MEMOIRES GEOSCIENCES-MONTPELLIER

### CARACTÉRISATION et MODÉLISATION de L'ALÉA HYDROLOGIQUE à TAHITI

Geoffroy WOTLING

janvier 2000

 $N \circ 18$ 

INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'EAU ET DE L'ESPACE DE MONTPELLIER

# MEMOIRES GEOSCIENCES-MONTPELLIER

### CARACTÉRISATION et MODÉLISATION de L'ALÉA HYDROLOGIQUE à TAHITI

Geoffroy WOTLING janvier 2000

INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'EAU ET DE L'ESPACE DE MONTPELLIER Université Montpellier II, place Eugène Bataillon - cc 49 - 34095 Montpellier cedex 5 Direction de l'Equipement de Polynésie Française



## ACADEMIE DE MONTPELLIER UNIVERSITE DE MONTPELLIER II SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC -

Institut de Recherche pour le Développement



#### THESE

### présentée à l'Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc pour obtenir le diplôme de DOCTORAT.

Spécialité : Formation Doctorale : École Doctorale : Mécanique, Génie Mécanique, Génie Civil Sciences de l'eau dans l'environnement continental Géosciences

#### CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION DE L'ALÉA HYDROLOGIQUE À TAHITI

Par

**Geoffroy WOTLING** 



Soutenue le 20 décembre 1999, devant le jury composé de :

M. Michel DESBORDES	Professeur, Université Montpellier II
M. André MUSY	Professeur, EPFL Lausanne
M. Pierre RIBSTEIN	Directeur de Recherche, IRD
M. Bruno AMBROISE	Directeur de Recherche, ULP Strasbourg
M. Christophe BOUVIER	Chargé de Recherche, IRD
M. Jean-Marie FRITSCH	Directeur de Recherche, IRD

Président Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur Directeur de Thèse

#### RÉSUMÉ

L'île volcanique tropicale de Tahiti se caractérise par des contrastes hydro-climatiques et une exposition au risque pluvial particulièrement prononcés. Dans ce contexte, l'aléa hydrologique est analysé à travers ses trois principaux aspects : la distribution spatio-temporelle des pluies extrêmes, la transformation pluie-débit et les flux de matières associés aux écoulements.

Par inférence des régressions multiples établies entre les composantes principales de l'environnement topographique et les paramètres de Gumbel, on aboutit à la cartographie de l'aléa climatique dans un milieu fortement anisotropique où l'instationnarité spatiale ne pouvait être restituée par les techniques usuelles de géostatistique.

L'approche progressive (descriptive statistique, systémique globale, conceptuelle spatialisée) des relations pluie-débit étudiées sur trois sites expérimentaux a permis d'identifier les principaux facteurs influençant la genèse des écoulements, de définir la nature analytique de la transformation et de préciser la localisation des zones productives à partir de certains concepts originaux sur le transfert. Il en ressort un fonctionnement hydrologique très hétérogène, validé en extrapolation par des enregistrements exceptionnels de crues extrêmes et apparemment transposable d'un site à l'autre uniquement sur des critères géographiques simples.

Les mesures de concentrations confirment que les rejets pluviaux sont essentiellement particulaires, étroitement liés aux activités anthropiques et à l'intensité des processus de ruissellement. Par une modélisation simple, on montre également qu'un événement extrême peut générer en 24h une charge équivalente à plusieurs années hydrologiques moyennes.

Cette approche essentiellement spatialisée a largement contribué à l'avancée des connaissances sur l'hydrologie des versants tahitiens. Il est probable que des principes similaires puissent être appliqués sur d'autres milieux contrastés notamment ceux de type volcanique insulaire tropical.

**MOTS CLES**: Hydrologie tropicale – Aléa hydrologique - Modélisation spatialisée – Relation précipitation-relief – Processus hydrologiques - Erosion – MNT-SIG – Tahiti – Polynésie Française.

#### Characterization and Modeling of the Hydrological Risk in Tahiti

The tropical volcanic island of Tahiti is characterized by very strong hydro-climatic contrasts and heavy rainfall hazard. In this context, the hydrological risk is analyzed through its three principal aspects : the extreme rainfall space-time distribution, the precipitation-runoff transformation and the stormwater pollution fluxes.

Regarding extreme rainfall, space variability of the Gumbel parameters can be related to the principal components of the topographic environment. Then inference from multiple regressions leads to the rainfall statistic mapping in a strongly anisotropic area where the non-stationnarity over space could not be captured by the usual geostatistical techniques

The Rainfall-Runoff relationship was studied on three experimental sites. The main factors influencing runoff genesis appear to be closely related to the geology and geomorphology. Using some original concepts on the distributed modeling of runoff transfer, the catchment hydrological behavior is shown to be very heterogeneous. Extrapolation in time is checked against exceptional recordings of extreme floods and transposition from one site to another can be carried out using simple geographical criteria.

Measurements of concentrations confirm that the stormwater pollution is primarily particulate, closely related to the anthropic activities and to the intensity of runoff processes. By lumped modeling, one also shows that an extreme event can generate in 24 h a load which is equivalent to that produced by several average hydrological years.

This work largely improves knowledge on the tahitian hydrology and could probably have applications in other tropical volcanic island or mountainous areas in general.

KEYWORDS: Tropical Hydrology - Distributed Modeling – Spatial Rainfall Variability – Regionalization - Hydrological Processes - Erosion - DEM-GIS - French Polynesia.

#### SOMMAIRE

SOMMAIRE       3         AVANT-PROPOS       5         INTRODUCTION       7         1. LE RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN.       10         1.1 DÉFINITION ET PROBLÉMATIQUE DU RISQUE HYDROLOGIQUE       10         1.2 LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ       13         1.3 LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE       15         1.4 CONCLUSION       18         2       L'ALÉA CLIMATIQUE       20         2.1 LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES       20         2.1.1 La banque de données pluviographiques       20         2.1.1 Caractrisuation NONCOUPLLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.1.1 Caractrisuation de l'apparition des fortes intensités       26         2.1.1 Caractrisuation de l'appartition des fortes intensités       26         2.1.1 Caractrisuation de l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39     <	R	ÉSUMI		2
AVANT-PROPOS       5         INTRODUCTION       7         1. LE RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN       10         1.1 DÉFINITION ET PROBLÉMATIQUE DU RISQUE HYDROLOGIQUE       10         1.2 LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ       13         1.3 LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE       15         1.4 CONCLUSION       18         2       L'ALÉA CLIMATIQUE       20         2.1 LES DONNÉES PLUVIOCRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES       20         2.1.1 Las données géographiques       20         2.1.2 LE données géographiques       21         2.1.3 Conclusion       24         2.2 CARACTÉRSATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2 Echanillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement       26         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et acitographie de l'aléa       42         2.4 CARACTÉRISTIQUES DYNEMESES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.4 Validation et limities actuelles atrêmes       47	S	OMMA	IRE	3
INTRODUCTION       7         1. LE RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN       10         1.1 DÉFINITION ET PROBLÉMATIQUE DU RISQUE HYDROLOGIQUE       10         1.2 LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ       13         1.3 LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE       15         1.4 CONCLUSION       18         2       L'ALÉA CLIMATIQUE       20         2.1 LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES       20         2.1.1 LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES       20         2.1.1 LAS dangué de données pluviographiques       23         2.1.2 Les données géographiques       23         2.1.3 Conclusion       24         2.2 CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÉMES       25         2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement       26         2.3.3 DISTRBUTION SPATIALE DE L'LÉA EN RELATION AVEC L'ENVRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique et les caractéristiques poncuelles de l'aléa       39         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique et les caractéristiques poncuelles de l'aléa       39         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique	A	VANT-	PROPOS	5
1. LE RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN	r	NTROD	UCTION	7
1.1       DÉFINITION ET PROBLÉMATIQUE DU RISQUE HYDROLOGIQUE       10         1.2       LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN LLA PRONONCÉ       13         1.3       LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE       15         1.4       CONCLUSION       18         2       L'ALÉA CLIMATIQUE       20         2.1       LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES       20         2.1.1       La banque de données pluviographiques       20         2.1.1       La banque de données pluviographiques       20         2.1.1       La banque de données pluviographiques       20         2.1.2       Les données géographiques       20         2.1.3       Conclusion       24         2.2       CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1       I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2       Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement       26         2.3       Fréquences mensuelles d'appartiton des fortes intensités       28         2.2.4       Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F       30         2.3       DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1       Caractéristation de l'environnement topographique <th>1.</th> <th>LEI</th> <th>RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN</th> <th></th>	1.	LEI	RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN	
1.2       LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ		1.1	DÉFINITION ET PROBLÉMATIQUE DU RISQUE HYDROLOGIQUE	10
1.3       LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE.       15         1.4       CONCLUSION       18         2       L'ALÉA CLIMATIQUE.       20         2.1       LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES.       20         2.1.1       La banque de données pluviographiques.       20         2.1.2       Les données géographiques.       20         2.1.3       Conclusion       24         2.2       CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1       I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2       Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement.       26         2.3.3       Iristements aux lois de probabilités et définition des I-D-F.       30         2.3       DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE.       35         2.3.1       Caractérisation de l'environnement topographique.       35         2.3.3       Interpolation et cartographic de l'aléa       42         2.3.4       Validation et limites actuelles       45         2.4.4       CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4       CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1       Concomitance des intensités extrêmes. <td></td> <td>1.2</td> <td>LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ</td> <td>13</td>		1.2	LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ	13
1.4       CONCLUSION       18         2       L'ALÉA CLIMATIQUE       20         2.1       LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES       20         2.1.1 La baque de données pluviographiques       20         2.1.2 Les données géographiques       23         2.1.3 Conclusion       24         2.2       CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement       26         2.3       Fréquences mensuelles d'appartition des fortes intensités       28         2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F       30         2.3       DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3       Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.4       Jourdoin et cartographie de l'aléa       42         2.4       CARACTÉRRIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1       Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2       Typologie des forme		1.3	LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE	15
2       L'ALÉA CLIMATIQUE		1.4	CONCLUSION	18
2.1       LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES.       20         2.1.1 La banque de données pluviographiques.       20         2.1.2 Les données géographiques.       20         2.1.3       Conclusion.       24         2.2       CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1       I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2       Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement.       26         2.3       Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités.       28         2.4       Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F       30         2.3       DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1       Caractérisation de l'environnement topographique.       35         2.3.2       Relation entre l'environnement topographique.       35         2.3.4       Validation et lamites actuelles.       45         2.4       CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES.       47         2.4.1       Concomitance des intensités extrêmes.       47         2.4.2       Typologie des formes d'averses.       53         2.5       CONCLUSION       57         3       LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME	2	L'A	LÉA CLIMATIQUE	20
2.1.1 La banque de données pluviographiques		2.1	LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES	
2.1.2 Les données géographiques       23         2.1.3 Conclusion       24         2.2 CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement       26         2.3 Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités       28         2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F       30         2.3 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3       LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71		2.1.1	La banque de données pluviographiques	
2.1.3 Conclusion       24         2.2 CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement.       26         2.3 Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités.       28         2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F.       30         2.3 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE.       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles.       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses.       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         <		2.1.2	Les données géographiques	
2.2       CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES       25         2.2.1       I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2       Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement       26         2.3       Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités.       28         2.4       Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F.       30         2.3       DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE.       35         2.3.1       Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2       Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3       Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4       Validation et limites actuelles       45         2.4       CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1       Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2       Typologie des formes d'averses       53         2.5       CONCLUSION       57         3       LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1       Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.1       Les processus de génération d		2.1.3	Conclusion	
2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?       25         2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement.       26         2.2.3 Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités.       28         2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F.       30         0.3 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE.       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique.       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles.       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES.       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes.       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.		2.2	CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS D'INTENSITÉS EXTRÊMES	25
2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement		2.2.1	I-D-F ou P.M.P ?	
2.2.3 Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités       28         2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F.       30         2.3 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique.       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.4 conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104		2.2.2	Echantillonnage des valeurs extrêmes, la méthode du renouvellement	
2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F		2.2.3	Fréquences mensuelles d'apparition des fortes intensités	
2.3 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE       35         2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants.       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       104		2.2.4	Ajustements aux lois de probabilités et définition des I-D-F	
2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique       35         2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		2.3	DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE	35
2.3.2 Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa       39         2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		2.3.1	Caractérisation de l'environnement topographique	35
2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa       42         2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		2.3.2	Relation entre l'environnement topographique et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa	39
2.3.4 Validation et limites actuelles       45         2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES       47         2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes       47         2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		2.3.3	Interpolation et cartographie de l'aléa	
2.4       CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES.       47         2.4.1       Concomitance des intensités extrêmes.       47         2.4.2       Typologie des formes d'averses       53         2.5       CONCLUSION       57         3       LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1       LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES.       62         3.1.1       Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2       La production       71         3.1.3       Le transfert       83         3.1.4       Conclusion       100         3.2       DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1       Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2       Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3       Conclusion       116		2.3.4	Validation et limites actuelles	45
2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes		2.4	CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES D'INTENSITÉS EXTRÊMES	47
2.4.2 Typologie des formes d'averses       53         2.5 CONCLUSION       57         3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		2.4.	Concomitance des intensités extrêmes	
2.5       CONCLUSION		2.4.2	? Typologie des formes d'averses	53
3       LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME       60         3.1       LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1       Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2       La production       71         3.1.3       Le transfert       83         3.1.4       Conclusion       100         3.2       DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1       Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2       Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3       Conclusion       116		2.5	CONCLUSION	57
3.1       LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES       62         3.1.1       Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2       La production       71         3.1.3       Le transfert       83         3.1.4       Conclusion       100         3.2       DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1       Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2       Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3       Conclusion       116	3	LA	<b>FRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT DE LA NORMALE A L'EXTREME</b>	60
3.1.1 Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »       62         3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		3.1	LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIOUES	62
3.1.2 La production       71         3.1.3 Le transfert       83         3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		3.1.	Les processus de génération des crues ou « les chemins de l'eau »	
3.1.3 Le transfert		3.1	La production	
3.1.4 Conclusion       100         3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3 Conclusion       116		3.1.	B Le transfert	
3.2       DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS       101         3.2.1       Protocole expérimental sur 3 bassins versants       101         3.2.2       Caractéristiques géographiques des bassins étudiés       104         3.2.3       Conclusion       116		3.1.4	Conclusion	100
3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants		3.2	DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS	101
3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés		3.2	Protocole expérimental sur 3 bassins versants	101
3.2.3 Conclusion		3.2.	? Caractéristiques géographiques des bassins étudiés	104
		3.2	Conclusion	116

3.3 APPROCHES PRÉLIMINAIRES	
3.3.1 Caractéristiques hydrologiques moyennes (échelle annuelle)	118
3.3.2 Caractéristiques hydrologiques inter-événementielles	122
3.3.3 Analyses descriptives intra-événementielles	131
3.3.4 Conclusions	137
3.4 MODÉLISATION GLOBALE	
3.4.1 Préparations des données et modalités de calage	
3.4.2 MG-1 : Coefficients d'écoulements stables et transfert linéaire	
3.4.3 MG-2 : Coefficient d'écoulement variable, seuil d'infiltration et transfert non-linéaire	151
3.4.4 Conclusions	161
3.5 MODÉLISATION SPATIALISÉE	164
3.5.1 Discrétisation spatiale et transfert d'échelle	165
3.5.2 Les hypothèses sur le transfert	166
3.5.3 Modélisation spatialisée du transfert	169
3.5.4 MS-1 : Zones saturées à géométrie variable	176
3.5.5 MS-2 : Production homogène de versant	186
3.5.6 MS-3 : Production localisée sur versant	193
3.5.7 Conclusion	205
3.6 VALIDATION ET EXTRAPOLATION SPATIO-TEMPORELLE	208
3.6.1 Validation en situation normale et extrême, l'événement exceptionnel du 19/12/98	208
3.6.2 Validation en transposition spatiale, le bassin de la Titaaviri	222
3.6.3 Extrapolation vers l'extrême et caractérisation de l'aléa hydrologique	229
3.6.4 Conclusion	236
3.7 CONCLUSION	238

4 EROSION ET REJETS PLUVIAUX	
4.1 PROTOCOLES D'ÉCHANTILLONNAGES ET D'ANALYSES	
4.1.1 Protocoles d'échantillonnages	
4.1.2 Protocoles analytiques	
4.1.3 Représentativité de l'échantillonnage automatique	
4.1.4 Conclusion	
4.2 CARACTÉRISATION QUALITATIVE DES REJETS PLUVIAUX	249
4.2.1 Relations Débit-Concentrations	
4.2.2 Relation MeS-Concentrations	
4.2.3 Relation entre phase particulaire et phase dissoute	
4.2.4 Conclusion sur la qualité des eaux pluviales	
4.3 MODÉLISATION ÉVÉNEMENTIELLE DES FLUX SOLIDES	
4.3.1 Description de la méthode	
4.3.2 Sélection des modèles et résultats	
4.3.3 Evaluation des charges annuelles	
4.3.4 Conclusion	
4.4 MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT-CONCENTRATION	
4.4.1 Les principaux processus de l'érosion et leurs expressions analytiques	
4.4.2 Modélisation globale MeS-MG-2	
4.4.3 Modélisation spatialisée MeS-MS-3	
4.4.4 Extrapolation aux événements extrêmes	
4.5 CONCLUSION	

CONCLUSION	292
BIBLIOGRAPHIE	295
LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES	304
ANNEXES	310

#### **AVANT-PROPOS**

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme **RUES** (Risques Urbains liés à l'Eau et aux Sols) de l'**IRD** grâce au soutien financier de la **DIRECTION DE L'EQUIPEMENT DE POLYNESIE FRANCAISE** (Marché Public d'Etude N° 960072, Lettre de Commande N° 648/GEG/CTE) et en étroite collaboration technique avec les services hydrologiques du **GEGDP** (Groupement Etude et Gestion du Domaine Publique).

Quatre personnes ont eu un rôle fondamental dans l'aboutissement de cette thèse, elles constituent en quelque sorte les piliers de ce travail. Je remercierai donc en premier lieu et par ordre alphabétique :

**Ch. BOUVIER**, responsable du programme RUES, pour avoir éclairé au quotidien mes interrogations lors des nombreuses discussions que nous avons pu avoir dans un climat toujours agréable, pour avoir orienté ma recherche, m'avoir initié à la modélisation hydrologique et fourni les clés de son modèle (MERCEDES) me faisant ainsi profiter de tous ses acquis. Sans lui, je n'aurai pu aboutir à de tels résultats et j'espère vivement que notre collaboration se poursuive bien au delà de cette thèse.

J. DANLOUX dont l'humilité fut certainement le seul obstacle à sa présence dans le jury. Qu'il trouve ici toute ma reconnaissance pour sa clairvoyance, ses conseils avisés sur l'hydrologie insulaire du Pacifique, la confiance qu'il m'a accordée tout au long de ce travail en particulier lorsqu'il a engagé ce projet avec les services polynésiens.

J-M. FRITSCH, pour avoir accepté d'être le directeur de cette thèse malgré les nombreuses sollicitudes, pour ses conseils pertinents, sa sympathie et son soutien.

**R. VILLOT**, responsable du GEGDP, pour la confiance qu'il m'a accordée et pour avoir impliqué l'ensemble des moyens techniques, humains et financiers nécessaire au succès de cette étude.

Je remercierai ensuite les membres du Jury :

Le Professeur M. DESBORDES pour m'avoir accepté au sein de sa formation doctorale, pour son regard expert sur mes travaux, ses critiques constructives, ses discussions animées dans un esprit toujours très convivial.

**P. RIBSTEIN** qui dès le début s'est impliqué dans le lancement de ce projet et qui en final a accepté d'en être le premier rapporteur.

Le Professeur A. MUSY, qui m'a également honoré de sa présence dans ce jury en tant que rapporteur, pour avoir porté un jugement parfaitement impartial et très constructif à ce travail.

**B.** AMBROISE pour l'intérêt qu'il a porté à cette étude en alimentant le débat et en suggérant d'autres perspectives à cette thèse.

A Tahiti, sur le terrain, au laboratoire comme au bureau, j'ai bénéficié d'un soutien sans défaillance, preuve d'une grande motivation et de liens amicaux que je n'oublierai jamais. A tous ces Polynésiens, un seul mot convient : *Maururu*.

L'équipe du GEGDP dont ce travail est le fruit d'une étroite collaboration initiée bien avant mon arrivée sur le Fenua. A. CONROY et H. SALMON pour leur savoir-faire dans le domaine de l'hydrométrie, C. SCHMIDT pour son travail consciencieux sur le traitement des données pluviographiques, et à tous les autres membres de cette admirable équipe hydrologique : Alphonse, Robert, Siki...,*Maururu*.

L'équipe du Centre IRD de Tahiti dirigé par F.X. BARD où j'ai pu trouver tous les appuis nécessaires à la réalisation de ce travail. En particulier, N. MAIHOTA qui a su sans hésiter passer du monde sous-marin à l'hydrologie de surface. C'est sur sa motivation et ses compétences que j'ai pu me reposer aux périodes les plus cruciales de ces campagnes de mesures. Au laboratoire, J. PAOAAFAITE a réalisé avec un sérieux exemplaire les analyses de matières en suspension, S. POURLIER et l'ensemble du programme ANTROPIC ont également apporté un soutien considérable sinon nécessaire au succès de cette étude. La maintenance électronique des appareils hydrologiques a été assuré par L. CHUNGUE et J-M DEVAUX. De nombreuses fois, leurs compétences m'ont été d'un grand secours. Enfin, à tous ceux que je n'ai pas cités ici, (car la liste serait bien trop longue), mais que je n'oublie pas pour autant, maururu, maururu mille fois.

Merci également à l'équipe de **Pae Tai Pae Uta** pour leur contribution technique et matérielle, à **METEO France FAAA**, pour l'accès aux données pluviométriques, au **Laboratoire du Service** d'Hygiène et à celui du LESE pour leurs conseils et leur soutien matériel.

A Montpellier, l'ambiance moins tropicale mais néanmoins chaleureuse du laboratoire d'hydrologie, dirigé successivement par P. CHEVALLIER et B. THEBE, fut très appréciée durant cette période difficile de rédaction. A tous un grand merci. En particulier, A. CRESPY pour son soutien en informatique, H. NEIL-LUBES pour ses conseils avisés en statistique et B. CAPPELAERE pour sa contribution en hydrodynamique et calcul numérique.

Je n'oublierai pas non plus, les amis, la famille, les compagnons de bureaux ou de couloir, dont le réconfort fut souvent indispensable au maintien de la motivation. A Tahiti, Christophe et Sophie, Pascal et Régine, Pierre et Stéphanie, Arnaud, Valérie... A Montpellier, Olivier, Isabelle, Philippe et Arum, Vincent, Benoît et Cécile, Léonardo, Patrick, Nathalie, Jean-Claude, Juan...et encore Luc, Fabienne et Yo, Laurent, François et Cathy...

Et pour finir, celle qui mérite sans aucun doute la première place, (ma !) Nathalie. Bien plus que de supporter mes absences, elle a pleinement participé à cette étude, elle fut l'auxiliaire de tous les instants, au laboratoire comme sur le terrain, à la maison comme au bureau, ce travail ne serait pas ce qu'il est sans sa contribution. C'est pourquoi, ce mémoire lui est entièrement dédié.

A Nathalie,

#### INTRODUCTION

Parmi les phénomènes naturels paroxysmaux, les crues et les inondations sont incontestablement les plus lourdes de conséquences pour les activités humaines. Chaque année, les crues emportent des centaines, voire des milliers de vies humaines et causent des dommages capables de marquer durablement l'économie d'un pays.

Tahiti fait partie de ces régions tropicales particulièrement exposées au risque hydrologique. Les précipitations atteignent des valeurs proches des records mondiaux, les fortes pentes du relief montagneux de l'île expliquent des crues d'une rare violence et les sites d'habitations sont particulièrement vulnérables en raison du manque d'espace facilement constructible. Jusqu'à présent, l'aléa hydrologique était estimé à partir de formulations empiriques calées sur quelques données ponctuelles de l'île. Face à la pression démographique, aux impératifs économiques et à la dégradation du milieu lagonaire, les pouvoirs publics et les aménageurs demandent naturellement **une meilleure évaluation des risques pour une gestion adaptée des eaux pluviales.** 

Par conséquent, cette étude a pour objet principal l'amélioration de la caractérisation du risque hydrologique (inondation, érosion, pollution) à Tahiti. La définition du risque inclut divers facteurs que nous détaillerons en première partie, mais la principale indétermination concerne essentiellement l'aléa hydrologique et c'est donc avant tout cet aspect fondamental du risque que nous avons cherché à préciser.

A Tahiti, les contrastes hydrologiques (précipitation, ruissellement, érosion) sont très marqués et les données ponctuelles sont bien trop limitées pour appréhender dans son ensemble l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques hydro-pluviométriques par les méthodes usuelles de géostatistiques. Les relations pluie-débit n'ont été abordées que très sommairement et rarement à l'échelle événementielle. Aussi, les processus de genèse des écoulements restent à définir. Dans ce contexte, **plusieurs questions** scientifiques ont motivé notre recherche :

- Comment régionaliser l'aléa dans un milieu fortement contrasté renseigné par un nombre restreint d'informations ponctuelles ? Dans quelles mesures une approche spatialisée peut-elle intégrer efficacement les données géographiques et géomorphologiques pour favoriser l'interpolation ?
- Comment caractériser les processus intervenant dans la genèse et la propagation des crues à partir de simples données hydro-pluviométriques? Quels peuvent être les apports et les limites des diverses approches numériques (stochastiques, mécanistes, conceptuelles, systémiques, globales, spatialisées,...)?
- A quelles conditions un modèle hydrologique Pluie-Débit peut-il être robuste à l'extrapolation temporelle (de « la normale à l'extrême ») et spatiale (en transposition) ?
- Quelles sont les conséquences des changements d'occupation des sols (dont notamment l'urbanisation) sur l'aléa et les exportations de matières ?

Face à l'indétermination existante sur les processus hydrologiques à Tahiti, il ne s'agissait pas de développer un plan d'expérimentation détaillé (complexe ou sophistiqué) mais plutôt d'exploiter au maximum les informations existantes et de récolter (sur une période de deux ans) le minimum de données nécessaires pour une première caractérisation des flux sur différents bassins « représentatifs »

de la diversité du paysage tahitien; de voir ensuite, comment une **approche spatialisée** pouvait permettre d'interpréter et d'interpoler des données ponctuelles et limitées.

L'étude que nous présentons s'intègre dans le **programme RUES**<sup>1</sup> de l'**IRD**<sup>2</sup>. animé par Ch. Bouvier. Elle a été menée en étroite collaboration avec la cellule hydrologie (**GEGDP**<sup>3</sup>) des Services de l'Equipement de Polynésie Française dirigée par R. Villot. L'ensemble des travaux entrepris dans le cadre de cette coopération visait notamment à préciser la distribution spatiale et temporelle de l'aléa climatique sur l'ensemble de l'île, améliorer les connaissances sur l'hydrologie des versants tahitiens, fournir les clés d'une éventuelle transposition des résultats (nécessaire à l'évaluation de l'aléa hydrologique sur des sites non-jaugés) et préciser les risques de dégradations du milieu lagonaire liés à l'urbanisation des versants.

Conformément à la définition de l'aléa hydrologique et au regard des objectifs poursuivis, l'étude se compose de **quatre parties** :

La **première partie** présentera brièvement le contexte général de l'étude. On précisera la définition du risque hydrologique et on verra comment sa problématique s'inscrit dans l'environnement tahitien.

La deuxième partie concerne la caractérisation de l'aléa climatique. Après une mise à jour et une critique de la banque de données pluviographiques, il s'agira de caractériser ponctuellement les régimes d'averses sur des séries de courtes durée, puis d'étudier dans quelles mesures l'analyse des relations avec l'environnement topographique peut autoriser la régionalisation de l'aléa dans ce milieu fortement hétérogène où la pluviogénèse semble significativement influencée par l'orographie. Nous étudierons également la concomitance des intensités extrêmes ainsi que les caractéristiques de forme des averses afin de pouvoir préciser la composition des pluies de projet.

La troisième partie sera consacrée à la transformation pluie-débit. Après une réflexion sur les concepts hydrologiques et leur modélisation, nous aborderons l'analyse de relation Pluie-Débit par la présentation des trois bassins versants étudiés. Notre démarche progressive se déroulera ensuite en quatre étapes principales : une analyse statistique et descriptive pour caractériser d'une manière générale la variabilité des écoulements, une approche systémique à l'échelle globale pour définir la nature analytique de la transformation pluie-débit, une modélisation conceptuelle spatialisée pour tester différentes hypothèses sur le fonctionnement hydrologique des versants, puis une étape de validation et d'extrapolation pour vérifier la robustesse des modèles en situation « extrême » et caractériser l'aléa.

Enfin, les flux solides et organiques liés aux écoulements de crues feront l'objet de la quatrième partie. On présentera tout d'abord le protocole expérimental et les données recueillies sur les différents sites étudiés. Après une analyse qualitative des rejets pluviaux, on cherchera à établir des bilans annuels et événementiels en relation avec le degré d'anthropisation des bassins versants. Enfin, en s'appuyant sur les résultats de la modélisation pluie-débit, on tentera de préciser les facteurs intervenant dans les processus d'érosion et ainsi d'évaluer les rejets liés aux événements « extrêmes ».

Dans ce mémoire, il sera souvent fait appel aux notions subjectives d'«**extrême** » et de « normalité ». Nous les définissons en fait par rapport à nos observations, une situation «normale » signifie fréquemment observée (période de retour T<1 an) et « extrême » sous-entend un caractère exceptionnel (rarement observé), notamment en ce qui concerne les caractéristiques pluviométriques (intensité et/ou volume).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> RUES : Risques Urbains liés aux Ecoulements et aux Sols

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> IRD : Institut de Recherche pour le Développement (Ex-ORSTOM)

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> GEGDP : Groupement Etude et Gestion du Domaine Public

## **PARTIE I**

## LE RISQUE HYDROLOGIQUE DANS LE CONTEXTE TAHITIEN



#### **1. LE RISQUE HYDROLOGIQUE**

#### DANS LE CONTEXTE TAHITIEN

Cette première partie est consacrée à la définition du risque pluvial et à sa problématique dans le contexte tahitien. Cette mise au point va nous permettre de préciser le cadre de notre contribution, le milieu étudié et la méthodologie adoptée pour répondre à nos objectifs.

#### 1.1 DÉFINITION ET PROBLÉMATIQUE

#### DU RISQUE HYDROLOGIQUE

Dans le langage courant, le mot risque a plusieurs acceptions. Aussi, la notion de risque hydrologique n'est pas triviale et mérite d'être clarifiée.

Nous définirons le risque hydrologique comme une mesure probabilisée des dommages occasionnés par une inondation (Meylan et Musy 1996, Bessis, 1984). Déterminer le risque de période de retour T consiste à chiffrer les dommages (généralement en KF) que générerait une crue de même périodicité d'occurrence. Il s'agit généralement des dégâts directs liés au caractère destructeur de l'inondation mais il existe également des dommages indirects dont notamment un risque de pollution par les flux de matières (sédiments, polluants) associés aux écoulements. Le risque se détermine généralement par la résultante de la combinaison entre l'aléa hydraulique et la vulnérabilité (cf. figure 1.1).



FIGURE 1.1 : Définition du risque

L'aléa hydraulique correspond à tout ce qui caractérise l'inondation associée à la crue de référence définie par l'aléa hydrologique. Les superficies inondées (Smax), les durées de submersion (Tmax), les hauteurs (Hmax) et les vitesses maximums (Vmax) sont généralement les principaux paramètres utilisés pour caractériser l'aléa hydraulique (Hingray, 1999). Il s'agit essentiellement d'un travail d'hydraulicien et de géomètre. Ce dernier fournira les dimensions du réseau d'assainissement ou du lit de la rivière ainsi que les levés topographiques des zones potentiellement inondables. A l'aide d'un modèle hydraulique (« à casier » ou hydrodynamique bidimensionnel) intégrant les informations topographiques, l'hydraulicien propagera la crue dont les caractéristiques sont préalablement fournies par l'étude de l'aléa hydrologique.

La vulnérabilité caractérise les conséquences de l'inondation pour un milieu de référence. Par définition, elle est indépendante de l'aléa et de la localisation. Une maison, une zone industrielle, une personne..., présenteront la même vulnérabilité qu'elles soient situées en bordure de rivière ou sur une colline, l'aléa sera évidemment différent (Chocat, 1997). En général, les dommages directs peuvent être facilement évalués par des géographes ou des économistes, par contre, les conséquences indirectes sont beaucoup plus difficiles (voire impossibles) à prévoir.

Le travail de l'hydrologue consiste essentiellement à définir l'aléa hydrologique. Il s'agit probablement de la principale indétermination. Les règles d'hydrauliques sont universelles et permettent en général de simuler correctement la propagation d'une crue lorsque le milieu est suffisamment bien décrit. Pour un objet donné, la vulnérabilité est constante dans l'espace. Par contre, l'aléa hydrologique est souvent très hétérogène, fortement dépendant du milieu considéré et capable d'évoluer au cours du temps (urbanisation, déforestations...).

L'aléa hydrologique correspond à tout ce qui caractérise la crue de référence contre laquelle on souhaite se prémunir. Le volume, le débit de pointe (Qmax), le temps de montée (Tm), la charge en matières solides (Ct)..., sont autant de descripteurs de la crue de projet. De manière comparable à la définition du risque, l'aléa hydrologique résulte de la combinaison entre l'aléa climatique et l'aptitude au ruissellement (à l'érosion, à produire des flux polluants) de l'opérateur physique que constitue le bassin versant. Lorsqu'on dispose de données débimétriques pour le site considéré et que les séries chronologiques sont suffisamment longues, une analyse stochastique de ces informations peut être suffisante pour déterminer directement l'aléa hydrologique. Dans le cas contraire et le plus fréquent, les deux composantes de l'aléa hydrologique (aléa climatique, aptitude au ruissellement) doivent être étudiées spécifiquement. Cette seconde approche repose sur l'hypothèse que les caractéristiques des précipitations sont plus homogènes et mieux connues que celles des écoulements et qu'un modèle hydrologique (Pluie-Débit) peut simuler efficacement le comportement des bassins soumis à des précipitations extrêmes.

L'aléa climatique est évidemment à l'origine du risque. Il se définit généralement par l'intermédiaire d'une pluie de projet résultant d'une analyse stochastique des intensités d'averses (I-D-F, intensité maximale sur différentes durées (d) pour une probabilité d'occurrence (T) déterminée P(d,T)) et de la structure spatiale et temporelle des précipitations. Les données pluviométriques étant généralement plus abondantes et moins hétérogènes spatialement, l'estimation de l'aléa climatique est plus robuste qu'une approximation directe de l'aléa hydrologique. L'essentiel de la difficulté se reporte alors sur la définition du fonctionnement hydrologique, c'est-à-dire la modélisation pluie-débit et sa robustesse à l'extrapolation.

A Tahiti, nous verrons que les précipitations sont très hétérogènes et que les données ponctuelles sont trop limitées pour une régionalisation de l'aléa à partir des techniques géostatistiques habituelles. Dans ce contexte se pose le problème suivant :

Comment caractériser efficacement l'aléa climatique avec des séries chronologiques de courte durée dans un milieu fortement contrasté (partie II)?

L'aptitude au ruissellement (à l'érosion, à produire des flux polluants) se définit généralement à partir d'un modèle hydrologique Pluie-Débit(-Concentration). Celui-ci simule le fonctionnement hydrologique du bassin versant et doit permettre, par extrapolation, d'évaluer l'aléa hydrologique correspondant à la même probabilité d'occurrence que celle déterminée sur les précipitations (figure 1.2).



FIGURE 1.2 : L'objectif du modèle hydrologique : caractériser l'aptitude au ruissellement et assurer la transformation de l'aléa climatique en aléa hydrologique.

Cette figure est évidemment simpliste et deux questions essentielles se posent :

- A quelle condition un modèle calé en situation « normale » peut-il fournir une estimation robuste de l'« extrême » ?
- Comment caractériser efficacement la transformation Pluie-Débit pour assurer correctement la transposition sur des bassins non-contrôlés ?

En guise de synthèse, nous avons tenté de représenter les différentes étapes de la caractérisation du risque hydrologique sur la figure 1.3. Sur ce schéma, on situe également les aspects particuliers que nous développerons dans ce mémoire (Partie II, III, IV) ainsi que les différentes variables caractéristiques (avec leurs unités), les données et les outils généralement utilisés.



FIGURE 1.3 : Les différentes étapes de la caractérisation du risque hydrologique pour une probabilité d'occurrence de période T.

Le contexte tahitien présente différentes particularités qui font de lui un site privilégié pour l'étude de l'aléa hydrologique. Nous verrons dans les chapitres suivants comment la problématique s'inscrit dans ce milieu insulaire volcanique tropical.

#### **1.2 LE CONTEXTE CLIMATIQUE, UN ALÉA PRONONCÉ**

Tahiti se situe au centre du Pacifique, par 17° 35' de latitude Sud et 149° 30' de longitude Ouest. On se trouve dans la bande intertropicale et plus précisément au niveau de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS) (cf. figure 1.4).

Le climat tahitien est de type tropical océanique humide, sous influence principale de l'alizé de Nord-Est. On distingue assez bien 2 saisons :

- Une saison chaude et pluvieuse de novembre à avril
- Une saison fraîche et relativement sèche de mai à octobre.

Cette saisonnalité résulte du déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et des grandes masses d'air qui lui sont associées (anticyclone de l'île de Pâques et anticyclone de Kermadec).

La pluviogénèse est essentiellement liée à l'activité de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS), encore appelée « front des alizés » (cf. figure 1.5). Il s'agit de la confluence entre l'alizé de Nord-Est (chaud et humide) sous influence de l'Anticyclone de l'île de Pâques et de l'alizé de Sud-Est (frais et sec) communément appelé « Maraamu » par les Tahitiens, commandé par l'anticyclone de Kermadec (Ferry 1988, Pascal et Gauchard, 1993). Les dépressions tropicales se forment au niveau de cette zone de convergence où les masses d'air frais soulèvent les flux humides en provenance du Nord-Est. La convection se trouve accentuée (voire dans certains cas induite) par effet orographique lorsque les flux de Nord-Est rencontrent les massifs volcaniques dont les sommets culminent pour Tahiti à 2241 m (Mt Orohena).

En raison de la prédominance de l'alizé de Nord-Est et de cet effet orographique, les précipitations sont abondantes et très inégalement réparties sur l'île. Les cumuls annuels s'échelonnent de 1500 mm sur la côte Ouest à 3500 mm à l'Est (au niveau de la mer). Ces cumuls moyens sont évalués à plus de 8000 mm sur les sommets de la façade Est et peuvent dépasser certaines années les 11000 mm (Ferry, 1988). Aussi, les gradients longitudinaux (Est-Ouest) et altimétriques sont très marqués et il n'est pas rare d'observer des gradients supérieurs à 150mm/km.

La saisonnalité des précipitations est essentiellement prononcée sur la côte Ouest où la pluviométrie des mois de novembre à avril représente plus de 80% du cumul annuel. Sur la côte Est, ces écarts sont moins prononcés, de l'ordre de 65% (Ferry 1988). La pluie journalière maximale de récurrence annuelle est évaluée entre 115 et 160 mm sur la frange côtière.



FIGURE 1.4 : Illustration de la situation météorologique dans le Pacifique (cliché infrarouge GOES-10)



FIGURE 1.5 : Variation saisonnière du « front des alizés » (ZCPS) (d'après Gauchard et Inchauspe, 1976).

En situation climatologique normale, Tahiti ne se trouve pas directement sur la trajectoire des cyclones mais en situation El-Nino (ENSO, *El Nino Southern Oscillation*), la cyclogénèse se localise plus à l'Est (entre 160°O et 180°O) et le risque cyclonique devient important (Danloux et Laganier, 1999). Ainsi, les ENSO majeurs de 1982-1983 et 1997-1998 coïncident effectivement avec des événements cycloniques (Reva, Veena, Osea...) et/ou pluviométriques majeurs (4/2/98, 19/12/98,...) ayant affecté les archipels de la Société. S'il existe une relation certaine entre le nombre de perturbations tropicales et l'indice SOI (*Southern Oscillation Index*, différence de pressions moyennes mensuelles entre Darwin et Papeete-Faaa), les effets hydrologiques peuvent être contrastés car soumis aux trajectoires « capricieuses » de ces dépressions (Danloux et Laganier, 1999). Lors de ces événements particuliers, les précipitions peuvent atteindre des valeurs proches des records mondiaux. Des cumuls précipités dépassant les 1000 mm en 24h ont par exemple été enregistrés à plusieurs reprises (Ferry, 1988, GEGDP, 1999).

