan et du Développement, Bénin
- JANICOT S. et Sultan B., 2001, Intra-seasonal modulation of convection in the west african monsoon. Geophys. Res. Letts., 28, 523-526.
- KAMAGATE B., 2006, Fonctionnement hydrologique et origins des écoulements en milieu tropical de socle : cas du bassin versant de la Donga (Centre Ouest du Bénin), Thèse de doctorat en cours, Université de Montpellier II, IRD
- KUKUSH A., et MASCHKE E., 2001, The efficiency of adjusted least squares in the linear functional relationship, Journal of Multivariate Analysis 87 (2003) 261-274
- LE BARBE L., ALE G., MILLET B., TEXIER H., BOREL Y. et GUALDE R., 1993, Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin, ORSTOM/DH, Editions de l'ORSTOM, Collection Monographies Hydrologiques N°11, Paris IRD

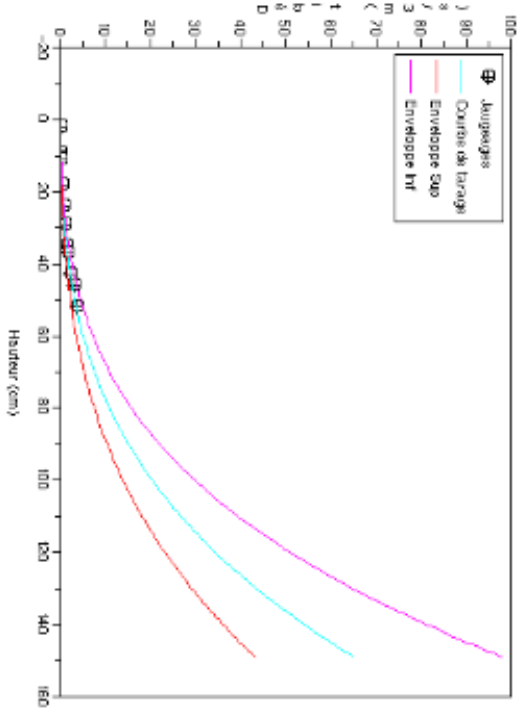
- LEBDI F., 1995, Cours d'écoulement à surface libre, INAT, Tunisie
- LEGENDRE P., 2001, Régression de modèle II – Guide, Département des Sciences Biologiques, Université de Montréal, Canada
- LE LAY, 2006, Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, INPG, LTHE
- LE LAY M., BOUCHEZ J-M., BOUBKRAOUI S., GOHOUNGOSSOU A. et GALLE S., 2004, Stations limnimétriques de la Haute Vallée de l'Ouémé, description et courbes de tarage, ORE AMMA/CATCH, IRD, DGH
- LE LAY M., 2002, Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la haute vallée de l'Ouémé, Rapport de DEA, Université Joseph Fourier, INPG,
- METADIER M., 2006, Bilan hydrologique du bassin de la Donga (zone soudanienne, Centre-Bénin) et d'un de ses sous-bassins par modélisation (Topamma) : Etude du réalisme, Rapport de Master Recherche Eau et Environnement, ENSAM(AgroMontpellier), IRD
- MMEH/DGH, 2005, Stratégie Nationale de l'Approvisionnement en Eau potable en Milieu Rural du Bénin, 2005-2015
- MONTENY B., LHOMME J., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., AMADOU M., SICOT M., VERHOEF A., GALLE S., SAID F. et LLOYD C., 1997, The role of the sahelian biosphere on the water and the CO2 cycle during the HAPEX-Sahel Experiment, Journal of Hydrology 188-189 (1997) 516-535
- PEUGEOT C., LE LAY M., DEPRAETERE C., LE BARBE L., SEGUIS L., GALLE S., AFOUDA S., Arjounin M., BOUBKRAOUI S., BOUCHEZ J-M., JACQUIN F., MALINUR F., OUANI T., THEVENOT N. et ZANNOU A., 2005, Hydrological functioning and meso-scale water budget assessment on the Upper Oueme Basin (Benin), HSM, LTHE, DGH/DRE/SH, 1^{ère} Conférence Internationale AMMA, DAKAR Novembre-Décembre 2005.
- PEUGEOT C., CAPPELAERE B., VIEUX B., SEGUIS L. et MAIA-BRESSON A., 2003, Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, 1 : Model-aided data analysis and screening, Journal of Hydrology, 279, 224-243.
- RIOU C., 1975, La détermination pratique de l'évaporation, Application à l'Afrique Centrale, Mémoires ORSTOM n° 80, Paris

-
- RITCHIE J., 1972, Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, Water resources research, Vol. 8, N°5
- SAPORTA G., 1990, Probabilités, Analyse des Données et Statistique, Editions Technip, Paris
- VARADO N., 2004, Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin, Thèse de doctorat, INPG
- ZANNOU A., 2004, Avant projet détaillé du barrage collinaire Bardouga à Tillabéri (Niger) et de l'aménagement hydro-agricole en aval, Projet de fin d'études d'Ingénieur, INAT/STUDI
- ZANNOU A., 2003, Calcul de la ligne d'eau en régime permanent, Recalibrage d'un bras d'Oued, INAT, Séminaire III