#### Ainsi, à Tahiti, l'aléa climatique est prononcé et apparemment très hétérogène.

Concernant brièvement les autres caractéristiques climatiques ; la température annuelle moyenne sur la côte est de 25,8°C, les valeurs mensuelles oscillant entre 24 et 27°. En altitude, la moyenne annuelle peut descendre à 18° voire 14° à l'extrême minimum. L'humidité moyenne en plaine est de l'ordre de 78 %, en altitude elle augmente de 1%/100m. Ceci laisse présager des phénomènes de condensation au niveau des forêts d'altitude qui peuvent avoir un impact considérable sur les bilans hydrologiques. L'évaporation (ETP selon Penman) mesurée à la station de Tahiti Faaa, oscille suivant les saisons entre 3,5 mm/j et 5.5 mm/j. Le cumul moyen annuel atteint 1680 mm (Pascal et Gauchard, 1993)

#### 1.3 LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE,

#### UNE VULNÉRABILITÉ CROISSANTE

Tahiti est une île volcanique haute, au relief verdoyant, montagneux et très accidenté. Capitale économique de la Polynésie Française, elle fait partie des Iles Du Vent de l'archipel de la Société. Elle présente une superficie totale de 1042 km<sup>2</sup>, une altitude maximale de 2241m pour une valeur moyenne de 440 m. Elle est constituée par deux appareils volcaniques de forme circulaire (les 2/3 se trouvant immergés) dont les âges d'édification sont compris entre 2.5 et 0,3 M.A. (Brousse et al., 1985). Tahiti Nui (la Grande île) présente un diamètre d'environ 35 km et se trouve reliée par un isthme à Tahiti Iti (la presqu'île) dont le diamètre n'est que de 15 km (cf. également figure 2.3).

D'un point de vue géomorphologique, on peut distinguer 5 types de faciès (cf. figure 1.6) :

- les cirques centraux, reliques d'anciennes caldeiras bordées de crêtes aiguës et ouvertes vers le N-NE,
- les planèzes, vestiges des versants primitifs des volcans dont les pentes varient entre 6° et 20°, plus ou moins altérées, de forme triangulaire orientée vers les sommets,
- les vallées radiales, très encaissées, résultantes de l'altération des planèzes,
- les pentes abruptes dépassant souvent les 40° (et jusqu'à 70°), bordant les vallées ou constituant les flancs des sommets,
- Ia frange littorale, d'extension très restreinte (rarement plus de 1 km entre le littoral et les piedmonts).

L'importance de l'activité hydrologique et de l'altération qui en résulte, se traduit par une densité de drainage importante évaluée approximativement (et probablement supérieure) à 5.3 km/km<sup>2</sup> (Ferry, 1988).







(Légende page suivante)

**FIGURE 1.6 :** Le contexte géographique. A) Vue aérienne de Tahiti, face nord avec Papeete sur la droite jusqu'à l'aéroport de Faaa, on remarquera le relief montagneux et l'inclinaison des planèzes côte Ouest. B et D) Illustration des fortes pentes, C) L'urbanisation des vallées (Pirae) et la colonisation progressive des montagnes E) Une vallée encaissée : la Punaruu. (C & D, issu de « Tahiti Vu du Ciel »)

Les bassins versants tahitiens se caractérisent par :

- une superficie restreinte (rarement supérieure à 20 km<sup>2</sup>),
- une forme allongée (indice de compacité en général supérieur à 1.3),
- de fortes pentes (pente moyenne généralement supérieure à 15° et souvent plus proche de 30°)
- un talweg profondément encaissé d'où la présence de cascades sur les cours d'eau.

En conséquence, les temps de réponses des bassins sont très courts, fréquemment de l'ordre du quart d'heure à la demi-heure et généralement inférieurs à une heure. Ceci rend évidemment impossible toute opération d'alerte de crue et de mise en sécurité des populations. L'intensité des précipitations associée à des vitesses de transfert élevées (en raison des fortes pentes) expliquent des crues « éclair » d'une rare violence. Pour la plupart, les Tahitiens ont tous en mémoire le souvenir de cours d'eau limpides et tranquilles se transformant soudain en véritable torrent « marron » de suspension, charriant, dans un brouhaha de furie, des arbres entiers et emportant des habitations, parfois des vies humaines. Des débits spécifiques maximums de crues dépassant les 40 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> ont ainsi pu être évalués (Ferry, 1988, Danloux, 1983). D'après les données recueillies sur une vingtaine de bassins, l'aléa hydrologique semble très hétérogène sur l'île, certainement en raison de la variabilité spatiale qui caractérise l'aléa climatique mais de surcroît en fonction de critères géographiques (occupation des sols, pédologie, géologie, ...) mal définis à l'heure actuelle.

A partir de 1960, avec le développement du C.E.P (Centre d'Expérimentation (nucléaire) du Pacifique), Tahiti connaît un véritable « boom » économique. Entre 1971 et 1996, la population en Polynésie a quasiment doublé. Le taux annuel moyen de croissance ces dix dernières années est de l'ordre de 2% (ISTAT, 1996).

En 1996, le territoire compte 219 521 habitants dont 162 686 habitants pour les seules îles de Tahiti et Moorea et plus de 80 000 habitants dans la zone urbaine autour de Papeete (entre Mahina et Punaauia). Ainsi, la pression démographique s'exerce de manière très inégale sur l'île. La densité moyenne de 136 hab./km<sup>2</sup> a peu de signification puisque la population se concentre sur la frange littorale et dans les vallées à proximité de Papeete.

Pour répondre à cette croissance, l'urbanisation gagne du terrain en particulier dans les zones périphériques de Papeete. Les plaines littorales et les vallées (représentant moins de 20% de la superficie de l'île) étant dans l'ensemble déjà saturées, les lotissements s'établissent sur des terrains de plus en plus montagneux (cf. figure 1.6 A et C). Des pentes à plus de 40° sont terrassées et les rivières sont parfois déplacées ou enterrées.

Ces aménagements génèrent une augmentation de la vulnérabilité et par suite du risque hydrologique. En conséquence de l'imperméabilisation des terrains, on assiste à un accroissement des lames ruisselées mais surtout des vitesses de propagation des crues entraînant une concentration plus rapide des écoulements qui se traduit par un accroissement du rapport entre débit maximum et débit moyen. Ces projets constituent également un risque écologique accru pour le milieu lagonaire (Harris 1998, Torreton et al., 1997, IFEN 1995, Servant 1977) qu'il devient important de mieux caractériser. Aussi, la nécessité d'une meilleure évaluation du risque pluvial est bien réelle.

#### 1.4 CONCLUSION

Tahiti se caractérise par :

- un aléa climatique prononcé lié à la proximité du front des alizés (ZCPS), lieu de genèse privilégié des dépressions tropicales,
- une vulnérabilité importante due aux fortes pentes et au manque d'espace facilement constructible,
- **une forte hétérogénéité de l'aléa hydrologique** liée à une variabilité spatiale très importante de l'aléa climatique mais probablement aussi en relation avec des critères géographiques (urbanisation, aptitude au ruissellement des sols...).

Sous la pression démographique qui s'exerce, la vulnérabilité (et donc le risque) a tendance à s'accentuer.

Jusqu'à présent, l'aléa était essentiellement évalué à l'aide de formules empiriques du type :

 $Q(T) = \alpha(T).A^{\beta(T)}$ 

Q(T) = Débit maximum relatif à la période de retour TA = superficie du bassin $<math>\alpha(T)$ ,  $\beta(T) = paramètres (parfois régionaux) fonction de la période de retour T considéré.$ 

Différentes formulations se sont succédées dans les années 80, suivant les bureaux d'études ou les personnes chargées de fournir une évaluation (SETIL, ORSTOM, SOGREAH, LAFFORGUE, SPEED), chacune d'elle se voulant plus précise que la précédente car intégrant plus d'informations (sur des séries plus longues ou sur des bassins supplémentaires). Plus récemment, pour des études spécifiques, des modèles globaux ont été employés avec des règles de paramétrisation arbitraire probablement définies hors contexte (SPEED, 1996).

Ces méthodes plus ou moins empiriques présentent toutes l'inconvénient de ne tenir compte que très approximativement des spécificités climatiques et géographiques des bassins versants.

Dans le contexte tahitien, l'**approche spatialisée** paraît la seule alternative capable de dépasser le cadre ponctuel de nos observations et ainsi d'améliorer la caractérisation de l'aléa hydrologique. Dans cette perspective, nous allons tout d'abord chercher à préciser l'aléa climatique et notamment sa distribution spatiale en relation avec l'environnement topographique (partie II). Nous étudierons ensuite la transformation pluie-débit sur différents bassins versants, en cherchant à caractériser les processus de production et de transfert sur des critères géomorphologiques et géographiques facilement accessibles (partie III). Enfin, nous étudierons les flux de matières associés aux écoulements afin de mieux évaluer le risque de pollution (partie IV).

## **PARTIE II**

## L'ALÉA CLIMATIQUE



#### 2 L'ALÉA CLIMATIQUE

Puisque les précipitations sont indéniablement à l'origine du risque hydrologique, nous commençons notre analyse par la caractérisation de l'aléa climatique.

Si dans certaines régions du monde, les caractéristiques ponctuelles de l'aléa climatique (déterminées sur un seul poste pluviographique) peuvent être raisonnablement étendues à plusieurs centaines de kilomètres carrés, ce n'est certainement pas le cas à Tahiti où l'hétérogénéité des précipitations est flagrante. Or, jusqu'à présent, ce sont essentiellement les données de la station de FAAA (METEO-FRANCE) qui étaient utilisées pour la détermination des pluies de projets (en un point quelconque de l'île).

Depuis de nombreuses années, les efforts ont été essentiellement consacrés à la mise en place des réseaux pluviométriques et hydrométriques, à leur suivi et à la formation des équipes territoriales chargées de leur gestion. Aujourd'hui, la masse de données recueillies paraît suffisante pour être soumise à un premier traitement statistique.

Ainsi, le premier objectif consiste à traiter dans sa globalité l'information pluviographique ainsi recueillie afin d'en fournir une synthèse et une banque de données directement exploitable. On cherchera ensuite à caractériser ponctuellement les distributions des intensités extrêmes avant d'étudier la distribution spatiale de l'aléa en relation avec l'environnement topographique. Enfin, on terminera cette étude par une analyse des caractéristiques spatiales et temporelles des averses. Dans cette seconde partie, on verra notamment comment exploiter efficacement, de manière objective et quasi automatique l'information apportée par les MNT pour l'interpolation des données pluviographiques.

#### 2.1 LES DONNÉES PLUVIOGRAPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES.

Les limites de toute approche stochastique étant subordonnées au volume et à la qualité de l'information disponible, il convient de commencer par une présentation sommaire de celle-ci.

#### 2.1.1 La banque de données pluviographiques

L'information pluviographique provient essentiellement de stations OEDIPE à enregistrement numérique mises en fonction sur le territoire à partir de 1985. Certaines séries chronologiques ont pu être étendues par le dépouillement (manuel) de données plus anciennes provenant d'enregistreur mécanique (Précis Mécanique, Siap) mis en fonction dès les années 70. Météo-France a également mis à notre disposition les données prétraitées du poste de FAAA, constituant la série pluviographique la plus longue avec 34 années d'observations. Seules les observations de FAAA et OROFERO P4 proviennent exclusivement d'enregistreurs mécaniques.

Les données brutes ont été mises à jour et critiquées sur la base de la pluviométrie journalière, au moyen des doubles cumuls et des régressions linéaires entre postes voisins. Cette opération laborieuse a permis d'inventorier les lacunes dans les séries chronologiques.

En totalité, nous disposons à l'heure actuelle de 22 postes présentant plus de 2 années d'observations et répartis de manière hétérogène sur l'île. Les caractéristiques et la répartition géographique des stations sont représentées dans le tableau 2.1 et sur la figure 2.1 (cf. également figure 2.3).

Les graphiques de la figure 2.2 présentent les périodes d'observations sur chacune des stations et la décroissance du nombre de postes disponibles en fonction du nombre d'années d'observations (i.e. la période durant laquelle le poste a effectivement fonctionné et non la période d'installation des équipements).

On remarque sur ces figures que le quart Sud-Ouest de Tahiti est quasiment dépourvu d'informations pluviographiques. De même, la moyenne de la durée des observations n'atteint que 8 années, et seuls 6 postes disposent de plus de 10 années d'enregistrements.

Lors de l'installation du réseau, la stratégie était de répartir les observations sur différents transects : Est-Ouest (Hitiaa Punaruu), Nord-Sud (Papenoo), Nord-Ouest-Sud-Est (Vaiami, Vaihiria). Ceci explique la répartition hétérogène et les concentrations de pluviographes. C'est probablement grâce à cette stratégie et à cette détermination que nous disposons aujourd'hui, malgré le nombre restreint de stations, d'une information représentative des différentes tendances climatiques et faciès topographiques (cf. § 2.3.4).

STATION	Codification	Coordonnée	es UTM	Altitude	Durée des
	Numéro	X(m)	Y(m)	(m)	Obs. (ans)
FAAA	5757900300	222931	8056990	2	34.08
FAUTAUA P4	5750080400	232041	8055819	650	4.21
HITIAA P1	5758700200	249545	8049139	700	10.24
HITIAA P3	5758700300	253340	8048743	385	5.24
HITIAA P4	5758700400	254935	8051457	6	6.70
HITIAA P5	5750600500	251515	8047958	550	7.07
HITIAA P7	5750600700	248168	8046040	1000	4.70
OROFERO P0	5754900400	229980	8043026	170	10.00
PAPEARI P1	5755300100	249058	8034725	1	6.10
PAPENOO P2	5751700200	241241	8053377	210	13.89
PAPENOO P5	5751700500	242479	8050954	130	2.86
PAPENOO P8	5751700800	240864	8048088	260	2.96
PAPENOO P9	5751700900	239351	8046908	350	2.91
PUNARUU P0	5750200500	230814	8051291	1420	17.54
PUNARUU P1	5750200100	229477	8048300	600	18.36
TARAVAO P1	5754500100	261014	8032335	630	19.76
TUAURU P0	5753000500	236982	8058870	520	4.00
VAIAMI PO	5750810000	226941	8058458	30	7.90
VAIAMI P1	5750810100	228199	8056718	170	5.95
VAIAMI P2	5750810200	228380	8054808	470	8.56
VAIAMI P5	5750810500	228708	8056610	145	2.45
VAIHIRIA P2	5753300200	243037	8040315	460	7.82

TABLEAU 2.1 : Caractéristiques des 22 postes pluviographiques.



Les données pluviographiques et géographiques.



**FIGURE 2.2 :** Périodes d'observations pour chacune des stations (enregistrement numérique) et nombre de postes disponibles en fonction de la durée.

#### 2.1.2 Les données géographiques

Outre les coordonnées (X,Y) et l'altitude (Z) aux postes pluviographiques, nous disposions pour caractériser l'environnement topographique d'un modèle numérique de terrain (MNT) de l'ensemble de l'île au pas de 100 m.

Le MNT de Tahiti, dont la figure 2.3 présente une illustration, a été réalisé (société GEOIMAGE, France) pour Tahiti Nui par traitement stéréoscopique d'images satellitaires multispectrales SPOT (pas de 20 m) et pour la presqu'île à partir de courbes de niveau digitalisées (pas de 100m). L'ensemble nous a été fourni par le Service Polynésien de la Télédétection (S.P.T), sous la forme de 2 images rasters qu'il a fallu géoréférencer et fusionner pour obtenir un seul MNT (coordonnée métrique, UTM) au pas de 100 m (en x,y).

La précision de ce MNT a été évaluée approximativement à  $\pm$  100 m en valeur absolue sur l'altitude (z) par rapport aux cartes topographiques IGN. L'incertitude sur les écarts relatifs (entre deux points du MNT) semble cependant nettement moindre.



**FIGURE 2.3 :** Figuration du MNT de Tahiti au pas de 100 m, la localisation des postes pluviographiques ( $\nabla$ ) est également présentée ( $\nabla$ : stations de validation).

#### 2.1.3 Conclusion

En conclusion, on retiendra :

- des séries pluviographiques de courtes durées dépassant rarement les 10 années d'observations.
- Une répartition hétérogène de cette information et une densité de postes bien trop faible pour autoriser une interpolation géostatistique classique des données ponctuelles dans le contexte climatique et géographique contrasté de l'île de Tahiti (cf. part. I).
- ▶ Des données géographiques disponibles sous la forme d'un MNT de précision relativement médiocre (pas de 100 m) mais probablement suffisante pour caractériser l'allure générale de l'environnement topographique.

Par conséquent, on dispose d'**une information limitée en quantité** (22 postes) **et en qualité** (séries de courte durée, faible résolution de l'information topographique). Notre ambition est de dépasser ces limites pour aboutir malgré tout à une caractérisation spatiale et temporelle de l'aléa sachant que la validité des estimations restera toujours subordonnée à l'information disponible.

Ceci conduit à attirer, dès à présent, l'attention du lecteur sur l'incertitude inéluctable de l'ensemble des résultats relatifs au **quart sud-ouest** de Tahiti ainsi que sur toute extrapolation au delà d'une **période de retour de 10 à 20 années**.

#### 2.2 CARACTÉRISATION PONCTUELLE DES DISTRIBUTIONS

#### D'INTENSITÉS EXTRÊMES

Après la critique et la mise en forme de la banque de données pluviographiques, nous abordons la caractérisation ponctuelle de l'aléa à partir des observations recueillies aux différentes stations de mesures.

#### 2.2.1 I-D-F ou P.M.P ?

Dans le domaine de l'évaluation de l'aléa climatique, il existe encore aujourd'hui deux écoles relativement antagonistes, l'une fondée sur la définition d'une valeur limite « physiquement » probable, l'autre basée sur une approche stochastique qui à toute valeur (par conséquent illimitée) associe une fréquence d'apparition non nulle.

La Pluie Maximale Probable (P.M.P) essentiellement employée dans les pays anglo-saxons est définie à partir des conditions météorologiques observées ayant occasionné, pour une région donnée, les maximums pluviométriques enregistrés. L'extrapolation est alors fondée sur la maximisation des principaux paramètres météorologiques responsables de la genèse des précipitations (taux d'humidité, amplitude de la convection...) (Roux, 1996, Chow et al., 1988, Raudkivi, 1979). L'approche se veut déterministe « à base physique » car théoriquement elle a recours à un modèle météorologique pour extrapoler aux limites les situations maximales observées. En réalité, vu les difficultés à estimer les convergences et ascendances maximales, la méthode s'avère subjective et essentiellement fondée sur les courbes enveloppes des maximums connus (Guillot, 1980). On reprochera notamment à ce concept son aspect précaire (l'enveloppe des maximums connus ne peut que croître avec la durée des observations) et maximaliste auquel aucune probabilité de dépassement n'est associée, conduisant souvent à des chiffres économiquement irréalistes. Ainsi, cette méthode repose sur l'hypothèse forte que la Nature a des limites.

A ce concept s'oppose la définition des Intensités-Durées-Fréquences (I-D-F). Celle-ci consiste à extrapoler la fréquence des valeurs maximales enregistrées grâce à une expression mathématique de la fonction de répartition ajustée sur les observations (Guillot, 1980). Toute la difficulté est donc reportée sur le choix de l'expression analytique à utiliser pour l'extrapolation. De nombreuses polémiques ont tenté d'établir des règles d'ajustements et d'extrapolations. D'une manière générale, les lois de Fischer-Tipett (Gumbel et Log-Gumbel) et Log-Pearson III (dont la Log Normale fait partie) sont les plus utilisées. Suivant le mode d'ajustement (moment, maximum de vraisemblance, graphique,..) et la loi sélectionnée, les quantiles estimés pour les fréquences centennales ou millennales peuvent varier dans un rapport de 1 à 5, voire 10 (Roux, 1996). Malgré ces divergences et bien que la validité des extrapolations aux limites n'ait jamais été démontrée, ces méthodes permettent d'associer une valeur de probabilité à chaque quantile. Ceci paraît nécessaire pour une gestion éclairée du risque hydrologique et contraste avec la « politique du pire » induite par le concept de la PMP.

Ainsi, tant que les supposées limites de la Nature n'ont pas été démontrées, il nous paraît plus raisonnable d'opter pour l'approche probabiliste statistiquement fondée sur les observations.

#### 2.2.2 Echantillonnage des valeurs extrêmes,

#### la méthode du renouvellement

La détermination des I-D-F se fait classiquement par ajustement sur des échantillons dits « maximums », une valeur maximale par année. Ce type d'échantillonnage permet de définir une période de retour Tx correspondant à la durée moyenne séparant deux années successives ayant leur maximum annuel supérieur à Xp(Tx) (Xp (Tx)= quantile de période de retour Tx).

Les séries chronologiques dont nous disposons étant dans l'ensemble trop courtes pour procéder à ce type d'échantillonnage, nous avons utilisé la méthode du renouvellement par un échantillonnage dit « sup-seuil » (i.e. séries tronquées, *partial duration serie, peaks-over-threshold*, Lang et al., 1997), consistant à retenir toutes les valeurs supérieures à un seuil donné.

Lang et al. (1997) ont récemment présenté une synthèse détaillée sur la méthode du renouvellement et l'échantillonnage sup-seuil. On conseillera au lecteur de se reporter à cet article de référence pour plus de précisions théoriques.

Il a été montré (Cunnane 1973, Lang et al., 1997) que la méthode du renouvellement et notamment l'échantillonnage sup-seuil était susceptible d'améliorer sensiblement la robustesse des ajustements. Cunnane (1973) montre, par exemple, que la variance d'échantillonnage des quantiles est moindre, par rapport à un échantillonnage de type maximum annuel, dès que le nombre d'individus supérieur au seuil dépasse 1,65 Na, où Na désigne le nombre d'années d'observations. Il apparaît également que les biais liés à l'existence d'années sèches et humides sont minimisés. De plus, la période de retour Ts définie par cette méthode correspond mieux à la demande sociale de prédétermination des risques puisqu'elle correspond à la durée moyenne séparant deux valeurs sup-seuil successives supérieures à X(Ts). L'appartenance ou non à la même année a en général une importance limitée (hors contrainte agricole).

Cette méthode comporte cependant l'inconvénient d'introduire un paramètre supplémentaire, la probabilité de dépassement du seuil, dont l'estimation correcte requiert la modélisation du processus d'occurrence (en général loi de Poisson, binômiale, ou binômiale négative). Cette modélisation est par exemple nécessaire pour établir la correspondance entre Ts et Tx. Toutefois, d'après Lang et al. (1997), lorsque le critère d'indépendance entre les événements est respecté, Tx tend rapidement vers Ts+1/2 et X(Ts) est quasi équivalent à X(Tx) à partir de Tx= 10 ans, quelque soit le processus d'occurrence. Pour les fortes occurrences (Tx< 1 ans), la fréquence empirique est en général suffisante pour effectuer la correspondance.

Par conséquent, plutôt que de chercher à modéliser le processus d'occurrence, nous avons accordé une attention particulière à la définition du critère d'indépendance. Après plusieurs essais, nous avons choisi les règles suivantes :

• Pour les intensités sur des durées inférieures à 24h :

« Deux événements sont considérés indépendants lorsqu'ils sont séparés par une période sans pluie d'une durée minimale de 2 heures. »

• Pour les intensités sur 24h :

« Deux événements sont considérés indépendants lorsqu'ils sont séparés par une période de 24 heures ayant un cumul inférieur ou égal à 5 mm. »

Nous avons choisi la valeur de 2 heures, car celle-ci dépasse certainement le temps de concentration des plus grands bassins de Tahiti. Ainsi, deux pics d'intensité séparés par un intervalle de 2 heures vont bien générer deux crues individualisées.

L'intensité maximale de chaque événement pluvieux indépendant a été déterminée à partir d'un fichier pas de temps fixe 1 minute, au moyen d'une « fenêtre glissante », c'est-à-dire que pour chaque événement indépendant, l'intensité maximale au pas de temps déterminé est recherchée en décalant par incrément de 1 minute la période de scrutation fixée. De la sorte, nous évitons les biais dus à un découpage arbitraire en pas de temps fixe.

Pour simplifier les calculs, les intensités sont exprimées en dixième de millimètres (noté 1/10 mm ou dmm) précipités sur la période fixée et non en mm/h. Nous avons choisi de travailler sur les intensités de 5mn, 15mn, 30mn, 1h, 2h et 24h.

Enfin, les seuils au-dessus desquels les intensités sont extraites pour créer l'échantillon statistique (c.f. tableau 2.2) ont été fixés en première approximation identiques pour toutes les stations, de sorte à obtenir un nombre suffisant d'individus y compris pour les séries chronologiques de courtes durées.

TABLEAU 2.2 : Seuil d'intensité utilisé pour la construction des échantillons statistiques.

Durée	Seuil (1/10 mm)
5 mn	70
15 mn	100
30 mn	150
1 h	150
2 h	170
<u>24 h</u>	200

Un ensemble de routines Fortran a été élaboré pour réaliser ce type d'échantillonnage à partir des données pluviographiques au format Pluviom ou Excel. La chaîne de traitement développée est présentée figure 2.4.



**FIGURE 2.4 :** Présentation de la chaîne de traitement de l'information pluviographique élaborée sous forme d'exécutables DOS (programmation FORTRAN).

#### 2.2.3 Fréquences mensuelles d'apparition

#### des fortes intensités.

En premier lieu, nous avons cherché à quantifier la répartition annuelle de l'aléa en déterminant empiriquement sur l'ensemble de notre banque de données, la fréquence mensuelle d'apparition du seuil d'échantillonnage fixé (cf. tableau 2.2) pour les différentes durées. Les résultats sont présentés figure 2.5.

Pour les intensités sur les courtes durées (jusqu'à 1h), on note un rapport de l'ordre de 1 à 10 entre le mois de janvier (près de 20% des occurrences) et le mois de juillet (environ 2%). Pour les intensités sur les plus longues durées, l'écart est nettement amoindri, de l'ordre de 1 à 2 et c'est alors le mois de décembre qui présente la plus grande fréquence d'apparition. Ces résultats doivent être interprétés avec prudence, car ils sont fortement conditionnés par le choix des seuils. Par exemple, si pour 24h, on fixe le seuil à 500 dmm, le rapport n'est plus de 1 à 2 mais de 1 à 6.

Il faut retenir les grandes tendances, à savoir que l'aléa est jusqu'à dix fois supérieur durant les mois d'été austral par rapport à la période hivernale, et que ces différences sont d'autant plus prononcées que l'on s'intéresse à des intensités sur de courtes périodes.



**FIGURE 2.5 :** Fréquence mensuelle d'apparition du seuil d'échantillonnage (cf. tableau 2.2) définie sur l'ensemble des stations.

#### 2.2.4 Ajustements aux lois de probabilités

#### et définition des I-D-F

La loi de Gumbel (Gumbel 1954, Masson 1983) est classiquement employée pour décrire les valeurs extrêmes (cf. par exemple, Desurosne et al. 1991 et 1996, Michel et Oberlin 1987, Lebel 1984, Giambelluca et al. 1984). Elle présente notamment l'avantage de ne comporter que deux paramètres ce qui garantit une certaine robustesse à l'ajustement.

Or, il a été montré (Langbein, 1949, Miquel 1984, Meylan et Musy, 1996) que dans le cas d'un processus d'occurrence Poissonien et d'une distribution exponentielle des valeurs sup-seuil, la distribution des valeurs maximums annuelles peut être décrite par une loi de Gumbel. Aussi, la distribution des valeurs sup-seuil est généralement modélisée par une loi exponentielle et c'est vers cette correspondance avec la loi de Gumbel que nous nous sommes orientés.

#### 2.2.4.1 Résultats des ajustements et estimations des paramètres de loi

D'une manière générale, la loi exponentielle s'ajuste convenablement sur l'ensemble de nos échantillons (le test du  $\chi^2$  est systématiquement accepté au seuil de 5%). La fonction de distribution s'écrit :

 $F(Xs) = 1 - \exp \frac{\frac{Xs - So}{Gd}}{(loi exponentielle)}$  Xs = valeur sup-seuil (Xs>So) So = seuil sélectionné Gd : Gradient exponentiel, Gradex(2.1)

Si l'occurrence des valeurs sup-seuil suit une loi de Poisson, la distribution des valeurs maximums annuelles (X) suit une loi de Gumbel dont la correspondance peut s'écrire (Langbein 1949, Miquel 1984, Meylan et Musy 1996) :

$$F(X) = \exp\left[-\exp^{\frac{X-P0}{Gd}}\right] \qquad (loi de Gumbel)$$
(2.2)

avec,

$$P0 = Gd.\ln[\lambda] + So$$

$$\lambda = \frac{Nso}{Na}$$
(2.3)

P0 = Paramètre de position [1/10 mm]  $\lambda$  = paramètre de Poisson Nso =Nombre de valeurs sup-seuil Na = Durée des observations en années. Ainsi, à partir d'un ajustement réalisé sur des échantillons sup-seuil, nous pouvons définir l'équivalence avec les deux paramètres de Gumbel correspondant à un échantillonnage de type maximum annuel: le Gradex (Gd) et le paramètre de position (P0). Les quantiles se déduisent alors de la relation suivante :

 $Xp(T) = -Gd \ln(-\ln(1-1/T)) + P0$  (Xp(T) est le quantile de période de retour T<sup>1</sup>) (2.4)

Nous avons utilisé la méthode des moments (Lubes et al. 1994) pour effectuer les ajustements à la loi exponentielle. Lors des applications, on constate une relative sensibilité au seuil So, c'est-à-dire au paramètre de Poisson  $\lambda$ , notamment pour le Gradex (Gd), comme l'illustre la figure 2.6.



**FIGURE 2.6 :** Variation des paramètres d'ajustements (Gd et P0) en fonction du paramètre de Poisson  $\lambda$ . L'exemple de la station TUAURU P0 pour les intensités sur 60 mn.

La variabilité de l'ajustement liée au choix du seuil est fréquemment de l'ordre de 10 à 20% sur le Gradex alors qu'elle est généralement inférieure à 5% pour le paramètre de position. Ce dernier caractérisant le quantile de périodicité d'occurrence annuelle, on comprend que son estimation soit plus robuste que celle du gradex dont l'ajustement est très sensible aux valeurs extrêmes pour lesquelles les fréquences empiriques n'ont souvent qu'une signification réduite.

Ceci nous a conduit à retenir différents seuils ( $\lambda$ =5, 7, 10, 15, 20) afin de quantifier la variance d'échantillonnage conformément aux recommandations de Miquel (1984). Cependant, pour garantir une certaine homogénéité des paramètres estimés entre les différentes stations et pour les différentes durées, nous avons systématiquement retenus les valeurs d'ajustements obtenues avec  $\lambda$ =7, ce qui semble fournir des paramètres représentatifs pour la majorité des échantillons.

Les paramètres Gd(d) et P0(d), pour chacune des stations et pour les différentes durées (d) sont présentés tableau 2.3. Entre parenthèses se trouvent également indiqués les coefficients de variation calculés à partir des différents seuils. En annexe A, nous présentons les quantiles (en 1/10 mm) correspondant aux périodes de retour 1, 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans, sur les différentes durées.

Caractérisation ponctuelle de l'aléa

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> L'intensité de période de retour T est celle qui survient en moyenne seulement une fois sur une période de T années (d'après la théorie des probabilités conditionnelles pour un processus aléatoire indépendant, sa probabilité d'occurrence sur T années est environ 63% pour T=100 ans). Cela n'exclue pas la possibilité que cette intensité puisse survenir plusieurs fois sur cette même période T, voire plusieurs fois une même année.

			Gradex (*	1/10 mm)		
STATION	Gd 5	Gd 15	Gd 30	Gd 60	Gd 2h	Gd 24h
FAAA		57	75	100	140	369
FAUTAUA P4	14 (42%)	33 (15%)	67 (7%)	103 <i>(3</i> %)	138 (4%)	378 (9%)
HITIAA P1	17 <i>(16%)</i>	43 (11%)	74 (8%)	119 <i>(</i> 6%)	193 <i>(8</i> %)	1020 (8%)
HITIAA P3	15 (16%)	51 (5%)	96 <i>(</i> 9%)	148 <i>(</i> <b>4%</b> )	184 (10%)	719 (6%)
HITIAA P4	14 (22%)	51 (5%)	92 (8%)	147 (6%)	204 (4%)	680 (8%)
HITIAA P5	17 (4%)	45 (4%)	89 (4%)	138 (7%)	227 (10%)	992 (13%)
HITIAA P7	15 (6%)	42 (5%)	82 (3%)	116 (11%)	175 <i>(9</i> %)	905 (13%)
<b>OROFERO P4</b>		49 (2%)	60 <i>(9</i> %)	89 (8%)	127 (4%)	365 (9%)
PAPEARI P1	15 (15%)	32 (10%)	69 (13%)	96 (5%)	142 (5%)	443 (10%)
PAPENOO P2	16 (11%)	47 (1%)	72 (3%)	108 (3%)	174 (4%)	685 (11%)
PAPENOO P5	12 (11%)	34 (14%)	62 (5%)	105 (8%)	132 (15%)	716 (13%)
PAPENOO P8	17 (5%)	39 (8%)	63 (9%)	85 (12%)	115 (14%)	755 (13%)
PAPENOO P9	13 (34%)	32 (25%)	67 (19%)	107 <i>(8</i> %)	175 (13%)	907 (19%)
PUNARUU P0	13 (3%)	47 (7%)	72 (7%)	98 (3%)	148 (6%)	577 (19%)
PUNARUU P1	18 (6%)	53 (7%)	73 (1%)	112 (2%)	166 <i>(4%)</i>	508 (10%)
TARAVAO P1	14 (13%)	42 (9%)	76 (1%)	125 (6%)	184 (5%)	536 (13%)
TUAURU P0	15 (11%)	53 (7%)	80 (3%)	138 (13%)	194 (10%)	558 (12%)
VAIAMI PO	11 (25%)	33 (7%)	63 (5%)	85 (4%)	109 <i>(10%)</i>	301 (8%)
VAIAMI P1	12 (23%)	31 <i>(19</i> %)	64 (21%)	91 <i>(16%)</i>	122 (12%)	433 (5%)
VAIAMI P2	16 (6%)	37 (16%)	63 (7%)	89 (11%)	127 (9%)	536 (12%)
VAIAMI P5	13 (6%)	32 (10%)	65 (4%)	95 <i>(</i> 9%)	137 (7%)	485 (7%)
VAIHIRIA P2	18 (17%)	45 (12%)	71 (12%)	106 (13%)	150 (14%)	850 (12%)

**TABLEAU 2.3**: Paramètres d'ajustements à la loi de Gumbel (Gd(d), P0(d)), pour les différentes durées (d=5, 15, 30, 60 mm, 2h et 24h).

		Pa	ramètre de Po	osition (1/10n	nm)	
STATION	P0 5	P0 15	P0 30	P0 60	P0 2h	P0 24h
FAAA		254	341	435	566	1321
FAUTAUA P4	102 (3%)	208 (4%)	333 (1%)	460 (1%)	595 (2%)	1269 (4%)
HITIAA P1	134 (2%)	294 (2%)	460 (2%)	687 (1%)	1001 (1%)	3468 (4%)
HITIAA P3	129 (3%)	311 (2%)	492 (3%)	683 (1%)	948 (3%)	2535 (3%)
HITIAA P4	122 (4%)	299 (1%)	464 (2%)	676 (1%)	908 (1%)	2209 (3%)
HITIAA P5	127 (1%)	288 (1%)	466 (1%)	694 (1%)	1033 (3%)	3032 (5%)
HITIAA P7	112 (1%)	257 (1%)	420 (1%)	613 (2%)	886 (2%)	2904 (4%)
OROFERO P4		236 (0%)	302 (2%)	410 (2%)	540 (1%)	1211 (4%)
PAPEARI P1	100 (0%)	208 (2%)	329 (2%)	460 (1%)	629 (1%)	1540 (4%)
PAPENOO P2	120 (1%)	257 (0%)	377 (1%)	537 (1%)	756 (1%)	2278 (4%)
PAPENOO P5	105 (2%)	234 (2%)	369 (1%)	560 (2%)	773 (3%)	2503 (5%)
PAPENOO P8	108 (1%)	252 (1%)	392 (2%)	552 (3%)	747 (4%)	2679 (3%)
PAPENOO P9	104 (3%)	245 (5%)	392 (4%)	570 (2%)	849 (3%)	2772 (8%)
PUNARUU P0	95 (0%)	222 (2%)	325 (3%)	446 (0%)	609 (2%)	1689 <i>(8%)</i>
PUNARUU P1	110 (1%)	241 (1%)	329 (0%)	464 (0%)	653 (1%)	1511 (5%)
TARAVAO P1	113 (3%)	253 (2%)	379 (0%)	549 (2%)	764 (2%)	1836 (5%)
TUAURU P0	123 (2%)	280 (1%)	429 (1%)	625 (2%)	828 (3%)	1980 (3%)
VAIAMI PO	88 (0%)	187 (1%)	283 (1%)	375 (1%)	484 (2%)	1052 (2%)
VAIAMI P1	103 (2%)	205 (4%)	307 (4%)	439 (5%)	563 (2%)	1425 (2%)
VAIAMI P2	104 (1%)	223 (3%)	337 (2%)	457 (3%)	613 (2%)	1639 (4%)
VAIAMI P5	102 (1%)	208 (2%)	341 (1%)	485 (2%)	651 (2%)	1620 (2%)
VAIHIRIA P2	121 (3%)	278 (2%)	433 (3%)	633 (3%)	874 (3%)	2958 (5%)

Ne disposant que de maximums mensuels pour la station de FAAA, les paramètres de Gumbel ont été ajustés à partir d'un échantillon de type maximum annuel. On peut remarquer (cf. tableau 2.3) que les gradex de cette station sont curieusement élevés par rapport aux autres observations de la côte ouest et notamment celles de la station Vaiami P0 située elle aussi en bordure littorale et à quelques kilomètres de FAAA. Cette différence pourrait provenir de l'écart existant au niveau des périodes d'observations entre FAAA et les autres stations. En effet, Bois (1999) montre empiriquement par tirage aléatoire de 50 individus (i.e. 50 années d'observations) dans une distribution de Gumbel que les erreurs d'estimation liées à l'échantillonnage (i.e. période d'observations) s'élèvent à environ 20% pour la centennale. Cependant, des ajustements effectués uniquement sur les 15 dernières années d'observations de FAAA conduisent au même résultat. Ceci semble donc exclure l'hypothèse d'une erreur d'échantillonnage liée à la période d'observations.

Nous pensons que cette différence est essentiellement due à un biais engendré par le dépouillement manuel des hyétogrammes. En effet, les observations de FAAA proviennent exclusivement d'un enregistreur mécanique. Or, nous avons pu constater que l'extension des séries chronologiques, par un dépouillement manuel de hyétogrammes anciens sur papier, se traduisait systématiquement par une augmentation du gradex (jusqu'à 30%). Nous avons également remarqué une fréquence d'apparition du seuil d'échantillonnage nettement inférieure pour le dépouillement manuel par rapport aux fréquences obtenues automatiquement. Ceci peut s'expliquer par le manque de précision lié à une horlogerie et à un enregistrement mécanique, mais surtout par la difficulté que représente l'échantillonnage manuel.

En effet, inévitablement, l'opérateur du dépouillement aura tendance à privilégier les événements d'occurrence exceptionnelle (qui sont facilement repérables) par rapport à ceux d'occurrence plus fréquente proche du seuil fixé. Ceci aura pour conséquence un écart réduit en terme de fréquence entre les événements d'occurrence très exceptionnelle par rapport aux autres, d'où un gradex plus important. Ce biais est d'autant plus marqué que la durée sur laquelle les intensités sont recherchées est courte. Ces observations démontrent l'importance qu'il faut accorder à la constitution de l'échantillon statistique.

Les quantiles de 50 et 100 ans ne sont donnés qu'à titre indicatif. Rien ne permet à l'heure actuelle d'affirmer que la loi de Gumbel reste valable pour des extrapolations au delà de la période d'observations. De plus, il est évident que si la méthode du renouvellement permet un ajustement relativement robuste sur de courtes séries, la fiabilité (climatologique) des estimations reste malgré tout dépendante de la durée des observations Ainsi, il est nécessaire de maintenir en activité, dans le cadre d'un réseau permanent d'observations, un certain nombre de stations de longue durée (notamment FAAA, PUNARUU P1 et P0, PAPENOO P2, HITIAA P1, TARAVAO P1), si on souhaite pouvoir un jour quantifier de manière fiable le risque à 50 ans et au delà.

#### 2.2.4.2 Liaisons entre les durées ou les pseudo-lois de Montana

Les pseudo-lois de Montana établissent les liaisons entre les paramètres de Gumbel pour les différentes durées (d) suivant les expressions :

$Gd(d) = a_{Gd} d^{b_{Gd}}$	(2.5)
et	
$PO(d) = a_{P0} d^{b_{P0}}$	(2.6)

Gd(d): Gradex des pluies (1/10mm) pour la durée d (en minute) P0(d): Paramètre de position (1/10mm) pour la durée d (en minute)  $a_{Gd}$ ,  $b_{Gd}$ ,  $a_{P0}$ ,  $b_{P0}$ : Paramètres de Montana. Le qualificatif « pseudo » provient du fait de l'existence fréquente de ruptures dans les liaisons. Les relations (2.5 et 2.6) ne sont en général valables que dans une certaine gamme de durée (Kieffer et Bois, 1997, Meylan et Musy, 1996).

Dans notre cas, nous avons pu effectuer un ajustement sur l'ensemble des durées (de 5mn à 24h). Les paramètres obtenus sont présentés dans le tableau 2.4. Le coefficient de détermination ( $R^2$ ) est en général supérieur à 90% pour une valeur moyenne de 97%.