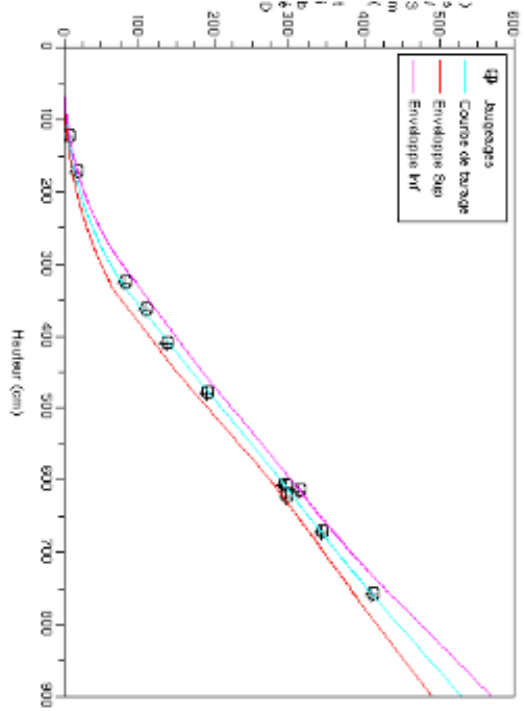
ANNEXES

Annexe 1 : Courbes de tarage

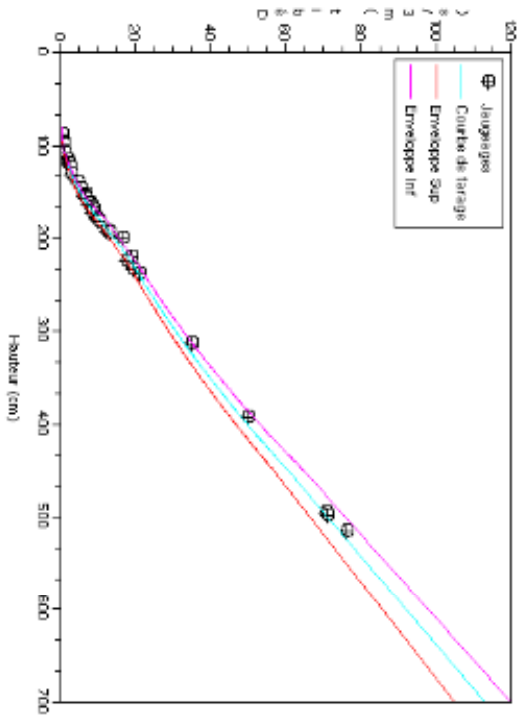




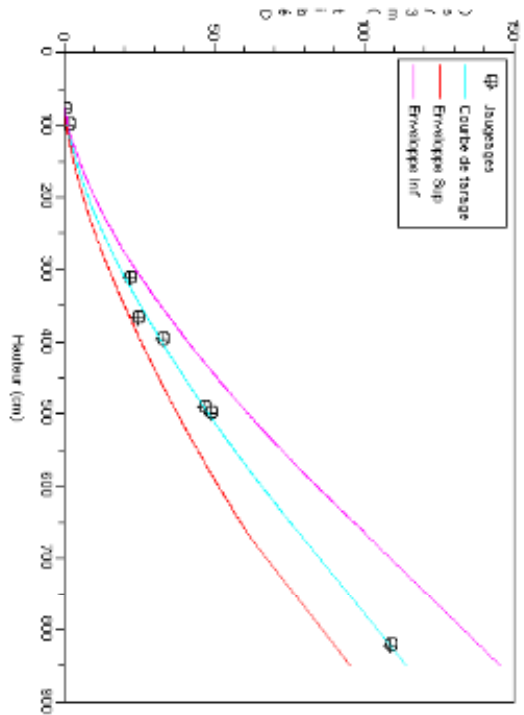
Courbe de tarage à ara



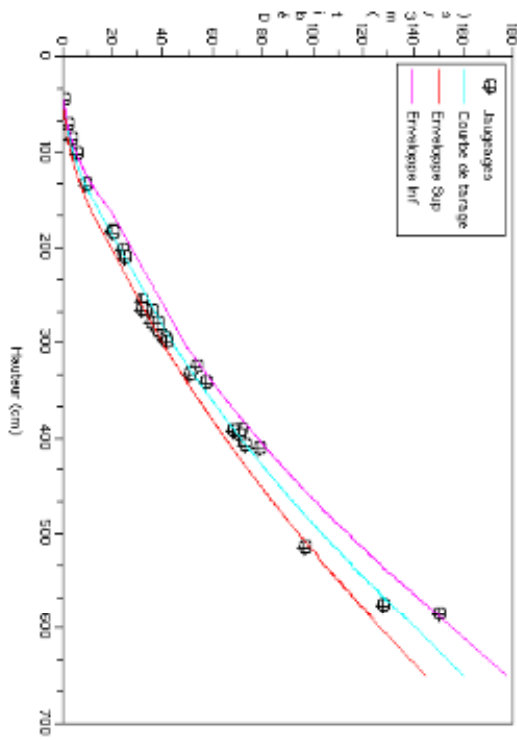
Courbe de tarage à beke



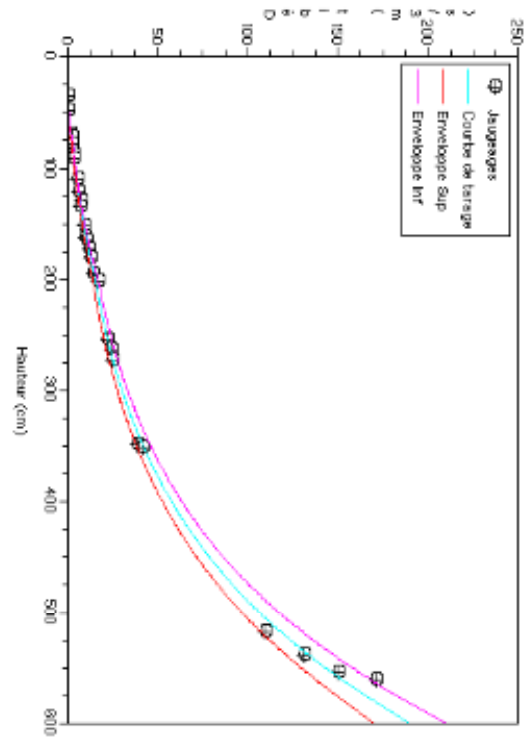
Courbe de tarage à ba



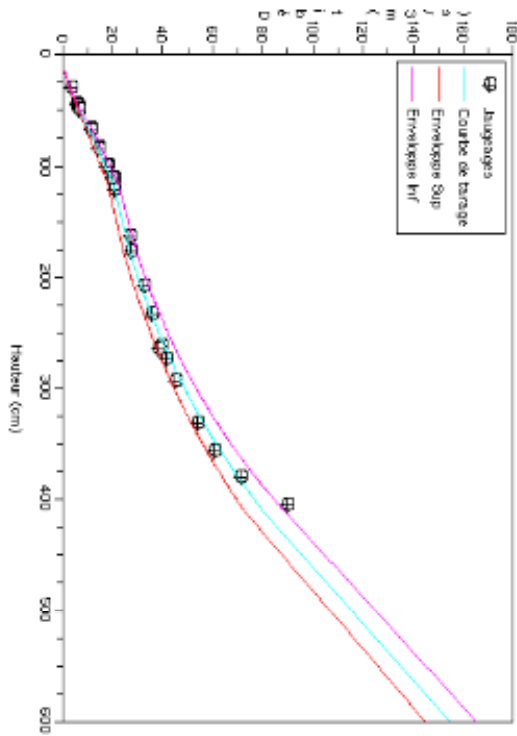
Courbe de tarage à s'ip



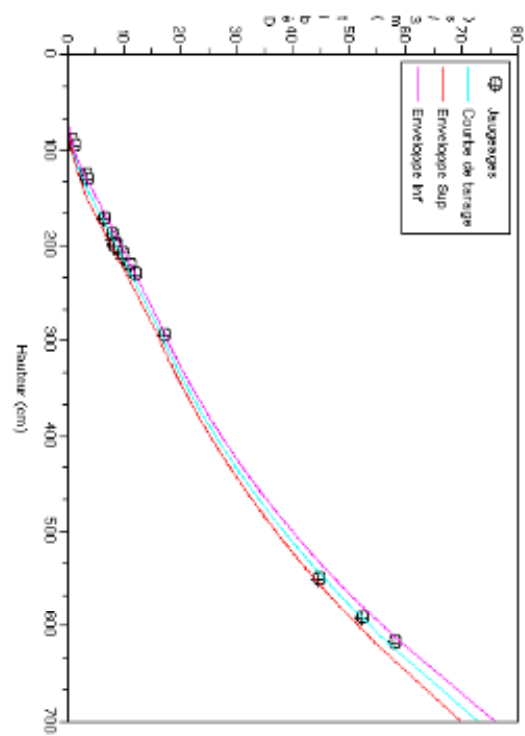
Courbe de tarage à don



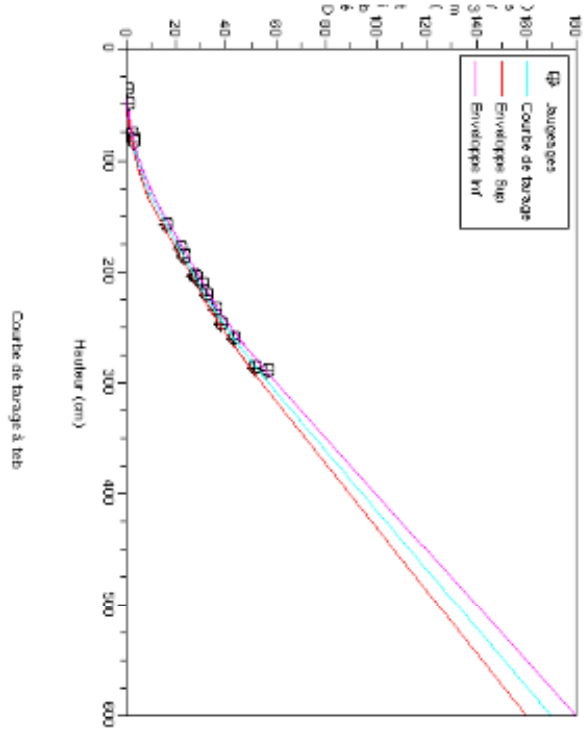
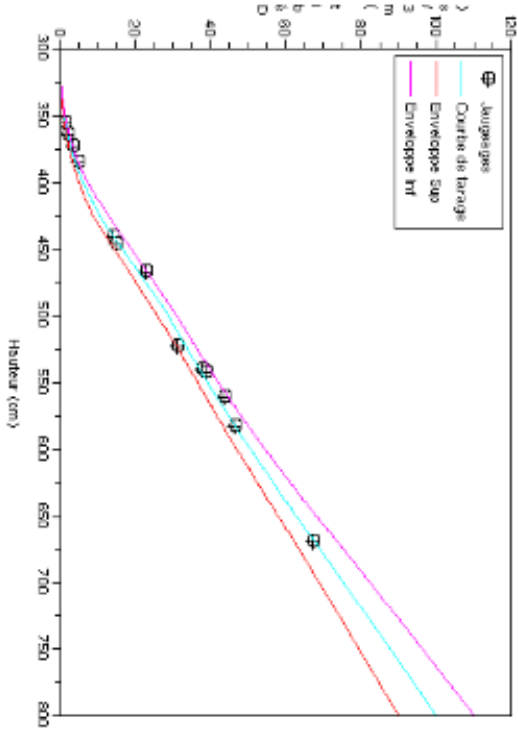
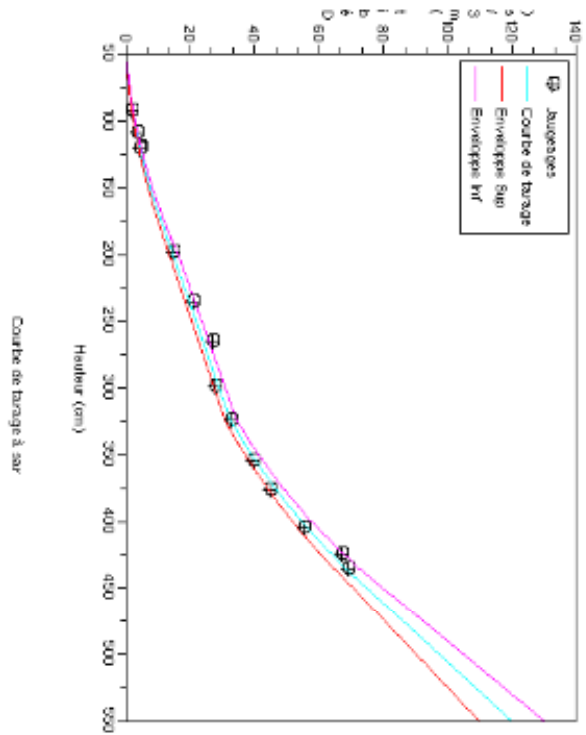
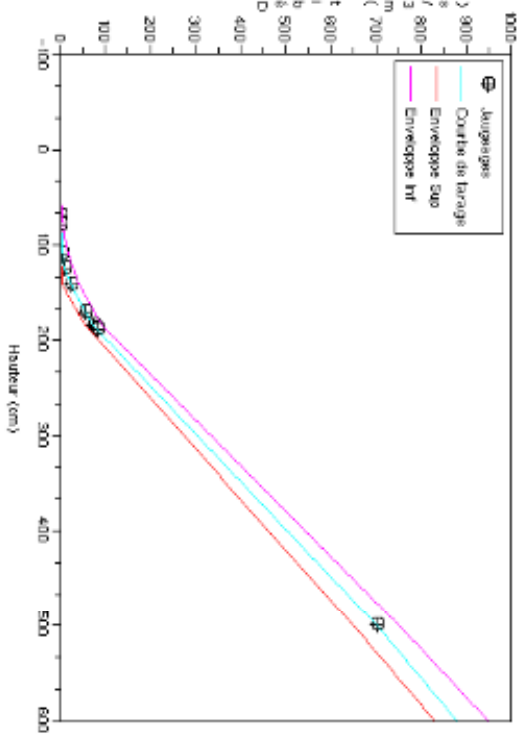
Courbe de tarage à kroua

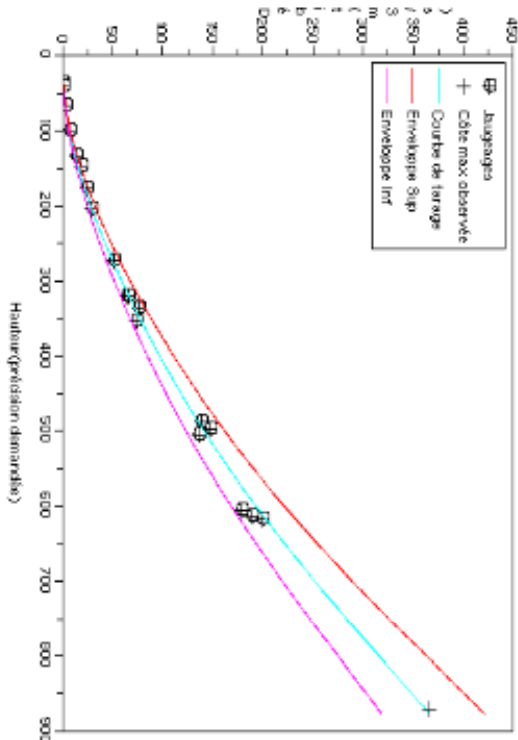
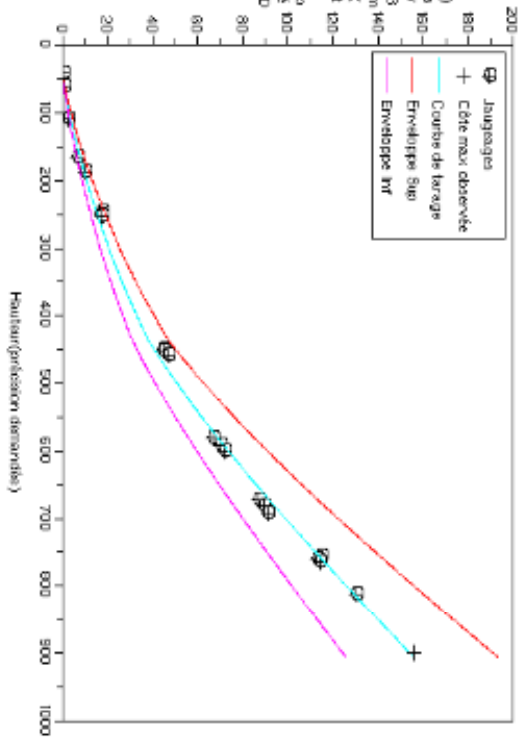
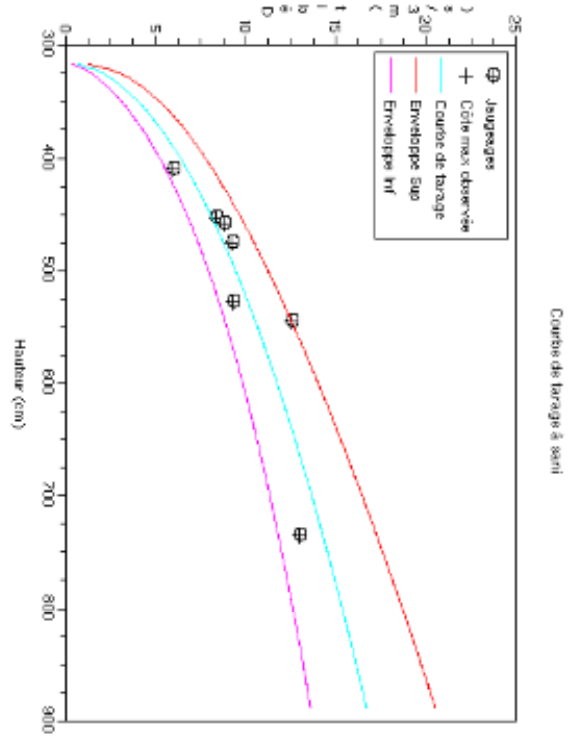


Courbe de tarage à kido



Courbe de tarage à bo





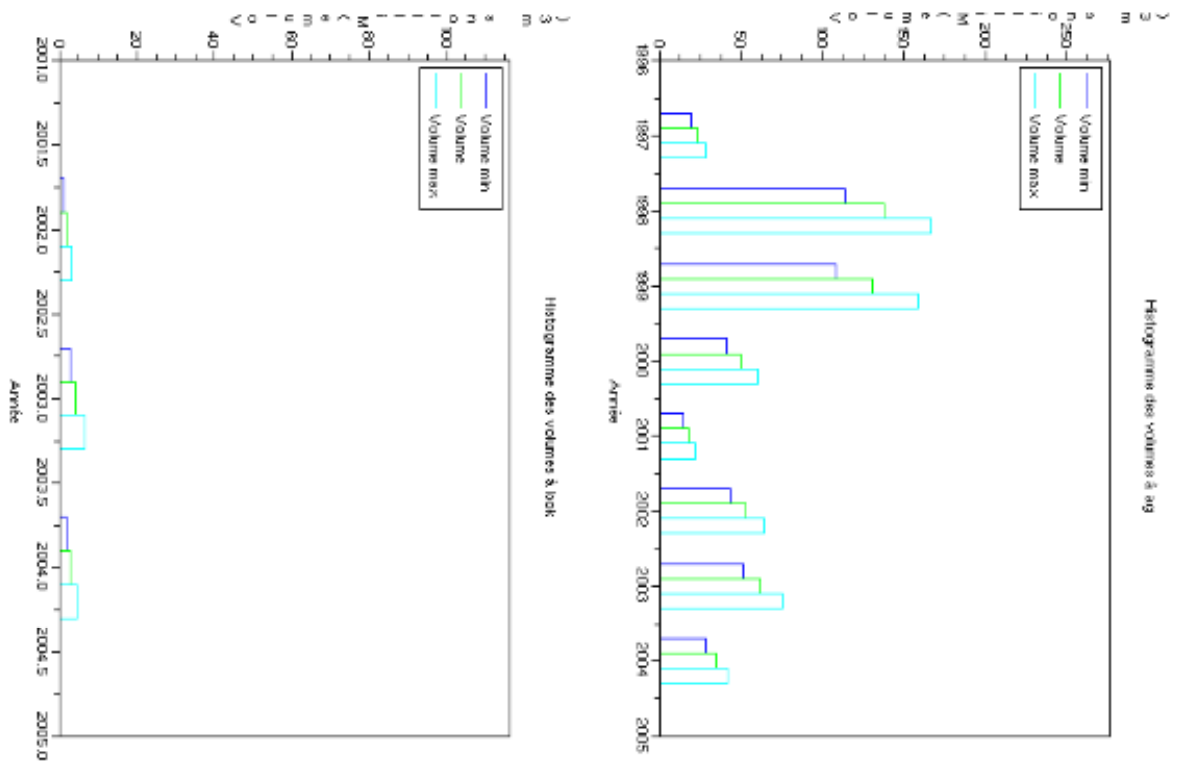
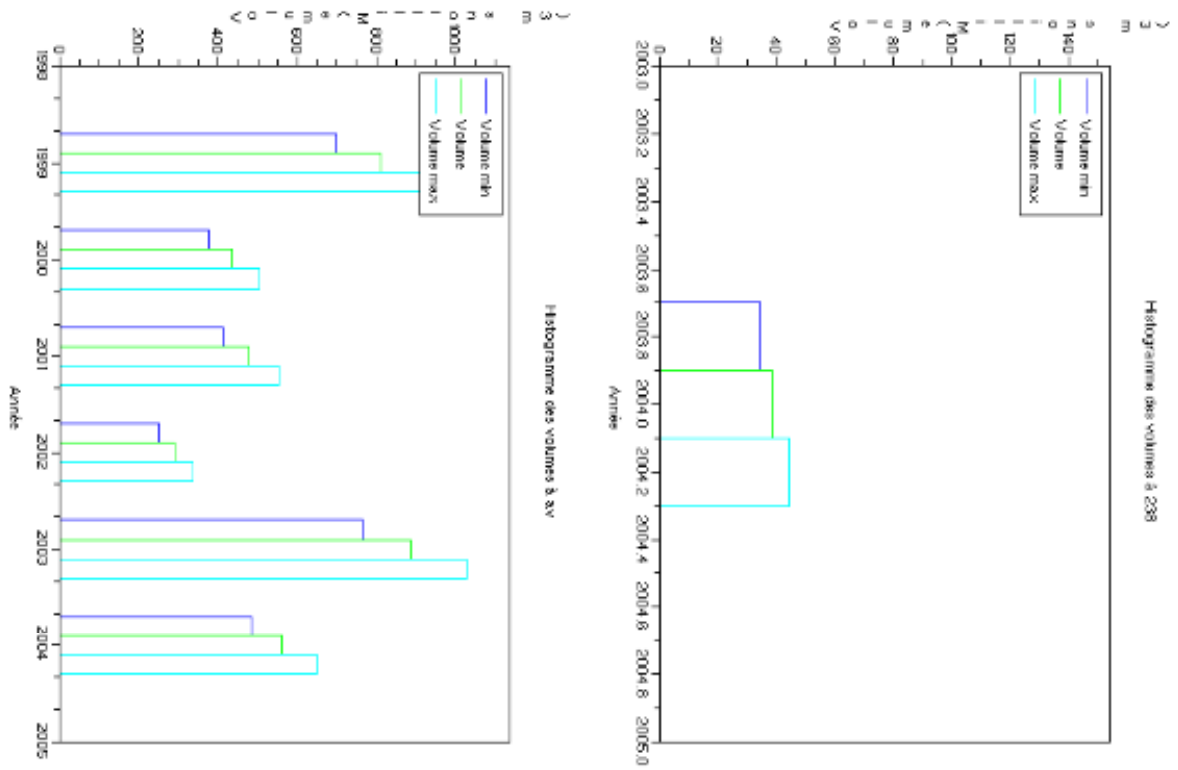
Annexe 2 : Ordre de priorité détaillé des jaugeages pour la campagne 2006