STATIONS	Paramètres de Montana					
	a	bœ	r²	an	<b>b</b> ™	r²
FAUTAUA P4	0.574	0.929	(95%)	64.988	0.435	(96%)
HITIAA P1	0.714	0.821	(100%)	61.915	0.567	(99%)
HITIAA P3	0.651	0.857	(96%)	74.462	0.509	(97%)
HITIAA P4	0.658	0.859	(95%)	74.122	0.496	(96%)
HITIAA P5	0.713	0.851	(99%)	64.076	0.553	(98%)
HITIAA P7	0.708	0.804	(99%)	54.551	0.565	(99%)
PAPEARI P1	0.590	0.829	(97%)	57.773	0.474	(97%)
PAPENOO P2	0.644	0.730	(99%)	61.747	0.510	(99%)
PAPENOO P5	0.697	0.883	(99%)	51.562	0.551	(99%)
PAPENOO P8	0.652	0.747	(99%)	53.212	0.551	(99%)
PAPENOO P9	0.747	0.885	(99%)	50.498	0.569	(99%)
PUNARUU P0	0.633	0.789	(97%)	54.320	0.491	(98%)
PUNARUU P1	0.570	0.737	(97%)	65.966	0.452	(97%)
TARAVAO P1	0.623	0.832	(96%)	66.323	0.481	(97%)
TUAURU P0	0.612	0.793	(95%)	74.440	0.477	(96%)
VAIAMI PO	0.554	0.838	(93%)	57.392	0.424	(96%)
VAIAMI P1	0.616	0.730	(97%)	59.039	0.456	(98%)
VAIAMI P2	0.610	0.726	(99%)	59.222	0.474	(98%)
VAIAMI P5	0.625	0.874	(98%)	57.779	0.482	(97%)
VAIHIRIA P2	0.661	0.837	(100%)	59.691	0.552	(99%)

**TABLEAU 2.4 :** Paramètres d'ajustements des pseudo-lois de Montana (1/10 mm).

Il apparaît que les paramètres  $\mathbf{b}_{Gd}$  et  $\mathbf{b}_{P0}$  sont relativement stables avec pour valeur moyenne respectivement 0.64 (coefficient de variation = 7.9 %) et 0.50 (coefficient de variation = 8.9 %). Ceci semble confirmer la robustesse des ajustements. Par contre, les enregistrements exclusivement mécaniques de FAAA et OROFERO P4 se distinguent nettement de ces relations moyennes ( $\mathbf{b}_{Gd} \approx$ 0.45 et  $\mathbf{b}_{P0} \approx$  0.35) ce qui corrobore l'hypothèse d'un biais lié au mode d'acquisition et de dépouillement de l'information.

Malgré la bonne qualité générale de ces relations, l'erreur standard sur l'estimation des paramètres est de l'ordre de 15% et peut atteindre localement 40%. Aussi, plutôt que d'introduire un biais supplémentaire, nous avons préféré conserver les valeurs d'ajustement individuelles (Gd(d), P0(d)) pour caractériser l'aléa plutôt que de les corriger ou de les synthétiser à l'aide des paramètres de Montana.

Entre certains postes, les gradex et paramètres de position estimés par les ajustements diffèrent quasiment du simple au double. Etant donné l'importance que peut avoir cette variance sur la détermination d'une éventuelle crue de projet, nous allons chercher à expliquer au mieux cette variabilité spatiale.
## 2.3 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALÉA EN RELATION

## AVEC L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE

L'étape précédente a permis de caractériser ponctuellement l'aléa, notamment par les paramètres de Gumbel (Gd(d), P0(d)) pour les durées inférieures ou égales à 60 minutes. La variabilité spatiale apparaît prononcée.

Différentes méthodes ont été proposées pour caractériser statistiquement la variation spatiale des précipitations : méthodes d'interpolation par fonctions spline ou par krigeage (Creutin et al., 1980 ; Lebel, 1984), analyse des relations entre descripteurs pluviométriques et indicateurs du relief, soit par régressions (Laborde, 1984 ; Benichou et Lebreton, 1987 ; Humbert et al., 1994), soit par co-krigeage (Slimani, 1985 ; Obled et Slimani, 1986, Martinez-Cob, 1996).

Dans le contexte de l'île de Tahiti, la forte anisotropie du milieu et la faible densité de stations pluviométriques rendent difficile l'identification d'une structure spatiale par une méthode purement géostatistique. L'intégration de l'information topographique parait indispensable et nous nous sommes ainsi orientés vers une approche de type régression linéaire multiple, plus robuste a priori. Nous verrons, dans ce cas d'application, qu'un MNT peut constituer une information tout à fait pertinente, voire indispensable, pour une analyse objective et efficace des relations entre l'aléa climatique et l'environnement topographique.

## 2.3.1 Caractérisation de l'environnement topographique

La plupart des auteurs reconnaissent que l'altitude ponctuelle, considérée seule, est un indicateur médiocre de la relation pluie-relief. Ceci est vérifié ici par la figure 2.7 qui présente à titre d'exemple la dispersion de la relation entre P0(60mn) et l'altitude.



**FIGURE 2.7 :** La dispersion entre caractéristiques ponctuelles de l'aléa et altitude du poste d'observation. L'exemple du paramètre de position de la loi de Gumbel, pour les intensités sur 60 mn (P0(60 mn) en 1/10 mm).

Dès lors, d'autres descripteurs ont été proposés pour caractériser cette relation : altitude lissée (Laborde, 1984 ; Marand et Zumstein, 1990) ; altitude moyenne sur une fenêtre fixée, centrée ou excentrée (Humbert et al., 1994) ; autres caractéristiques morphométriques : encaissement, exposition, pente, distance à la mer (Giambelluca et al., 1984 ; Desurosne et al., 1991); voire des relations de type déterministe (Haiden et al., 1992, Andrieu et al., 1996, Bradley et al., 1998).

Du point de vue strictement morphométrique, les composantes principales du relief proposées par Benichou et Le Breton (1987) nous semblent présenter certains avantages : bonne synthèse des diverses caractéristiques morphométriques, relative objectivité de la construction, accessibilité depuis un MNT. Ce sont ces indicateurs que nous avons adoptés.

La méthode a été appliquée ici à partir du MNT de Tahiti (cf. § 2.1.2) dégradé au pas de 200m. Par rapport à un point de référence (cf. figure 2.9), on extrait les altitudes sur une grille 51x51 (i.e. 10x10 km2) centrée sur ce point<sup>2</sup>. Chaque point de référence est ainsi caractérisé par un vecteur de 2601 valeurs, c'est à dire par ses coordonnées dans un espace de dimension n=2601 :

$$(\alpha_1, \alpha_2, ..., \alpha_n) = \alpha_1 * (1, 0, ..., 0) + \alpha_2 * (0, 1, 0, ..., 0) + ... + \alpha_n * (0, 0, ..., 0, 1)$$
(2.7)

A partir d'un ensemble de points de référence et grâce à un algorithme classique d'A.C.P. (Analyse en Composante Principale, cf. par exemple Fenelon 1981, SAS/STAT 1991), on calcule ensuite les composantes principales et les vecteurs propres associés à cette base vectorielle, pour écrire les coordonnées dans le système des N premiers vecteurs propres.

L'environnement topographique en tout point ( $\alpha$ ) peut alors être représenté par une combinaison linéaire des Vecteurs Propres (VP), avec une précision d'autant plus fine que le nombre de vecteurs propres utilisés (N) augmente ; les coefficients appliqués aux vecteurs propres sont les Composantes Principales (CP<sup> $\alpha$ </sup>) associées au point ( $\alpha$ ). Ainsi, l'environnement de chaque point ( $\alpha$ ) peut être synthétisé par une série limitée de composantes principales (CP<sub>1</sub><sup> $\alpha$ </sup>,...,CP<sub>N</sub><sup> $\alpha$ </sup>):

$$(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n) = \sum_{p=1}^n (CP_p^{\alpha} * VP_p) + AM$$
(2.8)

Approximation par les N premiers vecteurs propres:

$$(\alpha_{1},\alpha_{2},...,\alpha_{n}) \cong CP_{1}^{\alpha} * VP_{1} + CP_{2}^{\alpha} * VP_{2} + ... + CP_{N}^{\alpha} * VP_{N} + AM$$
(2.9)

L'ACP étant opérée sur le paysage relatif, il est nécessaire de rajouter au produit des composantes principales par les vecteurs propres, l'altitude moyenne ( $AM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \alpha_i$ ) pour reconstituer les données

d'origine.

Le calcul a été effectué en considérant 300 points de référence, régulièrement répartis sur l'île distants de 2 km en X et 2 km en Y. Les dix premiers vecteurs propres (N=10) synthétisent 70 % de la variabilité de l'environnement topographique des points considérés, ces vecteurs pouvant être interprétés comme des faciès élémentaires du relief (cf. figure 2.8).

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> L'océan est représenté par l'altitude 0.

Distribution spatiale de l'aléa



**FIGURE 2.8 :** Les 10 premiers vecteurs propres du MNT de Tahiti, au pas de 200m, représentant un environnement topographique de 10 x10 km<sup>2</sup>.

Ainsi, le premier vecteur propre désigne une structure de pente méridienne, Nord-Sud si la composante principale est positive, Sud-Nord sinon, plus ou moins marquée selon la valeur absolue de la CP. De même, le troisième vecteur propre renvoie à une structure d'encaissement (vallée) ou de dôme (crête) d'orientation NE-SO plus ou moins prononcée, selon le signe et la valeur de la troisième composante principale. On remarquera que les vecteurs propres 1 et 2, 3 et 4, 6 et 7, ainsi que 8 et 9 s'opposent deux à deux. De plus, les VP 1 à 5 représentent des structures à grande échelle (100 km<sup>2</sup>) alors que les VP 6 à 10 rendent compte des organisations morphologiques plus fines (<100 km<sup>2</sup>).

Pour caractériser l'environnement topographique en un point, on passe ainsi de 2600 variables altimétriques à 11 variables synthétiques avec une perte d'information de seulement 30%. L'automatisme et les performances « synthétiques » (le rendement) sont les principaux atouts de cette méthode.

En résumé, les vecteurs propres (VP) représentent les faciès élémentaires du relief tahitien et les composantes principales ( $CP^{\alpha}$ ) associées au point  $\alpha$ , l'orientation et l'influence relative de chacun de ces faciès dans l'environnement topographique du point  $\alpha$ .



FIGURE 2.9 : Principe de la caractérisation de l'environnement topographique à partir des composantes principales.

## 2.3.2 Relation entre l'environnement topographique

### et les caractéristiques ponctuelles de l'aléa

Nous disposons à présent de différents couples  $(Gd^{\alpha}(d), P0^{\alpha}(d))$  pour caractériser l'aléa climatique et d'un système de composantes principales  $(CP_1^{\alpha}, ..., CP_N^{\alpha})$  pour caractériser l'environnement topographique, en chaque poste d'observation ( $\alpha$ ).

Pour déterminer parmi les différentes composantes principales celles permettant d'expliquer au mieux la variabilité de l'aléa pluviométrique, les méthodes classiques d'analyse de la matrice des corrélations et la régression ascendante (*Stepwise Regression*) ont été utilisées

Notons que différentes configurations ont été testées pour caractériser l'environnement topographique : variations sur le pas du MNT, sur la taille de la grille d'environnement. Les meilleures relations entre paramètres de Gumbel et environnement topographique ont été obtenues dans la configuration présentée au paragraphe précédent, soit un MNT au pas de 200 m et une grille de 10x10 km<sup>2</sup>. La combinaison des composantes principales issues de différentes échelles fournit dans certains cas des résultats de qualité légèrement supérieure, mais au prix d'une complication des calculs et d'une interprétation des résultats moins aisée. Par conséquent, nous avons sélectionné une échelle d'observation unique (100 km<sup>2</sup>, pas de 200m) dont les vecteurs propres sont illustrés figure 2.8.

Par souci d'homogénéité dans notre série de données et pour éviter les biais probables liés à l'origine de la donnée (enregistrement, dépouillement numérique / mécanique), les postes FAAA et OROFERO P4 n'ont pas été utilisés pour le calage des modèles.

Nous cherchons toujours un nombre de variables explicatives aussi restreint que possible. Aussi, en raison des incertitudes sur les paramètres d'entrée (Gd, P0) nous n'avons pas forcé les régressions au delà d'un coefficient de détermination de 70 à 80%.

Les ajustements finalement adoptés pour les durées de 15 et 60 mn sont présentés figure 2.10. L'ensemble des résultats (pour les autres durées d) est reporté en annexe A. Sur les tableaux apparaissent notamment le coefficient de détermination ajusté au nombre de degrés de liberté (R<sup>2</sup> ajusté), l'erreur standard d'estimation et les coefficients de régression. Les graphiques associés, valeurs observées par rapport aux valeurs estimées, illustrent la qualité des ajustements.

Var. Dep. Gd 15						Va	r. Dep. P0	15	
Var. Ind.	Coef.	Err-Type	valeur-t	<u>niv. sign. p</u>	Var. Ind.	Coef.	Err-Type	valeur-t	<u>niv. sign. p</u>
OrdOrig.	37.5409	1.7188	21.8415	0.0000	OrdOrig.	227.2945	9.2562	24.5559	0.0000
CP2	-0.0405	0.0067	-6.0022	0.0001	CP2	-0.2912	0.0384	-7.5909	0.0000
CP3	0.0882	0.0127	6.9473	0.0000	CP3	0.2885	0.0590	4.8930	0.0002
CP7	-0.0820	0.0224	-3.6642	0.0037	CP4	0.3266	0.0948	3.4463	0.0039
AM	0.0081	0.0036	2.2581	0.0452	CP7	-0.2003	0.0952	-2.1048	0.0539
					AM	0.0262	0.0172	1.5208	0.1506
	R²	R <sup>2</sup> Ajusté	Err-Typ	e de l'Estim.		R²	R <sup>2</sup> Aiusté	Err-Type	e de l'Estim.
	0.8567	0.8046		3,1026		0.8420	0.7856		16.5760

#### **INTENSITES SUR 15 MN**





**INTENSITES SUR 60 MN** 



FIGURE 2.10 : Ajustements des modèles Gradex (Gd) et Paramètre de position (P0) en fonction des composantes principales de l'environnement topographique, pour les intensités sur 15 et 60 mn.

- 40-

Les résultats sont très comparables pour les différentes durées. D'une manière générale, quatre à cinq variables explicatives permettent de restituer 70% de la variance des paramètres de Gumbel. Ceci est satisfaisant étant donné que près de 30% de la variance peut provenir de biais liés à l'échantillonnage ou à l'ajustement (cf. § 2.2.4.1). Il faut préciser que sur 5 mn (cf. annexe A), il a fallu retenir 7 variables explicatives pour atteindre un  $\mathbb{R}^2$  de 70%. De même, les régressions sur P0 sont globalement plus robustes ( $\mathbb{R}^2$  supérieur, nécessite moins de variables explicatives) que celles obtenues sur Gd. Tout ceci semble confirmer l'influence des incertitudes sur les variables dépendantes.

L'analyse fait clairement ressortir trois composantes explicatives, il s'agit respectivement de CP2, CP3 et CP4. Dans une moindre mesure se démarquent également AM, CP7 et CP8. Le fort degré de liaison ( $R^2>70\%$ ) semble confirmer le rôle déterminant du relief dans la structure spatiale des champs de précipitations responsables des fortes intensités pluviométriques. Les paramètres Gd et P0 sont liés linéairement ( $R^2>70\%$ ), ce qui explique probablement des modèles relativement comparables (pour les deux paramètres et les différentes durées) de la forme générale :

**CP2** présente en général un coefficient négatif. Cela nous indique (cf. VP2, figure 2.8) que l'aléa pluviométrique est d'autant plus important que l'exposition Est (pente Ouest-Est) est marquée et inversement, d'autant plus amoindri par une exposition Ouest (pente Est-Ouest). Cette variable explique à elle seule près de 40% de la variance des Gradex et plus de 60% de la variance des P0. Les coefficients positifs de **CP3 et CP4** révèlent que l'aléa est d'autant plus important que l'effet de crête est marqué, et inversement, d'autant plus amoindri par un effet d'encaissement (vallée). On remarque également que le coefficient de CP4 est supérieur à celui de CP3. Cela signifie qu'une crête orientée NO-SE (faisant directement front au flux dominant de NE) présente un risque plus élevé qu'une crête orientée NE-SO. Inversement, une vallée orientée NE-SO est plus exposée qu'une vallée orientée NO-SE.

On retiendra également que les structures morphologiques à grande échelle sont déterminantes par rapport aux organisations plus fines décrites par CP5 à CP10. CP7 et CP8 semblent toutefois avoir une influence non négligeable, notamment sur la détermination des Gd. Ces variables peuvent s'interpréter de manière comparable à CP2, elles traduisent une exposition Est/Ouest mais sur des structures topographiques à plus petite échelle (tels que les sommets ou les flancs de vallée, par exemple).

Enfin, l'altitude moyenne (AM), dont l'influence n'est que faiblement marquée, présente en général un coefficient positif; d'où un risque qui augmente avec l'altitude.

Ainsi, il apparaît que l'aléa pluviométrique à Tahiti est essentiellement conditionné par le sens et la direction des pentes (CP2), des crêtes et des vallées (CP3, CP4), beaucoup plus que par l'altitude (AM). Ce résultat suggère que le principal mécanisme responsable des fortes précipitations est bien celui de l'ascendance forcée par effet orographique des masses d'air humide véhiculées par les alizés de Nord-Est.

## 2.3.3 Interpolation et cartographie de l'aléa

Pour interpoler les valeurs ponctuelles, nous avons appliqué les modèles précédemment établis (cf. figure 2.10) sur 300 points de référence régulièrement répartis sur une grille 2 km x 2 km et pour lesquels nous avons calculé les composantes principales.

Une interpolation de type spline (Creutin, 1979) permet ensuite de tracer automatiquement les courbes d'iso-gradex et d'iso-P0 rendant compte de la répartition spatiale de l'aléa pluviométrique sur l'ensemble de Tahiti (cf. figure 2.12 à figure 2.13). Les échelles sur les cartes ne sont pas bornées. Aux extrémités, les valeurs peuvent être supérieures (ou inférieures) aux isochrones limites. En effet, la validité des modèles ne permet pas d'extrapoler indéfiniment en dehors de la gamme de calage (cf. § 0).

Il aurait été souhaitable de tenir compte des résidus pour respecter les valeurs estimées par ajustement sur les observations. Cependant, aucune organisation particulière des résidus n'a pu être mise en évidence (cf. figure 2.11) et en raison de la trop faible densité du réseau d'observations, l'interpolation aurait conduit à l'introduction d'un bruit supplémentaire, non justifié puisqu'il a été montré que les résidus sont du même ordre de grandeur que l'incertitude sur les données ponctuelles.

Dans d'autre cas, où la liaison avec le relief est moins prononcée et où d'autres facteurs doivent être considérés, cette même méthode peut s'avérer efficace pour caractériser une dérive irrégulière (i.e. soustraire l'influence orographique), organiser les résidus et produire ainsi une interpolation par krigeage.



FIGURE 2.11 : Dispersion des résidus (en 1/10 mm) pour P0 (60mn).



Gd (Intensité sur 15 minutes)

#### P0 (Intensité sur 15 minutes)



FIGURE 2.12 : Iso-Gradex et Iso-P0 (en 1/10 mm) pour les intensités sur 15 mn, obtenus par interpolation d'après les modèles présentés figure 2.10.



#### Gd (Intensité sur 60 minutes)

P0 (Intensité sur 60 minutes)



FIGURE 2.13 : Iso-Gradex et Iso-P0 (en 1/10 mm) pour les intensités sur 60 mn, obtenus par interpolation d'après les modèles présentés figure 2.10.

On remarque que ces cartes sont dans l'ensemble très ressemblantes. Cela correspond aux observations précédantes, à savoir des modèles de structure assez semblable avec en général les mêmes variables explicatives. Cependant, les coefficients de variations étant différents, l'intérêt de chacune des cartes est conservé.

D'une manière générale, il apparaît que les régions les plus exposées sont celles faisant directement front aux vents dominants d'Est ou Nord-Est, tels que les versants de la côte Est et les sommets de l'île (Orohena, Aorai, Tetufera et Ivirairai). A l'inverse, les régions les plus protégées sont celles les mieux abritées des vents Est, à savoir les versants de la côte Ouest (de Punaauia à la pointe Maraa ) ainsi que les fonds de vallée (Papenoo, Punaruu). Entre ces extrêmes, les cartes font apparaître toutes les nuances.

Ainsi, les cartes apparaissent cohérentes au regard des connaissances subjectives que l'on avait sur la pluviogénèse à Tahiti. Elles constituent probablement l'extrapolation la plus objective et la plus précise (puisque tenant compte des faciès orographiques) qu'il était possible de produire à partir des quelques 20 observations ponctuelles.

## 2.3.4 Validation et limites actuelles

Un premier contrôle vise à établir la représentativité de nos stations pluviographiques, en terme d'environnement topographique. La variabilité de l'échantillon des 20 stations a été comparée à celle de la population estimée par un échantillonnage pratiqué sur une grille régulière, au pas de 2 km (300 individus). La comparaison porte essentiellement sur les quartiles des principales CP des deux échantillons (cf. figure 2.14) puisque les tests classiques d'appartenance à une même distribution perdent leur signification avec des degrés de liberté aussi restreints.

On note que malgré le nombre limité d'individus, les différents quartiles sont dans l'ensemble convenablement représentés et les distributions (entre échantillon et population) ne présentent pas de dissemblances flagrantes. Ainsi, notre échantillon rend compte de manière acceptable du relief tahitien.

Un second contrôle porte ensuite sur la restitution des paramètres de la loi de Gumbel, en des postes n'ayant pas servi au calage du modèle. Nous avons opéré cette validation sur 3 postes (HITIAA P2, MATATIA P2, NAHOATA P0) comportant un peu plus d'un an d'observations et situés respectivement à l'ouest, à l'est et au nord de l'île. Compte tenu de la faible durée des observations, les résultats restent indicatifs (cf. tableau 2.5).

On notera que la restitution est encourageante, avec une erreur moyenne de l'ordre de 14% sur Gd et 13% sur P0. L'erreur d'estimation est inférieure à 30% dans 90% des cas.



**FIGURE 2.14 :** Comparaison des distributions des principales CP de l'échantillon (Ech., 20 individus) utilisé pour le calage des modèles et celles de l'échantillon ayant servi à l'application des modèles, assimilé à la population (Pop., 300 individus). Tableau des différents quartiles et représentation type « boites à moustache ».

**TABLEAU 2.5:** Comparaison entre les paramètres obtenus par ajustement sur les observations (Obs.) et ceux estimés (Est.) par application des modèles, pour trois stations réservées à la validation.

STATION		Gd_5			P0_5			Gd_15			P0_15	
	Obs.	Est.	% erreur	Obs,	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur
NAHOATA PO	11.8	12.7	-7.0	100	99	1.3	30.8	32.0	-3.7	226	201	12.5
HITIAA P2	15.6	15.7	-0.9	122	130	-6.1	57.0	44.6	27.7	335	290	15.4
MATATIA P2	15.0	11.3	33.2	107	81	32.9	45.3	29.6	53.1	250	195	_28.2
STATION		Gd_30			P0_30			Gd_60			P0_60	
	Obs.	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur	Qbs.	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur
NAHOATA PO	58.7	64.6	-9.2	325	329	-1.2	71.4	97.6	-26.8	419	463	-9.4
HITIAA P2	98.9	87.1	13.5	508	470	8.1	119.0	137.7	-13.6	705.4	686	2.8
MATATIA P2_	73.9	67,9	8.7	376	310	21.1	103.1	102.9	0.1	520	431	20.8
STATION		Gd_2h			P0_2h			Gd_24h			P0_24h	
	Obs.	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur	Obs.	Est.	% erreur
NAHOATA PO	115.6	131.9	-12.4	575	544	5.6	445.7	420.3	6.1	1643	1436	14.4
HITIAA P2	223.3	206.2	8.3	1008	916	10.1	1072.3	904.8	18.5	3124	2957	5.6
MATATIA P2	151.9	146.5	3.7	645	513	25.7	416.0	352.6	18.0	1285	1084	18.6

Si on s'intéresse aux estimations obtenues par les modèles pour les postes de FAAA et OROFERO P4, les écarts sont plus importants (de l'ordre de 30% en moyenne). Cependant, le biais lié à l'origine de la donnée et au mode de dépouillement a été estimé au même ordre de grandeur (§ 2.2) .Il est donc difficile de tirer des conclusions à partir de ces observations.

Comme tout modèle de régression, il faut rappeler que la validité des relations n'est assurée que dans la gamme des observations de calage. Aussi, pour la construction des pluies de projet, il faut conseiller de ne pas utiliser de paramètres trop inférieurs aux minima obtenus par ajustement sur les valeurs observées (cf. à tableau 2.4).

Si une relative fiabilité (de l'ordre de 30%) peut être accordée aux valeurs indiquées par les cartes sur la majeure partie de l'île, il faut inciter à la plus grande prudence concernant les informations présentées pour les zones dépourvues d'observations, notamment pour les valeurs extrêmes. Ainsi, nous ne pouvons aucunement garantir la fiabilité des résultats obtenus pour le quart Sud-Ouest de Tahiti ainsi que pour les minima et maxima atteints respectivement à Paea et sur les hauteurs de l'Orohena.

De même que pour les données ponctuelles, la validité des paramètres pour l'extrapolation à des périodes de retour supérieures à 20 ou 50 ans ne peut aucunement être vérifiée vu les séries chronologiques dont nous disposons actuellement.

## 2.4 CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES

## D'INTENSITÉS EXTRÊMES

La connaissance des I-D-F n'est pas suffisante pour la construction d'une pluie de projet. En effet, l'élaboration d'un hyétogramme synthétique nécessite un certain nombre d'hypothèses qu'il convient d'ajuster au mieux à la réalité (Fourcade, 1996, Tourasse, 1981). C'est dans ce but que nous avons analysé les caractéristiques spatiales et temporelles des averses d'intensités extrêmes.

## 2.4.1 Concomitance des intensités extrêmes

Les caractéristiques spatiales des averses sont très difficiles à appréhender de manière globale. En effet, il est extrêmement rare d'avoir des données entièrement synchrones, car les périodes d'installation des équipements ne coïncident pas toujours et si c'est le cas, il y aura toujours un certain nombre de postes hors service. D'où une matrice de données contenant énormément de lacunes en plus des valeurs nulles, ce qui rend difficile, voire impossible, un grand nombre d'approches statistiques.

Dans ce domaine, de nombreux auteurs ont étudié les variogrammes et corrélogrammes des champs de précipitations journalières ou horaires (Obled 1979, Tourasse 1981, Lebel 1984, Roux 1996, Neppel 1997). Cette approche nécessite un réseau dense et bien réparti de pluviographes, ainsi que la sélection d'un nombre limité d'événements. De plus, cette méthode déjà très laborieuse au pas de temps horaire devient quasiment impraticable à des pas de temps inférieurs. Nous avons préféré tenter **une nouvelle approche visant à isoler les organisations les plus fréquentes, tout en utilisant la plus grande partie de notre banque de données.** 

Dans un premier temps, notre étude s'est portée sur la concomitance des intensités maximales au sein des événements, de sorte à étudier la dynamique classique des systèmes précipitants. En effet, pour la transformation pluie-débit, il peut être important de connaître le temps séparant les pics d'intensités aux différentes extrémités d'un bassin versant. Il est probable qu'en postulant une intensité maximale synchrone sur l'ensemble d'un bassin, on surestime l'intensité moyenne instantanée affectant le bassin.

La démarche adoptée est la suivante :

Après avoir sélectionné un poste de référence, on calcule pour chaque événement (dépassant le seuil d'échantillonnage en ce poste) et sur chaque station d'observation, le décalage temporel (dt en minutes) séparant l'occurrence du pic d'intensité (au pas de temps choisi) sur les différents postes par rapport à la station de référence.

Pour déterminer ensuite le champ le plus fréquent, on estime en chaque poste, le mode de ce décalage temporel (dT). La distribution des dT n'étant que rarement Normale, la moyenne n'est pas un indicateur pertinent des situations les plus courantes. Le mode (la valeur la plus fréquente) a été estimé par observation des histogrammes de fréquences.

Enfin, ces valeurs modales ont été comparées deux à deux, et mises en relation avec les caractéristiques géographiques des postes d'observations. Nous avons cherché à établir des modèles permettant d'expliquer le décalage temporel en fonction de la distance (D) séparant les postes, des différences de longitude (dX), de latitude (dY), d'altitude (dZ), et des cosinus (cos) et sinus (sin) de l'angle entre ces postes par rapport au sens Ouest-Est.

L'expérience a montré qu'il était préférable de traiter séparément les données de la côte Est de celles de la côte Ouest. La manipulation étant particulièrement laborieuse en raison de l'utilisation du mode, nous n'avons sélectionné que 4 postes de référence (Punaruu P0, Vaiami P0, Hitiaa P1, Papeari P1) et travaillé uniquement sur les intensités de 15 mn et 1h.

Les modèles sélectionnés sont présentés aux tableaux 2.6 et 2.7. Ils permettent d'expliquer entre 50 et 97% de la variance et sont globalement plus robustes sur 60 mn que sur 15 mn. L'interpolation a été réalisée, comme précédemment pour les paramètres Gd(d) et P0(d), par application des modèles sur une grille régulière au pas de 2 km. Les cartes issues de ces régressions sont exposées sur les figures 2.15 et 2.16 (les isochrones sont exprimés en minutes). Elles illustrent la dynamique la plus probable des systèmes précipitants correspondant aux intensités extrêmes des différents postes de référence.

**TABLEAU 2.6 :** Modèles statistiques des décalages temporels les plus fréquents entre les intensités maximales sur 15 mn pour 4 postes de référence.

Model fitt:	ing results for:	: PUNARUU I1	5.dT	
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT	-1.97687E-16	0.920318	0.0000	1.0000
COS	4.786394	3.025033	1.5823	0.1183
DZ	-0.012264	0.002485	-4.9353	0.0000
DX	0.000705	0.000494	1.4271	0.1582
DY	-0.002052	0.000273	-7.5100	0.0000
R-SQ. (ADJ.) = 0.4841 SE=	7.809158 M2	AE= 6.	052925 DurbW	at= 0.927
Model fitt	ing results for	: VAIAMI I15	5.dT	
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT	-8.37883E-16	0.250423	0.0000	1.0000
COS	-2.040997	0.823125	-2.4796	0.0156
DX	0.002045	0.000131	15.6481	0.0000
DY	-0.001177	0.000054	-21.9731	0.0000
R-SQ. (ADJ.) = 0.9433 SE=	2.124911 M2	AE= 1.	696270 DurbW	at= 0.692
Model fitt	ing results for	: HITIAA I15	5.dT	
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT	4.863393E-16	0.678332	0.0000	1.0000
cos	0.128972	1,946468	0.0663	0.9473
SIN	9.824266	2.33106	4.2145	0.0000
DY	-0.001548	0.000176	-8.7863	0.0000
DX	-0.001017	0.000169	-6.0243	0.0000
R-SQ. (ADJ.) = 0.6082 SE=	7.793446 Mi	AE= 6.	064137 DurbW	at= 1.235
Model fitt	ing results for	• DADEART T1	5 dT	
MOUEI 1100				
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT			0 0000	
	-1.42354E-16	0.551561	0.0000	1.0000
cos	-1.42354E-16 1.059918	0.551561 1.464399	0.7238	1.0000 0.4717
COS	-1.42354E-16 1.059918 -2.609577	0.551561 1.464399 2.160141	0.7238	1.0000 0.4717 0.2313
COS SIN DX	-1.42354E-16 1.059918 -2.609577 0.000032	0.551561 1.464399 2.160141 0.000133	0.7238 -1.2081 0.2447	1.0000 0.4717 0.2313 0.8075
COS SIN DX DY	-1.42354E-16 1.059918 -2.609577 0.000032 -0.000752	0.551561 1.464399 2.160141 0.000133 0.000148	0.7238 -1.2081 0.2447 -5.0705	1.0000 0.4717 0.2313 0.8075 0.0000

**TABLEAU 2.7 :** Modèles statistiques des décalages temporels les plus fréquents entre les intensités maximales sur 60 mn pour 4 postes de référence.

Model fitting	g results for	: PUNARUU 160	).dT	
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT COS SIN DZ	6.36816E-18 4.136948 -1.721977 0.007075	0.34664 0.537562 0.659573 0.000916	0.0000 7.6958 -2.6107 7.7201	1.0000 0.0000 0.0111 0.0000
R = SQ. (ADJ.) = 0.8039 SE=	2.941341 MA	46= 2.:	103383 Durbwa	ac= 0.986
Model fittin	g results for	: VAIAMI 160	.dT	
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT COS DZ DX DY	0.152198 -2.867939 -0.010122 0.001705 -0.00323	0.318203 1.074999 0.000834 0.000167 0.000091	0.4783 -2.6679 -12.1400 10.2167 -35.3187	0.6342 0.0098 0.0000 0.0000 0.0000
R-SQ. (ADJ.) = 0.9614 SE= Model fittir	2.538758 Mi	AE= 2.0	021675 DurbWa	at= 0.844
Independent variable	coefficient	std. error	t-value	sig.level
CONSTANT COS SIN DZ DX	-0.273993 -8.549975 12.370457 -0.01077	0.847122 2.473973 3.018994 0.00203	-0.3234 -3.4560 4.0975 -5.3064	0.7469
DY	-0.001021 -0.0034	0.000213 0.000226	-4.7858 -15.0705	0.0008 0.0001 0.0000 0.0000 0.0000
DY R-SQ. (ADJ.) = 0.8834 SE= Model fittin	-0.001021 -0.0034 9.288007 M g results for	0.000213 0.000226 AE= 7.4	-4.7858 -15.0705 426310 DurbWa	0.0008 0.0001 0.0000 0.0000 0.0000 at= 1.216
DY R-SQ. (ADJ.) = 0.8834 SE= Model fittin	-0.001021 -0.0034 9.288007 M g results for	0.000213 0.000226 AE= 7.4 : PAPEARI 16	-4.7858 -15.0705 426310 DurbWa	0.0008 0.0001 0.0000 0.0000 0.0000 at= 1.216
DY R-SQ. (ADJ.) = 0.8834 SE= Model fittin Independent variable 	-0.001021 -0.0034 9.288007 M g results for coefficient 1.658517 8.450562 -0.005208 -0.001665	0.000213 0.000226 AE= 7.4 : PAPEARI 16 std. error 1.410269 2.048205 0.002967 0.000132	-4.7858 -15.0705 426310 DurbWa 0.dT t-value 1.1760 4.1258 -1.7552 -12.6623	0.0008 0.0001 0.0000 0.0000 at= 1.216 sig.level 0.2442 0.0001 0.0843 0.0000



FIGURE 2.15 : Représentation des isochrones (en mn) des décalages temporels les plus fréquents entre les intensités maximales sur 15 mn, pour 4 postes de référence, d'après les modèles présentés tableau 2.6.



FIGURE 2.16 : Représentation des isochrones (en mn) des décalages temporels les plus fréquents entre les intensités maximales sur 60 mn, pour 4 postes de référence, d'après les modèles présentés tableau 2.7.

Concernant les intensités extrêmes affectant **Punaruu P0**, on note une organisation dépendante de l'altitude. Sur 15 mn, la structure est très chaotique et difficile à interpréter. Sur 60 mn, il apparaît que les maximums correspondent à **des flux d'ouest ralentis par le relief**, se propageant à une vitesse de l'ordre de 40 km/h.

Les fortes intensités affectant Vaiami P0 tant sur 15 mn que sur 1h, correspondraient à des flux de Nord-Ouest se propageant à une vitesse moyenne de 30 km/h.

A l'opposé, pour Hitiaa P1, les maximums semblent essentiellement correspondre à des flux de Nord-Est, se déplaçant également à 25-30 km/h.

Pour **Papeari P0**, les résultats paraissent assez surprenants avec une organisation Nord-Sud, voire Nord-Ouest/Sud-Est, et des dynamiques de l'ordre de 60km/h pour les intensités sur 15 mn et 25 km/h pour les intensités sur 60mn.

La méthode employée a montré ses capacités mais également ses limites :

- Elle utilise le mode, qui est un paramètre peu robuste nécessitant souvent une vérification manuelle.
- Elle n'est adaptée qu'aux distributions unimodales prononcées, c'est-à-dire aux pluviogénèses ayant une origine quasi unique.
- Les structures déterminées sont fortement dépendantes du poste de référence.
- Les modèles peuvent être biaisés par une organisation spatiale particulière du réseau d'observations et un nombre limité d'observations. Si la densité de postes autour de la station de référence n'est pas uniformément répartie, certaines structures vont être privilégiées par rapport à d'autres.
- Les structures mises en évidence ne correspondent pas forcément à des organisations réelles. Deux postes peuvent avoir deux modes bien marqués mais ne correspondant pas du tout aux mêmes événements.

Ainsi, pour la station de Papeari P1, le mode était souvent difficile à identifier. Associé à un manque d'observations dans la direction Est-Ouest et à une densité nettement plus marquée au Nord, nous aboutissons à un résultat peu cohérent. De même, pour Vaiami P0, l'absence d'observations au Sud-Ouest a peut-être favorisé la direction Nord-Ouest.

Cependant, si les conditions d'application sont respectées, la méthode permet de :

- traiter l'ensemble de la matrice de données, sans être limité par les lacunes et les valeurs nulles.
- définir l'organisation et la dynamique des systèmes précipitants les plus probables.

#### Malgré les limites énoncées, cette étude a tout de même permis de retrouver de manière objective les grands types de pluviogénèse connus à Tahiti, et ceci uniquement à partir de données pluviographiques, à savoir (Pascal et Gauchard 1993, Gauchard et Inchauspe 1976) :

- Le régime d'alizés de Nord-Est (« Maoa'e haapiti »), connu pour des vents relativement modérés et principal porteur de pluies sur la façade Est de Tahiti.
- Le régime dépressionnaire de Nord-Ouest (« Toerau »), accompagné de vent de secteur Nord à Nord-Ouest parfois fort (50 à 70 km/h), responsable de fortes précipitations essentiellement sur les côtes Nord et Ouest.
- Enfin, le régime dépressionnaire d'Ouest, donnant des précipitations essentiellement en altitude et sur les versants Ouest.

Il faut ajouter que si les dynamiques présentées (figure 2.15 et figure 2.16) peuvent être utilisées pour le calcul des pluies de projet, il faudra malgré tout considérer la possibilité d'une intensité maximale synchrone sur l'ensemble de la superficie. En effet, certains événements de la banque de données présentent des décalages très minimes sur la quasi totalité des postes d'observations.

Encouragés par les résultats obtenus, nous pensions traiter de manière semblable l'extension spatiale d'une intensité de période de retour donnée. Considérant toujours un poste de référence, on calcule pour chaque événement la période de retour de l'intensité affectant le poste, puis les écarts entre cette période de retour et celle correspondant à l'intensité maximale observée sur l'ensemble des stations d'observations au cours du même événement. L'objectif aurait été de pouvoir estimer la période de retour de l'intensité maximale en tout point de l'espace, sachant qu'une intensité de période de retour T est observée en un point de référence fixé. Ce principe n'a pas pu être appliqué car il semblerait, comme il a été mis en évidence sous d'autres climats (Neppel, 1997, Chow, 1988), que **l'extension spatiale de l'intensité de période de retour T est d'autant plus réduite que la valeur T est élevée**. Aussi, si on sélectionne l'ensemble des intensités supérieures au seuil d'échantillonnage (c'est-à-dire une majorité d'observations ayant une période de retour inférieure à 1 an), le mode de l'écart entre les périodes de retour correspondantes sur les différents postes d'observations tend vers 0 en tout point, sans aucune organisation spatiale. L'écart semble bien plus dépendant de T que des caractéristiques géographiques.

Pour obtenir des résultats cohérents dans ce sens, il faudrait avant tout étudier la relation entre T et le mode des écarts avant de chercher à expliquer les paramètres de cette relation par les caractéristiques géographiques relatives aux postes. Les séries chronologiques étant dans l'ensemble trop courtes pour établir de manière précise la première relation, cette approche n'a pas pu être développée.

Dans l'état actuel des connaissances, on peut uniquement conseiller d'appliquer des intensités maximales de période de retour identiques en tout point de l'espace, même si cela engendre très certainement une surestimation de l'aléa notamment pour les grandes périodes de retour. On notera que le décalage temporel des pics d'intensités suivant les modèles précédents peut produire un léger abattement de l'intensité moyenne instantanée notamment pour les grands bassins versants.

## 2.4.2 Typologie des formes d'averses

Ce paragraphe concerne l'étude ponctuelle des caractéristiques temporelles des averses. L'objectif est de pouvoir associer un hyétogramme représentatif à une intensité sur 5 mn à 2 h, de période de retour déterminée.

L'étude s'est portée sur les hyétogrammes à pas de temps fixe de 5 mn. Nous avons concentré notre analyse sur les intensités maximales de 15 et 60 mn. Après avoir isolé de l'ensemble de la banque de données toutes les averses répondant au seuil d'échantillonnage pour 115 et 160, nous avons centré les hyétogrammes correspondants sur 4h (48\*5 mn) en positionnant l'intensité maximale sur 5 mn au milieu de la période et en ajustant l'ensemble des intensités de sorte que l'intensité maximale corresponde à la valeur 100, puis dans un deuxième temps de sorte à ce que le cumul corresponde à la valeur 100. Ainsi dans le premier cas, les hyétogrammes sont exprimés en pourcentage par rapport à l'intensité maximale sur 5 mn, dans le second, en pourcentage par rapport au cumul sur 4h. Nous constituons ainsi 4 échantillons statistiques, 2 pour les averses dont les intensités dépassent le seuil sur 15 minutes (419 individus) et 2 pour celles dépassant le seuil sur 60 mn (569 individus). Ces échantillons privilégient dans tous les cas essentiellement la forme du hyétogramme.

Les différents individus sont ensuite regroupés en classe par la méthode de **Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) selon le critère de Ward (SAS/STAT, 1991).** Ce critère vise à créer des classes de variance interne minimale. La classification optimale (variance représentée/nombre de classes) conduit à 4 classes distinctes dont les barycentres (moyenne intra-classe) sont représentés pour les différents échantillons figure 2.17 à figure 2.20. Ces 4 classes représentent entre **21 et 35% de la variance totale de l'échantillon**. Il faudrait près d'une vingtaine de classes pour atteindre les 50 %. Ceci traduit la **grande hétérogénéité des formes de hyétogrammes.** 



FIGURE 2.17 : Classification des formes d'averses sur 60 mn en valeurs relatives par rapport à l'intensité maximale (pas de temps 5mn).



FIGURE 2.18 : Classification des formes d'averses sur 15 mn en valeurs relatives par rapport à l'intensité maximale (pas de temps 5mn).



FIGURE 2.19 : Classification des formes d'averses sur 60 mn en valeurs relatives par rapport au cumul sur 4 h (pas de temps 5mn).



FIGURE 2.20 : Classification des formes d'averses sur 15 mn en valeurs relatives par rapport au cumul sur 4 h (pas de temps 5mn).

- 55-

Les différentes classifications obtenues sont très ressemblantes ;

- La classe 1 rassemble les hyétogrammes relativement symétriques et étalés dans le temps.
- ▶ La classe 2, opposée à la précédente, représente les hyétogrammes également symétriques mais concentrés sur une période d'une heure environ.
- La classe 3 rassemble les hyétogrammes de type « retardé », avec une dissymétrie prononcée vers la période précédant le pic d'intensité.
- ▶ La classe 4, à l'inverse, représente les hyétogrammes de type « avancé », avec une dissymétrie prononcée vers la période postérieure au pic d'intensité.

On remarque cependant que les hyétogrammes relatifs à de fortes intensités sur 60 mn sont en général de forme plus étalée que ceux produisant de fortes intensités sur 15 mn qui ont donc tendance à être plus concentrés dans le temps, ce qui se comprend aisément vu la méthode d'échantillonnage.

Aucune de ces 4 classes ne se démarque clairement des autres par sa fréquence d'apparition (i.e. le nombre d'individus de la classe/le nombre total d'individus, cf. tableau 2.8).

Si ces 4 grands types de hyétogrammes sont ceux auxquels on pouvait s'attendre sans effectuer de manipulation aussi complexe, ils ont le mérite d'avoir été déterminés de manière statistique sur un grand nombre d'observations. On peut ainsi penser que leur forme est plus représentative de la réalité que toute autre fixée subjectivement.

Ces résultats peuvent être utilisés pour la construction de hyétogrammes synthétiques. Pour cela, il suffira d'effectuer un changement d'échelle de l'ordonnée grâce à un facteur multiplicatif, en s'assurant toutefois de ne pas dépasser la période de retour considérée sur aucune des durées (cf. Wotling, 1998). Les caractéristiques de classes ainsi que les rapports entre les différentes intensités maximales sont présentés tableau 2.8.

TABLEAU	2.8 : Caractéristiques	des barycentres	de classes	obtenues su	r les	différents	échantillons
(cf. figure 2.)	17 à figure 2.20).						

Type	Classe N°	Frég. %	Imax 5	Imax 15	(max 30	Imax 60	Imax_120	15/115	15/130	15/160	15/1120
Classification	Classe 1	26	100	207	301	414	551	0.483	0.333	0.241	0.181
Intensité max.	Classe 2	28	100	243	407	597	689	0.412	0.246	0.168	0.145
sur 60 mn	Classe 3	31	100	232	369	557	732	0.431	0.271	0.180	0.137
ajust. I max	Classe 4	14	100	232	408	687	1029	0.431	0.245	0.146	0.097
Classification	Classe 1	33	100	228	361	537	775	0.438	0.277	0.186	0.129
Intensité max.	Classe 2	22	100	230	319	357	383	0.434	0.314	0.280	0.261
sur 15 mn	Classe 3	18	100	239	388	536	607	0.418	0.258	0.187	0.165
ajust. I max	Classe 4	27	100	236	378	<u>512</u>	604	0.423	0,265	0.195	0.166
Classification	Classe 1	34	8	18	29	44	67	0.437	0.271	0.174	0.116
Intensité max.	Classe 2	21	17	42	65	86	95	0.417	0.266	0.202	0.184
sur 60 mn	Classe 3	22	12	27	42	67	87	0.447	0.289	0.183	0.140
ajust. Volume	Classe 4	23	15	36	59	79	89	0.421	0.261	0.193	0,172
Classification	Classe 1	33	10	22	34	49	70	0.444	0.288	0.199	0.140
Intensité max.	Classe 2	22	26	59	80	89	95	0.440	0.323	0.290	0.271
sur 15 mn	Classe 3	18	15	36	59	79	89	0.421	0.261	0.193	0.172
aiust. Volume	Classe 4	27	16	37	58	77	90	0.428	0.272	0.205	0.175

Une étude menée sur les distributions des intensités au sein de chaque événement indépendant (Wotling, 1998) montre qu'en moyenne, une intensité de période de retour T donnée sur N minutes correspondra à une intensité maximale sur M<N mn de période de retour inférieure à T. Il s'agit cependant d'observations fondées essentiellement sur des épisodes de fortes récurrences.

Aussi, pour la construction d'une pluie de projet, on peut conseiller, dans l'état actuel des connaissances, de prendre comme référence la même période de retour T pour toutes les durées et de construire à partir de ces valeurs un hyétogramme symétrique. La récurrence relative à cette averse synthétique sera probablement supérieure à T, mais au regard des incertitudes sur les intensités elles-mêmes, cette dernière ne paraît pas déterminante.

## 2.5 CONCLUSION

Ce chapitre a été entièrement consacré à la caractérisation de l'aléa climatique sur l'île de Tahiti. L'objectif était de repousser les limites imposées par une information restreinte en quantité (22 postes pluviographiques) et en qualité (séries de courtes durées, rarement supérieures à 10 ans) dans un milieu fortement hétérogène (anisotropie orographique, gradient pluviométrique prononcé), pour fournir malgré tout une estimation ponctuelle robuste et une interpolation cohérente capable d'incorporer automatiquement l'information topographique.

La méthode du renouvellement par échantillonnage sup-seuil s'est révélée pertinente pour effectuer des ajustements statistiques sur des séries présentant à peine quelques années d'observation. La loi exponentielle semble parfaitement s'adapter à l'ensemble des échantillons, pour les différentes durées (d= 5mn à 24h). Aussi, par l'intermédiaire du paramètre de Poisson, nous avons pu définir les paramètres de Gumbel correspondant à un échantillonnage de type maximum annuel. L'aléa climatique est ainsi synthétisé ponctuellement, pour une durée déterminée, à l'aide des Gradex (Gd(d)) et des paramètres de position (P0(d)) de la loi de Gumbel. Conformément aux prévisions, la variabilité spatiale de l'aléa ne peut être négligée, on observe entre certains postes des écarts relatifs sur les paramètres d'ajustement de l'ordre de 200%.

Pour caractériser cette variabilité, la prise en compte de l'environnement topographique paraît indispensable puisque la forte anisotropie du milieu, associée à la faible densité du réseau d'observations rendent impossible l'identification d'une structure spatiale par les méthodes usuelles de géostatistique (krigeage, fonction spline,..).

Les composantes principales du relief, déterminées automatiquement à partir d'un modèle numérique de terrain (Benichou et Le Breton, 1987), constituent des indicateurs synthétiques puissants de l'environnement topographique. Dans notre cas d'application, on passe ainsi de 2601 variables altimétriques (représentant un environnement de 100 km<sup>2</sup>) à 11 variables synthétiques avec une perte d'informations de seulement 30%. De plus, cette méthode permet de décomposer l'environnement en faciès élémentaires (les vecteurs propres, cf. figure 2.8, p37) dont l'incidence sur les caractéristiques de l'aléa peut alors être analysée individuellement.

Une régression ascendante multiple permet ainsi d'établir l'influence de chacune des composantes principales sur les paramètres de Gumbel (Gd(d), P0(d)). Conformément aux connaissances sur la pluviogénèse à Tahiti, l'exposition Est-Ouest (CP2), ainsi que l'effet de crête et/ou de vallée (CP3 et CP4) apparaissent clairement comme les premiers facteurs déterminants. Le fort degré de liaison ( $R^{2}$ >70%) confirme bien le rôle de l'orographie dans le déclenchement de la convection et l'origine préférentiellement Nord-Est des principaux flux responsables des fortes pluviométries. L'intérêt de la méthode est donc de pouvoir quantifier l'influence respective des divers facteurs d'expositions et ainsi de fournir une base solide pour l'interpolation des données ponctuelles.

Par inférence des régressions multiples établies entre les composantes principales de l'environnement topographique et les paramètres ponctuels de l'aléa, nous avons pu estimer les paramètres de Gumbel sur une grille régulière recouvrant l'ensemble de l'île. Une interpolation spline nous permet ensuite de tracer les courbes d'iso-gradex et d'iso-Po rendant compte de la répartition spatiale de l'aléa (cf. figure 2.12 et figure 2.13, p44). Ces cartes constituent probablement l'interpolation la plus objective et la plus précise (puisque tenant compte des faciès orographiques) qu'il était possible de produire à partir des quelques 20 observations ponctuelles.

A l'heure où l'information topographique devient de plus en plus accessible sous forme numérique, ces principes relativement simples constituent **une exploitation supplémentaire des MNT en hydrologie**. La méthode devrait pouvoir s'appliquer à toute zone montagneuse où le relief a un rôle déterminant sur la pluviogénèse et/ou la distribution spatiale des précipitations.

Enfin, les caractéristiques des averses d'intensités extrêmes ont été étudiées. Par une approche originale fondée sur le maximum de probabilité, nous présentons une étude de la concomitance des intensités maximales. La méthode permet de traiter l'ensemble de la matrice de données et de définir la structure et la dynamique la plus probable des systèmes précipitants affectant 4 postes de référence. On retrouve ainsi les principales dynamiques correspondant aux différentes situations météorologiques connues à Tahiti. Cette étude montre que des intensités synchrones sur une grande partie de l'île doivent être envisagées et que dans tous les cas, les dynamiques sont en général rapides de l'ordre de 30 à 70 km/h. Une analyse typologique, par classification ascendante hiérarchique (CAH), des caractéristiques de forme des averses fait ressortir les différentes configurations de hyétogrammes classiquement rencontrées (symétrique, retardé, avancé). Dans l'état actuel des connaissances et puisque cette étude est essentiellement fondée sur des situations de fortes occurrences, on conseillera d'employer pour la construction des pluies de projet, un hyétogramme symétrique rassemblant les intensités maximales de période de retour T considérée pour toutes les durées.

A l'issue de cette deuxième partie, nous disposons d'une information suffisante pour une évaluation objective (fondée statistiquement sur l'ensemble des observations et sur les caractéristiques géographiques) de l'aléa climatique sur la majeure partie de l'île. Cependant, les extremums identifiés par extrapolation demandent à être validés de même que l'utilisation des paramètres pour l'estimation des quantiles de fréquences rares (T>50 ans). A cet effet, de nouvelles observations sont nécessaires (notamment sur le quart Sud-Ouest de l'île) ainsi que le maintien des stations longues durées.

L'étape suivante portera naturellement sur la transformation Pluie-Débit, c'est-à-dire le passage de l'aléa climatique à l'aléa hydrologique. Nous chercherons essentiellement à caractériser l'aptitude des terrains au ruissellement constituant à présent la principale indétermination sur la caractérisation du risque pluvial à Tahiti.

## PARTIE III

# LA TRANSFORMATION Pluie-Débit de la Normale à l'Extrême



## 3 LA TRANSFORMATION PLUIE-DÉBIT

## DE LA NORMALE A L'EXTREME

La deuxième partie de notre travail a permis de caractériser l'aléa climatique sur l'ensemble de l'île. Par conséquent, cette étape préalable nous renseigne, pour une probabilité d'occurrence déterminée, sur l'impulsion pluviométrique à laquelle peut être soumis un bassin versant donné. La détermination de l'aléa hydrologique, à cette même probabilité d'occurrence, nécessite la définition de l'opérateur de transformation pluie-débit associé au bassin versant.

Ainsi, l'objet de cette troisième partie est la caractérisation de la relation Pluie-Débit et notamment de sa variabilité spatiale et temporelle. Le but ultime est ici d'obtenir une estimation fiable de la réponse d'un bassin versant soumis à des précipitations « extrêmes » (non observées).

La transformation Pluie-Débit est en général caractérisée par un modèle hydrologique Pluie-Débit représentant de manière plus ou moins détaillée les processus de genèse et de propagations des crues. Ces modèles sont à présent innombrables (« il y presque autant de modèles que d'hydrologues »), ils ne représentent pas tous les mêmes hypothèses de fonctionnement et si l'on refuse un choix arbitraire (souvent lié à la disponibilité de l'outil), la sélection du modèle adéquat peut paraître délicate. En effet, pour assurer une extrapolation fiable (en dehors de la gamme de calage) et une possible transposition (sur des bassins non contrôlés), on peut penser qu'il est primordial que le modèle intègre (plus ou moins précisément) les processus « physiques » dominants dans le contexte géographique étudié. Ceci sous-entend que ces processus soient préalablement identifiés, or ce n'est que très rarement le cas.

Par conséquent, notre démarche ne se limitera pas à la paramétrisation d'un modèle fixé a priori mais la modélisation sera employée avant tout comme **un outil d'aide à la compréhension**, une clé de lecture des relations pluie-débit, ou encore un laboratoire expérimental visant à tester différentes hypothèses sur le fonctionnement des hydrosystèmes :



FIGURE 3.1 : Le modèle, un outil d'aide à la compréhension

Nous verrons dans quelles mesures ce type d'approche permet d'apporter des réponses aux principales questions inhérentes aux mécanismes et à la modélisation :

- Quels sont les processus dominants intervenant dans les écoulements de crues ? En particulier, s'agit-il d'un fonctionnement plutôt par refus d'infiltration, excès de saturation ou flux sub-superficiels ?
- Quelles sont les distributions spatiales et temporelles des zones productives et des vitesses de transfert, comment les caractériser ?
- L'hypothèse de linéarité des processus de production et de transfert est-elle acceptable ?
- A quelles conditions un modèle peut-il être robuste en extrapolation et en transposition ?

Le premier chapitre de cette troisième partie sera consacré à l'état des connaissances sur les processus de genèse des crues et leurs expressions analytiques, c'est-à-dire la modélisation des mécanismes de production et de transfert. Cette synthèse actualisée nous paraît nécessaire pour mieux cerner les certitudes et leurs limites actuelles.

Nous présenterons ensuite l'expérimentation et les données récoltées sur trois petits bassins de la côte ouest de Tahiti avant d'aborder l'analyse de la transformation pluie-débit dans le contexte tahitien. Cette étude sera décomposée en trois étapes : approches préliminaires, modélisation globale, modélisation spatialisée.

La validation et l'extrapolation vers l'«extrême» feront l'objet du dernier chapitre.

## 3.1 LES CONCEPTS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUES

Nous commençons par rappeler les différents processus identifiés (ou supposés) comme susceptibles d'intervenir dans la genèse des crues avant d'aborder la modélisation des mécanismes de production et de transfert. Cette revue des concepts hydrologiques et de leur modélisation s'accompagne d'une réflexion critique visant à préciser quelles conditions doit remplir un modèle au regard des connaissances actuelles et des objectifs poursuivis.

## 3.1.1 Les processus de génération des crues

## ou « les chemins de l'eau »

Les crues peuvent être sommairement décomposées en trois types d'écoulements (cf. figure 3.2) : ① les écoulements de surface, ruissellement par refus d'infiltration (a) et/ou excès de saturation (b) ;

② les écoulements sub-superficiels ;

③ les écoulements souterrains (aquifère profond).

L'importance relative de ces différents flux est fonction du milieu mais aussi de l'événement sous l'effet des conditions initiales (états de surface, degré d'humidité des sols,...) et des caractéristiques des précipitations (distributions spatiales et temporelles, intensités, volumes,...).



**FIGURE 3.2 :** Les chemins de l'eau sur le versant (inspiré de Dunne, 1978) (1a : Ruissellement Hortonien ; 1b : Ruissellement par excès de saturation ; 2 : Ecoulement sub-superficiel ; 3 : Ecoulement souterrain.)

#### 3.1.1.1 Le ruissellement ou les écoulements superficiels

On distingue classiquement deux types de processus générateurs de ruissellement :

- le dépassement de la capacité d'infiltration ; le refus d'infiltration
- le dépassement de la capacité de stockage ; l'excès de saturation
- et parfois un troisième :
- l'exfiltration ou flux de retour (cf. § 3.1.1.2).

#### • Le ruissellement « hortoni en » par refus d'infiltration

Il s'agit du concept largement dominant durant la première moitié du XX<sup>ième</sup> siècle. Conceptualisé par Horton en 1933, il est couramment référencé sous l'appellation « ruissellement hortonien » et peut s'énoncer comme suit : l'accumulation d'eau en surface et son mouvement sur les versants en direction du réseau hydrographique apparaissent dès lors que l'intensité des précipitations est supérieure à la **capacité d'infiltration** du sol, elle-même évoluant au cours de l'averse entre deux valeurs limites, la capacité d'infiltration initiale et la capacité d'infiltration à saturation (si l'averse est suffisamment intense).

Ce processus est donc essentiellement contrôlé par deux paramètres (cf. § 3.1.2.3) :

- la capacité d'infiltration initiale (généralement exprimée en mm/h) qui dépend essentiellement des conditions initiales d'humidité, pour un sol donné,
- la capacité d'infiltration à saturation, caractéristique hydrique du profil pédologique, souvent assimilée à la conductivité hydraulique (verticale) à saturation (Ks).

Un troisième paramètre complémentaire serait la durée ou le volume infiltré nécessaire pour que la capacité d'infiltration passe de son état initial à sa valeur limite.

Ce mode de fonctionnement laisse présager la possibilité de réinfiltration de ce type d'écoulement superficiel lors de son parcours vers l'aval et/ou lorsque l'intensité des précipitations vient à diminuer. Cependant, ce processus de réinfiltration pourrait être considérablement limité par la concentration des écoulements y compris sur les versants par le fait de la « micro-topographie ».

#### • Le ruissellement par excès de saturation

A partir des années 1960, une nouvelle école voit le jour offrant une alternative à la doctrine Hortonienne. Avec l'émergence de la vision «latéraliste» (Fritsch, 1992), selon laquelle les écoulements sur versant sont majoritairement internes, le ruissellement (au moins en zone naturelle tempérée à humide) serait plus le fait d'un dépassement de **capacité de stockage** que celui d'un seuil d'intensité.

Le ruissellement par excès de saturation se produit lorsque le sol (du moins l'horizon superficiel) a dépassé sa capacité de stockage et sa capacité à transmettre (latéralement et verticalement) le flux d'eau. Il est généralement observé dans les dépressions topographiques, en piedmont ou fond de talweg, à proximité du réseau hydrographique. Dans la définition de Kirkby (1978), ces écoulements superficiels sont uniquement constitués par les eaux de pluies alors que dans la classification de Dunne (1978) s'ajoute également l'écoulement de retour (cf. §3.1.1.2).

Ce concept est généralement lié à celui des zones actives et/ou contributives à superficie variable (variable contributing areas, source areas concept) (Cappus 1960, Kirkby 1978, Beven et Kirkby, 1979, Hewlett, 1982, Beven et Wood, 1983) selon lequel les zones saturées évoluent au cours de l'événement comme l'illustre le désormais fameux schéma de Kirkby (1978) (cf. figure 3.3).



FIGURE 3.3 : Extension du réseau hydrographique et des surfaces saturées durant une crue pour 4 pas de temps (d'après Kirkby 1978).

• Les principales distinctions entre excès d'infiltration et excès de saturation

Il ressort de ces différentes définitions une relative antinomie entre les deux types d'écoulements superficiels.

Le ruissellement Hortonien correspond essentiellement au dépassement d'un seuil d'intensité alors que le ruissellement par excès de saturation s'explique plutôt par un excédent de volume. L'intensité des précipitations est donc un facteur dominant dans le déclenchement d'un mécanisme hortonien. A contrario, l'apparition d'un ruissellement par excès de saturation serait plutôt asservie au cumul des précipitations.

La lame ruisselée issue d'un processus hortonien se déduit de la lame précipitée plutôt par un terme **soustractif** (seuil d'infiltration) alors qu'il s'agirait plutôt d'un terme **multiplicatif** (rapport des surfaces saturées sur la superficie totale) pour un processus par excès de saturation.

En considérant l'origine de la saturation (Chow et al., 1988), Horton imaginait principalement une saturation par « le haut » (les précipitations), alors que le ruissellement par excès de saturation serait provoqué essentiellement par une saturation par « le bas » (écoulements sub-superficiels, remontée de nappe).

L'excès d'infiltration peut théoriquement concerner l'ensemble du versant alors que l'excès de saturation apparaît généralement de manière plus localisée, dans les dépressions, talwegs et à proximité du réseau hydrographique.

Enfin, le ruissellement Hortonien s'observe généralement sur des milieux peu perméables (zones urbaines, sols de faible épaisseur tels que dans les zones arides ou semi-arides). A l'inverse, le ruissellement par saturation se produit plutôt sur les sols à forte perméabilité (telles que les zones naturelles en région humide).

Néanmoins, il ne s'agit que de tendances générales et ces deux processus (hortonien, saturation) peuvent très bien agir de manière concomitante sur un même bassin et pour un même épisode de crue.

	Refus d'infiltration	Excès de saturation
seuil	intensité	volume
processus	soustractif	multiplicatif
origine	saturation par le haut	saturation par le bas
pédologie	sol peu perméable	sol perméable
localisation	généralisé, versant	localisé, dépression, talweg
milieu	zone aride et/ou anthropisée	zone humide et/ou naturelle

**TABLEAU 3.1**: Ce qu'il faut entendre par excès d'infiltration \ saturation.

#### <u>3.1.1.2 Les écoulements sub-sup erficiels ou les écoulements rapides internes</u> <u>(« subsurface flow, throughflow, interflow »)</u>

C'est à partir de 1960 que le caractère constamment dominant des écoulements superficiels dans la genèse des crues est sérieusement remis en cause. Hewlett (1961) et Hibbert (Hewlett et Hibbert, 1967) sont probablement les principaux instigateurs de cette « révolution » conceptuelle. Ils postulent suite à leurs travaux en milieu forestier humide tempéré que « tout l'écoulement est constitué d'écoulements sub-superficiels jusqu'à preuve évidente du contraire ».

Depuis, de nombreux auteurs (Freeze 1974, Dunne 1978, Sklash et Farvolden 1979, Chow et al., 1988, Grayson et al. 1992a, par exemple) ont montré que le ruissellement par refus d'infiltration (Hortonien) constituait un cas extrême essentiellement observé sur les sols de faible perméabilité. En zone naturelle et particulièrement en région humide et sous forêt, la capacité d'infiltration est en général suffisamment importante pour que ce type de ruissellement ne puisse survenir que **lors d'événements extrêmes** de plus ou moins faible fréquence (Pearce et al., 1986). Aussi, **sur les sols présentant une forte perméabilité et notamment ceux ayant un horizon imperméable ou semi-imperméable à faible profondeur, les écoulements sub-superficiels ont un rôle déterminant** sur le déroulement des événements de crues (Sloan et Moore 1984, Sklash et al. 1986, Peter et al. 1995).

Les flux de sub-surface (i.e. hypodermiques) peuvent contribuer **directement** aux écoulements de crue par divers mécanismes que nous développerons ci-dessous, mais aussi **indirectement** en favorisant le ruissellement par excès de saturation. Ce dernier aspect est celui exploité par Beven et Kyrkby (1979) pour expliquer la dynamique des zones contributives à superficie variable. En effet, si on suppose que l'écoulement est essentiellement gravitaire, les flux auront tendance à se concentrer vers les fonds de talweg, à proximité du réseau hydrographique, provoquant la **saturation** « **par le bas** » de ces zones et favorisant ainsi le ruissellement par excès de saturation. Par ce principe, **les écoulements subsuperficiels peuvent induire des écoulements superficiels**.

Malgré le rôle majeur (aujourd'hui largement reconnu) que peuvent avoir les écoulements subsuperficiels sur la genèse des crues, les mécanismes impliqués sont relativement mal définis. Cette méconnaissance s'explique probablement par les difficultés à obtenir des mesures de sub-surfaces fiables et surtout par la représentativité limitée des observations (vu la grande hétérogénéité des caractéristiques pédologiques).

A l'heure actuelle, six principaux types de transfert sub-superficiel ont été décrits :

- flux à travers la matrice poreuse ;
- flux à travers les macropores ;
- flux à proximité d'une zone imperméable ;
- flux par « effet capillaire » ou l'intumescence de nappe ;
- flux par « effet piston »;
- flux de retour ou l'exfiltration.

Ces différents flux ont été évoqués par plusieurs auteurs (Chevallier 1990, Fritsch 1992, Ambroise 1998 a et b, Obled 1999, par exemple). On propose ici un rappel succinct des concepts actuels étayé parfois de nouvelles références.

#### • Flux à travers la matrice poreuse ou flux « Darciens »

Il s'agit de la vision la plus classique des écoulements sub-superficiels, à savoir les flux à travers une matrice poreuse homogène tels qu'ils sont décrits par la loi de Darcy (cf. § 3.1.2.2.) Ces flux, essentiellement définis par la conductivité hydraulique, correspondent à un **transfert lent** souvent incompatible avec les temps de concentration observés. De là émerge la notion de **conductivité hydraulique effective** par opposition à celle mesurée in situ, en général trop faible pour s'accorder au temps de transfert observé (Moore et Grayson 1991).

#### • Flux à travers les macropores ou « le ruissellement sub-superficiel »

On rassemble sous le terme « macropore » l'ensemble des interstices suffisamment larges pour que les forces de succion soient en toutes circonstances négligeables devant la pesanteur. En condition saturée, ces macropores constituent des chemins préférentiels de l'eau et autorisent un **transfert rapide**, vertical voire horizontal, **comparable aux flux de surface** (Germann 1986, McDonnell 1990, Tsuboyama et al. 1994, Peters et al. 1995, Tani 1997, Obled 1999). L'importance des macropores est en général liée à l'activité biologique (végétale et animale) et au degré de fracturation de la roche mère. Par ce moyen, une part non négligeable des volumes infiltrés pourrait échapper au flux à travers la matrice (« *bypass flow* ») et ainsi expliquer des temps de transferts courts pour des écoulements sub-superficiels. La conductivité hydraulique effective pourrait correspondre à la prise en compte de ce phénomène.

#### • Flux à proximité d'une zone imperméable ou « les zones contributives de sub-surface »

Lorsqu'un horizon imperméable ou semi-imperméable existe, on peut penser qu'il constitue un lieu privilégié pour les flux de sub-surface. En effet, l'interface imperméable constitue un endroit d'accumulation d'humidité. Un apport parfois minime (fonction de l'état initial et de la nature du substrat) d'eau infiltrée pourra donc provoquer la saturation à proximité de la surface imperméable et permettre ainsi des écoulements gravitaires (Tani 1997). C'est ainsi qu'apparaît la notion de zones contributives de sub-surface (Woods et al. 1997). Sous l'effet de l'infiltration, les zones saturées à proximité de l'horizon imperméable auront tendance à s'étendre et les chemins préférentiels (macropores) à s'interconnecter, jusqu'à saturation de l'ensemble de la surface surmontant l'imperméable.

#### • Flux par « effet capillaire » ou l'intumescence de nappe

Plusieurs observations (par exemple, Sklash et al., 1986) ont montré que l'hydrogramme de crue, malgré un temps de transfert rapide, pouvait être principalement constitué d'eaux « anciennes ». Certains auteurs (Sklash et Farvolden 1979, Pearce et al. 1986) expliquent cela par une conversion rapide de la frange capillaire en eaux gravitaires (« effet capillaire »), entraînant un « gonflement » (intumescence) de la nappe, d'où une augmentation du gradient hydraulique entre la nappe et la rivière, générant ainsi un flux rapide de la nappe vers le cours d'eau. Par ce principe, les hauts de versants ne participent quasiment pas à la composition de l'hydrogramme. Cette hypothèse est rejetée par d'autres (McDonnell 1990, Peters et al. 1995) présentant des modèles par lesquels les macropores pourraient très bien drainer des eaux anciennes.

#### • Flux par « effet piston »

Un autre concept visant à expliquer la prédominance d'eaux anciennes dans les écoulements de crues est celui de l'effet « piston » (*translatory flow*, Hewlett et Hibbert, 1967). Ce mécanisme suppose qu'une impulsion d'eau reçue par le versant est transmise par l'intermédiaire d'une **onde de pression** vers l'aval, entraînant une vidange accélérée des eaux anciennes présentes à proximité du réseau hydrographique. Ce schéma est séduisant de part sa simplicité mais également parce qu'il fait intervenir la notion de **vitesse** « **fictive** », correspondant à la célérité de l'onde, qui peut être très rapide en comparaison avec la vitesse effective de transit des molécules d'eau. Il pourrait ainsi expliquer des **temps de réaction très courts**. Cependant, on peut montrer que pour qu'il y ait exfiltration par ce mécanisme d'une quantité comparable à celle infiltrée, les sols doivent présenter une faible capacité de stockage. Cette dernière remarque constitue la principale limite à ce concept.

#### • Flux de retour ou l'exfiltration

Enfin, le dernier mécanisme identifié allant dans le sens d'une présence importante d'eau ancienne dans l'écoulement de crue, est celui de l'écoulement de retour parfois dénommé « exfiltration » notamment par les hydrologues francophones. Si la nappe ou la frange capillaire est à proximité de la surface, une faible quantité d'eau infiltrée suffit à saturer le profil. Par suite, si la capacité à transmettre les flux de sub-surface est excédée, on peut assister à un **retour** des eaux de nappes vers la surface. On note également que ce processus, lorsqu'il est actif, participe au ruissellement par excès de saturation.

Ainsi, si les observations tendent à montrer que les flux Darciens ne peuvent expliquer à eux seuls les phénomènes, de sérieux doutes persistent quant aux mécanismes exacts mis en jeu et notamment sur le rôle et le fonctionnement des flux à travers les macropores. Cette incertitude se traduit clairement par la diversité des expressions employées pour désigner les flux qui ne sont ni superficiels, ni souterrains : écoulements sub-superficiels, rapides internes, inferoflux, hypodermiques, *subsurface flow, throughflow, interflow....* 

#### 3.1.1.3 Les écoulements souterrains

Le terme écoulement souterrain rassemble ici l'ensemble des écoulements « profonds » ayant lieu exclusivement en milieu saturé, c'est à dire les écoulements de nappe. Ces flux se caractérisent par des vitesses lentes et constituent en général à eux seuls le **régime de** « **base** ».

La distinction entre écoulements souterrains et sub-superficiels est parfois délicate. En effet, l'écoulement de retour ou les flux par effet piston et/ou capillaire peuvent être classés dans la catégorie des écoulements souterrains puisqu'il s'agit également de nappe.

Dans notre distinction, nous considérons que les écoulements souterrains participent de manière relativement minime aux écoulements de crues (uniquement par la composante « débit de base »). Dans le cas contraire, ils sont intégrés aux écoulements sub-superficiels.

Par cette classification, les écoulements souterrains ont un rôle limité sur la détermination de l'aléa hydrologique. C'est pourquoi nous ne nous attarderons pas davantage sur les mécanismes.

#### 3.1.1.4 Conclusion

La complexité d'une étude hydrologique ne provient pas tant de la multiplicité des processus envisageables que de la concomitance de ces mécanismes dans la genèse et le déroulement des crues. En effet, une crue est en général la résultante de plusieurs processus concomitants dont l'importance peut varier spatialement au sein d'un bassin versant et temporellement au cours de l'épisode et d'un événement à l'autre. Il s'agit d'un vaste mélange à composition variable que l'hydrologue cherchera à décomposer.



FIGURE 3.4 : Principaux processus susceptibles d'intervenir dans la genèse des crues et ancienneté relative de l'eau concernée, dans Ambroise (1998 b).

Il existe différentes techniques visant, par la décomposition des hydrogrammes, à définir la contribution relative des différents écoulements participant à un événement de crue. On distingue deux grandes catégories :

- les méthodes graphiques ou analytiques ;
- les méthodes isotopiques ou géochimiques.

Fritsch (1992) présente une synthèse des différentes méthodes graphiques employées. Ces procédures sont essentiellement fondées sur l'hypothèse d'un tarissement (ou d'une loi de vidange) exponentiel des réservoirs souterrains. Si elles permettent de déterminer de manière assez précise l'instant à partir duquel l'écoulement est exclusivement constitué d'une vidange souterraine, la séparation en période de mélange reste en général arbitraire. Il s'agit de techniques **très subjectives** mais qui présentent l'avantage d'être facilement mises en œuvre puisqu'elles ne nécessitent que des séries chronologiques de données limnimétriques.

Les méthodes isotopiques ou géochimiques se fondent sur une composition différente des eaux « anciennes » (préexistantes dans les sols et les nappes) par rapport aux eaux « nouvelles » (i.e. celles des précipitations) et sur une loi de mélange. Les principaux traceurs utilisés sont les isotopes <sup>18</sup>O (oxygène-18), <sup>2</sup>H (deuterium), <sup>3</sup>H (tritium) et les chlorures ou encore les nitrates, sulfates, carbonates (Bariac et al., 1996, Ribolzi, 1996, Cornieles, 1997). La mise en œuvre de ces techniques est **lourde et onéreuse** puisqu'elle nécessite une caractérisation précise des différents réservoirs et flux, avant et pendant l'événement étudié. L'applicabilité nécessite une signature bien marquée des différentes masses d'eau intervenant dans l'hydrogramme de crue, ce qui n'est pas toujours observé. Les résultats sont souvent très sensibles à l'échantillonnage et donc assortis d'une large incertitude (Bazemore et al. 1994). De plus, si ces méthodes peuvent dans certaines conditions fournir des indications sur l'origine des flux, les mécanismes mis en jeu ne sont pas toujours élucidés pour autant et des controverses peuvent persister (McDonnell, 1990, Peters et al., 1995).

Malgré la multiplicité des mécanismes susceptibles d'intervenir dans un écoulement en milieu naturel, il est permis de penser que dans un contexte géographique donné, **un nombre limité de processus sera dominant**. C'est ce qu'ont traduit Dunne (1978) et Kirkby (1988) dans leur classification fondée, respectivement pour l'un et l'autre, sur les propriétés pédo-morpho-climatiques et sur les caractéristiques des hydrogrammes (cf. figure 3.5 et figure 3.6).

Cependant, et il nous paraît important d'insister sur ce point, en situation « extrême », il n'est pas exclu que les processus dominants changent de nature. Si la vision « latéraliste » tend actuellement à supplanter le concept hortonien (au moins en zone humide), il faut rappeler que les travaux ayant établi la prédominance des flux sub-superficiels dans les écoulements de crues s'appuient essentiellement, à notre connaissance, sur des observations en situation « normale ». Par conséquent, sous la pression d'une impulsion pluviométrique exceptionnelle, la possibilité d'un ruissellement hortonien doit toujours être considérée (jusqu'à preuve du contraire), la négliger pourrait conduire à de graves erreurs.







.

**FIGURE 3.6**: Classification des processus dominants d'après les caractéristiques des hydrogrammes, temps de réponse (a), débit spécifique maximum (b) (d'après Kirkby 1988).
# 3.1.2 La production

Le chapitre précédent a présenté les différents mécanismes susceptibles d'intervenir dans la génération des écoulements. Nous abordons ici l'approche mathématique, c'est-à-dire l'expression analytique des processus préalablement identifiés ; la modélisation hydrologique.

Bien que les phénomènes naturels que l'on cherche à modéliser soient essentiellement de nature continue (et que « tout n'est que transfert »), leur représentation (ou la résolution des équations qui les représentent) nécessite une discrétisation temporelle et spatiale. Celle-ci conduit à distinguer explicitement ou du moins implicitement deux phases :

- Une phase de **production**, dont l'objet est d'assurer la transformation de la pluie brute (Pb) (ou de l'ensemble des apports) en pluie « nette » (Pn) ou lame « efficace » (participant aux écoulements).
- Une phase de **transfert**, dont la fonction est de transférer ces volumes vers l'aval ou directement à l'exutoire (Q).



FIGURE 3.7 : Les deux phases de la modélisation hydrologique : Production et Transfert (Pb : pluie brute, Pn : pluie nette, Q : débit)

## 3.1.2.1 La notion de pluie nette ou le bilan de production.

Les observations montrent que seule une fraction de la **pluie brute (Pb)** alimentant un bassin donné, participe aux écoulements. Cette fraction est appelée **pluie nette (Pn)** ou lame efficace. Les pluies brutes subissent par conséquent un certain nombre de pertes que l'on attribue à la végétation (interception, transpiration), au sol (infiltration, percolation profonde, stockage dans les dépressions), au rayonnement solaire et au vent (évaporation). Cela se présente classiquement sous la forme d'un bilan vertical représentant les interactions eau-sol-plante-atmosphère :



FIGURE 3.8 : Schématisation classique du bilan de production

(3.1)

Le bilan s'écrit :

#### Pn = Pb-(ETR+I+INF)

Pn: Pluie nette Pb: Pluie brute ETR: Evapotranspiration (évaporation+transpiration) réelle I: Interception INF: Infiltration Ce schéma s'avère très simplificateur car il semble représenter exclusivement les fonctionnements par écoulements superficiels. Or, les volumes soustraits au ruissellement par infiltration en un endroit donné peuvent très bien y participer plus en aval par l'intermédiaire des écoulements sub-superficiels ou souterrains et par les phénomènes d'exfiltrations. A l'inverse, des volumes participant aux écoulements superficiels en un point peuvent être infiltrés lors de leur parcours vers l'aval. Cependant, il s'agit d'un concept largement employé, en particulier dans les modèles de types globaux.

Il ressort de l'équation (3.1) que le ruissellement est engendré par une pluie nette non nulle, c'est-àdire par Pb >(ETR+I+INF). En général, l'infiltration (INF) est le facteur prépondérant car le plus variable dans le temps à l'échelle de l'événement. Bien que l'interception puisse représenter près de 30% de la pluie brute pour un couvert dense (Trimble 1959) et que l'évapotranspiration puisse atteindre annuellement 70% des volumes précipités, en zone humide, à l'échelle de l'événement et pour des pluies intenses, la contribution de ces deux facteurs au bilan de production reste relativement limitée et peut généralement être négligée.

A partir de ces considérations, il apparaît que le bilan de production se résume en général à un bilan d'infiltration visant à déterminer la fraction des précipitations brutes participant au ruissellement.

Nous développerons essentiellement dans ce qui suit le bilan au niveau du « réservoir » sol, celui-ci englobant parfois l'ensemble des pertes ou uniquement les processus d'infiltration.

On peut globalement distinguer deux types d'approche du bilan de production :

- L'approche mécaniste (ou dynamique) qui utilise de manière plus moins simplifiée les équations régissant les écoulements en milieu non saturé.
- L'approche **conceptuelle** (ou systémique) qui représente les phénomènes de pertes au ruissellement à l'aide de coefficients d'abattement ou par analogie à des fonctionnements de réservoirs.

## 3.1.2.2 L'approche mécaniste

L'ensemble des modèles de ce type a pour fondement théorique les équations dynamiques des écoulements en milieu non saturé, communément appelées « équations de Richards ». Ces écoulements sont principalement dirigés par les deux forces motrices que sont la pesanteur et la capillarité et par la force de résistance qu'est la viscosité. Théoriquement, les équations de Navier-Stokes sont applicables aux milieux poreux. En pratique, il est impossible de décrire précisément les pressions et vitesses à l'échelle microscopique des pores. C'est pourquoi une loi empirique s'accordant aux observations macroscopiques, la loi de Darcy, est employée. Celle-ci correspond en fait à une linéarisation des équations de Navier-Stokes.

Le système comprend une équation de continuité et une équation dynamique :

L'équation de continuité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0$$
(3.2)

L'équation dynamique ou loi de Darcy :

$$q = -K(\theta, z)\frac{\partial h}{\partial z} = -K(\theta, z)\frac{\partial [\psi(\theta, z) + z]}{\partial z}$$
(3.3)

 $\theta$  = humidité volumétrique (volume d'eau/volume total) z = cordonnée verticale (positif vers le haut) q = flux de Darcy [L/T] h = charge hydraulique (h= $\psi(\theta,z)+z$ ) [L] K( $\theta,z$ ) = conductivité hydraulique [L/T]  $\psi(\theta,z)$  = potentiel matriciel [L] En combinant les équations (3.2) et (3.3), on obtient la forme monodimensionnelle de <u>l'équation de</u> <u>Richards (1931)</u>:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta, z) \frac{\partial \psi(\theta, z)}{\partial z} + K(\theta, z) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta, z) \frac{\partial(\theta)}{\partial z} + K(\theta, z) \right]$$
(3.4)

 $D(\theta,z)=K(\theta,z)(d\psi(\theta,z)/dz)$ , coefficient de diffusion de l'eau du sol

Ces équations sont établies sous les hypothèses suivantes :

- le milieu est isotrope ;
- le milieu poreux est incompressible ;
- la pression de l'air dans le milieu poreux est toujours égale à la pression atmosphérique ;
- la densité et la viscosité de l'eau sont constantes.