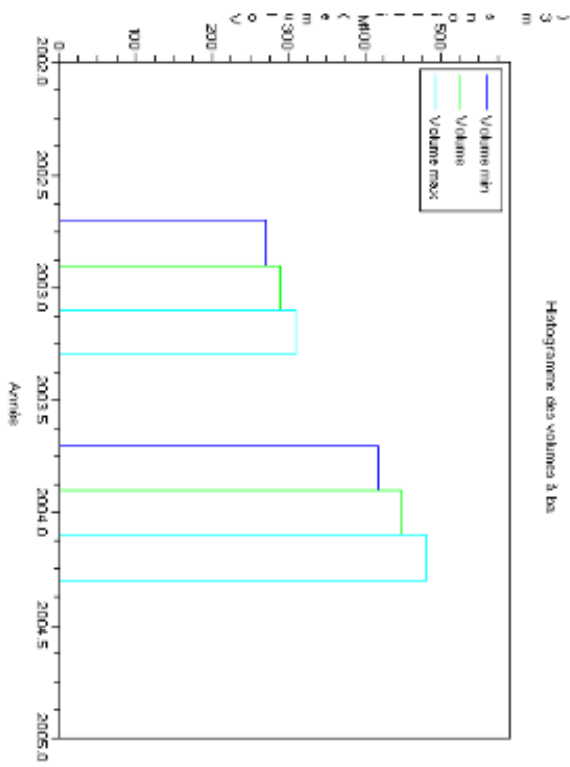
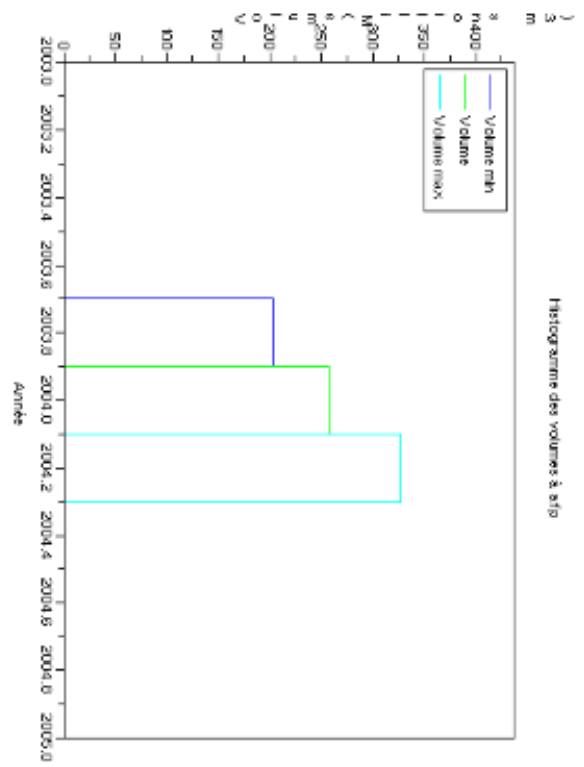
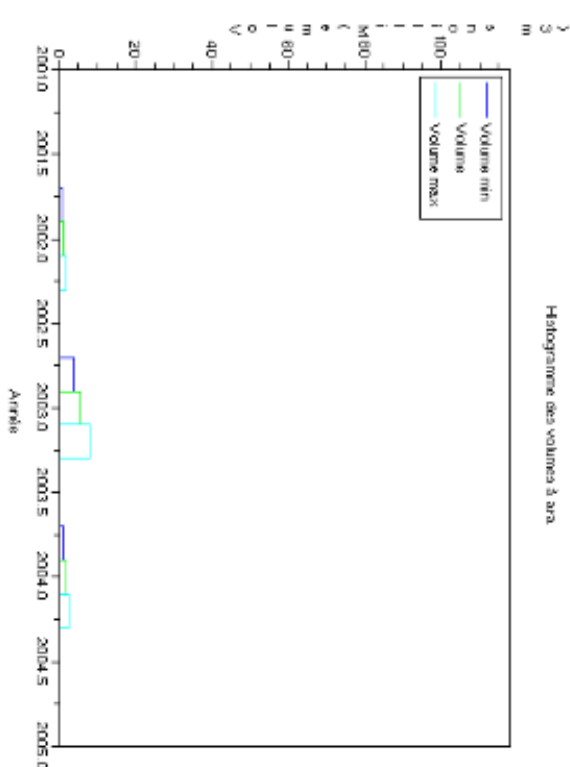
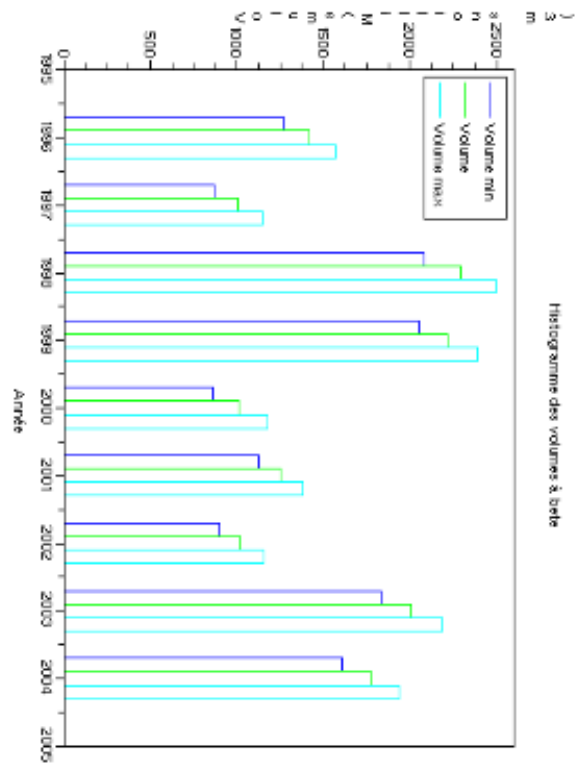
Priorités jaugeages 2006

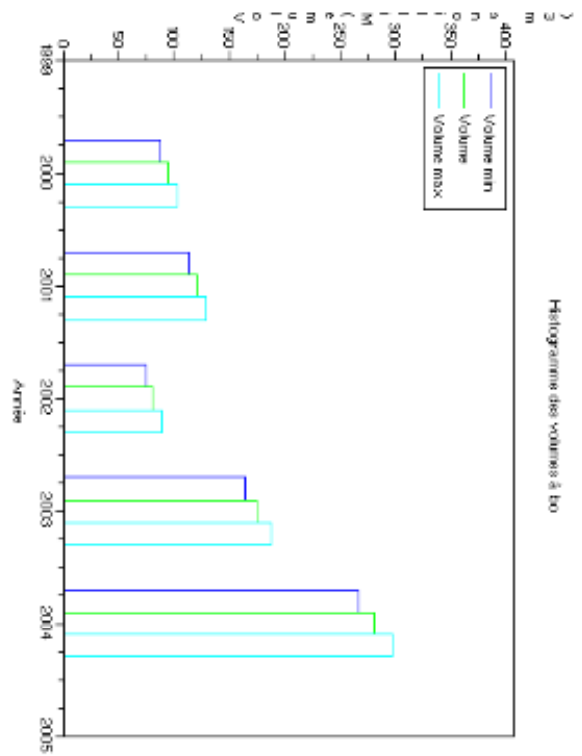
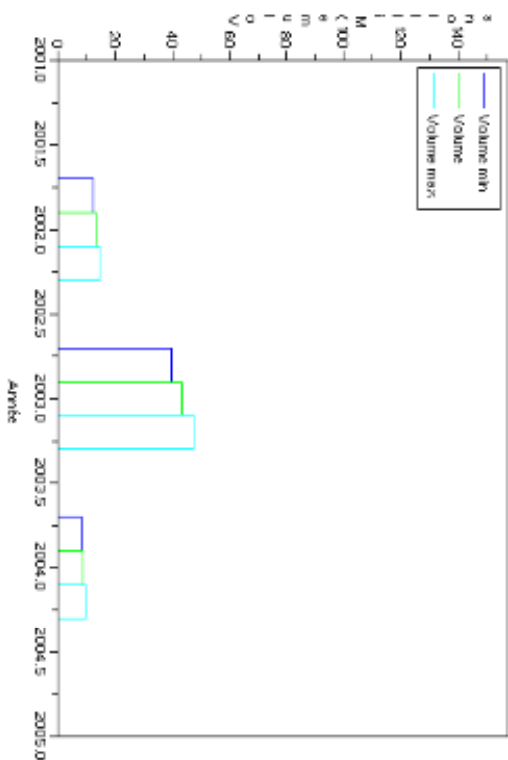
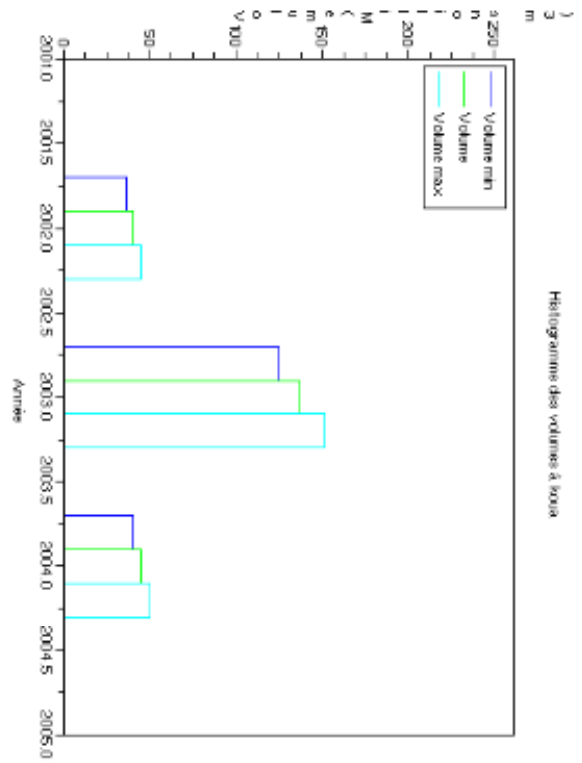
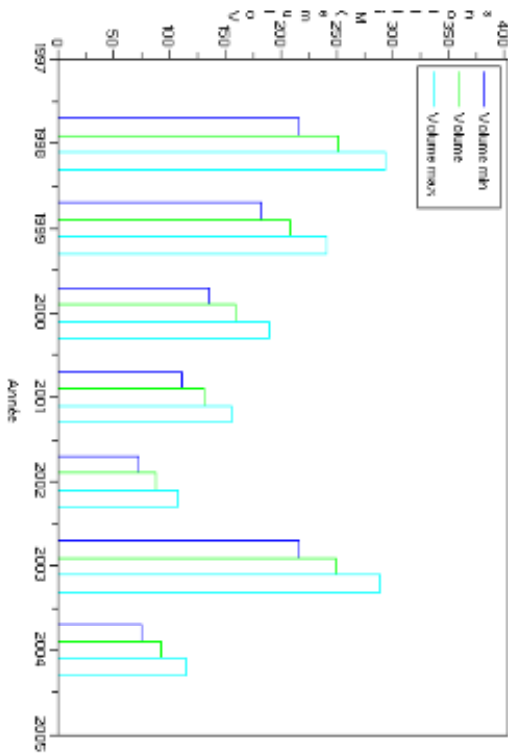
station du réseau national