La résolution du système nécessite la détermination des relations fonctionnelles  $K(\theta)$  et  $\psi(\theta)$ . La figure 3.9 présente l'allure générale de ces relations caractéristiques du sol.



**FIGURE 3.9 :** Allure générale des relations  $K(\theta)$  et  $\psi(\theta)$  (d'après Musy et Soutter, 1991).

Il faut noter que la relation  $\psi(\theta)$  présente en réalité des phénomènes d'hystérésis (selon que l'on se situe en phase d'humectation ou de dessèchement) qui sont en général négligés. Il existe différents modèles permettant de représenter K( $\theta$ ) et  $\psi(\theta)$ , Moussa (1991, p191) en présente une synthèse.

Un schéma numérique aux différences finies peut être employé pour résoudre l'équation différentielle de Richards (SHE, Abbot et al., 1986) mais cette méthode est extrêmement lourde. Aussi, différents degrés de simplification sont généralement utilisés.

Ex : Modèle de OUSE (Kuchment et al., 1996), SHE (Abbot et al., 1986), HYDROTEL (Fortin et al. 1995), MODSPA (Moussa, 1991).

#### 3.1.2.3 Les approches mécanistes simplifiées

Ces diverses approches simplificatrices sont en général référencées selon le nom de leurs auteurs. Aussi, le lien avec l'approche mécaniste de Richards est souvent occulté.

## • L'équation de Horton

Horton (1933) observe, sous une pluie saturante d'intensité constante, une décroissance exponentielle de la capacité (taux) d'infiltration avec le temps. Il en déduit une relation empirique de type :

$$f(t) = fc + (fo - fc)e^{-kt}$$
  

$$F(t) = \int_0^t f(\tau)d\tau = fc.t + \frac{1}{k}(fo - fc)(1 - e^{-kt})$$
(3.5)

f(t) = capacité d'infiltration (f(t)=dF(t)/dt)) [L/T] F(t) = infiltration cumulée [L]fo = capacité d'infiltration initiale (t=0) fc = capacité d'infiltration finale (à saturation)  $k = \text{fosteur de décroissance exponentielle } [T^{-1}]$ 

k = facteur de décroissance exponentielle [T<sup>-1</sup>]



FIGURE 3.10 : L'infiltration selon Horton

On peut montrer (Raudkivi, 1979) que cette équation peut être déduite de celle de Richards (équation 3.4) en posant K et D constants :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$$
(3.6)

• L'équation de Philip

Philip (1957) utilise la transformation de Boltzmann (B( $\theta$ )=zt<sup>-1/2</sup>) en supposant K et D indépendants de z, pour résoudre l'équation de Richards. En présentant uniquement les 2 premiers termes de la série, il obtient :

$$f(t) = \frac{1}{2}S.t^{-1/2} + K$$

$$F(t) = S.t^{1/2} + K.t$$
(3.7)

S = coefficient de sorptivité (traduit la capacité d'infiltration du sol sans l'effet de gravité) $K <math>\cong$  conductivité hydraulique à saturation<sup>1</sup>

Les modèles d'Horton et Philip sont à présent peu utilisés car ils ne représentent l'infiltration que sous des précipitations à intensité constante, ce qui évidemment limite leur applicabilité.

## • L'équation de Green-Ampt

L'équation de Green-Ampt (1911) correspond à une solution analytique de l'équation de Richards pour une allure simplifiée du profil d'humidité dans les sols appelée «milieu de Dirac» (zone de transmission à teneur en eau constante, profil rectangulaire, cf. figure 3.11). Dans ces conditions, on a:

$$f(t) = K \frac{zf + \psi}{zf} = K \left( \frac{\psi \Delta \theta}{F(t)} + 1 \right)$$

$$F(t) = zf \Delta \theta = K \cdot t + \psi \Delta \theta \cdot \ln \left( 1 + \frac{F(t)}{\psi \Delta \theta} \right)$$
(3.8)

 $\Delta \theta = (\eta - \theta i)$ , différence entre l'humidité à saturation ( $\theta s = \eta = porosité$ ) et l'humidité initiale( $\theta i$ ) K $\equiv$  conductivité à saturation <sup>1</sup>

 $\psi$  = potentiel matriciel au niveau du front d'humidification.

zf = profondeur du front d'humidification

<sup>1</sup> K<Ks en raison de l'air résiduel « piégé », K= conductivité de re-saturation (Singh, 1989).



FIGURE 3.11 : Profil d'humidité des sols et approximation par le milieu de Dirac (d'après Musy et Soutter, 1991).

Cette équation permet de traiter les précipitations à intensité variable, puisque la capacité d'infiltration (f(t)) ne dépend plus exclusivement du temps (t) mais de la quantité infiltrée au temps t. Il y a une dépendance vis à vis des conditions précédentes d'humidité et d'infiltration. La résolution s'effectue en général par un schéma implicite.

Singh et Yu (1990) montrent que l'équation de Green-Ampt est équivalente à celle de Philip (K et D indépendants de z) en posant :

 $K\psi\Delta\theta = S^2/2 \tag{3.9}$ 

Elle correspond également à l'équation de Horton en posant pour le facteur de décroissance exponentielle, k (cf. par exemple Morel-Seytoux 1988):

(3.10)

 $k = 8K/\psi\Delta\theta$ 

Ce schéma s'adapte bien au sol sec de texture grossière (Musy et Soutter, 1991) où l'approximation par le milieu de Dirac n'est pas trop irréaliste.

De nombreux modèles sont déduits de l'équation de Green-Ampt. Singh (1989) présente une revue détaillée de ces modèles modifiés. Nous présenterons ici uniquement les quelques modèles les plus fréquemment cités.

Ex : CELMOD 5 (Karnieli et al. 1994),

#### • Le modèle de Smith et Parlange (1978)

L'équation de Green-Ampt résulte de l'hypothèse que  $K(\theta)$  varie peu à proximité de la saturation. Smith et Parlange (1978) font l'hypothèse inverse (allure exponentielle) et par un schéma similaire déduisent les relations suivantes :

$$f(t) = K \left( \frac{\exp(F(t)/\psi\Delta\theta)}{\exp(F(t)/\psi\Delta\theta) - 1} \right)$$

$$F(t) = \psi\Delta\theta \ln\left(\frac{f(t)}{f(t) - K}\right)$$
(3.11)

Ex : SHIFT (Palacios-Valez et Cuevas-Renaud, 1992), THALES (Grayson et al. 1992a), ANSWER (Silburn et Connoly, 1995).

## • Le modèle de Morel Seyto ux (1988)

Morel-Seytoux (1973), Morel-Seytoux et Khanji (1974) utilisent les flux biphasiques air-eau, en insistant sur l'effet de l'air, pour préciser la nature physique du paramètre w, dénommé ici force capillaire effective. Ils montrent que :

$$f(t) = K \frac{\psi + zf}{\beta zf}$$

$$\psi = \int_{0}^{hci} f_{w} dhc$$

$$f_{w} = \frac{kk_{rw} / \mu_{w}}{(kk_{rw} / \mu_{w}) + (kk_{ra} / \mu_{a})}$$
(3.12)

 $\beta$  = paramètre addimensionnel fonction des caractéristiques du sol et du fluide  $f_w$  =fonction d'écoulement fractionnel

hc = pression capillaire [L]

hci = pression capillaire sous le front d'humidification

 $\mathbf{k} = \mathbf{perm}\mathbf{\hat{e}abilit}\mathbf{\hat{e}}$  intrinsèque

k<sub>m</sub>, k<sub>rw</sub>= perméabilité relative de l'air et de l'eau respectivement

 $\mu_a$ ,  $\mu_w$  =viscosité de l'air et de l'eau respectivement.

Ex : THALES (Grayson et al. 1992a), SWATCH (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1987)

## • Le modèle d'infiltration généralisé (Singh et Yu, 1990)

Singh et Yu (1990) présentent par une approche systémique un modèle de la forme :

$$f(t) = \frac{aS(t)^{m}}{[So - S(t)]^{n}} + fs(t)$$
(3.13)

S(t)=le potentiel de stockage à l'instant t (traduit le déficit hydrique du sol) So= le potentiel de stockage initial fs(t)=la capacité d'infiltration à saturation (S(t)=0), souvent constante (fc) a,m,n= constantes positives

Ils montrent que les équations d'Horton, Philip, Green-Ampt, Holtan entre autres, constituent des cas particuliers de cette forme générale. Ces équations se différencient essentiellement par la relation S(t) et la valeur des 3 paramètres.

#### • L'équation cinématique.

Beven (1982, 1984) propose une linéarisation de la loi de Darcy en négligeant le gradient capillaire et en considérant une décroissance exponentielle de la conductivité et de l'humidité à saturation avec la profondeur. Le terme de diffusion est ainsi supprimé d'où l'appellation « équation cinématique de l'infiltration » :

$$Ks(z) = Ko.exp(-m.z)$$
  

$$\theta s(z) = \theta o.exp(-g.z)$$
  

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0 ; \frac{\partial h}{\partial z} = 1$$
  

$$q = K(\theta, z)$$
  
Ks= conductivité hydraulique à saturation  
Ko= conductivité hydraulique à saturation en surface  

$$\theta s = humidité à saturation.$$
  
(3.14)

m, g = coefficients (Rq : z orienté vers le bas)

Ce modèle s'applique essentiellement aux milieux où le processus de ruissellement par saturation est dominant, c'est-à-dire où l'infiltration en surface n'est pas limitée par les caractéristiques du sol mais par les précipitations (Beven, 1982). Dans ce cas, on pourra écrire : q=i, (i étant l'intensité des précipitations) et l'avancée du front d'humidification pourra être correctement modélisée par l'équation cinématique.

Ex : DBSIM (Garrote et Bras, 1995), TOPMODEL (Beven, 1997), KSM (Sloan et Moore, 1984)

Ambroise et al. (1996 a et b) montrent qu'une relation parabolique ou linéaire entre la conductivité hydraulique et la profondeur est parfois mieux adaptée notamment pour décrire les récessions.

## 3.1.2.4 Les approches conceptuelles

Les modèles conceptuels s'attachent à transformer la pluie brute en pluie nette sans pour autant chercher à simuler les divers processus intervenant dans cette transformation. Ils s'intéressent souvent uniquement au processus de surface.

## • Le concept de coefficient d'écoulement

Le coefficient d'écoulement (C) est défini comme étant le rapport entre la pluie nette (Pn) et la pluie brute (Pb) :

C=Pn/Pb soit Pn=C.Pb et  $0 \le C \le 1$ 

(3.15)

C peut décrire la production au niveau du bassin dans son ensemble ou uniquement pour un élément de surface déterminé et être variable au sein du bassin. Il peut être défini sur les volumes précipités d'un événement ou d'une série d'événements, on parlera alors de **coefficient volumétrique** (Desbordes, 1987), ou calculé sur les flux mis en jeu (intensité, débit) et il s'agira alors de **coefficient instantané**. Ainsi, le coefficient d'écoulement peut être **constant** dans le temps et l'espace ou au contraire **variable**.

### • Le cas des coefficients d'écoulement constants

Ce type de modèle très simple s'adapte de manière quasi-exclusive au milieu fortement imperméabilisé et aux simulations d'événements extrêmes (crue de projet). Dans ce cas, le coefficient C est souvent approché par le rapport entre la superficie des zones imperméables et la superficie totale du bassin. Pour les milieux naturels, ou lorsque la superficie des zones imperméables est minime, l'expérience montre que ce type de relation n'est pas adapté, même à l'échelle inter-événementielle (cf. § 3.3.2.2). En effet, si la théorie sur l'infiltration indique que les pertes au ruissellement ne sont pas linéaires, du moins jusqu'à saturation des horizons superficiels, les observations en milieu naturel tendent à confirmer qu'elles ne le sont pas non plus à l'échelle du bassin et de l'événement.

## • Le cas des coefficients d'écoulement variables ou les « zones contributives à superficie variable »

Le concept du coefficient d'écoulement variable est en général employé par l'intermédiaire de celui des zones contributives à superficie variable (ZCSV). Ce dernier peut être décrit comme suit :

- ▶ A l'échelle élémentaire (de la parcelle), le coefficient d'écoulement va prendre deux valeurs possibles ; C=1 si la maille est saturée, C=0, si non.
- ▶ A l'échelle du bassin, le coefficient d'écoulement va suivre la fonction de distribution du nombre de mailles saturées (As) sur la superficie totale du bassin (A) (nombre total de mailles); C=As/A

La saturation d'une maille est en général définie par l'intermédiaire d'un réservoir dont les coefficients peuvent dépendre de caractéristiques géomorphologiques telles que la pente et la superficie drainée.

Ainsi, par exemple, dans TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979), le coefficient d'écoulement (C=As/A) est relié à la fonction de distribution du paramètre  $\lambda = \ln[a/\tan(\beta)]$  (*a* étant la superficie drainée par unité de longueur et  $\beta$  l'angle de la pente locale). A une intensité d'apport donnée va correspondre, sous l'hypothèse d'un régime uniforme et d'une relation de vidange exponentielle, une valeur  $\lambda$  seuil au dessus de laquelle on considère qu'il y a saturation. Ainsi, les mailles pour lesquelles  $\lambda > \lambda$  seuil seront à saturation et le coefficient C pourra être déterminé pour le bassin.



**FIGURE 3.12** : Illustration de la fonction de distribution du paramètre  $\lambda$  (TOPMODEL)

Il existe également d'autres modèles présentant un coefficient d'écoulement dépendant des précipitations antérieures tel que le modèle de Previk (Dujardin, 1980), voire également de la saison pour le modèle API (Betson et al., 1969) par exemple.

Ex : TOPMODEL (Beven 1997), ARNO (Todini 1996).

#### • Le concept des pertes continues (\$\$ index)

Il s'agit du deuxième concept « simple » permettant de décrire la pluie nette :

$$Pn(t) = max[0., Pb(t) - \phi]$$

(3.16)

 $\phi$  étant une constante [L/T] Pn(t), Pb(t) [L/T]

Mis à part sa simplicité, ce concept ne présente pas grand intérêt car l'expérience montre que  $\phi$  varie d'un événement à l'autre et que même au sein de l'événement, ce modèle n'est pas réaliste. Il est souvent employé de concert avec celui des pertes initiales développé ci-dessous.

## • Les modèles à réservoirs

Ce type de modélisation présente une diversité importante. Les processus de production sont représentés à travers un réservoir unique linéaire ou non, ou par une somme de plusieurs réservoirs en séries ou en parallèles, indépendants ou interconnectés (GR3 (Edijano et Michel, 1989), CREC (Guilbot, 1986), MODCOU (Girard et al, 1981), CEQUEAU (Morin et al., 1981)). En général, la paramétrisation de ces modèles est en rapport avec le nombre de réservoirs.

#### • Les modèles du type pertes initiales + pertes continues

Parmi les modèles les plus simples, on trouve ceux composés d'un réservoir sans vidange simulant les pertes initiales dont le surplus se déverse dans un réservoir à vidange constante (i.e. « bouchon poreux ») représentant les pertes continues. Ainsi, l'ensemble des précipitations est soustrait au ruissellement jusqu'à satisfaction des pertes initiales (PI). Après quoi, seules les précipitations dépassant un seuil donné ( $\phi$ ) participent au ruissellement :

(3.17)

 $Pn(t) = 0 \qquad \qquad pour \Sigma[Pb(t).\Delta t] \le PI$ 

 $Pn(t) = Pb(t)-\phi$  pour  $\Sigma[Pb(t).\Delta t] > PI$ 

PI : pertes initiales [L]

 $\Delta t$ : discrétisation temporelle [T]

Ce schéma permet de retrouver approximativement, pour des précipitations saturantes d'intensité constante, la décroissance exponentielle de la capacité d'infiltration mise en évidence par Horton comme le montre la figure 3.13 :



FIGURE 3.13 : Représentation de la capacité d'infiltration par les modèles de type pertes initiales + pertes continues

Ex : HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1990), MERCEDES (Bouvier, 1994)

• Les modèles de type réservoirs couplés

Ce type d'approche présente en général un coefficient de ruissellement ou un indice de perte  $(\phi, f(t))$  fonction du niveau d'un réservoir intermédiaire (Stock(t), représentant souvent l'état de saturation du sol) lui-même dépendant des apports antérieurs et fréquemment d'une vidange (pertes profondes, ETR...).

Ces modèles se rapprochent généralement des modèles mécanistes simplifiés, si bien qu'il est parfois difficile de les classer dans l'une ou l'autre des catégories. On présente ci-dessous une liste non exhaustive d'équations qui nous semblent appartenir à ce groupe de modèle. Les notations ont parfois été modifiées par rapport à la littérature afin de faciliter la comparaison. Cependant, les paramètres bien que de notation équivalente n'ont pas forcément une signification strictement équivalente mais du moins rapprochée.

Holtan (1961)

 $f(t)=fc+a(STO-stock(t))^{b}$ 

STO : capacité du réservoir stock(t) : niveau du réservoir au temps t a,b : paramètres (b~1,4)

Lorent (1975)

$$f(t) = [STO - Stock(t)] \left[ 1 - exp(-c \frac{Pb(t)}{Stock(t)}) \right]$$

$$Stock(t) = (1 - a)f(t) + (1 - a)Stock(t - 1)$$
(3.19)

a,c : paramètres (a<1)

### La méthode du SCS « Curve number methode » (U.S.D.A, 1972)

Le SCS (Soil Conservation Service) développe une méthode basée sur l'hypothèse que le rapport entre le volume infiltré (après satisfaction des pertes initiales) et le potentiel maximum de rétention (S) est égal au rapport entre la somme des pluies nettes sur la somme des pluies brutes moins les pertes initiales (PI).

$$\frac{F(t)}{S} = \frac{\sum Pn(t)}{\sum Pb(t) - PI}$$
(3.20)

S= potentiel maximum de rétention (<=>STO)

La continuité impose :  

$$\sum Pb(t) = F(t) + \sum Pn(t) + PI$$
(3.21)

En combinant (20) et (21), il vient pour  $\Sigma Pb(t)>PI$ :

$$F(t) = \frac{S(\sum Pb(t) - PI)}{\sum Pb(t) - PI + S}$$
(3.22)

d'où

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} = \frac{S^2 \cdot dPb(t) / dt}{\left[\sum Pb(t) - PI + S\right]^2}$$
(3.23)

Cette dernière équation montre que la capacité d'infiltration diminue bien avec le cumul précipité, mais elle augmente également avec l'intensité des précipitations ce qui est contraire aux observations habituelles.

Ex : HEC-1, (Hydrologic Engineering Center, 1990)

Guillot et Duband (1980)

Guillot et Duband (1980) développent un principe similaire, en écrivant :

$$Pn(t) = \frac{Pb(t)^{2}}{Pb(t) + c/Stock(t)}$$

$$Stock(t) = aPb(t) + (1-a).Stock(t-1)$$

$$a,c: deux paramètres (a<0.5)$$
(3.24)

(3.18)

Girard et al. (1981)

$$STO = 2.(STOm - PI) + PI$$

$$Pn(t) = \frac{Pb(t)[2(Stock(t-1) - PI) + Pb(t)]}{4(STOm - PI)} + Max(Stock(t-1) + Pb(t) - STO,0)$$
(3.25)
$$Stock(t) = Stock(t-1) + Pb(t) - Pn(t)$$

STOm= niveau moyen du réservoir

CREC (Guilbot, 1986)

$$f(t) = \frac{Pb(t)}{a.exp[b.Stock(t-1)]+1}$$
(3.26)

a,b : deux paramètres

GR3 (Edijano et Michel, 1989)

$$Pn(t) = (Stock(t)/STO)^2$$
. Pb(t) (3.27)

STORHY (Grésillon et Neyret-Gigot, 1993)  $Pn(t) = Pn(t-1).exp(-c) + \frac{Pb(t)}{c}.a.[1-exp(-c)]$ (3.28)

a,c : deux paramètres

SMAR (Tan et O'Connor, 1996)

$$f(t) = fc + (fo - fc)exp\left[-a\left(\frac{Stock(t)}{STO - Stock(t)}\right)\right]$$
(3.29)  
fo= capacité d'infiltration maximale (stock(t)=0)

Cette liste non exhaustive de divers modèles du type réservoir couplé rend bien compte de la diversité des équations utilisées pour représenter le bilan vertical. Ces équations sont plus ou moins conformes aux observations, plus ou moins paramétrées, plus ou moins en rapport avec les approches mécanistes simplifiées.

## 3.1.2.5 Intérêts et limites des diverses approches.

Les limites des modèles mécanistes résident principalement dans les hypothèses qui les sous-tendent.

L'isotropie et l'homogénéité du milieu sont certainement les plus fortes de ces hypothèses car quasiment jamais respectées. La formation des sols s'accompagne en général d'une stratigraphie qui a pour conséquence de favoriser les écoulements horizontaux par rapport aux écoulements verticaux. De même, de part la multitude des facteurs influençant la pédogenèse (régime hydrique, biomasse, géologie, climat...), l'hétérogénéité horizontale mais aussi verticale des sols est généralement très importante, si bien que des mesures d'infiltrométrie, par exemple, effectuées à quelques mètres d'intervalles peuvent conduire à des écarts dépassant l'ordre de grandeur de la mesure (Davis et al., 1999, par exemple).

En d'autres termes, l'échelle à laquelle l'homogénéité est présumée par les modèles est plus grande que celle à laquelle ont lieu les mesures de terrain (Abbot et al, 1986a, Grayson et al., 1992b). Par conséquent, les paramètres perdent leur signification physique et ne peuvent donc pas être déterminés a priori. Ainsi, la conductivité hydraulique effective du sol (utilisée par les modèles) est généralement considérablement supérieure à celle mesurée sur le terrain (Bouvier, 1990, Grayson et al., 1992b, Kuchment et al, 1996, Franchini et al., 1996). Il paraît donc nécessaire de développer de nouvelles techniques de mesures plus en rapport avec l'échelle de modélisation.

A contrario, certains auteurs (Silburn et Connolly, 1995, par exemple) pensent malgré tout que le principal intérêt des modèles mécanistes est qu'ils nécessitent un calage limité de par la nature physique de leurs paramètres.

On peut en effet poser comme principales **limites aux modèles conceptuels** leur nécessité absolue d'un calage, en relation avec le manque de signification physique de leurs paramètres, voire de leur formulation. Il s'avère effectivement que certains modèles tels que ceux à coefficient de ruissellement constant, pertes continues, ou encore la méthode du SCS et la fonction du CREC, se trouvent en profond désaccord avec les observations (notamment lorsque la capacité d'infiltration reste constante ou a tendance à augmenter avec l'intensité des précipitations). On peut également reprocher à d'autres modèles, tel que STORHY (Grésillon et Neyret-Gigot, 1993) et celui de Girard (1981), le caractère purement empirique de leur formulation.

Les modèles conceptuels possèdent néanmoins une simplicité davantage en rapport avec l'état des connaissances sur les processus hydrologiques à l'échelle du versant. S'il existe des fondements théoriques à la description des phénomènes à l'échelle microscopique (Navier-Stokes) et macroscopique de la parcelle ( $\sim 1m^2$ ) (Darcy), les processus à l'échelle du versant sont très mal connus et il existe diverses théories plus ou moins antagonistes notamment sur le rôle et le fonctionnement des écoulements sub-superficiels.(cf. § 3.1.1.2)

#### 3.1.2.6 Conclusion

La diversité des modèles présentés est révélatrice du degré d'incompréhension persistant quant aux processus physiques intervenant sur le bilan vertical.

L'équation de Richards constitue probablement une représentation correcte des phénomènes d'infiltration et d'écoulement en milieu poreux <u>isotrope et homogène</u>. Mais, il est légitime de s'interroger sur son applicabilité au milieu fortement <u>anisotrope et hétérogène</u> tels que les sols en milieu naturel. La plupart des expériences montrent en effet que les résultats obtenus à la parcelle (infiltromètre, simulateur de pluie...) ne peuvent pas être étendus au versant de manière triviale (cf. par exemple, Musy et Soutter, 1991, Davis et al., 1999).

Aussi, la conceptualisation paraît incontournable, mais celle-ci doit se faire en accord avec les observations et les connaissances théoriques que l'on a sur les mécanismes. Ceci nous conduit à énumérer un certain nombre de principes que devrait respecter la fonction de production :

- Elle doit être capable de représenter les deux processus majeurs du ruissellement : refus d'infiltration, excès de saturation.
- Elle doit exploiter les connaissances acquises sur le comportement des sols notamment en fonction de leur état de saturation. Ceci implique la prise en compte de cet état, c'est-à-dire des conditions antérieures. On peut ajouter la décroissance de la capacité d'infiltration avec le degré de saturation et les possibles effets de seuil lorsque les sols possèdent des horizons fortement différenciés ou des couches plus ou moins imperméables.
- Sa formulation doit être suffisamment simplifiée pour requérir un nombre limité de paramètres et une signification facile à associer aux processus.

Lorsque la fraction des volumes précipités participant aux écoulements de crue a été déterminée par la fonction de production, il reste à transférer les volumes identifiés jusqu'à l'exutoire du bassin. Cette seconde étape constitue l'objet du chapitre suivant uniquement consacré au transfert.

# 3.1.3 Le transfert

Comme pour le bilan de production, on distingue généralement deux types d'approches du transfert (Chow et al. 1988, Chocat 1981, Motiee 1996) :

- les modèles conceptuels ou «hydrologiques» reposent sur des techniques empiriques établissant des relations débit-stockage, ils ne s'intéressent généralement qu'au débit et sont particulièrement adaptés aux simulations à l'échelle globale (le bassin versant).
- les modèles mécanistes ou « hydrauliques » se fondent sur les équations de la mécanique des fluides, ils s'attachent à décrire les variations de l'ensemble des variables d'états (débit, hauteur, vitesse...) et sont particulièrement adaptés aux simulations discrétisées à l'échelle élémentaire (la maille).

Nous détaillerons brièvement dans ce qui suit ces deux groupes de modèles en exposant leurs conditions d'applications, leurs intérêts et leurs limites.

## 3.1.3.1 Modèles Mécanistes.

L'ensemble de ces modèles repose sur les équations générales de la mécanique des fluides (Navier-Stockes), souvent simplifiées dans le cas des écoulements mono-dimensionnels à surface libre au système des équations de **Barré Saint Venant** (B.S.V.) :

#### - L'équation de Continuité :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial S}{\partial t} = 0$$
(3.30)

- <u>L'équation Dynamique</u> (ou des moments):

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} - g(i-j) = 0$$
(3.31)

Q : Débit V : vitesse d'écoulement S : Section mouillée h : hauteur i : pente du fond j : pente d'énergie g :gravité (Rq :Sans apport ni perte latérale, en négligeant les forces de friction liées au vent)

L'équation de continuité traduit la conservation de la masse : la variation du stock est égale à la différence entre les débits entrée et sortie.

L'équation dynamique exprime la conservation de la quantité de mouvement (c.-à-d. de l'énergie). Elle présente deux termes d'accélération  $\left(\frac{\partial V}{\partial t} + V\frac{\partial V}{\partial x}\right)$ , un terme traduisant les forces de pression  $\left(g\frac{\partial h}{\partial x}\right)$ , un autre les forces de gravité et de friction (g(i-j)).

Ces équations sont applicables sous les hypothèses suivantes (Chow et al. 1988) :

- Le mouvement est unidimensionnel,
- Le régime est graduellement varié, la distribution des pressions sur la verticale est hydrostatique,

- La distribution des vitesses dans la section est supposée uniforme,
- Les pertes par frottement peuvent être assimilées aux pertes de charge,
- La pente moyenne du fond est suffisamment faible pour que l'on puisse considérer sino=tano=o,
- La masse volumique du fluide est constante et le fluide est incompressible.

Le système ainsi défini ne possède **pas de solution analytique**, sa résolution est donc exclusivement numérique par différentes méthodes dont notamment celles aux différences finies et aux éléments finis ou encore la méthode des caractéristiques.

Il existe deux schémas de résolutions par les différences finies :

- explicite : utilise les valeurs des variables à l'instant t pour prévoir celles à l'instant t+ $\Delta t$ .
- implicite : incorpore dans les équations les valeurs à l'instant  $t+\Delta t$  et procède à une résolution itérative par minimisation des résidus.

Le schéma explicite est le plus simple mais également le plus instable, c'est à dire qu'il nécessite des pas de temps ( $\Delta t$ ) et d'espace ( $\Delta x$ ) relativement courts. Il doit notamment respecter la condition de **Courant** :

(3.32)

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{c}$$

c : célérité de l'onde

Le schéma implicite plus complexe à mettre en œuvre, possède néanmoins l'avantage d'être plus stable, d'où une discrétisation temporelle moins contraignante et des temps de calcul parfois moins longs.

Devant la difficulté de résolution, divers degrés de simplification de l'équation dynamique sont proposés, et on distingue ainsi 3 types de modèles mécanistes :

- L'onde dynamique : aucune simplification.
- L'onde diffusante : les termes d'accélération sont négligés
- L'onde cinématique : les termes d'accélération et de pression sont négligés.

## • Le modèle de l'onde dynamique

Lors du déroulement d'une crue (hors rupture de barrage ou autres manœuvres brutales), on conçoit que l'accélération de l'eau n'est pas un phénomène majeur. En outre, l'incertitude sur le coefficient de Manning (par exemple) est bien supérieure aux termes d'accélération (Moussa, 1991). Ces considérations rendent usuelles la première simplification conduisant à l'onde diffusante en particulier au regard du gain en temps de calcul qu'elle produit. L'onde dynamique reste néanmoins très utilisée en milieu urbain pour le traitement de certaines singularités.

Ex : CANOE (SOGREAH-INSA)

## • Le modèle de l'onde diffus ante

L'onde diffusante peut s'exprimer en combinant les deux équations (continuité, moment) et en considérant un canal rectangulaire uniforme, d'après les travaux de Hayami (1951) :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -c(Q)\frac{\partial Q}{\partial x} + \sigma(Q)\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + c(Q)q$$
(3.33)

c(Q)= célérité de l'onde (fonction de Q)  $\sigma(Q)$ = diffusion de l'onde (fonction de Q) q= apports latéraux On peut remarquer que l'équation est de forme parabolique. Celle-ci permet de rendre compte de l'amortissement de la crue (sans apports latéraux) de l'amont vers l'aval par le coefficient de diffusion et la **prise en considération des conditions aval**. Cela se traduit également par la restitution du phénomène d'hysteresis de la relation Hauteur-Débit.

Pour un canal rectangulaire, la célérité peut être exprimée par la relation :  

$$c(Q) = \sqrt{gh}$$
(3.34)

Dans certaines applications, c et  $\sigma$  sont considérés constants dans le temps et ne dépendent que des caractéristiques du bief (débitance, pente). On peut alors trouver une solution analytique linéaire discrète connue sous l'appellation « **modèle d'Hayami** », mais dans ce cas, les conditions aval ne sont plus prises en considération. (Hayami, 1951, Baptista 1990, Todini 1996, Gyasi-Agyei et al., 1996, Moussa, 1997).

Le modèle de l'onde diffusante s'applique essentiellement aux rivières à faible vitesse (nombre de Froude F  $\ll$ 1), les équations ne rendent pas compte du régime torrentiel.

Ex: SHE (Abbot et al. 1986)

#### • Le modèle de l'onde cinématique

Dans le cas de l'onde cinématique, l'équation dynamique se résume à :

Soit, en la combinant avec l'équation de continuité :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -c(Q)\frac{\partial Q}{\partial x} + c(Q)q$$
(3.36)

L'approximation n'est valable qu'en régime permanent, en d'autres termes, les régimes nonpermanents doivent être considérés comme une succession de régimes permanents, la pente de la ligne d'eau restant constante (i=j). Dans ces conditions, la vitesse de l'écoulement peut-être exprimée à tout instant par la formule de Manning :

$$V = \frac{1}{n} \sqrt{i \cdot R^{2/3}}$$
(3.37)

n : coefficient de Manning (K=1/n, coefficient de Chezy) R : Rayon hydraulique (R=S/P, S :section mouillée, P : périmètre mouillé)

Ce modèle **ne prend pas en compte les influences aval**, il peut décrire le transport d'une onde de crue mais pas son atténuation. Cela se traduit également par une relation Hauteur - Débit univoque :

$$Q = \alpha.S^{\beta}$$
D'apres Manning:  

$$\beta = 5/3$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{i}}{nP^{2/3}}$$
d'où (Ponce, 1991):  

$$c = \frac{dQ}{dS} = \beta \times \frac{Q}{S} = \beta \times V$$
(3.39)

Pour une section rectangulaire large, d'après l'équation de Manning, on a : c=(5/3).V

Les conditions d'application de la méthode sont déterminées d'après Woolhiser et Liggett (1967) par :

$$k = \frac{iL}{hF^2} \ge 20 \tag{3.40}$$

L: Longueur du parcours, F: nombre de Froude.

(D'autres critères ont également été proposés (Pearson, 1989) k>3+5/F<sup>2</sup>, cf. également Ponce et al. (1978))

Ces auteurs relayés par d'autres, tels que Ponce et al. (1978), concluent que ce critère est satisfait dans la majorité des cas d'applications (ruissellement de surface, propagation de crue). Cependant, l'absence de diffusion conduit inévitablement au raidissement des temps de montée, notamment lorsque le parcours en section uniforme devient important et pour des coefficients  $\beta >1$  (Ponce et Windingland, 1985). A l'extrême, ce phénomène est appelé « choc cinématique » (Ponce et Windingland 1985, Vieux et al., 1990), (temps de montée quasi nul correspondant à un « mur d'eau »). Aussi, cette approximation est surtout acceptable pour les fortes pentes et pour les petits bassins versants.

En raison de sa relative simplicité, l'onde cinématique est le modèle le plus utilisé pour la propagation du ruissellement superficiel et même des ondes de crues. On peut ainsi, par une méthode explicite aux différences finies, se ramener à un schéma linéaire simple (Chow et al., 1988, Cappelaere, communication personnelle, 1999, cf. § 3.5.3.2).

Les résultats obtenus par le modèle de l'onde cinématique sont souvent biaisés par une **diffusion numérique** dépendante de la discrétisation et du schéma de résolution (Hromadka et DeVries, 1988). Cela a l'avantage de diminuer l'occurrence des chocs cinématiques et d'autoriser une allure des hydrogrammes réaliste y compris pour la propagation sur de longs parcours. Cependant, ce mode de diffusion complètement artificiel, puisqu'il ne correspond pas aux équations du système qu'on s'est fixé (équation 3.36), est difficile à contrôler.

La majorité des modèles spatialisés à "base physique" utilise l'onde cinématique: THALES (Grayson et al. 1992a) ANSWER (Silburn et Connoly, 1995), HYDROTEL (Fortin et al. 1995) r.water.fea (Vieux et Gauer, 1994) HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1990), KINEROS (Woolhiser et al., 1990), SHIFT (Palacios-Valez et Cuevas-Renaud, 1992) Modèle de OUSE (Kuchment et al. 1996)...etc. Grayson et al. (1992a et b) justifient ce choix en affirmant que la variation des caractéristiques d'écoulement liée aux choix des paramètres et à la représentation de l'écoulement (notamment définition de la largeur d'écoulement) est telle qu'il paraît futile de débattre sur la complexité des équations dynamiques à utiliser. En effet, le ruissellement sur versant est en général conceptualisé par des écoulements en nappe. Or, ce type d'écoulement constitue probablement un cas particulier rarement observé sur surface naturelle (cf. § 3.1.3.4).

## 3.1.3.2 Modèles conceptuels.

Desbordes (1987) distingue 2 types de modèles conceptuels :

- phénoménologique: résulte de la schématisation plus ou moins avancée des phénomènes, s'inspire souvent d'analogies hydrauliques (réservoirs),
- systémique: l'unité hydrologique (bv) est considérée comme un système de transformation des flux entrants en flux sortants. Ces modèles s'appuient essentiellement sur la théorie des systèmes linéaires.

L'approche systémique, parfois également inspirée des systèmes hydrauliques, peut être ;

- analytique: consiste à identifier l'opérateur de transformation (Hydrogramme Unitaire) connaissant les entrées et les sorties,
- synthétique: l'opérateur est déterminé a priori (ex. Muskingum, Nash) et on cherche à caler ses paramètres.

• La théorie de l'Hydrogramme Unitaire (H.U.) ou l'approche systémique analytique.

L'opérateur de transformation est appelé "hydrogramme unitaire". Il est défini par Sherman (1932) comme étant l'hydrogramme résultant d'une pluie efficace unitaire (impulsion de Dirac) répartie de manière homogène sur un bassin versant donné, durant une période déterminée. L'hypothèse sous-jacente est que la réponse à une impulsion est linéaire et invariante dans le temps (Moussa, 1997).

La difficulté réside dans la détermination de l'Hydrogramme Unitaire Instantané (H.U.I.), c'est à dire du produit de déconvolution de l'équation:

$$Q(t) = \int_{0}^{t} I(\tau) . K(t - \tau) . d\tau$$
(3.41)

I(t): Intensité efficace, signal d'entrée.

Q(t): Débit, signal de sortie

K(t): Opérateur de transformation du système, HUI, "kernel function", noyau de convolution.

Rq: K(t) correspond à la réponse du système (Q(t)) lorsqu'il est soumis à une impulsion de Dirac (d'intensité infinie et de volume unité).

Il existe trois méthodes d'identification de l'opérateur:

- décomposition par fonctions orthogonales (série de Fourier et polynômes de Laguerre)
- transformation particulière (transformation de Laplace ou de Fourier)
- méthode numérique (discrétisation de l'équation de convolution, calcul matriciel)

La dernière de ces méthodes est de loin la plus répandue. Parmi l'une des plus connues, on peut citer la DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert) (Guillot et Duband, 1980, Nalbantis et al., 1988, Ribstein, 1990). Cette méthode identifie, à partir des pluies brutes et des débits observés, par une approche matricielle itérative de type régression (minimisation des moindres carrés) à la fois la fonction de production et de transfert. La seule hypothèse est que ces deux fonctions sont invariantes et que la fonction de transfert est linéaire.

A partir des caractéristiques du réseau de drainage déterminées manuellement ou par exploitation d'un MNT, différentes définitions d'un **Hydrogramme Unitaire Géomorphologique (HUG)** ont été proposées (Rodriguez-Iturbe et Valdez (1979), Gupta et al. (1980), Rosso (1984), Moussa (1991 et 1997), Gyasi-Agyei et al. (1996), Muzik (1996), Lee et Yen (1997), Rodriguez-Iturbe et Rinaldo, 1997). (cf. également page 98)

Ex: SWATCH (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1987)

#### • Les modèles à chenaux et/ou réservoirs

ou l'approche systémique synthétique.

(3.45)

#### Modèles à translation, « linear channel »

Les modèles à translation ne déforment pas le signal d'entrée, il ne font que le translater dans le temps. L'équation de transfert se résume donc à :

$$Q(t) = I(t-\tau)$$
(3.42)

 $\tau$  représente ici le temps de translation à travers un canal de longueur déterminée.

L'opérateur de transformation est donc :

$$K(t) = \delta(\tau) \tag{3.43}$$

 $\delta(\tau)$ =impulsion de Dirac à l'instant  $\tau$ 

Le plus utilisé porte le nom de « Méthode Rationnelle Généralisée » ou encore « méthode des courbes isochrones » (*area-time curve*, Raudkivi, p 208, 1979). Le principe consiste à tracer les courbes isochrones (i.e. d'égal temps de parcours de l'eau vers l'exutoire) équidistantes d'un intervalle de temps fixe,  $\Delta t$ . On détermine ensuite les superficies correspondantes (dA) à chaque isovaleur (c.-à-d. l'aire comprise entre deux isovaleurs tc et tc+ $\Delta t$ ) et on assimile la forme de l'opérateur de transformation à la courbe aire-temps de concentration (dA/dt) ainsi déterminée. Il s'agit donc également, en quelque sorte, d'un HUG.

Ex : STORHY (Grésillon et Neyret-Gigot, 1993), DBSIM (Garrote et Bras, 1995)

Récemment, Muzik (1996) et Lee et Yen (1997) ont développé des HUG dynamiques, c'est-à -dire un HUG variant inter et/ou intra événement en fonction des conditions d'hydraulicité. Cette approche, fondée sur l'onde cinématique, correspond à l'utilisation d'un opérateur de **translation à vitesse** variable où l'hypothèse de linéarité est donc relaxée.

Autrement, les modèles à translation sont généralement utilisés en association avec un ou plusieurs réservoirs (cf. modèles combinés).

#### Modèles à réservoirs ou à stockages

Ces modèles reposent tous sur une équation de continuité :

$$\frac{dVs(t)}{dt} = Qe(t) - Qs(t)$$
(3.44)

Et une équation de stockage :

$$Vs(t) = Ko.[\alpha.Qe^{\beta}(t) + (1-\alpha).Qs^{\beta}(t)]$$

avec : Vs(t)= Volume stocké dans l'unité considérée Qe(t)= Débit entrant Qs(t)= Débit sortant Ko : coefficient de stockage [T] α : Coefficient de pondération entre influence amont et aval (0≤α≤1) β : Exposant de non-linéarité (éventuelle de l'équation de stockage).