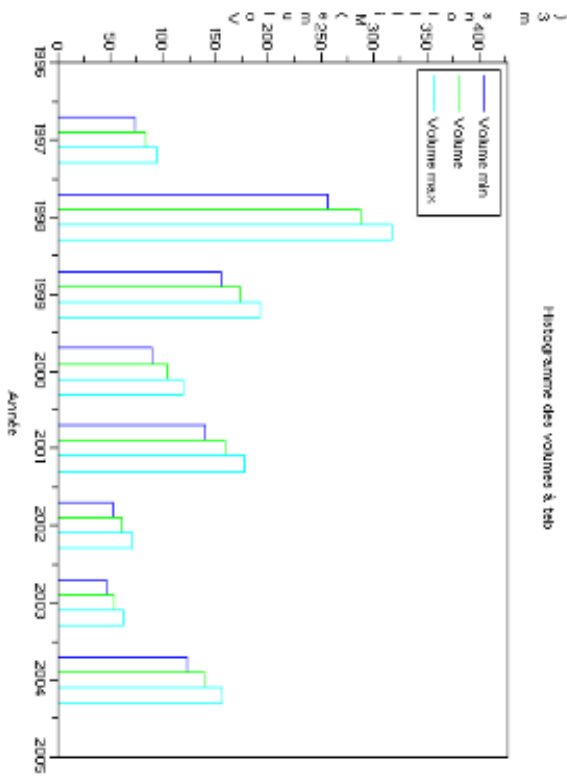
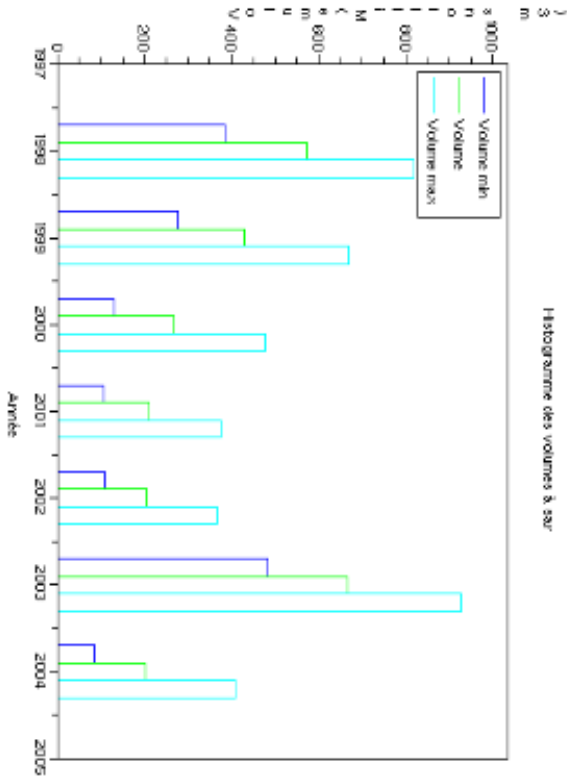
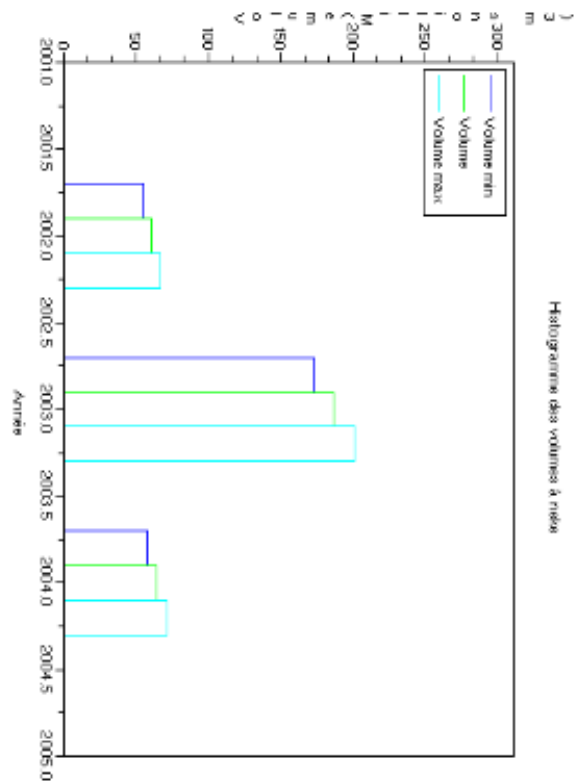
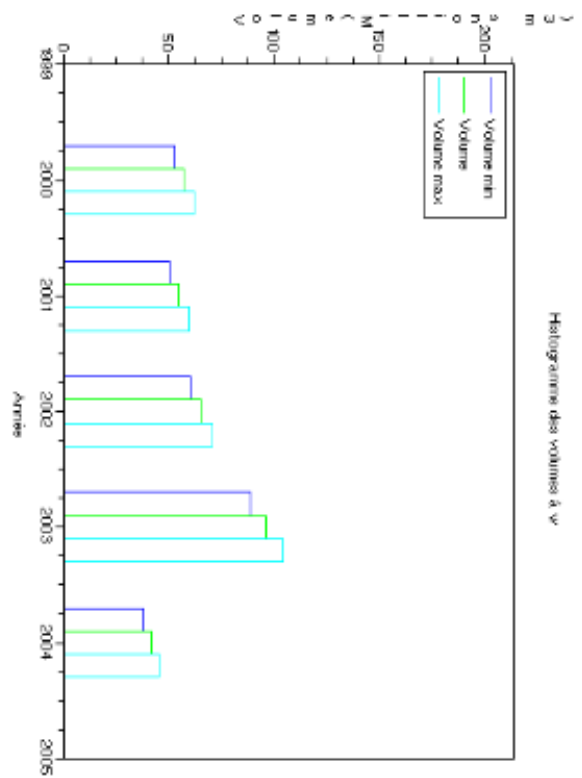
station	rivière	surface km2	0. échelle	Hautes eaux		Basses eaux		nombre jaugeages	hmn_jau gée	date	hmx_jau gée	date	hmn_o bs	date	hmx_o bs	date	remarques
				priorité 1	priorité 2												
Afion Pont	Ouémé	1165	0	cotes >=500		cotes <300		11	78.5	11/21/2005	821	9/2/2003	10	4/26/2004	821	9/2/2003	débarage apres 1997
Agumo	Agumo	402	300	cotes=>550	contrôle à 475 et 525	cotes < 400		11	419	11/4/1997	543	9/21/1999	300	5/1/1999	658	9/1/1999	
Ara	Ara	12.8	0	cotes >= 60 cm				13	2	8/27/2002	52	9/3/2002	-16	6/29/2002	144	7/31/2003	
Araï Sani	Ouémé	3283	0		cotes=>800 contrôle à 650, 700			17	34.5	11/20/2005	748	9/14/1999	9	5/18/1999	866	9/1/2003	
Barrou Marou	Yerou Marou	2162	0		contrôle toutes cotes=>250	contrôle toutes cotes < 100		54	64	11/17/1998	515	9/28/2004	0	5/10/1999	600	9/6/2001	débarage apres 1997
Beterou	Ouémé	10050	0		contrôle toutes cotes=>300	contrôle toutes cotes < 100		13	124	8/26/1984	758	8/21/2003	0	1/1/2001	838	10/15/1999	
Bogpou	Koko Sika	17.4	0	cotes >= 70 cm		jaugeage <20, contrôle entre 20 et 40		10	22	10/27/2004	61	9/4/2003	-13	6/15/2002	213	8/21/2004	
Boni	Alpouro	1607	0		cotes=>351	contrôle toutes cotes < 100		21	66	11/18/1998	617	9/29/2004	0	1/13/2001	660	9/26/2004	
Code 238	Térou	3133	0	toutes cotes		cotes < 200		7	10	9/26/2004	291	9/9/2005	0	12/16/1997	682	9/4/2003	nouvelle section depuis 2002
Donga Afion	Donga	1130	0		contrôles à 300, 400, 500	cotes <50		26	60	10/31/2004	813	8/15/2003	0	6/13/2004	901	8/23/2004	station influencée
Donga Pont	Donga	586	0	Cotes>400		cotes <40		28	45	10/27/2004	585	9/1/2003	-5	3/8/2000	624	9/1/2003	
Igbonakoro	Térou	2334	0		cotes=>60, contrôles à 450, 550	cotes <40		19	41	10/30/2004	618	9/12/2002	0	1/1/2002	871	9/1/2003	
Koua	Donga	292	0		400, 450, 500	cotes <30		29	35	10/28/2004	561	8/31/2003	0	3/2/2002	594	7/31/2003	
Nkété	Donga	409	0	cotes=> 300	contrôle à 120	cotes <35		13	37	10/28/2004	290	9/13/2002	-17	5/25/2004	549	8/31/2003	
Rte KokoKonde	Donga	105	0		cotes=>400	cotes < 10		34	-13.5	10/29/2004	405	8/31/2003	0	1/1/2002	560	7/31/2003	
Sani	Sani		300	toutes cotes	-	Toutes cotes		10	329	11/7/1998	735	9/1/2003	294	2/26/2000	884	8/20/2004	station influencée
Samanga	Térou	1378	0	cotes=>250		cotes <40		10	47	5/9/1997	189	8/19/2003	-30	4/28/2004	524	9/1/2003	
Térou	Ouémé	515	300	cotes=>650	contrôle à 410 et 475	cotes <320, cote voisine de 345		15	328	4/28/1997	689	8/20/2003	300	5/16/1999	767	8/24/2004	
Weve	Weve	293	0		cotes=>450, contrôle à 150	cotes < 90		16	92	9/1/2002	436	8/28/2003	0	2/15/2000	542	9/14/2004	

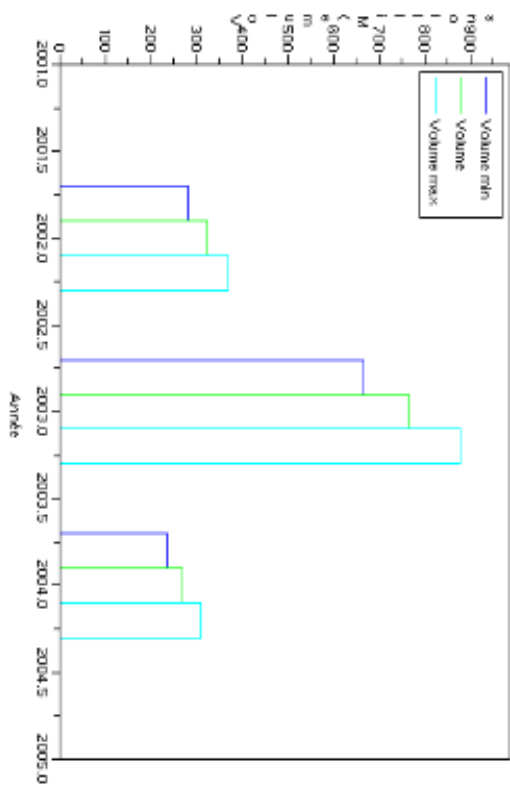
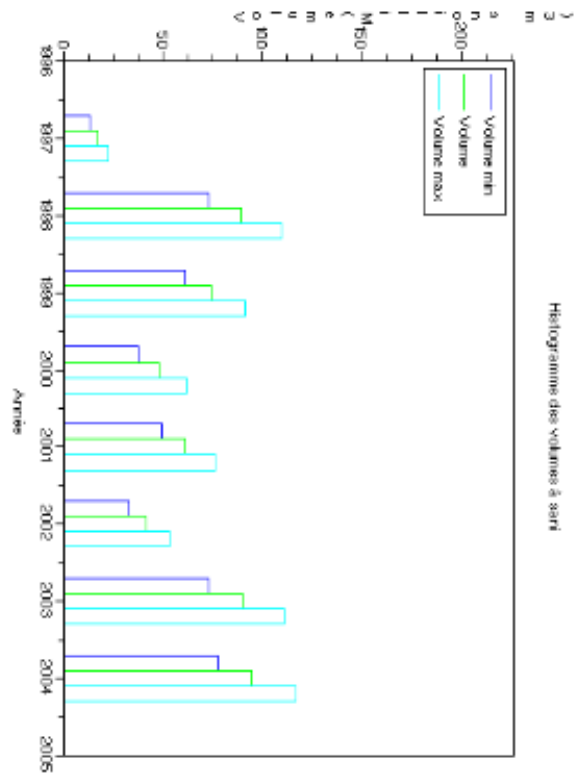
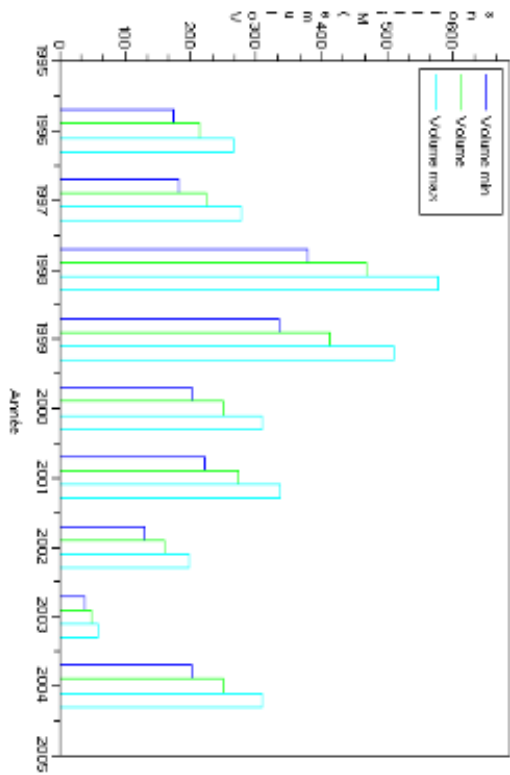
Annexe 3 : Volumes écoulés aux stations de l'OHHVO



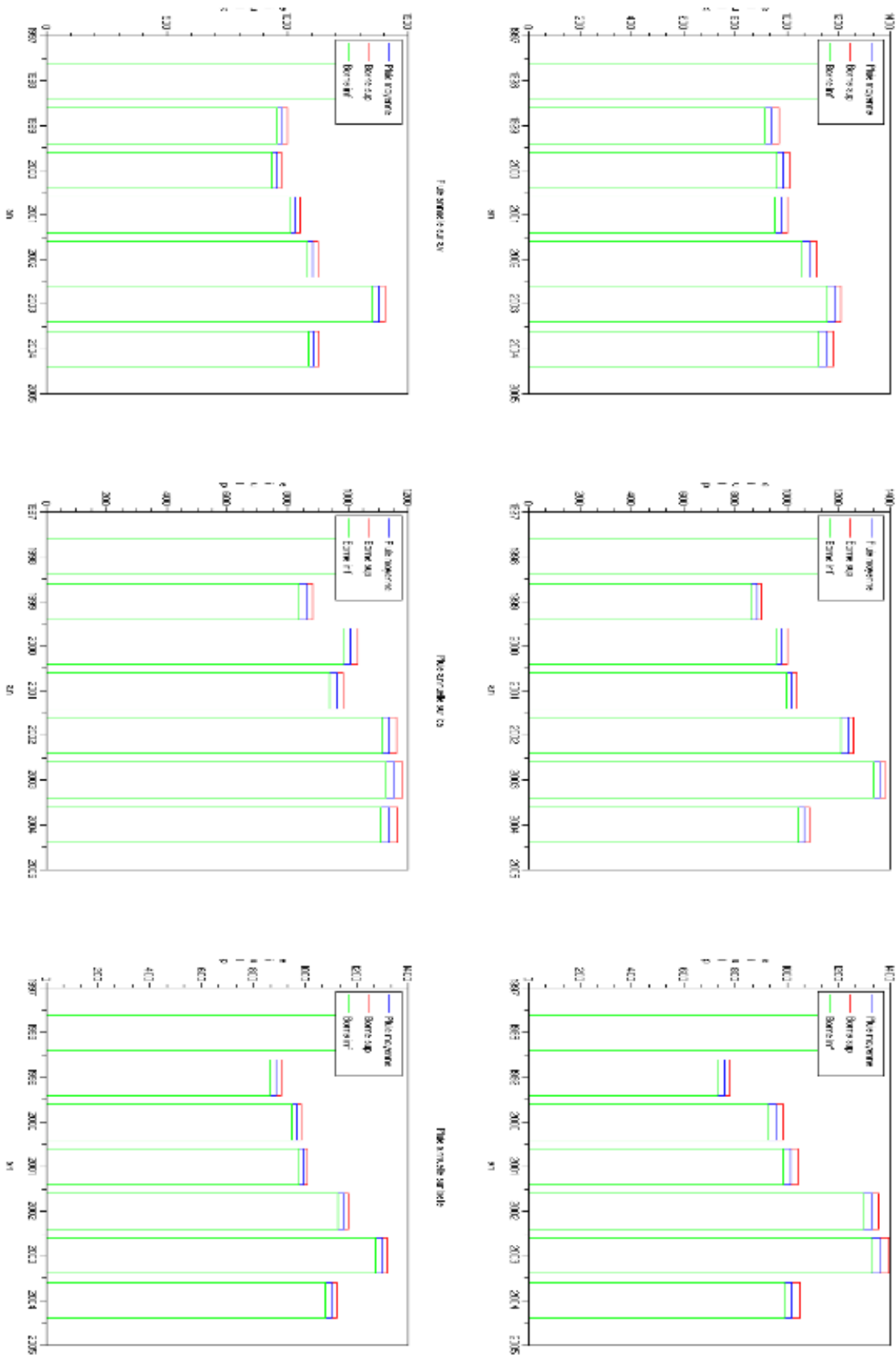


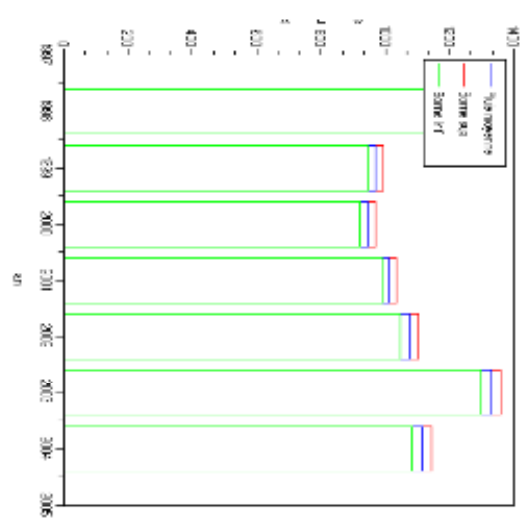
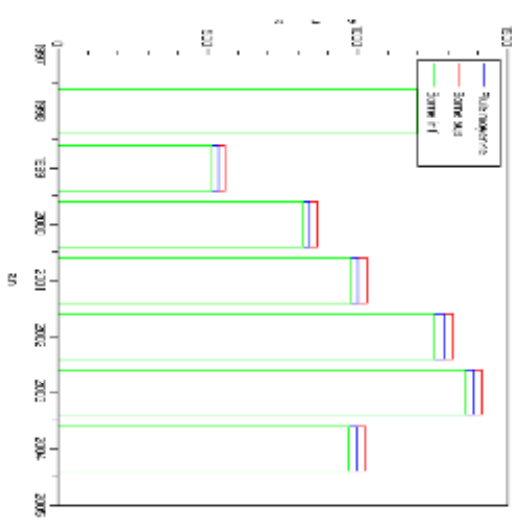
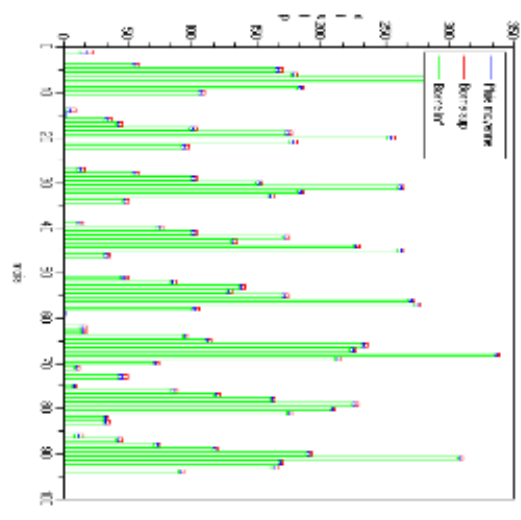
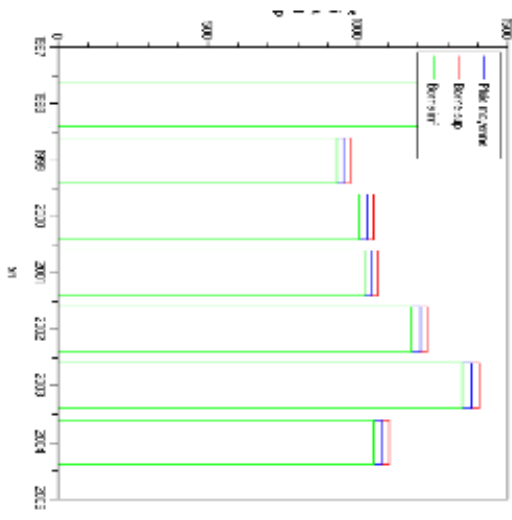
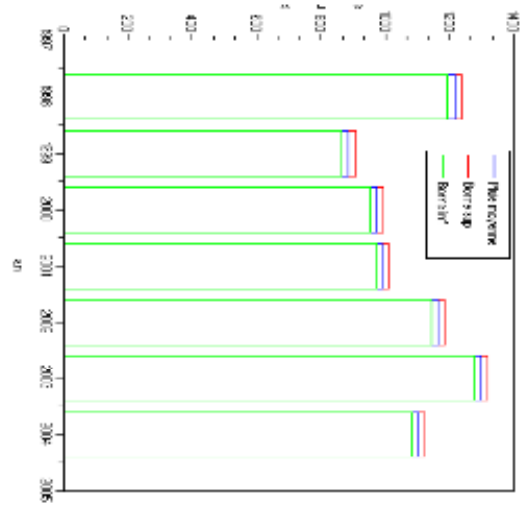
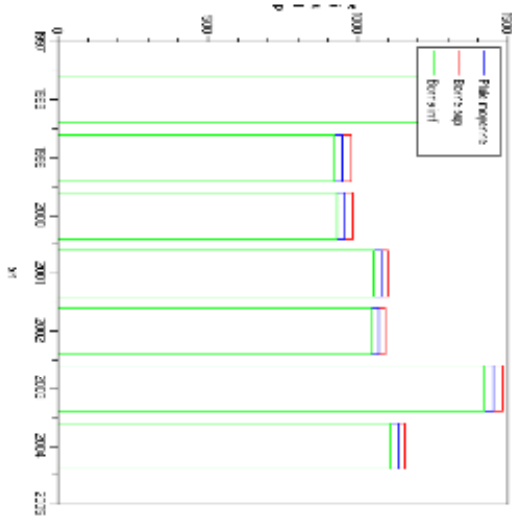