#### <u>Modèles à réservoir linéaire simple ( $\alpha=0$ et $\beta=1$ )</u>

Le plus simple de ces modèles correspond donc au cas ou  $\alpha=0$  et  $\beta=1$ :

$$Vs(t) = Ko.Qs(t) \tag{3.46}$$

Il s'agit d'un modèle à contrôle uniquement aval, particulièrement utilisé en hydrologie urbaine (Desbordes, 1974, Desbordes et Raous, 1980). En combinant stockage et continuité, il vient que l'opérateur de transformation peut s'écrire :

$$K(t) = \frac{1}{K_0} e^{-t/K_0}$$
(3.47)

Le paramètre Ko est relié au temps de concentration du bassin (Desbordes, 1974), c'est-à-dire au décalage dans le temps entre les centres de gravité de l'hydrogramme (Q(t)) et du hyétogramme (I(t)). Le centre de gravité sur les débits (Tg) est défini par :

$$Tg = \frac{\int_{0}^{\infty} U(t) dt}{\int_{0}^{\infty} Q(t) dt}$$
(3.48)

Pour l'hydrogramme unitaire déterminé précédemment (équation 3.47), il correspond au temps tel que 63% du volume est écoulé. Lorsqu'on travaille sur des séries chronologiques pluie-débit, il est plus facile d'identifier le temps de réponse (Tr) du bassin, c'est-à-dire le décalage temporel entre les intensités maximales et le débit de pointe. Notre expérience montre qu'en première approximation, on peut donner : Ko= -Tr/ln(0.5). Dans ce cas, Tr correspond au temps tel que 50% du volume de l'hydrogramme unitaire est écoulé (Tr=-Ko.ln(0.5)).

Chocat (1978) utilise un réservoir linéaire à contrôle amont (Vs(t)=Ko.Qe(t)) pour simuler des écoulements en collecteur d'eau pluviale.

Mis à part ces applications particulières, les réservoirs linéaires simples ( $\alpha$ =0 ou 1) ont surtout été utilisés en cascade.

#### Modèles à cascade de réservoirs linéaires

Nash (1957) développe un modèle correspondant à une association de n réservoirs en série (cascade), il montre que l'opérateur de transformation peut alors s'écrire :

$$K(t) = \frac{1}{Ko\Gamma(n)} \cdot \left(\frac{t}{Ko}\right)^{n-1} \cdot e^{-t/K}$$

(3.49)

n : Nombre de réservoirs en cascades (>0)  $\Gamma(n)$  : fonction gamma (rq : pour n entier,  $\Gamma(n)=(n-1)!$ )

Ce modèle a connu un grand succès car il est très souple et permet d'obtenir des ajustements adéquats dans à peu près toutes les situations.

Ex : SMAR (Tan et O'Connor, 1996)

## <u>Modèle de MUSKINGUM (0< α< 1, β=1)</u>

Elaboré par McCarthy en 1938 pour la rivière Muskingum (Chow et al., 1988), il s'agit probablement du modèle à réservoir linéaire le plus répandu. L'opérateur de transformation peut s'écrire :

$$K(t) = \frac{1}{Ko(1-\alpha)^2} e^{-t/(Ko(1-\alpha))} - \frac{\alpha}{1-\alpha} \delta(0)$$
(3.50)

 $\delta(0)$  : impulsion de Dirac à t=0

L'intégration numérique de l'équation (3.41) conduit à :

$$Qs(t) + Ko.(1 - \alpha)\frac{dQs(t)}{dt} = Qe(t) - Ko.\alpha.\frac{dQe(t)}{dt}$$
(3.51)

qui par un schéma explicite aux différences finies peut s'exprimer sous la forme :

 $Qs(t+\Delta t)=C1.Qe(t+\Delta t)+C2Qe(t)+C3 Qs(t)$ Avec (C1, C2, C3) exprimés en fonction de (K0,  $\alpha$ ,  $\Delta t$ ) et C1+C2+C3=1
(3.52)

Ce schéma numérique introduit une diffusion numérique artificielle. Cunge (1969) propose d'exploiter cet artifice pour approcher la solution de l'onde diffusante, en fixant les paramètres tels que :

$$Ko = \frac{\Delta x}{C}$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{Qo}{B.C.i.\Delta x} \right)$$

$$C = \frac{dQ}{dA}$$
(3.53)

C :célérité de l'onde (peut être déterminée par la courbe de tarage (dQ/dA), A étant la section mouillée B : largeur miroir de l'écoulement

i : pente du bief

Qo : débit du régime permanent

 $\Delta x$ : longueur élémentaire du bief dans lequel a lieu la propagation

(Rq : Ko correspond donc au temps de parcours de l'onde de crue sur la distance  $\Delta x$ .)

Ce modèle est connu sous l'appellation « *Muskingum-Cunge* ». L'auteur (Cunge, 1969) indique que pour garantir la stabilité du schéma,  $\alpha$  doit être inférieur ou égal à 0.5.

Il faut noter que par sa nature explicite, ce schéma ne permet plus de tenir compte des influences aval (Preissmann, 1971). De plus, lorsque les temps de montée sont courts, cette méthode peut générer des débits négatifs en début de simulation (par le terme négatif de l'équation 3.51), ce qui n'est évidemment pas réaliste. Cependant, Ponce (1986) montre que ce schéma présente l'avantage d'être stable par rapport à l'échelle de discrétisation spatiale ( $\Delta x$ ), ce qui n'est pas toujours le cas des schémas numériques de résolutions de l'onde cinématique ou diffusante.

## Modèles à réservoir non linéaire ( $\alpha=0$ et $\beta\neq 1$ )

L'analyse mécaniste des écoulements superficiels a montré la non-linéarité des processus élémentaires (cf. § 3.1.3.1). Ces considérations ont conduit à l'élaboration de modèles à réservoir(s) non linéaire(s) censés être plus réalistes. L'équation de continuité combinée à l'équation de stockage, nous amènent à l'équation différentielle :

$$\beta.\text{Ko.}\frac{dQs(t)}{dt}.Qs(t)^{\beta-1}+Qs(t)-Qe(t)=0$$

(3.54)

qui doit être résolue numériquement.

Toujours par analogie aux équations hydrodynamiques,  $\beta$  est parfois choisi égal à 3/5 (Qs ~ Vs<sup>5/3</sup>, formule de Manning).

D'après Desbordes (1987), la non-linéarité des processus à l'échelle élémentaire n'implique pas forcément une non-linéarité à l'échelle du bassin versant, hétérogène au regard de ces mêmes processus élémentaires. Ainsi, la complication engendrée par l'introduction d'un réservoir non-linéaire n'est pas forcément justifiée si l'on s'intéresse à la description des processus à grande échelle. Enfin, les performances accrues des modèles non-linéaires (si elles sont parfois constatées) peuvent être liées au moins en grande partie à l'introduction d'un paramètre supplémentaire ( $\beta$ ).

Plus récemment, Bentura et Michel (1996) ont montré que l'utilisation d'un modèle quadratique  $(\beta=1/2)$  pour la propagation des ondes de crue dans un bief rectangulaire permettait une bonne approximation de la solution complète de B.S.V et constituait une amélioration certaine par rapport au modèle linéaire. Cependant, ces résultats concernent exclusivement le transfert dans un réseau bien défini.

Ex : HYMAS (Hughes et Sami, 1994), TOPMODEL (Beven, 1997)

Modèles combinés (translation-stockage)

Les modèles à réservoir ont tendance à répondre de manière instantanée à une impulsion, ce qui n'est pas toujours réaliste. Quant aux modèles à translation, ils produisent un signal de sortie rigoureusement identique à l'impulsion, ce qui n'est pas plus satisfaisant. Il n'est donc pas étonnant que l'on ait cherché à coupler ces deux types de modèles.

Ainsi en combinant un réservoir linéaire et une translation constante, l'opérateur de transformation peut s'écrire :

K(t)=0	Pour $t < \tau$	
$K(t) = \frac{1}{Ko} e^{-(t-\tau)/Ko}$	Pour $t \ge \tau$	(3.55)

Bouvier (1994 a et b) propose de relier les paramètres Ko et  $\tau$  par une relation linéaire du type :

Ko=  $a\tau + b$ a et b étant des paramètres de calage.

On peut ainsi par une approche conceptuelle traduire le fait que le stockage est d'autant plus important que le temps de parcours est long (c.-à-d. que la vitesse est faible).

(3.56)

Ex : CELMOD 5 (Karnieli et al. 1994), MERCEDES (Bouvier, 1994)

D'après Diskin (1994), ce type de transformation n'est pas adapté aux modèles distribués, notamment aux modèles à cellules, car la forme du signal de sortie sera conditionnée par le nombre de réservoirs présents et cela ne peut être corrigé analytiquement par le paramètre Ko. Ainsi propose-t-il une nouvelle méthode rationnelle, qui se formule :

Qs(t)=Cr.Qe(Cr.t)	(3.57)
Avec 0 <cr<1< td=""><td></td></cr<1<>	
L'opérateur de transformation est donc :	
$\mathbf{K}(\mathbf{t})=\mathbf{Cr}.\boldsymbol{\delta}(0)$	(3.58)

Il montre que sous certaines conditions, cet opérateur est conservatif, c'est-à-dire invariant au nombre de transformations. Cr s'assimile à un coefficient de réduction du pic de crue (Qs max = Cr.Qe max). En combinant une translation, cela s'écrit :

$$Qs(t)=Cr.Qe(Cr(t-\tau))$$

(3.59)

## 3.1.3.3 Le transfert sub-superficiel

Nous avons vu dans le chapitre consacré aux processus hydrologiques que les mécanismes de subsurface ne sont pas encore clairement identifiés. Dans ce contexte, il paraît difficile de les modéliser. On distingue malgré tout (et encore une fois) une approche qui se veut mécaniste puisque fondée sur les équations dynamiques des écoulements en milieu saturé ou non, d'une approche explicitement conceptuelle qui représente les phénomènes par analogie au fonctionnement des réservoirs.

#### • Les modèles mécanistes

Dans cette catégorie, on peut encore différencier deux types d'équations : diffusion et cinématique.

#### Les équations de diffusion

Ces modèles correspondent essentiellement aux flux à travers la matrice poreuse et dérivent des équations de Richards en deux dimensions (x,z):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C(\theta, z) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(\theta, z) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta, z) \frac{\partial h}{\partial z} \right]$$
(3.60)  

$$\theta = \text{humidité volumétrique (volume d'eau/volume total)}$$

$$z = \text{coordonnée verticale (positif vers le haut)}$$

$$x = \text{coordonnée horizontale}$$

$$h = \text{charge hydraulique (h=\psi(\theta, z)+z) [L]}$$

$$\psi(\theta, z) = \text{potentiel matriciel [L]}$$

$$K(\theta, z) = \text{conductivité hydraulique [L/T]}$$

$$C(\theta, z) = \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(\theta, z) \cdot P \cdot \cos^2(\alpha) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \inf$$
(3.61)

P = profondeur verticale du sol [L]  $\alpha = \text{pente de la couche imperméable}$ inf = bilan apports - pertes s'appliquant à la zone saturée

Les relations  $K(\theta,z)$  et  $C(\theta,z)$  sont en général approchées par des relations empiriques.

On peut également citer l'équation de Boussinesq qui décrit l'écoulement en nappe libre dans les deux dimensions (x,y):

$$\Theta s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \int_{z_p}^{h} K_x dz \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \int_{z_p}^{h} K_y dz \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \inf$$
(3.62)

 $\theta$ s = teneur en eau à saturation

zp = profondeur du substratum imperméable

Kx, Ky = conductivité hydraulique selon la direction x et y respectivement.

Ex : SHE (Abbot et al., 1986)

Ces différentes équations nécessitent des méthodes de résolution numérique aux différences ou aux éléments finis.

Les équations cinématiques

Barcelo et Nieber (1982) ont utilisé les équations dynamiques en conduite fermée couplées aux équations de Richards pour modéliser à la fois le transfert à travers les macropores et celui à travers la matrice. La difficulté de cette approche est évidemment la définition du réseau de drainage souterrain.

Lorsque les flux à travers les macropores sont déterminants, les équations de Richards ne peuvent rendre compte de manière correcte des écoulements car les flux ne correspondent plus au type « onde diffusante » (Sloan et Moore, 1984). Dans ces conditions, il s'avère que les équations cinématiques, négligeant le terme de diffusion, sont plus proches de la réalité (Loukas et Quick, 1996, Axworthy et Karney, 1999).

L'équation cinématique monodimensionnelle peut s'écrire :

 $Cs. \frac{\partial hs}{\partial t} = Ks. \sin(\alpha) \frac{\partial hs}{\partial x} + \inf$ (3.63) hs = hauteur de la zone saturéeKs = conductivité hydraulique à saturationCs = capacité spécifique à saturationCela correspond à l'équation de vitesse : $V = Ks. sin(\alpha)$ V = vitesse de l'écoulement [L/T](3.64)

En d'autres termes, les lignes de courant sont supposées parallèles à la pente et le gradient hydraulique constant, égal à cette pente  $(sin(\alpha))$ .

Beven (1981) montre que cette approximation est valable pour :

$$\lambda = \frac{4.\inf.\cos(\alpha)}{Ks.\sin^2(\alpha)} < 0.75$$
(3.65)

Boussinesq propose une autre approximation, en considérant également le gradient hydraulique constant, mais de pente ( $\beta$ ) différente de celle du substratum imperméable.

Ex : TOPMODEL (Beven, 1997), Modèle de OUSE (Kuchment et al., 1996), HYDROTEL Fortin et al. 1995), THALES (Grayson et al. 1992a).

Enfin, les modèles mécanistes bien que de nature physique doivent être perçus comme des modèles conceptuels puisque si les équations ont un fondement théorique, les paramètres impliqués (et notamment le coefficient de conductivité hydraulique effective) sont eux purement conceptuels.

#### • Les modèles conceptuels

Certains modèles conceptuels de transformation pluie-débit ignorent la composante sub-superficielle des écoulements ou alors l'intègrent implicitement dans un module global sous forme de transfert retardé.

Ex: CELMOD5 (Karnieli et al. 1994), MERCEDES (Bouvier 1994), STORHY (Grésillon et Neyret-Gigot, 1993), GR3 (Edijano et Michel, 1989).

D'autres ne considèrent que la composante souterraine afin de simuler les débits de base. C'est le cas du modèle ARNO (Todini 1996) qui utilise une cascade de réservoirs linéaires pour représenter les écoulements souterrains.

Enfin, une dernière catégorie individualise clairement les différentes composantes de l'écoulement par l'intermédiaire de différents réservoirs interconnectés. Il s'agit par exemple du modèle couplé de Girard et al. (1981) qui représente les écoulements souterrains par un réservoir non-linéaire (Qb=Ko.S<sup>2</sup>) et les écoulements sub-superficiels par un réservoir linéaire (Qd=K.S).

Ex : CREC (Guilbot, 1986), MODCOU (Girard et al, 1981)

Dans tous les cas, l'approche purement conceptuelle consiste généralement en une analogie au fonctionnement des réservoirs (linéaires ou non) comparable à celle utilisée dans certains cas pour les flux de surface avec cependant des coefficients de vidange réduits, en rapport avec les vitesses d'écoulement sub-superficiel.

## 3.1.3.4 Intérêts et limites des diverses approches

La liste non exhaustive des fonctions de transfert présentées dans les paragraphes précédents est bien représentative de la difficulté à simuler les écoulements. La distinction entre modèles mécanistes et modèles conceptuels telle qu'elle a été énoncée peut paraître claire mais lorsqu'on concrétise ces approches a priori antagonistes par des applications à des cas concrets, une ambiguïté s'installe. C'est alors que l'on prend conscience du degré de conceptualisation qui est inévitablement inclus à tout modèle, de prétention aussi mécaniste qu'il soit.

#### • Les limites de l'approche mécaniste

Cette conceptualisation provient de notre incapacité à décrire les phénomènes d'écoulements au niveau du versant. S'il existe une théorie relativement précise pour représenter les écoulements en réseau (B.S.V.), il n'y a aucun fondement théorique pour décrire de manière synthétique les écoulements sur un milieu fortement hétérogène non canalisé ou plutôt micro-canalisé à géométrie variable. Les équations sur lesquelles reposent ces modèles découlent d'observations effectuées sur des milieux « idéalement » homogènes à des échelles différentes de celles auxquelles elles sont appliquées (Grayson et al., 1992b).

#### Le ruissellement en nappe, réalité ou commodité ?

En effet, les modèles utilisant l'onde diffusante ou l'onde cinématique (SHE, THALES, ANSWER, SHIFT...) représentent tous, à notre connaissance, les phénomènes d'écoulement sur versant par un « ruissellement en nappe ». Ils considèrent que la largeur d'écoulement (sur versant) est toujours très nettement supérieure à la hauteur de la lame d'eau et de ce fait, le rayon hydraulique est considéré équivalent à cette même hauteur. En général, la largeur d'écoulement (déterminant la hauteur pour un débit donné) est choisie égale à l'échelle de discrétisation (b= $\Delta x$ ).

$$R = \frac{h.b}{2h+b}$$
(3.66)  

$$R \xrightarrow{b>>h} h$$
R :rayon hydraulique pour une section rectangulaire  
h : hauteur de l'écoulement  
b :largeur de l'écoulement

Or, ce phénomène de ruissellement en nappe, s'il peut être constaté sur des surfaces imperméables et résistantes à l'érosion (toiture, chaussée bitumée..), n'est (quasiment) jamais observé en milieu naturel.

En effet, la probable existence de relief à toutes les échelles d'observations conduit à une concentration des écoulements, qui en retour façonne le relief par les phénomènes d'érosion, accentuant, ou stabilisant les chemins de l'eau. A notre avis, il existe une relation d'équilibre entre les apports et le relief de telle sorte que les écoulements superficiels sont concentrés dans une gamme très large de situation (hors écoulements défluents dans les champs d'inondations, sur les surfaces imperméabilisées...). Lorsqu'on remonte un versant, le réseau hydrographique représentant le chemin préférentiel de l'eau, devient de moins en moins marqué, car de plus en plus instable dans le temps et l'espace. Ainsi, en tête de bassin, à l'échelle de la parcelle (de l'ordre du m<sup>2</sup>), il est rare d'observer « à l'œil nu » un réseau bien défini. Cependant, l'étude du micro-relief permettrait certainement de définir les chemins de l'eau les plus probables, mais uniquement à un instant donné car ceux-ci ne sont pas figés et capables d'évoluer sous l'influence d'infimes perturbations (cycle de végétation, effet de la faune,...). Il s'agit donc d'un réseau à géométrie variable.

Ainsi, le fait de considérer une largeur d'écoulement très nettement supérieure à la lame d'eau, apparaît comme une conceptualisation forte du phénomène. L'intérêt est de lever l'ambiguïté relative à la définition du réseau de drainage, mais on peut montrer que cela correspond également à une diminution des vitesses d'écoulement (par rapport à un écoulement concentré  $b << \Delta x$ ) sans pour autant avoir à modifier le paramètre de rugosité.

En effet, pour un même débit (Qn=Qc), on peut écrire :

$$V_n.h_n.\Delta x = V_c.h_c.b$$

$$\frac{V_c}{V_n} = \frac{H_n}{H_c} \cdot \frac{\Delta x}{b}$$

D'après Manning, on a :

$$\frac{1}{n} \sqrt{i} \cdot h_n^{\alpha+1} \cdot \Delta x = \frac{1}{n} \cdot \sqrt{i} \cdot \frac{h_c^{\alpha+1}}{(2h_c+b)^{\alpha}} \cdot b^{\alpha+1}$$

D'où:

$$\frac{h_n}{h_c} = \left[\frac{1}{(2h_c + b)^{\alpha}} \cdot \frac{b^{\alpha + 1}}{\Delta x}\right]^{1/(\alpha + 1)}$$

Et donc :

$$\frac{V_{c}}{V_{n}} = \left[\frac{\Delta x}{(2h_{c} + b)}\right]^{\alpha/(\alpha+1)}$$
  
Soit,

$$V_n < V$$

pour,

$$h_c < \frac{\Delta x - b}{2}$$

c

Vc :vitesse de l'écoulement concentré (sur b) Vn : vitesse de l'écoulement en nappe (sur  $\Delta x$ ) hc : hauteur de l'écoulement concentré (sur b) hn : hauteur de l'écoulement en nappe (sur  $\Delta x$ ) b : largeur de l'écoulement concentré  $\Delta x$  : échelle de discrétisation = largeur de l'écoulement en nappe ( $\Delta x$ >>b) n : coefficient de Manning i : pente

 $\alpha$ : exposant de Manning ( $\alpha$ =2/3)

(3.67)

Or, en situation courante, on a bien une hauteur d'écoulement largement inférieure à l'échelle de discrétisation et par suite  $Vn \ll Vc$ .

Les observations tendent à montrer que les vitesses d'écoulement sont nettement inférieures sur versant par rapport à celles mesurées dans le bief principal. Les modèles utilisant le concept du ruissellement en nappe peuvent s'accorder à ces observations en maintenant un coefficient de rugosité relativement stable sur l'ensemble du bassin. A notre avis, la diminution des vitesses sur versant s'expliquerait plutôt par un accroissement de la rugosité que par une augmentation de la largeur d'écoulement. Dans le cas contraire, il faut admettre une rugosité vis-à-vis de l'écoulement quasi uniforme entre un écoulement concentré dans un bief et un écoulement en nappe sur une surface naturelle telle qu'une forêt.

Enfin, ce concept impose, du moins dans le cas d'une discrétisation en mailles régulières, une séparation brutale entre mailles réseaux et mailles versants. On fait ainsi l'hypothèse qu'à un endroit précis et fixé, on passe d'un écoulement en nappe à un écoulement concentré. De plus, cette limite est bien souvent déterminée de manière arbitraire.

#### Les biais numériques

Les équations sur lesquelles reposent les modèles mécanistes n'ont pas de solutions analytiques (hors cas particuliers). Leur résolution fait appel à différents schémas numériques évoqués précédemment. Il existe une grande controverse liée au fait que ces schémas peuvent aboutir à des solutions différentes, c'est-à-dire qu'ils introduisent, de part leur nature discrète, des phénomènes de diffusion et de dispersion numérique plus ou moins marqués (Ponce, 1991). De plus, un schéma donné produira une solution dépendante du pas de discrétisation spatiale et temporelle, on sera d'autant plus proche de la solution exacte que le pas de discrétisation sera fin (gage de la stabilité du schéma). Ainsi, la résolution des équations de l'onde cinématique produit un certain degré de diffusion complètement artificielle.

#### Les contraintes d'échelles

Un des principaux intérêts de l'approche mécaniste est qu'elle peut restituer la dynamique du système, notamment par le fait que les vitesses d'écoulement vont pouvoir évoluer avec la charge hydraulique. **Cela impose que la discrétisation du système soit en adéquation avec l'échelle des phénomènes de concentrations**. Ainsi, le pas de discrétisation spatiale doit rendre compte de manière acceptable de l'aspect du réseau hydrographique (cf. §3.5.3.2). Les biais liés à la résolution numérique des équations différentielles imposent également une discrétisation spatiale et temporelle suffisamment fine pour rendre compte de manière acceptable des équations d'origine qu'on s'est fixées. Ces contraintes d'échelles conduisent à des **temps de calculs importants**, souvent incompatibles avec la modélisation des grands hydrosystèmes, en particulier pour les prévisions en temps réel.

## • Les intérêts de l'approche mécaniste

#### Un transfert dynamique

L'utilisation des équations dynamiques, même réduites au cas de l'onde cinématique, présente l'avantage d'avoir la capacité théorique à rendre compte de la dynamique du système. Alors que l'opérateur de transformation des modèles conceptuels est en général figé, le transfert régi par les équations de l'hydrodynamique est évolutif. Il tient compte des conditions hydrauliques présentes dans le réseau (cela implique cependant que le réseau soit correctement défini). Par cette propriété, on peut penser qu'un modèle mécaniste calé sur des situations « normales » a la capacité théorique de simuler correctement la réponse du système soumis à des conditions extrêmes inobservées.

#### Une bonne représentation des écoulements en réseau

En effet, pour les écoulements en bief, où les informations sur les caractéristiques du réseau sont facilement accessibles et où les hypothèses sur lesquelles reposent les équations de BSV sont dans l'ensemble respectées, les modèles mécanistes sont capables de restituer objectivement (quasiment sans calage) le comportement du système. Les applications du génie civil (dimensionnement de réseau pluvial, ..) en font la démonstration. Cependant, le choix entre les différents types de modèle devra être raisonné en fonction des éventuelles singularités du réseau (rupture de pente, modification brutale de la section...).

#### Une description de l'état interne du système

Un des principaux critères ayant motivé le développement de modèles mécanistes à l'échelle du bassin versant, tient au fait que ces derniers permettent théoriquement de rendre compte à tout instant de l'état interne du système (Abbot et al. 1986). Alors que les modèles conceptuels ne s'intéressent généralement qu'à décrire le débit en un point donné (l'exutoire du bassin), les modèles déterministes visent à décrire l'ensemble des variables d'états : hauteurs, vitesses, sections, débits, en chaque point du bassin et à tout instant. Ces données produites à l'instant t par la résolution des équations différentielles sont d'ailleurs nécessaires à la définition du système à l'instant t+ $\Delta t$ . De plus, de telles informations sont quasiment indispensables lorsqu'on cherche à modéliser les phénomènes d'érosion ou de transfert de solutés tels que les polluants. La fiabilité de ces informations manque souvent de validation (Ambroise et al., 1995, Ambroise, 1999, Grayson et al., 1992b), et dans ces conditions, on est en droit de s'interroger sur le bien fondé de leur utilisation.

## • Les limites de l'approche conceptuelle

S'il s'agissait d'être bref, on pourrait énoncer que les modèles conceptuels ont l'inconvénient de ne pas avoir les avantages des modèles mécanistes, et l'avantage de ne pas avoir leurs inconvénients.

#### Un transfert stationnaire

En effet, la principale limite des modèles conceptuels (souvent) linéaires et stationnaires est que leur fonction de transfert est figée et complètement indépendante de l'état du système comme des caractéristiques du signal. Ainsi, on peut douter de leur capacité à fournir des extrapolations hors des limites fixées par les observations ayant servi à leur calage.

#### Une paramétrisation strictement empirique

Leur paramétrisation bien que parcimonieuse, est essentiellement empirique. Elle nécessite une quantité importante d'informations hydro-pluviométriques (recouvrant le domaine d'application du modèle) et elle est souvent strictement spécifique à un bassin donné sans qu'aucune règle précise ne puisse être avancée pour extrapoler les résultats d'un bassin sur un autre (même de caractéristiques semblables).

#### Un système interne mal défini

Enfin, en général, ces modèles ne décrivent que le débit en un point, l'état interne du système étant souvent ignoré puisqu'il n'a pas d'influence sur le transfert. En mode distribué, c'est encore le cas puisqu'en raison des problèmes de stabilité au changement d'échelle, les mailles sont généralement traitées de façon indépendante, le modèle opérant une simple juxtaposition des contributions élémentaires.

## • Les intérêts de l'approche conceptuelle

Les intérêts d'une approche conceptuelle se résument en quelques mots : simplicité, rapidité, efficacité et stabilité.

#### Simplicité

Les modèles conceptuels reposent en général sur des équations linéaires simples, ne nécessitant pas de techniques sophistiquées de résolutions. Le nombre de paramètres impliqués dans les équations est généralement limité à une ou deux valeurs, en général facilement accessibles à partir d'observations hydro-pluviométriques.

#### <u>Rapidité</u>

De la simplicité découle la rapidité des calculs, qui en fait un outil fonctionnel adapté à la prévision en temps réel et l'application sur de grands systèmes.

#### <u>Efficacité</u>

L'expérience montre que malgré leur simplicité et leur vision très altérée des mécanismes élémentaires, les modèles conceptuels permettent en général une bonne restitution des valeurs observées avec un nombre restreint de paramètres. Ainsi, il semblerait qu'à l'échelle du versant, ces modèles constituent **une bonne intégration de l'hétérogénéité de l'ensemble des processus complexes** régissant les écoulements superficiels.

#### <u>Stabilité</u>

Enfin, la stationnarité et l'indépendance de la fonction de transfert autorisent une bonne stabilité des résultats vis à vis du changement de discrétisation spatiale et temporelle.

## • Vers une approche intermédiaire

Il apparaît des remarques précédentes une certaine complémentarité entre l'approche mécaniste et conceptuelle. De cette constatation naît l'envie de concilier ces deux approches pour tenter d'aboutir au modèle « idéal » qui aurait les avantages des différentes méthodes en s'étant débarrassé de leurs inconvénients. Aussi, la tendance actuelle est de **rendre plus** « **physique** » **les modèles conceptuels**. Parmi ces tentatives, les plus intéressantes visent essentiellement à définir des opérateurs de transfert intégrant au maximum l'information géomorphologique.

Les travaux Rodriguez-Iturbe et Valdez (1979) sont initiateurs en la matière. Ces derniers proposent la définition d'un HUG (Hydrogramme Unitaire Géomorphologique) fondé sur une approche probabiliste des chemins de l'eau reliés à l'ordonnancement du réseau hydrologique (d'après les lois d'Horton, cf. également Rosso, 1984). Dans Rodriguez-Iturbe (1993), repris par Lee et Yen (1997), les temps de concentration correspondant aux différents parcours possibles (que peut emprunter une goutte d'eau pour rejoindre l'exutoire) sont évalués en utilisant une approximation de l'onde cinématique en régime uniforme. L'utilisation des MNT a permis d'affiner cette méthode en éliminant l'approche probabiliste et en déterminant « exactement » le parcours correspondant aux différentes mailles ou sous-bassins constituant le système. Ainsi, Moussa (1991, 1997) calcule un HUG en déterminant les temps de concentration correspondant à différents sous-bassins à partir de la solution particulière de Hayami (1951), où l'onde diffusante est ramenée à un schéma linéaire. En utilisant cette même solution particulière, mais en définissant des temps de parcours différents en fonction du niveau de saturation d'après la distribution de l'indice de Beven, Gyasi-Agyei et al. (1996) définissent un HUG «dynamique » (intra-événement). Enfin, Muzik (1996) définit également un HUG dynamique (mais inter-événement) et distribué en utilisant l'onde cinématique.

Ainsi émerge le concept d'hydrogramme unitaire « dynamique ». Celui-ci d'ailleurs va à l'encontre de la notion d'hydrogramme unitaire, puisque par définition, un HU est invariant et linéaire. L'appellation « fonction de transfert dynamique » serait probablement plus appropriée ?

Egalement dans le but d'exploiter l'information topographique, Moniod (1983) propose une vitesse de transfert moyenne spatialement distribuée d'après une formulation empirique du type :

 $V = K.i^{b}.Sd^{c}$ 

(3.68)

Sd : Superficie drainée par le point considéré (km<sup>2</sup>)

K :paramètre traduisant la rugosité

b: Indice de la pente en général de l'ordre de 0.5 par analogie avec la formule de Manning

c : Paramètre fonction de la section transversale de l'écoulement (0.1<c<0.4)

On associe ainsi à chaque maille élémentaire une vitesse de propagation qui lui est propre, fonction de sa pente et de sa localisation dans le bassin. En combinant une fonction de stockage reliée à cette vitesse, on arrive à reproduire de manière convenable le fonctionnement du système (Bouvier 1994). On se rapproche également des modèles mécanistes sachant que la vitesse moyenne augmente en général de l'amont vers l'aval et que l'amortissement est inversement proportionnel à cette vitesse.

## 3.1.3.5 Conclusions

De cette synthèse des différentes fonctions de transferts usuelles, il ressort que :

- les modèles mécanistes sont particulièrement adaptés à la propagation des ondes de crues dans un réseau bien défini, mais lorsqu'ils sont appliqués à l'échelle du versant, ils constituent une exploitation conceptuelle d'un modèle d'origine théorique (Desbordes, 1987).
- les modèles conceptuels, malgré leurs propriétés restrictives de linéarité (sauf cas des réservoirs non-linéaires) et de stationnarité, peuvent dans certains cas rendre compte de manière convenable de la réponse hydrologique d'un bassin versant. Ils peuvent constituer une bonne intégration de l'hétérogénéité de l'ensemble des processus complexes élémentaires (i.e. phénomène de linéarisation).

Il nous semble que pour s'affranchir de la conceptualisation des écoulements à l'échelle du bassin, **une théorie plus précise des écoulements sur versant reste à développer**. Au regard de l'incertitude existante et inhérente à l'hétérogénéité du milieu, à la définition du coefficient de rugosité et à la géométrie des parcours hydrauliques, l'utilisation de modèles mécanistes peut paraître abusive. D'autant plus que ce type d'application implique une dépendance vis-à-vis de l'échelle de discrétisation, une complication des algorithmes et des besoins accrus en capacité de calcul, qui souvent ne se justifient pas par la précision des résultats obtenus en comparaison avec ceux issus de modèles conceptuels de nature beaucoup plus simple. Cependant, les modèles mécanistes, fondés sur les équations différentielles de conservation de la matière et de l'énergie, sont apparemment les plus robustes et les plus cohérents pour un transfert dynamique (non-linéaire) et interactif (maille à maille) des flux superficiels. Aussi, les critères retenus pour la définition d'une fonction de transfert doivent être en adéquation avec l'état des connaissances sur les processus. Pour l'instant, nous pensons qu'une fonction de transfert satisfaisante devrait pouvoir respecter les conditions suivantes :

- ▶ Les paramètres de la fonction de transfert doivent être limités en nombre, relativement stables dans un contexte géographique donné et suffisamment explicites, afin de pouvoir être estimés a priori en considérant les connaissances restreintes que l'on peut acquérir sur un bassin.
- ▶ Elle doit intégrer le maximum d'informations géomorphologiques et rendre compte de la distribution spatiale des vitesses moyennes de propagation sans la nécessité d'une distinction arbitraire entre réseau et versant.
- On cherchera une stabilité à l'échelle de discrétisation (spatiale et temporelle) qui soit acceptable dans une gamme assez large correspondant aux échelles d'application.
- Les résultats issus de la modélisation doivent être réalistes et cohérents avec les observations, y compris celles concernant l'état interne du système. On évaluera éventuellement l'opportunité d'une fonction dynamique.

## 3.1.4 Conclusion

Il ressort de cette synthèse que les concepts hydrologiques sont en perpétuelle évolution. Si la possible influence des flux sub-superficiels dans la genèse des crues est aujourd'hui communément admise, les mécanismes mis en jeu restent souvent très approximatifs.

Sur la modélisation, nous retiendrons que les modèles se scindent essentiellement en deux groupes : ceux de type mécaniste (approche dynamique) et ceux explicitement conceptuels (approche essentiellement systémique). Cette distinction peut s'effectuer sur les phases de production et de transfert mais cela n'interdit pas la combinaison de ces deux approches dans un même modèle d'où la diversité des outils proposés.

Il est apparu que les modèles mécanistes offrent une solution intéressante lorsque le milieu est homogène et/ou correctement décrit dans toute sa complexité. Situation pour le moins restrictive en hydrologie des zones naturelles où l'hétérogénéité est en général la principale caractéristique du milieu.

Par conséquent, à l'échelle d'un bassin versant, « la physique de l'hydrologie » reste à établir (Ambroise, 1998) et **la conceptualisation est inéluctable**. Cependant, conceptuel et « base physique » ne sont pas inconciliables. Au regard des connaissances limitées dont on dispose sur la physique des écoulements en milieu hétérogène, les quelques règles de comportement établies devraient pouvoir être respectées par toutes entreprises de modélisation. C'est vers ce compromis que s'oriente notre approche de la transformation Pluie-Débit.

Nous n'avons pas insisté ici sur la distinction entre modèles « globaux » et « spatialisés ». Dans les chapitres suivants, après la présentation des bassins étudiés, nous verrons comment ces deux approches de la relation pluie-débit peuvent être complémentaires.

# 3.2 DONNÉES ET EXPÉRIMENTATIONS

Apres cette synthèse sur les concepts hydrologiques et leur modélisation, on présente le protocole expérimental mis en place, les données disponibles et celles que nous avons acquises pour caractériser la transformation pluie-débit sur les versants tahitiens. Les caractéristiques géographiques des bassins étudiés seront également détaillés.

## 3.2.1 Protocole expérimental sur 3 bassins versants

Au regard de l'indétermination existante sur les processus hydrologiques à Tahiti, il ne s'agissait pas de développer un plan d'expérimentation sophistiqué mais simplement d'acquérir dans un temps limité (2 ans) une quantité d'informations suffisante pour une première caractérisation des relations pluiedébit-concentration.

Les moyens financiers et techniques nous permettaient de suivre simultanément trois bassins versants. Nous évoquerons ici les critères ayant motivé le choix des bassins et l'instrumentation mise en place. Les protocoles d'échantillonnage et d'analyse de la qualité des eaux seront détaillés en quatrième partie (cf. § 4.1).

Différents critères ont été considérés dans le choix des bassins versants :

- l'accessibilité à la station de mesure (par temps de pluie) et au sommet du bassin (pour l'installation et le contrôle des pluviographes) est un facteur essentiel gage de la qualité des observations.
- la **proximité** est également importante pour pouvoir se rendre rapidement en période de crue sur les différents sites.
- la « **représentativité** », afin d'obtenir des données caractéristiques des différents milieux constituant le paysage tahitien et notamment des différents degrés d'anthropisation.

La côte Ouest de Tahiti a d'emblée été sélectionnée car privilégiée par les projets d'aménagement. On rappellera qu'il s'agit de la partie la plus sèche de l'île (« ceci explique cela ») où l'aléa climatique est par conséquent le moins prononcé mais où la vulnérabilité (l'urbanisation) est maximale.

Sur ces considérations, trois bassins versants présentaient des conditions favorables :

- Le bassin versant de l'Atiue (0.85 km<sup>2</sup>), à Punaauia (lotissement Punavai Nui), représentatif des milieux en cours d'aménagement intensif.
- Le bassin versant de la Matatia (8.6 km<sup>2</sup>), également à Punaauia (PK 11) caractéristique de la zone périurbaine (encore à l'état « naturel ») appelé à se développer.
- Le bassin versant de la Vaiami<sup>2</sup> (2.6 km<sup>2</sup>) situé sur la commune de Papeete, représentatif des milieux urbanisés et pour lequel nous disposions déjà de 6 années d'observations 88-94 (Lafforgue, Robin 1989; Chouret, Robin, 1991 et 1992).

Pour atteindre nos objectifs, le protocole expérimental devait au minimum permettre le suivi continu (lors de crues) et simultané des précipitations, des débits liquides et des flux de matières solides et dissoutes, sur les 3 bassins versants. Par conséquent, chaque site a été équipé de plusieurs pluviographes, de limnigraphes et d'un préleveur automatique (cf. figure 3.15). Les équipements mis en place sont résumés dans le tableau 3.2. Conscients de l'hétérogénéité des précipitations, nous avons cherché à maximiser le nombre de pluviographes. Afin d'éviter les pertes d'informations par

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> On fera souvent référence à ces bassins par leur initiale A, M, et V.

dysfonctionnement, nous avons autant que possible doublé les limnigraphes numériques par un enregistreur mécanique.

Bassin	Pluviographes	Limnigraphes	Préleveur Automatique
Atiue	2 Oedipe	2 Chloé	1 Calypso
Matatia	4 Oedipe	2 OTT X + 1 Sigma	1 Sigma
Vaiami	3 Oedipe	<u> 1 OTT X + 1 Sigma</u>	1 Sigma

**TABLEAU 3.2 :** Instrumentation des 3 bassins versants

L'ŒDIPE est un enregistreur numérique couplé à un capteur mécanique à auget basculeur. Il permet de dater chaque basculement (soit 0.5 mm de pluie) à la seconde près. Le CHLOE enregistre numériquement à partir d'une sonde à pression toute variation du niveau d'eau supérieure à l cm avec une fréquence de lecture fixée à deux minutes.

La localisation des bassins ainsi que des différents pluviographes est reportée sur la figure 3.14 (cf. également figure 3.16 à figure 3.18)



FIGURE 3.14 : Localisation des trois bassins (A, M, V) et des pluviographes associés

Malgré l'automatisme des mesures, des visites sur le terrain effectuées au minimum une fois par semaine en saison des pluies sont nécessaires pour garantir le bon fonctionnement des appareils. Lors des crues, ces visites sont absolument nécessaires pour recueillir les échantillons et affiner l'étalonnage des stations en multipliant les jaugeages. Plus de **120 jaugeages** au moulinet ont ainsi été réalisés accompagnés de nombreux prélèvements manuels.

Aussi, vu les temps de réponse des bassins versants (15 à 35 mn), **un état de veille permanente** (24/24h, week-end et jours fériés y compris) a été instauré lors des saisons pluvieuses afin de pouvoir réagir le plus rapidement possible dès le début des précipitations. Un pluviomètre de fortune (ou « pluviographe manuel ») a été installé sur mon lieu de résidence afin de pouvoir évaluer l'intensité des précipitations et d'éviter ainsi des déplacements inutiles.



(Légende cf. page suivante)

**FIGURE 3.15**: Stations de contrôles et appareils de mesures. A) Dispositif multicapteur sur la Vaiami, station aval. B) Station de contrôle de l'Atiue aval, de gauche à droite, préleveur, pluviographe, limnigraphe. C) Station de contrôle de la Matatia (préleveur-enregistreur, limnigraphe mécanique OTT X, on remarquera la canne de prélèvement au pied du limnigraphe. D) Pluviographe (EDIPE, Station Punaruu P0. D) Echantillonneur SIGMA 900 PMAX asservi au débit.