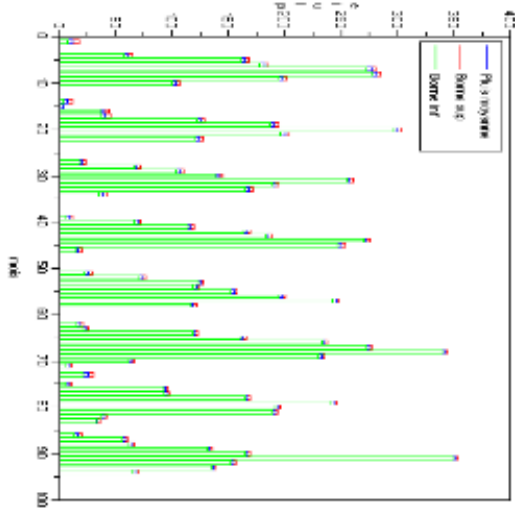




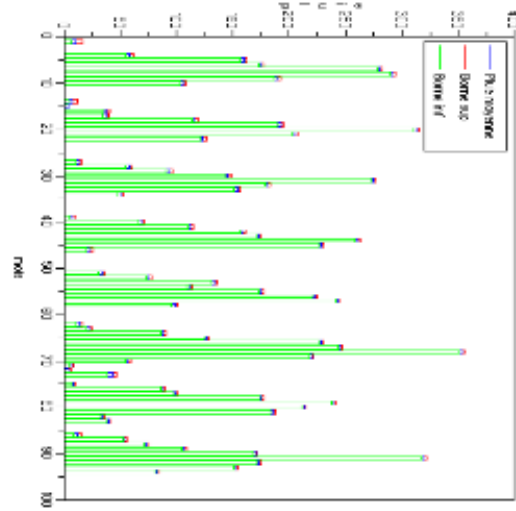
Annexe 4 : Pluie annuelle et mensuelle sur les sous-bassins de l'OHHVO



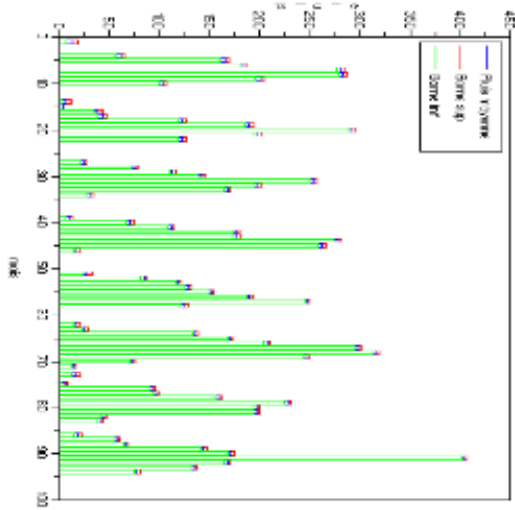




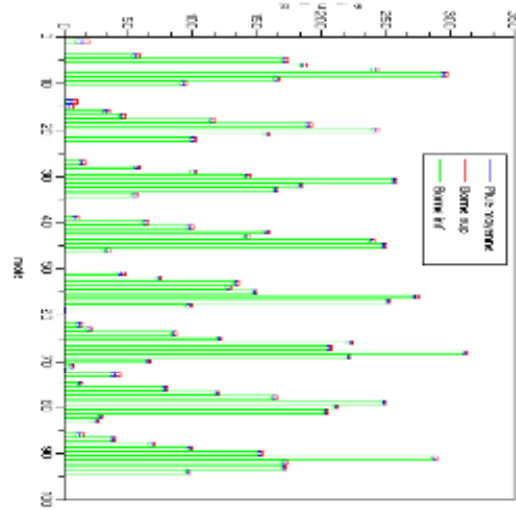
Station 0001



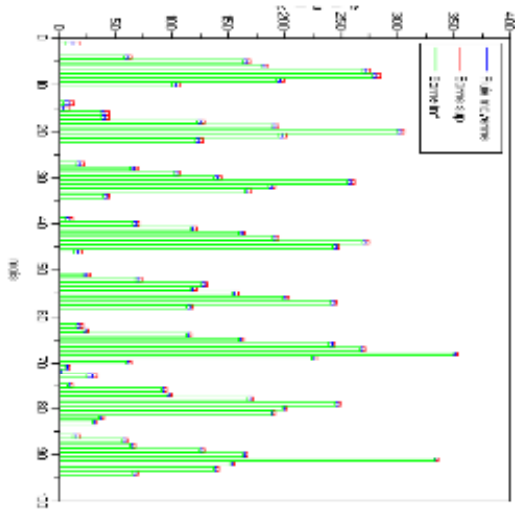
Station 0101



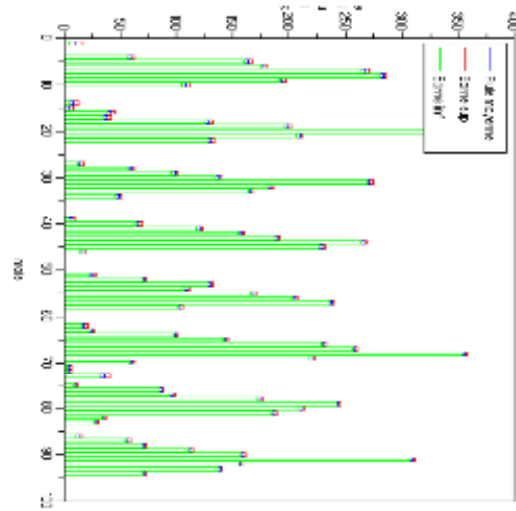
Station 0201



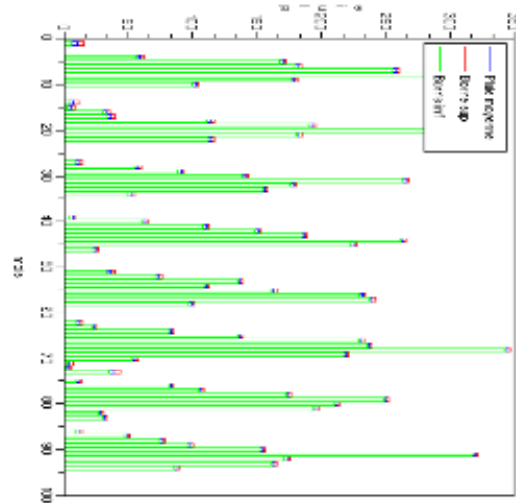
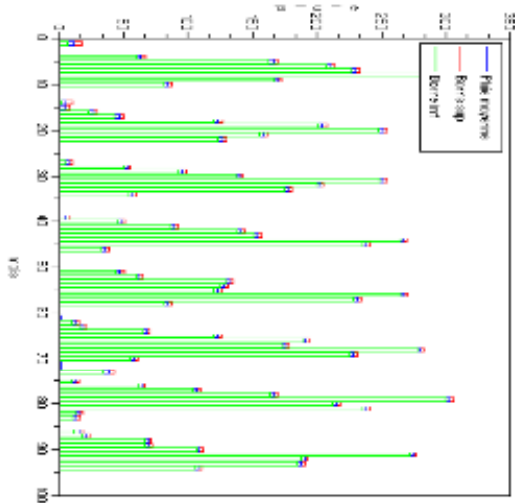
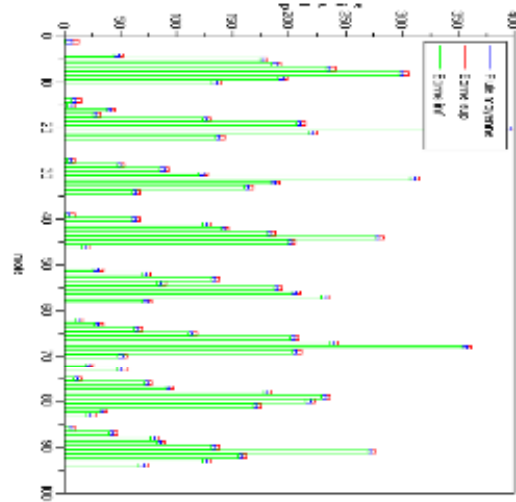
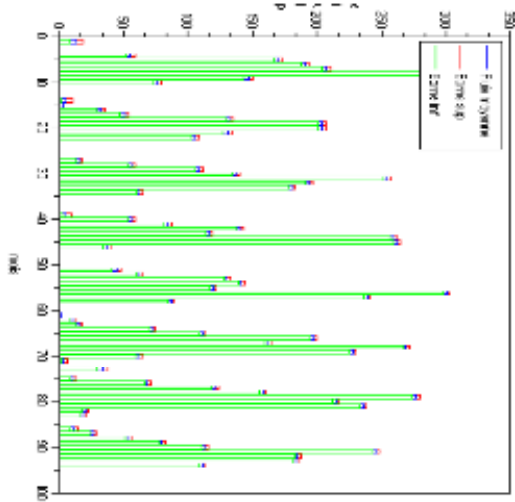
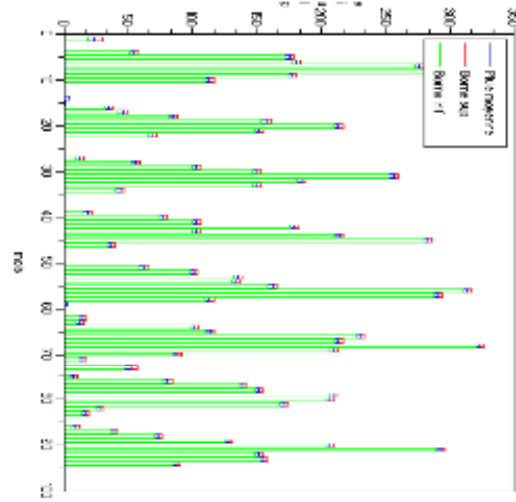
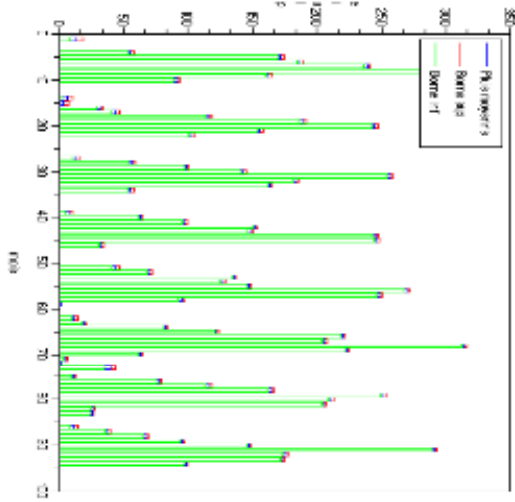
Station 0301