## 3.2.2 Caractéristiques géographiques des bassins étudiés

Notre intention est d'aboutir à une modélisation spatialisée du comportement hydrologique des bassins versants étudiés. L'approche spatialisée permet de considérer l'hétérogénéité et l'organisation interne des bassins. Ainsi, grâce à une étude concentrée sur quelques bassins « représentatifs », on peut espérer caler un nombre limité de paramètres permettant de reproduire la réponse hydrologique (production et transfert) de différentes zones homogènes déterminées sur des bases physiques et géographiques facilement accessibles. Si les paramètres propres à chaque zone homogène sont suffisamment robustes d'un site à un autre, on peut envisager une transposition des résultats et une évaluation du fonctionnement des bassins non jaugés.

Ainsi, pour décrire de manière aussi précise que possible les caractéristiques physiques et géographiques des différents bassins, nous avons construit sur chacun des trois bassins un mini-Système d'Information Géographique (SIG), constitué d'une succession de cartes sous forme numérique (*raster*) qui serviront ensuite de base à la modélisation spatialisée.

Nous présenterons les données acquises par numérisation en détaillant les différentes caractéristiques géomorphologiques, géologiques, pédologiques et d'occupation des sols.

#### 3.2.2.1 Caractéristiques géomorphologiques

Nous avons commencé par élaborer les différents MNT (Modèle Numérique de Terrain) grâce au logiciel DEMIURGE (Depraetere, 1991) par digitalisation des courbes de niveau topographique de 100, 20 ou 10m en fonction de l'information disponible et de la configuration du site (zone plane / zone de forte pente).

Les figures 3.16 à 3.18 présentent deux types de représentations des MNT obtenus (« relief ombragé » pas de 25m, « fil de fer » pas de 50 m). Les équipements hydro-pluviométriques sont également localisés sur ces figures.

ATIUE (0.85 km<sup>2</sup>)



FIGURE 3.16 : Illustration du MNT de l'Atiue et localisation des appareils de mesures.



MATATIA (8.6 km<sup>2</sup>)

FIGURE 3.17 : Illustration du MNT de la Matatia et localisation des appareils de mesures.


VAIAMI (2.6 km², 2.3 km²)

FIGURE 3.18 : Illustration du MNT de la Vaiami et localisation des appareils de mesures.

Ces illustrations facilitent l'analyse des configurations topographiques :

- L'Atiue a une forme très allongée et se caractérise essentiellement par un talweg unique. Le réseau hydrographique est constitué d'un seul bras qui se scinde seulement dans sa partie très amont. On peut également remarquer que la pente du réseau hydrographique n'est pas régulière mais constituée de multiples petites cascades comme c'est souvent le cas à Tahiti. Les limites du bassin versant ont été modifiées (dans sa partie aval sud) afin de tenir compte des aménagements récents.
- La Matatia, malgré sa forme classique en « goutte d'eau », se caractérise par une grande planèze dans sa partie amont, entaillée par une vallée très encaissée constituant le bras principal de la rivière. La présence d'une grande cascade en fond de vallée apparaît distinctement ainsi qu'une succession de petite cascades au niveau de la planèze. On remarque également la présence d'un bras secondaire en rive droite, également encaissée, dont le haut du talweg constitue la limite nord du bassin.
- La Vaiami se caractérise par une structure topographique beaucoup plus régulière. Le versant est entaillé de plusieurs vallées d'importance comparable. Le réseau hydrographique est ainsi de type dendritique avec 2 à 4 bras majeurs.

La forme numérique de l'information topographique permet de déterminer automatiquement (logiciel LAMONT, Depraetere 1991, ATHYS, Bouvier et al., 1996) différentes variables utiles en hydrologie telles que les directions de drainage, les superficies drainées, l'ordonnancement du réseau hydrographique, les courbes hypsométriques et les pentes.

Les principales caractéristiques géomorphologiques sont rassemblées dans le TABLEAU 3.3.

Caractéristiques / B.V.	Atiue	Matatia	Vaiami
Surface (km <sup>2</sup> )	0.85	8.61	2.60
Périmètre (km)	7.10	15.02	7.83
Indice de compacité	2.16	1.43	1.36
Allongement moyen	3.76	2.57	2.39
Distance max. à l'exutoire (km)	3.47	7.55	3.85
Altitude moyenne (m)	496	552	221
Altitude min - max (m)	165 -827	0 - 1200	13 -576
Pente moyenne (°)	27.20	27.50	18.90
Pente min - max (°)	<u> 3.3 - 44.5</u>	<u>0.8 - 64.1</u>	<u>0.8 - 36.3</u>

**TABLEAU 3.3 :** Caractéristiques géomorphologiques des 3 bassins versants.

La figure 3.19 présente les cartes de pentes issues des différents MNT. Sur la figure 3.20 est donnée la répartition fréquentielle des pentes pour les différents bassins.

La Matatia présente les plus fortes pentes (jusqu'à 64°) mais celles-ci sont très inégalement réparties et se concentrent essentiellement en bordure du talweg. La planèze ressort distinctement avec des pentes de l'ordre de 10 à 20°. Aussi, la valeur moyenne est de 27.5°, mais 50% de la superficie est constituée de pentes inférieures à 25°. Les pentes du bassin de l'Atiue sont du même ordre de grandeur que celles de la Matatia, avec toutefois une répartition plus homogène sur l'ensemble de la superficie. La Vaiami présente des pentes plus modérées (rarement supérieures à 30°) et réparties de manière beaucoup plus homogène. La moyenne comme la médiane est de 19°.



FIGURE 3.19 : Cartes des pentes (°) pour les 3 bassins versants.



FIGURE 3.20 : Courbes hypsométriques et distribution fréquentielle des pentes pour les 3 bassins versants.

En résumé, les bassins étudiés représentent **trois échelles d'espace** de petit bassin versant comprises entre 9 et 1 km<sup>2</sup> ( $\mathbf{M} \cong 3\mathbf{V} \cong 9\mathbf{A}$ ). En terme de forme, la Vaiami et la Matatia sont relativement proches bien que cette dernière se distingue par une planèze bien marquée dans sa partie amont. L'Atiue se différencie par une configuration très allongée. La Vaiami se situe entre 0 et 500m et présente une orientation Nord-Ouest alors que l'Atiue et la Matatia orientées plein Ouest ont des sommets à 850 et 1200 m respectivement. Les trois bassins sont de type montagneux. La Vaiami présente cependant des pentes plus modérées que les 2 autres bassins.

# 3.2.2.2 Caractéristiques géologiques

Tahiti est un ancien volcan dont les 2/3 se trouvent immergés. Les âges d'édification sont compris entre 2.5 et 0,3 M.A. (Brousse et al., 1985). L'édifice est constitué d'une succession de coulées de laves de puissance généralement métrique, liées à un volcanisme de type essentiellement fissural. Quatre épisodes majeurs peuvent être distingués, du plus récent au plus ancien (cf. figure 3.21) :



FIGURE 3.21: Log du volcanisme aérien d'après Brousse et al. (1985)

- Episode de coulées en lames peu épaisses, non prismées, enrichies en phénocristaux.
- Episode de coulées différenciées prismées. De nature plus visqueuse, les lames sont plus épaisses et prismées contenant de grands cristaux centimétriques.
- Episode de coulées fluides à tubes-lavas. Les tubes-lavas sont des chenaux d'écoulement des laves dont le diamètre peut atteindre plusieurs mètres et qui peuvent à présent constituer de véritables rivières souterraines (Ferry, 1988). Il s'agit de basaltes peu ou pas différenciés.
- Episode de coulées massives porphyriques ; 2 à 4 m, basaltes enrichis en grands cristaux de pyroxènes et d'olivines, aspect massif, débités en prisme grossier.

Ainsi, à l'exception des formations coralliennes, les roches sont de type plutonique d'origine volcanique et essentiellement des basaltes. Les autres formations de type détritique sont issues de leur altération. Leur chimisme est par conséquent de type alcalin, riche en magnésium, calcium, titane et pauvre en silicium (Brousse, 1969).

Concernant l'hydrogéologie, nous devons l'ensemble de nos connaissances au travail considérable de P. Petit (1969). D'une manière globale, les roches basaltiques présentent **une forte perméabilité** « en grand ». Celle-ci est essentiellement fonction de la texture de la roche et de son degré d'altération (fracturation). Ainsi, on peut penser que les coulées récentes sont moins perméables que les précédentes en raison d'une structure lamellaire fine et non prismée. Parmi les particularités hydrogéologiques, retenons la présence de caprock (couche imperméable mettant en charge les nappes littorales), de dykes (structure imperméable orientée verticalement, faisant office de barrage dans les aquifères et formant des réservoirs souterrains), de tubes-lavas (i.e. rivières souterraines) et d'un remplissage alluvial dans les vallées quasiment imperméables (présence d'argiles) permettant la formation de nappes périalluviales.

Ainsi, malgré la grande perméabilité des roches mères, on peut observer en détail des niveaux plus ou moins imperméables autorisant la formation de **nappes perchées** à caractère semi-permanent voire permanent. Cependant, celles-ci sont rares et en général d'importance assez minime en terme de ressource, en raison de l'existence fréquente de failles et de décrochements interdisant la circulation de l'eau sur de longues distances.

La géologie des 3 bassins (d'après Brousse et al., 1985) est présentée figure 3.22.

La principale différence entre les 3 bassins réside dans l'importance variable de l'étendue des coulées récentes. Ainsi, les lames peu épaisses et non prismées représentent 52% de la superficie du bassin versant pour la Matatia et l'Atiue, et uniquement 12% pour la Vaiami. Par contre, pour la Vaiami, les coulées différenciées et prismées constituent 31% de la superficie alors qu'elles sont absentes sur les autres bassins.

## 3.2.2.3 Caractéristiques pédologiques

Ce sont essentiellement les travaux de Jamet (1987) qui servent de référence en pédologie. Cet auteur a opéré une classification dépendant essentiellement de la topographie (altitude et pente). La pédologie des 3 bassins (d'après Jamet, 1987) est présentée figure 3.23.

Concernant le quart Nord-Ouest de Tahiti et plus particulièrement nos bassins versants, les sols paraissent relativement homogènes. Il s'agit d'oxisols appartenant à l'unité 6 décrite par Jamet; Sols ferrallitiques plus ou moins désaturés, humifères, pénévolués d'érosion sur basalte. Ce type de sol est communément désigné à Tahiti sous l'appellation de « mamu ».

Parmi les principales caractéristiques, citons une profondeur de l'ordre de 1 à 1,5 m, une **porosité** élevée (présence de macropores) croissant avec la profondeur (jusqu'à 75%), une structure généralement fine, bien développée et stable, d'où **une bonne perméabilité** (supérieure à 20 mm/h) et une faible capacité de rétention d'eau. Les sols sont bruns à bruns rougeâtres, de texture argileuse à argilo-limoneuse. Leur teneur en matières organiques est variable (5 à 10%). Ils sont relativement riches en azote total (1,5 à 3,2 %) et **très riches en phosphore total** (2,2%0 jusqu'à 3,3%0).

## 3.2.2.4 Caractéristiques d'occupation des sols

Sept grandes catégories d'occupation des sols ont été déterminées, trois en fonction de la densité d'urbanisation, trois autres en relation avec la couverture végétale, et une classe particulière pour les zones en terrassement (cf. figure 3.24). Ces différentes zones homogènes ont été définies par photographies aériennes et d'après la carte Papeete, feuille A, éditée par le service de l'aménagement du territoire.

## La végétation

D'une manière générale, la végétation est luxuriante sur l'ensemble de l'île y compris sur les fortes pentes (cf. figure 1.6), sa densité est essentiellement fonction de la pluviométrie, de l'altitude et de l'activité anthropique.

Les forêts classées en une catégorie unique peuvent cependant rassembler différents peuplements. Des zones basses vers les sommets, on trouve le facies à *Spathodea campanulata* (tulipier du Gabon) qui constitue une forêt sombre et haute sans réelle strate arbustive. Plus en altitude domine la forêt primaire à *Metreosideros-Commersonia*, puis apparaît celle à *Weinmannia-Alstonia*, qui sont des forêts moins sombres et moins hautes (canopée à 7m), mais constituant des faciès élaborés présentant des arbres de tailles différentes et une strate arbustive.

Deux facies de dégradation sont distingués en fonction de l'état de développement de la strate arbustive. Il s'agit de lande à *Dicranopteris* (une herbacée) avec plus ou moins de *Decaspermun fruticosum*, *Pisidium guajava* (goyavier) et autres arbustes.

La forêt recouvre environ 70% de la superficie du bassin de la Matatia contre 52% pour l'Atiue et 40% pour la Vaiami.

## • Urbanisation et activités anthropiques

Le bassin de l'Atiue est un exemple caractéristique des nouveaux projets d'aménagement dans ce secteur de l'île à forte demande de logements (la population de Punaauia a quasiment quadruplé entre 1971 et 1996). Des travaux considérables sont entrepris pour gagner quelques hectares sur la montagne ; des pentes jusqu'à 40° sont terrassées (à la pelle mécanique), la rivière détournée et le fond du talweg comblé pour y aménager des parcelles à lotir. Actuellement (96-98), les terrassements concernent une dizaine d'hectares, dont environ 6 sur notre bassin d'étude. A terme, le lotissement devrait contenir quelques 200 parcelles et 3 habitations collectives.

Ainsi, si l'Atiue est pour l'instant vierge de toute habitation, ce bassin présentera prochainement une forte densité de population. L'activité anthropique y est néanmoins très importante par **un terrassement actif** ouvrant la voie à l'urbanisation. Notre propos ici est bien d'évaluer l'impact sur le ruissellement et les exportations de matières de ce type d'aménagement très certainement appelé à se multiplier sous la pression démographique.

La Vaiami représente une situation classique à Tahiti résultant d'une urbanisation de type résidentiel. Avec 1713 habitants, soit une densité moyenne de 650 hab./km<sup>2</sup> (i.e. 1822 hab./km<sup>2</sup> pour les zones urbanisées) et un taux de croissance annuel inférieur à 1,5 %, ce bassin peut être considéré comme relativement stabilisé (le taux moyen est de 2%). Mis à part 2 ou 3 ateliers de mécanique automobile et une petite structure hôtelière, aucune activité artisanale ou industrielle majeure n'est présente sur ce site. Les résidences comportent souvent un petit potager et des arbres fruitiers (manguier, bananier, arbre à pain...) auxquels s'ajoutent quelques parcelles agricoles (bananeraie

essentiellement) d'importance limitée. Les eaux usées sont traitées au moyen de fosses septiques (individuelles pour la plupart) suivi d'un puits d'infiltration ou d'un système d'épandage. L'assainissement est en général satisfaisant (à la faveur d'une pédologie appropriée) lorsque les systèmes de traitement sont bien entretenus, ce qui n'est malheureusement pas toujours le cas. Les stations d'épuration commencent à apparaître sur le territoire, mais uniquement pour les nouveaux lotissements et les structures collectives.

La Matatia est le bassin le moins perturbé. Urbanisé uniquement dans la basse vallée, avec 570 habitants, soit une densité moyenne de 66 hab./km<sup>2</sup> (i.e. 1325 hab./km<sup>2</sup> pour la zone urbanisée), ce bassin est essentiellement naturel et boisé. Le lotissement Taapuna (rive droite, partie aval) disposant d'un système d'assainissement d'eau pluviale particulier avec son propre émissaire en mer ne fait plus partie du bassin versant de la Matatia. Ce bassin sera certainement appelé à se développer dans les années à venir. Quelques travaux de terrassement ont déjà débuté sur les versants de la vallée mais ils restent pour l'instant d'ampleur limitée.

Ainsi, la Vaiami peut être considérée comme un bassin urbain avec des zones habitées recouvrant 36% de sa superficie et un coefficient d'imperméabilisation moyen de l'ordre de 20%. La Matatia et l'Atiue sont des bassins de type rural.

Les principales caractéristiques de l'urbanisation sont rassemblées dans le tableau 3.4.

Caractéristiques / B.V.	Atiue	Matatia	Vaiami
Forêt dense (%)	52	67	41
Zones anthropisées (%)	9	5	36
Nombre de Logements (96)	0	163	526
Nombre d'habitants (96)	0	570	1713
Taux annuel de croissance % (88-96)	0	1.42	1.49

TABLEAU 3.4 : Caractéristiques de l'urbanisation pour les 3 bassins versants.



#### GEOLOGIE

FIGURE 3.22 : Géologie des trois bassins versants (légende cf. figure 3.25).



FIGURE 3.23 : Pédologie des trois bassins versants (légende cf. figure 3.25).



#### OCCUPATION DES SOLS

FIGURE 3.25 : Légendes des différentes cartes géographiques.

Picrite à nodules de péridotite

# 3.2.3 Conclusion

Sur le plan expérimental, au regard des moyens techniques (usuels) dont on dispose à l'heure actuelle, il faut relever les difficultés à obtenir des mesures continues, simultanées et surtout précises.

Dans le contexte topographique et climatique de Tahiti, la représentativité des mesures de précipitations effectuées ponctuellement (sur une superficie de 400 cm<sup>2</sup>) ne peut être que très limitée. Ainsi, pour certains événements, on enregistre pour les cumuls entre deux postes distants de quelques kilomètres **des écarts d'un facteur 2 à 3**. Ceci laisse présager l'incertitude sur l'estimation des lames précipitées affectant le bassin versant. De plus, les contraintes d'accessibilité (plus de 3h de tout terrain pour monter au sommet de la Matatia) limitent la fréquence des relevés, et il n'est pas rare de perdre 3 semaines à 2 mois d'enregistrement en raison de « bouchages » ou de défaillances électroniques diverses.

Le recours à des mesures radars pourrait permettre de minimiser ces incertitudes, mais de grands progrès restent à réaliser pour l'étalonnage des appareils et leur emploi en zone montagneuse (Creutin, 1999, Faure et al., 1994).

Lorsque les débits sont évalués à l'aide de mesures limnimétriques et d'une courbe d'étalonnage, l'incertitude provient essentiellement de la validité de l'étalonnage au moment de la crue et notamment en extrapolation. Malgré les efforts consacrés, les temps de réponses des bassins sont tels qu'il est rare d'être sur site au maximum des crues. Quand bien même la chance était avec nous, les variations de niveau étaient si rapides que les jaugeages restent approximatifs. Lors des événements exceptionnels (19/12/98 par exemple), on assiste également à un «détarage» de la station au cours de la crue. Ainsi, l'incertitude sur les débits est fréquemment de l'ordre de 10 à 30% et peut facilement atteindre 50% pour les crues exceptionnelles.

L'avenir est probablement aux débitmètres à effet Doppler capables d'effectuer simultanément des mesures de vitesses et de hauteur d'eau. En poste fixe, ils peuvent fournir de bonnes approximations pour de petites sections (< 5m). A l'heure actuelle, le coût de ces appareils est encore bien souvent prohibitif et les contraintes d'utilisation peuvent rarement être respectées pour une mesure continue en milieu naturel.

Concernant les données géographiques, on relèvera simplement le manque d'informations sur les propriétés hydriques des sols et sur la localisation des particularités hydrogéologiques (dykes, tubeslavas,..) et notamment des nappes temporaires. Les trois bassins versants étudiés se distinguent essentiellement par leur géomorphologie, leur géologie et leur degré d'anthropisation.

Ainsi, notre étude ne sera alimentée que de données « usuelles » en hydrologie et constituant le minimum nécessaire pour une première approche des relations pluie-débit-concentration. Par contre, un effort particulier a été consacré à l'acquisition sous forme numérique d'un maximum d'informations géographiques (MNT-SIG).

# 3.3 APPROCHES PRÉLIMINAIRES

Nous abordons ici l'analyse de la relation pluie-débit sur les bassins versants de la côte Ouest de Tahiti présentés au chapitre précédent (cf. § 3.2).

Vu l'indétermination des processus intervenant dans la genèse des crues à Tahiti, il nous paraît nécessaire de développer **une approche progressive de la transformation pluie-débit** plutôt que de sélectionner a priori un modèle (et donc un concept) parmi ceux énumérés, puis de ne chercher qu'une paramétrisation adaptée aux observations. D'autant plus que ce genre de démarche risque d'aboutir à des conclusions erronées puisqu'il a été montré que des modèles ou des jeux de paramètres pourtant différents peuvent conduire à des résultats comparables (Grayson, 1992, Ambroise, 1999). Par souci d'objectivité, nous refusons de nous enfermer dans un concept figé et proposons une approche en **trois étapes** :

- 1. analyses préliminaires,
- 2. modélisation globale,
- 3. modélisation spatialisée.

Chacune de ces étapes doit servir de fondation à la suivante dont l'objet est bien entendu de dépasser les limites atteintes par la précédante. La démarche se veut **progressive**, entre et au sein de chaque phase de l'étude, à plusieurs niveaux :

- par la complexité des expressions analytiques (nature des équations, nombre de paramètres...) et de l'approche elle-même (descriptive, statistique, systémique, conceptuel).

- par la précision de l'échelle de discrétisation spatiale (globale, spatialisée, localisée) et temporelle (échelle annuelle, inter puis intra événementielle).

- par les concepts et les hypothèses utilisés (on introduira progressivement des hypothèses de plus en plus fortes).

En allant du plus simple au plus complexe, on espère éviter la sur-paramétrisation nuisible à la compréhension des mécanismes, tout en identifiant progressivement les caractéristiques ou processus majeurs ne pouvant pas être négligés. On cherchera le bon compromis entre un modèle trop simple, incapable de reproduire certains comportements déterminants et un modèle trop complexe capable de restituer le même résultat de multiple manière. Dans cet esprit, on aspire à une modélisation efficace mais « la plus simple possible ».

Ce chapitre est consacré à la première étape de cette démarche : les analyses préliminaires. Nous présenterons une étude des caractéristiques moyennes et du contexte hydro-climatique des observations, suivie d'une analyse des caractéristiques événementielles et de la variabilité des indices de ruissellement puis enfin, la sélection et l'examen de différents hyétogrammes/hydrogrammes caractéristiques.

Il s'agit essentiellement d'une approche descriptive et stochastique dont l'objet est de cerner les principales caractéristiques hydrologiques des bassins versants aux trois échelles d'observations annuelles, inter-événementielles et intra-événementielles.

# 3.3.1 Caractéristiques hydrologiques moyennes

# (échelle annuelle)

Nous commençons par définir des caractéristiques hydrologiques à l'échelle de l'année (hydrologique). L'étude de ces variables synthétiques doit permettre une première analyse de la variabilité inter-bassin des indices de ruissellement.

L'aptitude au ruissellement d'un bassin versant se caractérise classiquement par des bilans hydrologiques annuels, des coefficients d'écoulements et des débits spécifiques. Pour l'année 96-97, les bilans hydrologiques sont illustrés par la figure 3.26.



FIGURE 3.26 : Bilan hydrologique (en mm) pour les 3 bassins versants (96-97) (Hp : lame précipitée, He :lame écoulée)

Ceci correspond aux valeurs caractéristiques moyennes présentées dans le tableau 3.5:

**TABLEAU 3.5 :** Caractéristiques hydrologiques moyennes pour l'année hydrologique 96-97 (leslames précipitées correspondent à une moyenne de Thiessen).

Caractéristiques / B.V.	Atiue	Matatia	Vaiami
Lame précipitée (mm)	2283	2360	2058
Lame écoulée (mm)	1285	416	224
Coefficient d'écoulement 96-97	0.56	0.18	0.11
Débit moyen 96-97 (l/s)	47	154	23
Débit moyen Spécifique 96-97 (l/s/km2)	56	18	10

Ces valeurs moyennes révèlent d'emblée une forte hétérogénéité des relations pluie-débit entre les trois bassins étudiés. L'Atiue est plus de trois fois plus productive que la Matatia, elle-même générant près de deux fois plus d'écoulement que la Vaiami.

L'examen de l'évolution des débits moyens journaliers sur la figure 3.27 permet de fournir un début d'explications à ces constatations.



FIGURE 3.27 : Evolution journalière des débits spécifiques et de la pluviométrie (moyenne de Thiessen) sur les 3 bassins pour l'année 96-97

En effet, il apparaît clairement que la principale différence entre ces trois bassins réside dans les vitesses de ressuyage, c'est-à-dire la durée des décrues. La Vaiami ne présente quasiment aucun débit de base et la Matatia a un débit de décrue moins soutenu que celui de l'Atiue.

L'Atiue et la Matatia en raison de leur proximité, sont quasiment soumis aux mêmes précipitations. Ceci autorise une comparaison de leur comportement en superposant sur un même graphique l'évolution de leurs débits journaliers spécifiques (cf. figure 3.28).



MATATIA \ ATIUE

FIGURE 3.28 : Evolution comparée des débits journaliers spécifiques de la Matatia et de l'Atiue pour l'année 96-97

On note ainsi, outre un débit de base et des décrues plus soutenues sur l'Atiue, que ce dernier réagit beaucoup plus violemment que la Matatia à certains événements, notamment en début de saison et pour les événements du mois de mai 1997. On voit également que durant le mois de mars 97 et jusqu'à la mi-avril, les débits spécifiques sont relativement concordants.

Il semblerait, d'après ces remarques, que la Matatia et l'Atiue peuvent avoir un comportement similaire mais uniquement durant les périodes les plus humides. On peut penser que la Matatia possède une inertie supérieure à l'Atiue, c'est-à-dire qu'il lui faut atteindre un niveau d'humidification préalable plus élevé avant de réagir en proportions comparables à l'impulsion pluviométrique. Un ressuyage plus rapide pour la Matatia par rapport à l'Atiue irait également dans ce sens.

La Vaiami, malgré son degré d'urbanisation, présente le coefficient d'écoulement annuel le plus faible. L'absence d'écoulement de base contribue probablement à ce résultat. L'analyse à l'échelle événementielle devra préciser cette remarque.

Enfin, il peut être important de situer les observations dans le contexte hydro-climatique de la zone d'étude. En effet, une analyse fondée sur des observations atypiques peut conduire à des conclusions biaisées.

Pour cela, nous avons sélectionné 2 postes pluviométriques de référence, c'est-à-dire à proximité de nos bassins et possédant une durée d'observation maximale. Il s'agit des postes P0 et V2. Nous présentons l'évolution de la pluviométrie annuelle sur la figure 3.29.



FIGURE 3.29 : Evolution de la pluviométrie annuelle pour 2 postes de référence V2 et P0.

Il apparaît que l'année 97–98 est particulièrement sèche avec un déficit par rapport à la moyenne interannuelle de l'ordre de 50% pour V2 et 30% pour P0. Aussi, cette année particulière ne peut être considérée représentative des caractéristiques hydrologiques moyennes des bassins versants.

Toujours sur ces postes de référence, nous avons également estimé, d'après les résultats de la deuxième partie, les périodes de retour maximales des intensités pluviométriques sur 15 et 60 mm pour lesquelles nous disposons d'enregistrements limnimétriques (cf. tableau 3.6).

# L'événement majeur dont nous disposons est, dans tous les cas et pour toutes les intensités, celui du 19/12/98.

**TABLEAU 3.6 :** Intensités pluviométriques maximales observées durant la campagne de mesures et périodes de retour estimées (événement du 19/12/98).

19/12/98	Intensité s	sur 15mn	Intensité sur 60mn					
Stations	<u>1/10mm</u>	T (ans)	<u>1/10mm</u>	T (ans)				
V2	260	5	705	37				
P0	325	8	<u> </u>	247				

On observe tableau 3.6 des périodes de retour inférieures à 10 ans pour les intensités sur les courtes durées mais par contre des intensités réellement exceptionnelles sur 60 mn. Cet événement particulier sera analysé plus en détail dans le chapitre consacré à la validation et au passage de « la normale à l'extrême » (cf. § 3.6.1.2). Les autres épisodes de notre échantillon présentent généralement des probabilités d'occurrences supérieures ou du même ordre que la fréquence annuelle.

# 3.3.2 Caractéristiques hydrologiques inter-événementielles

Après l'analyse des caractéristiques hydrologiques moyennes, nous abordons ici l'étude de la variabilité inter-événementielle des indices de ruissellement. Il s'agit d'une approche purement statistique visant à identifier d'éventuelles variables explicatives de la fluctuation inter-événementielle des indices de ruissellement, et ainsi de nous renseigner sur les processus hydrologiques dominants.

#### 3.3.2.1 Définition des événements et des variables caractéristiques

La première étape consiste à identifier des événements <u>indépendants</u>. Le choix des critères d'indépendance peut avoir des conséquences importantes sur la définition des variables caractéristiques. Aussi, il est nécessaire de préciser la nature des critères choisis. Nous considérons ici que deux événements sont indépendants lorsqu'ils sont séparés par une période minimale de deux heures sans ruissellement, ni précipitations, et de débit inférieur à une valeur seuil.

A partir des événements ainsi individualisés, nous avons cherché à déterminer un maximum de variables descriptives de l'événement et de la période pré-événementielle :

#### Variables événementielles :

Lame écoulée (He), lame ruisselée<sup>1</sup> (Hr), lame précipitée (Hp)<sup>2</sup>, coefficient d'écoulement (Ce), coefficient de ruissellement<sup>1</sup> (Cr), débit maximum (Qmax), débit moyen (Qmoy), la durée du ruissellement<sup>1</sup> (Tr), durée de l'écoulement (Te), intensités maximales sur 5, 15, 30 et 60 minutes (Im5Px - Im60Px), intensité moyenne (ImoyPx), cumul précipité (CumPx) sur chacun des postes, la moyenne arithmétique et de Thiessen de ces cumuls, durées de précipitation dépassant des seuils d'intensité fixée (i) (Tps\_i), rapport entre la pluviométrie en différents postes (RPx:Py).

#### Variables pré-événementielles :

Durée de temps sec (i.e. sans précipitations) précédant l'événement (DTS), durée de temps sans ruissellement(DTSr), débit moyen des n jours avant l'événement (Qmoy\_nj), débit maximal des n jours avant l'événement (Qmax\_nj), cumul précipité durant n jours avant l'événement (Hp\_nj).

En déterminant ces variables sur chaque poste pluviographique, sur différents seuils, sur différentes périodes pré-événementielles et en utilisant également la transformée logarithmique de ces valeurs, on arrive facilement à près d'**une centaine de variables**.

La distinction entre lame écoulée et lame ruisselée est faite de manière très empirique par méthode graphique et recherche d'une éventuelle « cassure » dans la courbe de récessions. Cette méthode se révèle très subjective et introduit un biais supplémentaire. Nous avons pu constater une bonne corrélation entre le coefficient de ruissellement (Cr=Hr/Hp) et le débit maximum (Qmax). Aussi, afin de réduire au maximum le biais lié à l'échantillonnage, nous avons préféré étudier séparément le coefficient d'écoulement (Ce=He/Hp) et le débit maximum (Qmax), plutôt que le coefficient de ruissellement.

En utilisant les outils classiques de l'analyse de données (matrice des corrélations, analyse en composantes principales, régression multiple), nous avons cherché à mettre en évidence d'éventuelles relations entre ces indices de ruissellement (Ce, Qmax) et d'autres variables caractéristiques de l'événement et de la période pré-événementielle. L'objectif est d'isoler les principales variables explicatives des fluctuations inter-événementielles du bilan de production. Les valeurs des différentes variables « majeures » sont rassemblées dans le tableau 3.7.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> le ruissellement est ici défini comme l'écoulement rapide de crue (inclus éventuellement les écoulements rapides internes)

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> moyenne de Thiessen, cf. tableau 3.10

Approches préliminaires

**TABLEAU 3.7 :** Récapitulatif des principales variables événementielles et pré-événementielles (légende cf. §3.3.2.1 p.122)

	_														
				Caractéristi	ques évene	mentielles				Caractéristic	ues pré-éver	ementielles			
N*	date	Hp (1/10 mm)	He (1/10 mm)	Ce	Qmax (l/s)	Durée (Te) (mn)	Imax_15mn (1/10 mm/h)	Imax_60mn (1/10_mm/h)	DTS (i)	Qmoy_2j (l/s)	Qmoy_7j (i/s)	Hp_2j (1/10 mm)	Hp_7j (1/10 mm)		
1	03/09/96	533	63	0.12	324	1505	568	216	2.40			5	200		
2	02/10/96	428	56	0.13	222	1445	316	169	6.88			0	83		
3	30/10/96	989	246	0.25	831	1925	620	393	1.54			208	1432		
4	04/12/96	163	43	0.26	259	845	156	93	1.82	26	20	112	112		
5	06/12/96	1066	200	0.18	423	2225	616	263	0.06	46	28	149	295		
6	23/12/96	489	35	0.07	186	1445	540	290	5.71	12	14	0	114		
7	27/12/96	510	77	0.15	300	1625	496	253	0.02	21	19	261	761		
8	01/01/97	817	190	0.23	381	2105	372	213	2.05	23	33	0	796		
9	03/01/97	986	387	0.39	1000	1925	644	385	0.43	101	57	810	1378		
10	12/01/97	487	143	0.29	203	2465	172	74	6.89	33	41	0	46		
11	05/02/97	401	122	0.30	1280	1445	368	256	0.71	20	22	44	342		
12	07/02/97	208	40	0.19	298	665	272	175	1.78	95	41	371	575		
13	21/02/97	281	96	0.34	734	1985	408	177	0.58	25	17	353	538		
14	07/03/97	240	13	0.05	89.1	785	332	188	0.96	11	10	129	188		
15	11/03/97	591	91	0.15	453	1805	340	228	0.89	14	13	203	796		
16	24/03/97	669	78	0.12	346	1385	460	175	2.42	11	11	13	76		
17	25/03/97	1486	690	0.46	1020	4325	528	333	0.04	79	21	693	754		
18	28/03/97	1208	701	0.58	789	7385	504	164	1.31	239	119	751	2220		
19	02/04/97	419	233	0.56	545	2345	292	202	0.62	95	162	289	1757		
20	12/04/97	226	64	0.28	437	1445	216	113	2.04	58	62	4	171		
21	02/05/97	458	87	0.19	550	1115	408	263	1.14	40	31	180	206		
22	03/05/97	1123	690	0.61	4020	2555	868	359	0.17	67	42	507	715		

						M	ATATIA	_					
				Caractérist	iques évene	mentielles				Caractéristic	ues pré-éver	ementielles	
N°	date	Hp (1/10 mm)	He (1/10 mm)	Се	Qmax (l/s)	Durée (Te) (mn)	Imax_15mn (1/10 mm/h)	Imax_60mn (1/10 mm/h)	DTS (i)	Qmoy_2j (I/s)	Qmoy_7j (l/s)	Hp_2j (1/10 mm)	Hp_7j (1/10 mm)
1	30/01/96	221	15	0.07	802	1445	336	207	1.36	59	64	112	207
2	01/02/96	318	40	0.13	1280	4325	424	232	0.46	121	78	255	413
3	16/02/96	2371	688	0.29	11100	8645	412	332	0.25	84	165	50	347
4	01/03/96	506	43	0.08	1410	2885	520	251	0.33	102	138	21	343
5	09/03/96	595	49	0.08	4340	1445	724	387	0.46	108	137	133	412
6	11/03/96	1038	324	0.31	8740	5765	908	434	0.25	396	175	767	909
7	23/05/96	342	18	0.05	1530	1445	400	207	0.19	126	81	705	1322
8	31/10/96	1170	178	0.15	3470	4325	560	317	0.00	10	10	240	1532
9	06/12/96	886	21	0.02	1420	2885	464	235	1.32	31	31	205	303
10	02/01/97	1814	408	0.22	7450	5765	632	362	2.38	90	88	5	515
11	12/01/97	750	96	0.13	1880	2885	316	141	6.28	112	226	0	95
12	18/01/97	167	8	0.05	1020	1445	168	63	4.42	141	268	10	736
13	30/01/97	291	9	0.03	1130	1445	216	136	11.37	31	31	7	45
14	07/02/97	395	36	0.09	3360	1445	340	257	1.25	32	31	213	354
15	19/02/97	161	11	0.07	828	1445	160	112	0.32	48	63	94	251
16	21/02/97	318	59	0.19	2670	2885	480	208	0.29	128	74	407	591
17	09/03/97	198	22	0.11	2100	1445	108	72	0.33	58	59	315	427
18	11/03/97	801	180	0.22	5280	4325	412	247	0.13	186	86	373	800
19	24/03/97	3828	1520	0.40	9510	17285	428	252	2.42	54	66	. 12	66
20	13/04/97	114	21	0.18	1340	1445	124	87	0.21	107	153	88	231
21	30/04/97	1759	318	0.18	8690	7205	812	310	348	43	43	0	30

VA	IA	MI

				Caractéristi	aues évene	mentielles		Caractéristiques pré-évenementielles						
N°	date	Hp	He	Ce	Qmax	Durée (Te)	lmax_15mn	lmax_60mn	DTS	Qmoy_2j	Qmoy_7j	Hp_2j	Hp_7j	
		(1/10 mm)	(1/10 mm)		(I/s)	(mn)	(1/10 mm/h)	(1/10 mm/h)	(i)	(l/s)	(l/s)	(1/10 mm)	(1/10 mm)	
1	02/02/89	724	76	0.10	2080	2165	628	274	0.30	19	32	124	882	
2	27/11/89	931	353	0.38	3120	2885	416	280	1.22	141		115	976	
3	07/12/89	1763	431	0.24	4230	2885	520	262	0.13	183	253	94	1068	
4	31/01/90	2345	343	0.15	4750	5175	604	280	0.50	17	7	292	315	
5	18/02/90	480	103	0.22	2390	2165	384	229	1.25	115	110	114	946	
6	09/01/91	684	65	0.09	2470	1165	488	306		0		0	0	
7	11/01/91	1514	302	0.20	3680	2645	432	344	0.27	158	158	824	824	
8	07/03/92	1381	124	0.09	3910	2885	712	431	0.06	59	10	416	964	
9	08/01/93	1019	131	0.13	2020	2165	420	29 <del>9</del>	0.15	18	60	131	1412	
10	16/02/93	1088	232	0.21	9470	2645	732	291	0.13	102	170	288	1354	
11	06/03/94	2516	460	0.18	4750	4805	552	379	0.34	16	7	249	587	
12	27/10/96	2985	241	0.08	942	8645	708	288	1.11	6		414	887	
13	07/12/96	635	23	0.04	643	1445	720	254	0.09	9	5	270	464	
14	02/01/97	1059	96	0.09	2190	2885	464	29 <del>9</del>	2.37			6	595	
15	12/01/97	206	48	0.23	289	1210	120	73	5.31	1	0	0	36	
16	20/02/97	970	55	0.06	1960	2885	676	352	0.34	0	0	169	233	
17	04/03/97	127	6	0.05	341	1350	476	128	4.80			0	100	
18	08/03/97	727	37	0.05	1040	2885	752	281	0.42	3		72	200	
19	11/03/97	1078	206	0.19	8050	2885	692	516	0.13	63	28	541	1271	
20	23/03/97	4276	800	0.19	1860	15710	456	246	0.52	0		146	146	
21	08/04/97	202	19	0.09	252	1445	248	98	4.84	30	107	0	900	
22	30/04/97	225	3	0.01	140	835	260	79	0.08	0		10	21	
23	02/05/97	1455	139	0.10	2200	2885	856	470	1.06	6		225	246	
24	07/05/97		11	0.07		1445	252	124	0.16	20	74			

## 3.3.2.2 Etude des relations entre lame écoulée (He) et lame précipitée (Hp)

La figure 3.30 présente les relations optimales mises en évidence entre lame écoulée (He) et lame précipitée (Hp) pour les trois bassins.

Il ressort de ces résultats que si une relation linéaire unique peut convenir pour la Vaiami, ce n'est pas le cas pour la Matatia et l'Atiue.

En effet, sur l'Atiue, une relation exponentielle ( $R^2=71\%$ ) ou polynomiale d'ordre 2 ( $R^2=79\%$ ) pourrait s'ajuster. Pour la Matatia, seule une relation polynomiale d'ordre 2 peut s'adapter ( $R^2=97\%$ ). Cependant, sur ce dernier bassin, on peut remarquer qu'en tronquant l'échantillon aux valeurs Hp>150 mm, les 4 derniers points s'ajustent parfaitement sur une droite ( $R^2=99\%$ ). Ceci nous a conduit à privilégier également la combinaison de deux relations linéaires pour l'Atiue. On arrive ainsi aux relations linéaires optimales suivantes :

<u>ATIUE</u> pour Hp<60mm			
He=0.2Hp			(R <sup>2</sup> =7%)
pour Hp>60mm			
He=0.86Hp-504	⇔	He=0.86(Hp-586)	(R²=68%)
<u>MATATIA</u> pour Hp<150mm			
He=0.19Hp-19 pour Hp>150mm	⇔	He=0.19(Hp-100)	(R²=60%)
He=0.57Hp-653	⇔	He=0.57(Hp-1146)	(R²=99%)
VAIAMI			
He=0.19Hp-35	⇔	He=0.19(Hp-184)	(R <sup>2</sup> =85%)

(Note : Hp et He en 1/10 mm)

Nous formulons également les relations présentant une ordonnée à l'origine sous la forme : He= $\alpha$  (Hp- $\beta$ ). Cette transformation est utile car dans ce cas, le paramètre  $\beta$  peut être assimilé aux pertes initiales, ou au seuil au-dessus duquel le coefficient d'écoulement  $\alpha$  est effectif.

Ces relations révèlent des particularités intéressantes :

- sur l'ensemble des bassins, on retrouve pour les événements de faible cumul, un coefficient d'écoulement moyen à peu près équivalent de l'ordre de 0.2
- un effet de seuil semble apparaître sur l'Atiue et la Matatia. En effet, au-dessus d'un certain cumul de pluie, le coefficient d'écoulement a tendance à augmenter brusquement pour atteindre respectivement 0.86 et 0.57.
- les seuils pour l'Atiue et la Matatia semblent effectivement correspondre au paramètre  $\beta$  de la seconde relation linéaire, à savoir respectivement, 58mm et 115mm.