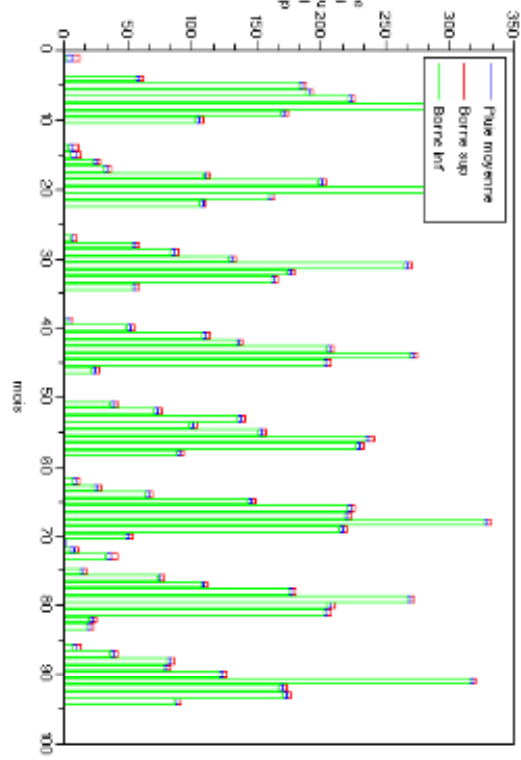
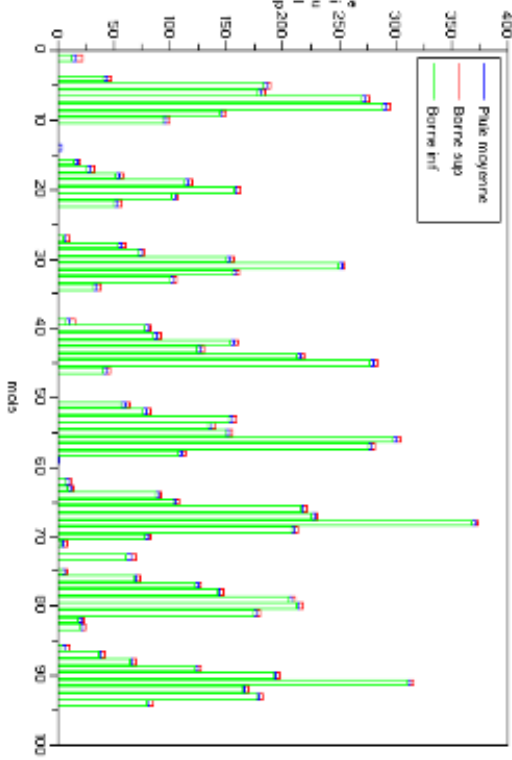
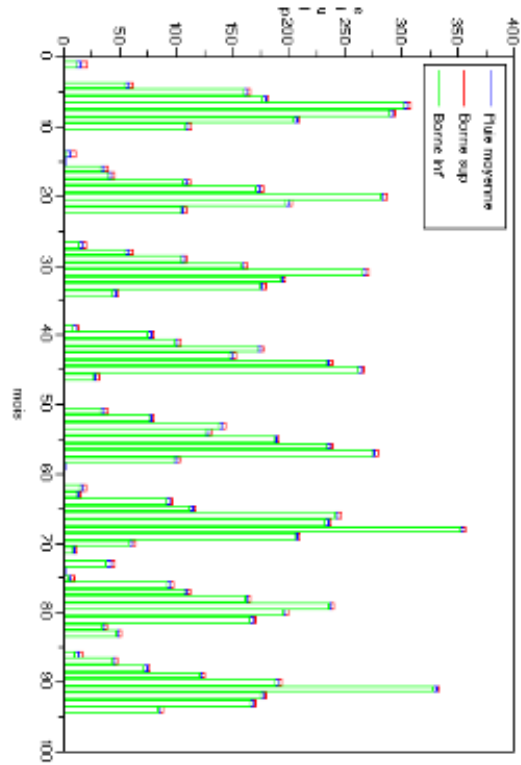
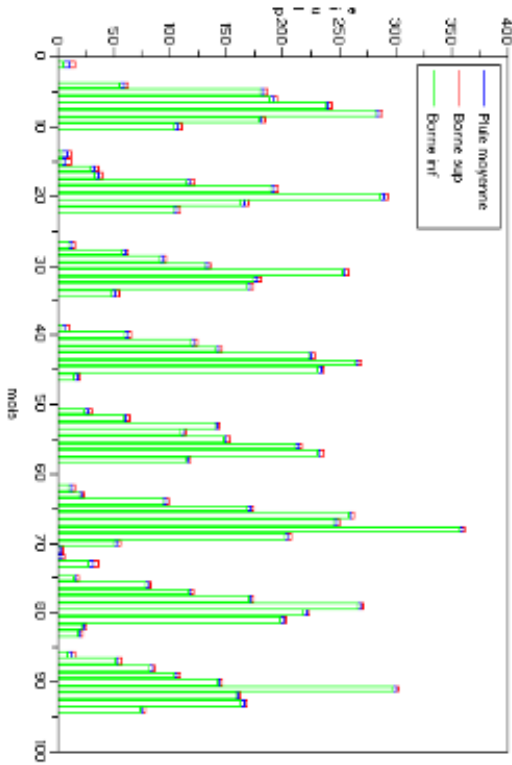


Station 0401



Station 0501





RESUME

Une méthode de calcul des incertitudes sur les débits calculés à partir des observations faites sur l'Observatoire Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO, ORE AMMA-CATCH) a été développée. Les données de jaugeages ont été transformées dans un plan bi-logarithmique et ajustées linéairement pour obtenir les courbes de tarage ; avec les modèles de Strickler, du seuil ou une combinaison des deux, ce qui a permis de calculer leurs enveloppes de confiance. Cette méthode a été améliorée pour réduire les incertitudes pour les stations mal jaugeées en hautes eaux avec l'hypothèse que l'écart-type résiduel est constant. Des tests statistiques et études de sensibilité ont permis de vérifier qu'on n'est pas en dehors des limites d'applicabilité de la régression linéaire simple par la méthode des moindres carrées.

Les hydrogrammes et volumes écoulés ont été estimés avec leur marge d'incertitude (10% d'incertitude moyenne sur les écoulements à Bétérou par exemple). Ceci a été fait avec un outil (ERESIA) qui a été développé et qui est directement utilisable dans un cadre opérationnel.

Les lames journalières krigées de pluie avec leurs variances ont servi à l'estimation des précipitations aux échelles annuelle, mensuelle et décadaire avec leurs marges d'incertitude (par exemple, on obtient respectivement 2,65% et 8,61% d'incertitude sur les pluies annuelle (moyenne = 1120 mm) et journalière). Une analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur le bassin de l'Ouémé Supérieur a été menée et montre l'existence d'un gradient croissant de précipitations vers le Nord – Ouest (effet orographique). Aussi, la variabilité temporelle (interannuelle) de la pluie est supérieure à sa variabilité spatiale (inter-bassin) sur le bassin

L'ETR, a été estimée grossièrement par une fonction sigmoïdale qui module l'ETP. Les résultats obtenus à ce sujet ($ETR_{2002}=586,33\text{mm}$ par exemple) méritent d'être validées, par exemple avec les données des stations de flux disponibles fin 2006.

L'estimation de la recharge profonde (terme résiduel) a été faite à partir du bilan hydrologique. 38% de la pluie a rechargé la nappe tandis que 11% environ a ruisselé à Bétérou en 2002 (année pluviométrique moyenne faisant suite à 3 années sèches). Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par une approche de modélisation (Topamma) par LE LAY (2006), ils démontrent ainsi la crédibilité des approches considérées dans la présente étude, notamment en ce qui concerne les courbes de tarage (méthode combinée) et l'ETR (modulation sigmoïdale de l'ETP).

Mots clefs : bilan hydrologique, jaugeage, débits, courbe de tarage, enveloppes de confiance, incertitude, précipitation, variabilité spatio-temporelle, évapotranspiration, Haute Vallée de l'Ouémé

ABSTRACT

A method of calculation of uncertainties on the flows was developed from the observations made on the Hydrometeorological Observatory of the High Valley of Oueme (OHHVO, ORE AMMA-CATCH). The gauging data (logarithmic values) were linearly adjusted in order to get the rating curves. Three different models have been used : Strickler, threshold and a combination of both. In each case, the confidence limits were calculated with linear regression method. In order to reduce uncertainties at stations that are badly gauged in high water, this method was improved considering that the root mean square error is constant. Statistical tests and sensitivity analysis enabled to check that we are not beyond the limits of applicability of the simple linear regression by the least squares method.

The runoff and volumes were estimated at each station with their margin of uncertainty (for example 10% of average uncertainty on the flows at Bétérou). This was done with an operational tool, ERESIA, developed during this training course.

The rainfall was estimated on annual, monthly and decadal scales with their margins of uncertainty. For example, we respectively obtained 2,65% and 8,61% on the annual rain (average = 1120 mm) and daily rain. An analysis of the space-time variability of the rain on the basin of Superior Oueme was carried out and showed the existence of a increasing gradient of precipitations towards NW direction (orographical effect). It was also evidenced that the temporal variability (interannual) of the rain is higher than its space variability (inter-basin).

The ETR was roughly estimated by a sigmoïdal function which modulates the ETP. The results we obtained ($ETR_{2002} = 586$ mm for instance) have to be validated, for example with the data of the flow and solar radiation stations available at the end of 2006.

The groundwater recharge (residual term) was estimated from the water budget. On Bétérou basin in 2002, 38% of the rain recharged underground water table while approximately 11% reached the stream. These results confirm those obtained by the modeling approach of LE LAY (Topamma, 2006), which shows the credibility of the approaches considered in the present study, in particular concerning the rating curves (combined method) and the ETR (sigmoïdal modulation of the ETP).

Key words: water budget, gauging, flows, rating curve, envelopes of confidence, uncertainty, precipitation, space-time variability, evapotranspiration, High Valley of Oueme