Ces remarques corroborent les observations effectuées à l'échelle annuelle, c'est à dire que l'Atiue est plus productive que la Matatia, elle-même générant plus d'écoulement que la Vaiami. Cependant, à l'échelle événementielle, les différences entre la Matatia et l'Atiue sont moins marquées. On passe d'un facteur 3 entre les coefficients d'écoulements annuels, à un facteur 1.5 (0.86/0.57) entre les coefficients d'écoulements événementiels moyens.









Approches préliminaires

Sur le graphique de l'Atiue, on note que les événements 5, 18, 19 et 22 s'écartent sensiblement des relations linéaires moyennes. Concernant l'événement 5, il est possible que l'estimation de la lame précipitée ait été exagérée car seul le pluviographe M3 était en fonction. Si on se réfère au tableau 3.7 on peut voir que les événements 18 et 19 correspondent à des conditions initiales relativement humides (Qmoy\_2j et Qmoy\_7j, particulièrement élevés) et donc un débit initial (de base) élevé, ce qui peut également biaiser l'estimation de la lame écoulée. Enfin, la particularité de l'événement 22, outre des conditions initiales relativement humides, réside dans l'intensité maximale sur 15 mn, ce qui laisse supposer que le bassin réagit aux fortes intensités pluviographiques.

Concernant la Matatia, ce sont les événements 6 et 9 qui apparaissent atypiques. En effet, toujours d'après le tableau 3.7, l'événement 6 correspond à des conditions initiales particulièrement humides (valeurs maximales pour Hp\_2j, Qmoy\_2j) alors que l'événement 9 présente la situation inverse avec un état initial relativement sec (Qmoy\_2j, Qmoy\_7j, Hp\_7j). Ainsi, les conditions préalables d'humidité pourraient avoir une influence sur la production notamment pour les événements de faible cumul pluviométrique.

Enfin, sur le graphique relatif à la Vaiami, les mêmes remarques peuvent être avancées pour les événements 2 et 3. En effet, on note des conditions initiales particulièrement humides pour ces deux événements (Qmoy\_1j et Qmoy\_2j). Concernant, l'événement 12 on peut mettre en doute la fiabilité de l'enregistrement limnimétrique. En effet, le mécanisme d'horlogerie était visiblement défaillant à cette date qui correspond également à la remise en service de la station de mesure.

Une autre manière d'interpréter ces graphiques est de considérer une relation linéaire unique pour l'ensemble des bassins correspondant à un coefficient d'écoulement moyen d'environ 0.2 auquel seuls quelques événements particuliers dérogent. Il s'agit des événements présentant soit des conditions préalables particulièrement humides (événements 9, 17, 18, 19 pour l'Atiue, l'événement 6 pour la Matatia, les événements 2 et 3 pour la Vaiami) ou sèches (événement 9 de la Matatia, 23 et 16 de la Vaiami), soit une durée d'événement singulièrement longue, ce qui équivaut à un état de saturation relativement avancé (événements 3 et 19 de la Matatia), soit enfin à des fortes intensités pluviométriques (événement 22 de l'Atiue).

Afin de préciser ces observations, nous allons à présent étudier plus en détail la variabilité interévénementielle des coefficients d'écoulements.

#### 3.3.2.3 Etude de la variabilité inter-événementielle des coefficients d'écoulements

Nous cherchons ici à établir, toujours de manière statistique, des relations permettant d'expliquer la variabilité inter-événementielle des coefficients d'écoulements. Nous analysons séparément les observations sur chacun des bassins versants.

## <u>L'Atiue</u>

L'étude de la matrice des corrélations révèle 3 variables majeures explicatives de la variabilité interévénementielle des coefficients d'écoulements. Il s'agit, par ordre de variance expliquée décroissante, de Ln(He) ( $R^2=67\%$ ), Hp\_2j ( $R^2=48\%$ ), et Ln(Qmoy\_2j) ( $R^2=37\%$ ) (cf. figure 3.31).







FIGURE 3.31 : Variabilité inter-événementielle des coefficients d'écoulements sur l'Atiue et principales variables explicatives.

La relation logarithmique avec He suggère une augmentation du coefficient d'écoulement avec la lame écoulée. Celle-ci est en adéquation avec la relation exponentielle mise en évidence entre He et Hp (cf. figure 3.30).

Les deux autres relations avec les variables pré-événementielles (Hp\_2j, Qmoy\_2j) semblent confirmer l'**influence des conditions initiales** sur le bilan de production. Cependant, elles pourraient également traduire le biais que produit le débit initial dans la définition du coefficient d'écoulement.

Le débit maximum (Qmax), (ici, relié exponentiellement au coefficient de ruissellement ( $R^2=70\%$ )), apparaît lié à l'intensité maximale sur 15min (Imax\_15mn) ( $R^2=40\%$ ). Cependant, si on supprime de notre échantillon l'événement 22, dont le débit maximal est très nettement au-dessus des valeurs moyennes, l'intensité maximale sur 60 mn (Imax\_60 mn) ( $R^2=35\%$ ) devient la première variable explicative, très nettement devant Imax\_15mn ( $R^2=19\%$ ).

## La Matatia

La même analyse opérée sur les coefficients d'écoulements de la Matatia fait ressortir comme principales variables explicatives Ln(He) (R<sup>2</sup>=79%), Tps12\_P0 (R<sup>2</sup>=68%), et Cum\_P0 (R<sup>2</sup>=62%) (cf. figure 3.32)

Concernant la relation avec la lame écoulée, la même interprétation que celle avancée précédemment sur l'Atiue peut-être donnée.

Il faut préciser que Tps12\_P0 (durée des précipitations dépassant l'intensité de 12mm/h au poste P0) et Cum\_P0 (cumul des précipitations au même poste) sont fortement corrélés (R<sup>2</sup>=98%). La troisième variable n'a donc que peu d'intérêt. Cependant, ces relations linéaires confirment le fait que le **coefficient d'écoulement a tendance à augmenter avec le cumul précipité**, ce qui va dans le sens de notre première remarque concernant l'influence de la lame écoulée.

Il est intéressant de remarquer que les précipitations en tête de bassin (poste P0) influencent davantage le coefficient d'écoulement que la lame moyenne précipitée (Hp,  $R^2=60\%$ ). Cependant, la différence est minime.

Le débit maximum (Qmax) est également lié de manière significative à Tps12\_P0 ( $R^2=73\%$ ). Contrairement à l'Atiue, les intensités maximales sur 15 ( $R^2=37\%$ ) ou 60 mn ( $R^2=55\%$ ) ne constituent pas des indicateurs pertinents du ruissellement. Pour ce bassin, les cumuls (Hp,  $R^2=71\%$ ) semblent prédominer les processus générateurs des crues.

Enfin, les variables pré-événementielles sont très mal corrélées au coefficient d'écoulement (Qmoy\_2j,  $R^2=14\%$  et Hp\_2j  $R^2=1\%$ ). La corrélation est toutefois positive et on ne peut pas conclure que les conditions initiales n'ont pas d'influence sur le coefficient d'écoulement, vu les remarques précédentes. En effet, ce résultat peut être le produit d'un biais dans notre échantillonnage. Nous avons sélectionné les événements essentiellement sur un critère de débit, aussi les épisodes pluvieux n'ayant occasionné que des écoulements restreints n'ont pas été retenus dans cette analyse.



FIGURE 3.32 : Variabilité inter-événementielle des coefficients d'écoulements sur la Matatia et principales variables explicatives.

## <u>La Vaiami</u>

Les coefficients d'écoulements sont également corrélés de manière significative à la lame écoulée (He) mais par une relation de type puissance ( $R^2=65\%$ ). Par cette même relation, le degré de liaison avec la lame précipitée (Hp) est nettement moindre ( $R^2=18\%$ ) (cf. figure 3.33).

Les seconde et troisième variables explicatives sont Qmoy\_2j ( $R^2=48\%$ ) et DTSr par relation exponentielle ( $R^2=35\%$ ) (cf. figure 3.33). Ainsi, les conditions préalables d'humidité semblent influencer le coefficient d'écoulement de la Vaiami.

Comme sur l'Atiue, le débit maximum se trouve principalement expliqué par les intensités maximales sur 60 mn (relation log-log,  $R^2=73\%$ ), voire sur 30 mn ( $R^2=65\%$ ).







FIGURE 3.33 : Variabilité inter-événementielle des coefficients d'écoulements sur la Vaiami et principales variables explicatives.

# 3.3.2.4 Conclusions

L'étude des caractéristiques inter-événementielles a confirmé la complexité de la relation pluie-débit et notamment son hétérogénéité spatiale et temporelle.

Différentes interprétations de la relation entre lame écoulée et lame précipitée ont pu être avancées. En conclusion, on peut définir à l'échelle de l'événement, un coefficient d'écoulement moyen de l'ordre de 0.2 pour les 3 bassins. Cependant, la variabilité autour de cette valeur moyenne est très importante et semble être influencée par différents facteurs dont notamment :

- les conditions initiales d'humidité,
- > le cumul des précipitations ou les volumes écoulés,
- > les fortes intensités pluviométriques (possible effet de seuil).

De plus, si les intensités pluviométriques semblent agir à la fois sur le débit maximum et le coefficient d'écoulement pour l'Atiue et la Vaiami, ce n'est pas le cas pour la Matatia. S'agit-il d'un biais lié à l'échantillonnage, d'un effet de taille ou réellement d'un fonctionnement différent ?

On atteint ici les limites de ce genre d'approche purement statistique à l'échelle inter-événementielle. Les caractéristiques moyennes (y compris à l'échelle de l'événement) restent des indicateurs assez limités des processus hydrologiques. L'étude intra-événementielle de quelques hyétogrammes \ hydrogrammes caractéristiques devrait permettre de préciser les conclusions obtenues à l'échelle de l'année et de l'événement.

# 3.3.3 Analyses descriptives intra-événementielles

Avant d'aborder la modélisation, il peut être intéressant de débuter par une analyse descriptive détaillée des événements les plus remarquables et les mieux contrôlés de notre banque de données. En comparant simplement hyétogrammes et hydrogrammes, on peut parfois dégager certaines caractéristiques essentielles de la production et du transfert.

Les événements utilisés pour cette première analyse intra-événementielle des relations Pluie-Débit sont les futurs événements de calage qui serviront ensuite à la modélisation. Les critères de sélections seront détaillés au chapitre 3.4.1 dédié à la préparation des données de calage.

Nous avons retenu une demi-douzaine d'événements par bassins dont les principales caractéristiques événementielles et pré-événementielles sont présentées dans le tableau 3.8<sup>3</sup>. Les hyétogrammes et l'hydrogramme correspondants à chacun des événements sont donnés en **annexe B**.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Pour les besoins de la modélisation, la durée maximale des événements a du être limitée à environ 36h, ce qui nous a contraint à un découpage différent de celui présenté précédemment (tableau 3.7) et par conséquent la numérotation est sans rapport. On fera référence à ces événements en faisant précéder leur numéro par la première lettre du bassin concerné, suivi de « ec » pour spécifié qu'il s'agit des événements de calage (exemple : A-ec-3 désigne le 3<sup>ème</sup> événement de calage pour l'Atiue).

TABLEAU 3.8 : Récapitulatif des principales caractéristiques des événements de calage pour les trois bassins (Tc : temps caractéristique, Tm : temps de montée, Tr : temps de réponse)

_						Carac		Caractéristiques pré-événementielles									
7	A-ec	date	Нр	He	Ce	Qmax	Durée	lmax_15	Imax_60	Tc	Tm	Tr	DTS	Qmoy_2j	Qmoy_7j	Hp_2j	Hp_7j
L			(1/10 mm)	(1/10 mm)		(Vs)	(mn)	(1/10 mm/h)	(1/10 mm/h)	(mn)	(mn)	(mn)	()	(Vs)	(Vs)	(1/10 mm)	(1/10 mm)
Г	1	30/10/96	989	263	0.27	831	2405	772	414	81	28	31	1.38			300	1480
L	2	11/03/97	598	102	0.17	453	2405	392	257	72	65	51	0.64	14	13	367	790
L	3	24/03/97	1159	207	0.18	1020	2285	1028	495	54	46	30	2.50	11	11	13	76
L	4	29/03/97	178	25	0.14	789	1325	660	219	51	27	27	0.35	151	179	692	2862
L	5	01/05/97	458	73	0.16	550	905	504	299	74	51	44	1.04	40	31	180	208
	6	02/05/97	1175	707	0.60	4020	3065	944	428	45	13/35	15/10.	0.41	65	40	499	664

								MAIAI								
					Caract	éristiques	événemen	tielles				C;	aractéristio	ues pré-évé	enementiell	es
M-ed	date d	Нр	He	Ce	Qmax	Durée	lmax_15	Imax_60	Tc	Tm	Tr	DTS	Qmoy_2j	Qmoy_7j	Hp_2j	Hp_7j
		(1/10 mm)	(1/10 mm)		(Vs)	(mn)	(1/10 mm/h)	(1/10 mm/h)	(mn)	(mn)	(mn)	(j)	(Vs)	(Vs)	(1/10 mm)	(1/10 mm)
1	17/02/96	1464	384	0.26	11100	2405	556	347	134	104	29	0.16	271	163	498	551
2	09/03/96	595	59	0.10	4340	2405	984	489	96	21	18	0.46	108	137	133	412
3	13/03/96	529	165	0.31	8740	2285	1372	551	67	27	41	1.31	693	354	460	1361
4	03/01/97	909	271	0.30	7450	1325	776	439	213	72	70	0.26	317	158	732	1180
5	25/03/97	1223	352	0.29	9510	905	776	346	53	13 / 45	65 /101	0.10	312	135	678	710
l e	03/05/97	998	259	0.26	8690	3065	976	338	106	9/20/26/18	0/105/2/58	0.01	147	79	524	776

								VAIA								
					Caract		Caractéristiques pré-événementielles									
V-ec	date	Нр	He	Ce	Qmax	Durée	lmax_15	Imax_60	Tc	Tm	Tr	DTS	Qmoy_2j	Qmoy_7j	Hp_2j	Hp_7j
		(1/10 mm)	(1/10 mm)		(⊮s)	(mn)	(1/10 mm/h)	(1/10 mm/h)	(mn)	(mn)	(mn)	Ø	(Vs)	(Vs)	(1/10 mm)	(1/10 mm)
1	27/11/89	931	293	0.31	3120	2165	576	360	151	79	29	1.22	141		115	976
2	09/01/91	684	65	0.09	2470	1165	732	508	37	36	37	9.30			0	0
3	11/01/91	1374	270	0.20	3680	2165	520	407	81	59	35	0.27	158	158	824	824
4	07/03/92	1348	124	0.09	3910	2045	744	451	36	57	8	0.50	37	' 11	444	992
5	08/01/93	1056	118	0.11	2020	2165	496	340	49	16	19	0.65	22	2 70	129	1533
6	16/02/93	1068	240	0.22	9470	2165	808	350	17	34 / 25	28 / 18	0.63	73	6 161	104	1296
7	08/03/94	559	182	0.32	4750	2165	892	550	46	34	7	0.30	378	118	1943	2530

TABLEAU 3.9 : Caractéristiques descriptives des événements de calage pour les trois bassins

				ATIUE					
Evénement		Précip	oitation		Cru	e	Condition Initiale		
	Intensité	Volume	Localisée	Homogène	Consécutive	Unitaire	Sèche	Humide	
A-ec-1	+	+		+	+			+	
A-ec-2				+					
A-ec-3	+	++			++		++		
A-ec-4						+		++	
A-ec-5							+		
A-ec-6	++	++		+	++			+	
				MATATI	Α				
Evénement	Précipitation				Crue		Condition Initiale		
	Intensité	Volume	Localisée	Homogène	Consécutive	Unitaire	Sèche	Humide	
M-ec-1		++		++				+	
M-ec-2	+					+	+		
M-ec-3	++		Am.			++		++	
M-ec-4		+						++	
M-ec-5		+	Am.		+			+	
M-ec-6	+	+		+ _	++			+	
				VAIAM	I				
Evénement	Précipitation				Crue		Condition Initiale		
	Intensité	Volume	Localisée	Homogène	Consécutive	Unitaire	Sèche	Humide	
V-ec-1		+		+					
V-ec-2	+		Av.				+++		
V-ec-3		+ +	Centre	+				++	
V-ec-4	+	+ +		+ +		+		+	
V-ec-5		+	Am.		+				
V-ec-6	++	+		+	+ +	++			
V-ec-7	+		Av.+ Am.					+++	

.....

En plus des variables préalablement définies(cf. tableau 3.7), nous avons estimé :

- les temps caractéristiques (Tc) : durée pendant laquelle Q>(Qmax/2)
- les temps de montée (**Tm**) : durée de la phase de montée des eaux (pour les différentes pointes de crues, par ordre chronologique)
- les temps de réponse (Tr) : décalage entre les pics d'intensités et les débits maximums (pour les différentes pointes de crues, par ordre chronologique)

On remarque dans le tableau 3.8 des temps de réponses relativement variables d'un événement à l'autre. Si l'on peut incriminer une incertitude d'appareillage (notamment pour les limnigraphes mécaniques), celle-ci ne saurait expliquer à elle seule cette variabilité. De plus, comme le montre la figure 3.34, on peut mettre en évidence une relation algébrique entre les temps de réponse et les débits maximums (Qmax) ( $R^2=97\%$  pour l'Atiue, 77% pour la Matatia, 88% pour la Vaiami). On notera que l'exposant de la relation algébrique est remarquablement stable d'un bassin à l'autre (-0.66 ± 0.15)<sup>4</sup>. De la même manière, on peut également relier linéairement le temps de réponse aux intensités maximales sur 15mn (Imax\_15) pour l'Atiue ( $R^2=86\%$ ) et la Vaiami ( $R^2=58\%$ ), sur 60 mn (Imax\_60) pour la Matatia ( $R^2=34\%$ ). Cette variabilité des temps de réponse semble indiquer une non-linéarité du transfert.

L'analyse descriptive permet également de fournir certaines indications qualitatives sur ce qui caractérise l'événement. Concernant les précipitations, on peut distinguer les crues liées aux fortes intensités ou au contraire celles provoquées essentiellement par des cumuls importants (volume). On peut également préciser la répartition spatiale des averses (localisée, homogène). Les événements peuvent contenir des crues consécutives bien individualisées et/ou présenter un caractère unitaire (lié à une averse très ponctuelle dans le temps). Enfin, on peut indiquer les épisodes survenant dans des conditions initiales particulièrement sèches ou humides. L'ensemble de ces caractéristiques descriptives est présenté dans le tableau 3.9.

On remarque sur ce tableau que les événements M-ec-3 et M-ec-5 de la Matatia correspondant à des précipitations essentiellement localisées sur la partie amont du bassin présentent un coefficient d'écoulement élevé (cf. tableau 3.8). Ceci semble indiquer une forte productivité de la partie amont du bassin. On remarque également sur ce bassin que les événements sélectionnés surviennent tous sauf M-ec-2 en conditions relativement humides. D'une manière générale, on confirme les conclusions précédentes : intensité ou volume peuvent être à l'origine des crues sur les différents bassins.

Parmi cette sélection, les événements les plus intéressants sont A-ec-6, M-ec-6 et V-ec-6. Ils sont présentés figure 3.35 à figure 3.37.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Pour la Matatia, il faut préciser que les temps de réponse inférieurs à 10 mn ont été retirés de l'échantillon (il s'agit probablement d'une population différente) ainsi que celui de M-ec-2 en raison du décalage entre les hyétogrammes qui rend difficile l'évaluation correcte du temps de réponse. L'enregistrement limnimétrique étant exclusivement mécanique pour les épisodes de la Vaiami, la précision de l'estimation du temps de réponse est parfois douteuse. Aussi, les événements V-ec-4, 5, et 7 n'ont pas été utilisés dans la régression présentée figure 3.34).

Approches préliminaires











FIGURE 3.35 : Hyétogrammes-Hydrogramme de l'événement A-ec-6



FIGURE 3.36 : Hyétogrammes-Hydrogramme de l'événement M-ec-6



FIGURE 3.37 : Hyétogrammes-Hydrogramme de l'événement V-ec-6

On observe pour l'événement A-ec-6 (cf. figure 3.35) une réaction « violente » de l'Atiue aux fortes intensités en particulier sur 5 mn. En effet, la première pointe de crue correspond à un cumul pluviométrique d'à peine plus de 30 mm. Or, cette dernière atteint tout de même 2 m3/s dépassant ainsi le débit maximum enregistré sur les autres épisodes (A-ec-1 à 5). La seule spécificité capable d'expliquer ce débit réside dans les intensités sur 5 mn qui dépassent ici (ponctuellement) les 140 mm/h atteignant ainsi la valeur maximale observée sur ce bassin. La deuxième pointe de crue est près de deux fois plus importante (Qmax=4m3/s), pourtant les intensités sont comparables et le cumul est à peine supérieur de 5 à 10 mm par rapport à l'averse précédente. On pourrait mettre en avant un effet de saturation (engendré par la première averse) mais cela semble en contradiction avec les observations des événements A-ec-1 et A-ec-3 (cf. Annexe B) où l'on enregistre, après le débit maximum, une réponse très modérée à l'averse suivante survenant après un délai comparable (3 à 4h). Par contre, un mécanisme de type seuil d'intensité pourrait être plus cohérent. En effet, un excès de quelques millimètres dépassant le seuil d'intensité peut engendrer une augmentation brutale et importante du coefficient d'écoulement.

L'événement M-ec-6 (cf. figure 3.36) correspond au même épisode pluvieux que A-ec-6. Or, contrairement aux observations de l'Atiue, on remarque ici que les 2 averses principales donnent lieu à 4 pointes de crues dont 2 ont un temps de réponse très court (quasi instantané). Ces premières pointes de crues pourraient correspondre à la contribution aval du bassin, suivi 50 mn à 100 mn plus tard par la contribution amont. Le fait que ces différentes pointes de crues soient distinctement individualisées semble indiquer une contribution minime de la zone intermédiaire par rapport au reste du bassin (cf. par exemple, Perrin et al. 1999).

L'événement V-ec-6 (cf. figure 3.37) correspond à la crue majeure enregistrée sur le bassin de la Vaiami. De manière comparable à ce qui a été observé sur l'Atiue, c'est un cumul relativement modéré (25 mm) qui est à l'origine de la principale pointe de crue. Ainsi, ce bassin semble également très sensible aux intensités sur de courtes durées de l'ordre de 5 à 20 mn. Si un effet de saturation pourrait expliquer ce comportement, l'hypothèse d'un seuil d'intensité paraît également cohérente.

# 3.3.4 Conclusions

Les analyses préliminaires développées dans ce chapitre ont permis de préciser les caractéristiques majeures de la relation pluie-débit sur les différents bassins.

A l'échelle annuelle, il est notamment apparu un bilan de production nettement supérieur sur l'Atiue par rapport à la Matatia, elle-même considérablement plus productive que la Vaiami.

L'analyse événementielle montre que les différences d'étiages (débit de base) expliquent en partie ce bilan. En effet, à l'échelle de l'événement, nous pouvons estimer **un coefficient d'écoulement moyen de l'ordre de 0.2 pour l'ensemble des bassins**. Cependant, cette valeur moyenne n'est guère significative car les rendements apparaissent très variables d'un épisode à l'autre, sous l'influence probable de divers facteurs traduisant le degré de saturation du bassin dont notamment les conditions initiales d'humidité, le cumul des précipitations ou les volumes écoulés.

Les fortes intensités pluviométriques semblent également intervenir dans le bilan de production en particulier sur l'Atiue et la Vaiami. L'hypothèse d'un possible **effet de seuil d'intensit**é apparaît cohérente. Sur la Matatia, cette influence est moins prononcée et les cumuls semblent dominer les processus générateurs de crues.

L'analyse descriptive de quelques événements spécifiques a également révélé certaines particularités intéressantes. Il est notamment apparu un temps de réponse lié à la charge hydraulique par l'intermédiaire des débits maximums, ce qui laisse présager la non linéarité du transfert. Enfin, une hétérogénéité spatiale des zones de production semble se discerner sur la Matatia, avec une zone intermédiaire relativement inactive (du moins dans certains cas).

Ainsi, ces résultats rendent compte de l'hétérogénéité et de la complexité de la relation pluie-débit sur les versants tahitiens. Les cumuls comme les intensités semblent influencer par une action combinée la genèse des crues. Dans une certaine mesure, les conditions initiales d'humidité pourraient expliquer la variabilité des rendements. A cette variabilité temporelle paraît s'ajouter une hétérogénéité spatiale (inter et intra-bassin) de la production. Enfin, certaines observations tendent à montrer une instationnarité et une non-linéarité des mécanismes.

A l'issue de cette étape préliminaire, nous avons posé les bases de la modélisation, c'est-à-dire cerné les principales caractéristiques hydrologiques, ciblé les critères essentiels à prendre en compte et formulé certaines hypothèses quant aux processus. L'objectif de la modélisation mathématique sera de tester, préciser et quantifier les différents paramètres et mécanismes intervenant dans la genèse des crues sur les différents bassins puis au sein de chaque bassin.

# 3.4 MODÉLISATION GLOBALE

La modélisation globale constitue la deuxième étape de notre approche progressive. Son objectif est de fournir des **clés de lecture** de la relation pluie-débit, c'est-à-dire d'identifier un ou plusieurs opérateurs de transformation cohérents au regard des valeurs observées. Il s'agit essentiellement d'**une approche systémique** intermédiaire entre la démarche **analytique et synthétique**. En effet, on cherchera différentes expressions analytiques et pour chacune d'elles plusieurs jeux de paramètres, les plus simples possibles, capables de décrire à la fois la variabilité inter et intra-évenementielle des relations Pluie-Débit.

L'intérêt d'un modèle global réside principalement dans sa **simplicité et l'intelligibilité** qui en découle. En effet, les transformations opérées sur le signal d'entrée sont homogènes et clairement définies. Le manipulateur dispose d'un contrôle total de son outil, les biais et autres artefacts étant limités par rapport à des approches plus complexes de type spatialisé.

Cependant, ces modèles sont incapables de rendre compte de l'hétérogénéité spatiale des précipitations et des processus. La structure interne du bassin n'est pas intégrée et l'utilisation de valeurs moyennes peut rendre parfois difficile l'interprétation des paramètres et a fortiori leur prédétermination.

Malgré ces limites, un modèle global devrait permettre de ;

- déterminer la nature analytique des processus dominants (multiplicatif \ soustractif),
- décomposer le signal en flux rapide et flux lent,
- tester l'hypothèse de linéarité des mécanismes,
- vérifier l'existence de seuils fonctionnels.

Nous traiterons tout d'abord de la préparation des données d'entrées, des modes et critères de calage, avant de développer successivement les différents modèles et leurs résultats.

# 3.4.1 Préparations des données et modalités de calage

## 3.4.1.1 Critère de sélection des événements de calage

La première étape consiste à sélectionner judicieusement un certain nombre d'événements pour le calage des modèles. Les critères de sélection dépendent évidemment des objectifs poursuivis. Dans notre cas, où l'on cherche essentiellement à caractériser l'aléa « inondation », on s'intéressera principalement aux mécanismes intervenant sur les événements de crues « majeurs ». Cependant, certains critères peuvent être communs à toute entreprise de modélisation.

#### Critère 1 : Fiabilité et précision des mesures

Le premier critère à considérer est probablement celui relatif à la qualité des observations. En effet, il est souhaitable de fonder le calage d'un modèle sur des données robustes et de densité maximale afin de **minimiser les incertitudes**, en particulier sur le signal d'entrée : les précipitations. Ainsi, nous

avons exclu les événements pour lesquels le nombre de pluviographes en état de marche n'était pas suffisant pour identifier correctement la variabilité spatiale des précipitations.

#### Critère 2 : Situation extrême observée

Le deuxième critère porte sur les débits maximums observés. Dans le but de caractériser l'aléa hydrologique, il paraît primordial de privilégier les événements présentant les débits maximums parmi les plus importants enregistrés à la station de contrôle.

#### Critère 3 : Les hydrogrammes de type « unitaire »

Les hydrogrammes résultant d'une pluie intense, de courte durée et homogène dans l'espace ont été retenus. Ces derniers sont particulièrement intéressants pour déterminer les caractéristiques du transfert.

#### Critère 4 : Les événements consécutifs

On retiendra les crues consécutives sur de courtes périodes car elles peuvent nous renseigner sur l'influence des conditions préalables (effet des cumuls, effet de saturation) sur le bilan de production et également sur les vitesses de ressuyage.

#### Critère 5 : L'hétérogénéité spatiale des précipitations

Enfin, les événements présentant des pluies localisées peuvent permettre d'individualiser le comportement de zones spécifiques (celles arrosées) au sein d'un bassin versant.

Sur ces différents critères, nous avons sélectionné **une demi-douzaine d'événements par bassin**. Il s'agit des événements utilisés pour l'analyse descriptive intra-événementielle au chapitre précédent (cf. § 3.3.3, **tableau 3.8** et **tableau 3.9**, p132). Un nombre plus important d'épisodes aurait pu être choisi, mais cela aurait alourdi les opérations de calage et nous avons préféré réserver une quantité d'informations suffisante pour l'étape de validation. L'événement du 19/12/98 a été spécialement retenu à cet effet, notamment pour tester les capacités d'extrapolation des modèles calés exclusivement en situation « normale ».

#### 3.4.1.2 L'indicateur pluie

Les résultats d'un modèle vont être influencés par la qualité du signal d'entrée. Dans le cas d'une modélisation globale, nous sommes contraints de choisir un indicateur synthétique des précipitations. Plusieurs options peuvent être considérées :

- choisir un pluviographe de référence,

$$P(t) = P_i(t) \tag{3.69}$$

- construire un hyétogramme moyen,

$$P(t) = \sum_{i} \alpha_{i} P_{i}(t)$$
(3.70)

- construire un hyétogramme corrigé.

$$P(t) = \left[\frac{\sum_{i} \sum_{i} \alpha_{i} P_{i}(t)}{\sum_{t} P_{i}(t)}\right] P_{i}(t)$$
(3.71)

P(t) = signal pluie à l'instant t

 $P_i(t)$ = donnée pluviographique du poste i à l'instant t  $\alpha_i$ = coefficient de Thiessen du poste i ( $\Sigma \alpha_i$ =1) Dans le cas des petits bassins versants (< 1 km<sup>2</sup>), la première option est probablement la plus satisfaisante. L'utilisation d'**un pluviographe de référence** est à privilégier tant que l'hypothèse d'homogénéité des précipitations reste acceptable.

Lorsque celle-ci ne peut plus être retenue, on peut construire **un hyétogramme moyen**. On agrégera dans ce cas l'information des différents pluviographes en utilisant une pondération de type Thiessen afin d'évaluer autant que possible la lame précipitée. L'inconvénient de ce type d'agrégation est qu'un décalage temporel même minime entre les différents pluviographes peut conduire à une diminution sensible des intensités, notamment sur les petits pas de temps. De ce fait, on risque d'introduire un lissage des intensités maximales auxquelles les modèles de type seuil d'intensité sont très sensibles.

Une alternative à ce biais est d'utiliser **une pluie corrigée**. Il s'agit en fait d'un compromis entre les deux options précédentes. On choisit un poste de référence pour lequel l'allure du hyétogramme sera maintenue via un facteur multiplicatif correspondant au rapport entre la lame précipitée évaluée par la méthode de Thiessen et la pluviométrie du poste. Dans ce cas, les cumuls sont conservés et les intensités maximales sont en général mieux respectées. C'est cette dernière option que nous avons privilégiée.

Les pluviographes de référence pour chacun des bassins ainsi que les coefficients de Thiessen sont données tableau 3.10.

TABLEAU 3.10	: Pluviographe de	référence et	coefficients a	le Thiessen	pour chacun	des bassins
--------------	-------------------	--------------	----------------	-------------	-------------	-------------

		Coefficients de Thiessen								
BV	<u>Ré</u> f.	<u>A1</u>	<u>A2</u>	<u>M1</u>	_M2_	<u>M3</u>	P0	<u>V</u> 0	<u>V1</u>	V2
ATIUE	A1	0.3	0.5	-	-	0.2	-	-	-	-
ΜΑΤΑΤΙΑ	MЗ	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	-	-	-
VAIAMI	<u>V1</u>			-	-	_		0.15	0.6	0.25

## Sur la discrétisation des précipitations

Si techniquement, il est aujourd'hui possible d'obtenir un signal quasi instantané (par intervalle de 0.5 mm), on se contente en général de hyétogrammes discretisés à quelques minutes. On peut facilement montrer que ce choix, souvent arbitraire, n'est pas sans conséquences.

En effet, si l'on suppose un mécanisme hortonien, c'est-à-dire des pertes au ruissellement de type seuil d'intensité (Pn(t)=Pb(t)-f(t)), la production pour un seuil donné sera dépendante de la discrétisation choisie. Par exemple, admettons des précipitations constantes d'intensité 1mm/h avec sur une période d'une heure un pic d'intensité de l'ordre de 10 mm/h. Si le seuil conditionnant le ruissellement est fixé à 5 mm/h, on devrait obtenir une lame ruisselée de l'ordre de 5 mm (figure 3.38a), mais si la discrétisation est décalée d'une demi-heure, on ne retrouve que 1 mm (figure 3.38b); même constat pour une discrétisation sur 2 heures (figure 3.38c). D'où l'on mesure l'importance de la discrétisation des hyétogrammes sur le bilan de production notamment pour le fonctionnement de type seuil d'infiltration.

Pour une transformation multiplicative de type coefficient de ruissellement (Pn(t)=Cr(t).Pb(t)), les volumes de production sont en général moins sensibles à la discrétisation des précipitations. Pour un coefficient constant, ils sont d'ailleurs parfaitement conservés. Cependant, l'évolution temporelle de la pluie nette instantanée (Pn(t)) est malgré tout fortement dépendante de l'allure du hyétogramme de pluie brute (Pb(t)) (cf. figure 3.38).

Ainsi, le choix de la discrétisation des hyétogrammes doit être réfléchi au regard des caractéristiques des précipitations. On peut penser que le découpage doit être capable de restituer les intensités maximales, mais cela nous conduirait à des pas de temps de l'ordre de la seconde. A priori, aucune limite ne peut être fixée. Le pas de discrétisation doit être nécessairement largement inférieur au temps de réponse du bassin

Dans tous les cas, il faut garder à l'esprit que l'incertitude sur le signal d'entrée se répercutera indubitablement sur le signal de sortie et que les paramètres d'une fonction de production seront toujours plus ou moins liés au pas de temps choisi.

Les résultats présentés dans cette étude correspondent tous à une discrétisation temporelle au pas de temps de 5mn.



FIGURE 3.38 : Influence de la discrétisation des hyétogrammes pour un fonctionnement de type seuil d'infiltration ou coefficient de production. a) discrétisation 1h, b) discrétisation 1h décalée de ½ h, c) discrétisation 2h

# 3.4.1.3 Modalités et critères de calage

Il existe différentes méthodes d'optimisation des paramètres de calage. Parmi les plus utilisées, on peut citer la procédure du simplex de Nelder et Mead (Himmelblau, 1972). Toutes sont fondées sur la minimisation de fonction critère dont nous présentons une liste non-exhaustive :

Ecart Volumétrique Relatif (EVR)

$$EVR = \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} Obs(i)}{\sum_{i=1}^{n} Cal(i)}\right]$$
(3.72)

Ecart Relatif entre les Maximums débimétriques (ERM)

$$\text{ERM} = \left[1 - \frac{\max[\text{Obs}(i)]}{\max[\text{Cal}(i)]}\right]$$
(3.73)

L'Ecart Arithmétique Moyen (EAM)

$$EAM = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n} |Cal(i) - Obs(i)|}{\sum_{i=1}^{n} Obs(i)}\right]$$
(3.74)

L'Ecart Quadratique Moyen (EQM)

$$EQM = \left[\frac{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i}^{n} [Cal(i) - Obs(i)]^{2}}}{\frac{1}{n}\sum_{i}^{n} Obs(i)}\right]$$
(3.75)

Critère de NASH

NASH = 1 - 
$$\left[\frac{\sum_{i=1}^{n} [Cal(i) - Obs(i)]^{2}}{\sum_{i=1}^{n} [Obs(i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Obs(i)]^{2}}\right]$$
 (3.76)
Critère CREC

$$CREC = \frac{1}{n} \sum_{i}^{n} \left| 1 - \frac{Cal(i)}{Obs(i)} \right| \times \left| 1 - \frac{Obs(i)}{\frac{1}{n} \sum_{i}^{n} Obs(i)} \right|$$

Obs(i) = Débit observé au pas de temps iCal(i) = Débit calculé au pas de temps i<math>n = nombre total de pas de temps

Le choix du critère d'optimisation est fonction des objectifs que l'on se fixe. Certains comme ERM, EQM et NASH, sont essentiellement sensibles à la qualité de l'ajustement sur les débits de pointes, les autres privilégiant les volumes ou l'ajustement général.

(3.77)

Une des principales limites de certaines de ces fonctions est que deux hydrogrammes (observé et simulé) en parfaite cohérence mais décalés de quelques pas temps conduisent à des valeurs de critères élevées. Afin de minimiser ce biais qui peut être dû à une mauvaise synchronisation de certains limnigrammes, nous proposons de calculer ces critères en autorisant une certaine marge de décalage. Ainsi, le calcul se fera en utilisant les couples (Obs(i+d),Cal(i)) avec  $d \in [-n/10, n/10]$  et on retiendra la valeur minimale du critère.

De plus, si la valeur d'un critère peut être révélatrice de différents ajustements sur un même événement, sa valeur d'un événement à un autre est souvent difficile à interpréter. L'appréciation reste en général plutôt qualitative que réellement quantitative, et dans ces conditions, rien n'est plus représentatif que la comparaison graphique entre hydrogrammes observés et simulés.

Aussi, l'exercice de calage des paramètres se fera essentiellement de manière manuelle, par itération (*trial and error*) en fixant a priori les paramètres et en les affinant au fur et à mesure en fonction des résultats. Notre attention se porte essentiellement sur le corps des hydrogrammes, c'est-à-dire les pointes de crues (périodes des maximums débimétriques). Aussi, les critères que nous privilégions dans notre analyse sont ERM, EQM et NASH.

Au regard des incertitudes sur les données de calage, nous ne chercherons pas un ajustement parfait entre hydrogrammes observés et simulés, mais plutôt un jeu de paramètres le plus équivalent possible d'un bassin à l'autre. Ceci se traduira par des valeurs de paramètres en général très arrondies (on choisira 90 mm/h pour une constante d'infiltration plutôt que 92.5 mm/h, même si les résultats sont légèrement moins « bons ») en pensant également dès à présent à une éventuelle prédétermination des paramètres sur des sites non-jaugés.

Ces quelques précisions données sur le signal d'entrée et les modalités de calage, nous abordons maintenant les premières expériences de modélisation.

# 3.4.2 MG-1 : Coefficients d'écoulements stables

## et transfert linéaire.

Vu l'allure des hydrogrammes et notamment la persistance des décrues (plus de 8h après l'arrêt des précipitations), il paraît facile d'admettre que les crues se composent au moins de deux types d'écoulement : les flux rapides et les flux lents (sub-superficiel et/ou souterrain).

Aussi, notre premier objectif consistera à :

• décomposer le signal débitmétrique en flux rapide et flux lent.

En première approximation, on se place sous l'hypothèse simplificatrice de linéarité et de stationnarité des mécanismes tout au moins à l'échelle intra-événementielle. Dans ces conditions, on cherchera à simuler séparément les flux lents et les flux rapides par l'intermédiaire de **deux réservoirs linéaires indépendants** contrôlés chacun par sa propre constante de vidange (Kr pour le réservoir rapide, Ks pour le réservoir lent). Ces deux paramètres doivent effectivement pouvoir être déterminés de manière indépendante puisque en période de décrue « non-influencée » (dans notre cas au maximum 8h après la fin de l'averse), seul Ks interviendra sur l'allure de l'hydrogramme simulé. Toujours dans un but simplificateur, on peut considérer pour respecter le bilan de matière que le réservoir souterrain est alimenté à partir de la fraction des précipitations non concernées par les flux rapides via un coefficient multiplicateur (Cs < 1) que l'on assimilera à un coefficient d'écoulement souterrain.

Concernant l'alimentation du réservoir rapide, à partir de ces différentes hypothèses nous pouvons :

- tester l'efficacité des deux catégories majeures de transformation : soustractive (Lr(t)=P(t)-INF) et multiplicative (Lr(t)=Cr.P(t))
- vérifier le degré de cohérence de l'hypothèse de linéarité.

Après de multiples tentatives, la transformation multiplicative apparaît très nettement plus performante que toute autre de nature soustractive. En effet, l'emploi d'un seuil d'intensité nécessite une paramétrisation variable d'un événement à l'autre (y compris lorsque l'on utilise le concept de pertes initiales) alors qu'un coefficient multiplicatif stable convient dans la majorité des situations, il apparaît indéniablement plus robuste et plus conforme à nos observations. Ceci nous conduit à proposer, en première analyse, le modèle MG-1.

## 3.4.2.1 Description du modèle MG-1

Le modèle global N°1 (MG-1) est des plus rudimentaires. Il s'agit d'un modèle à 4 paramètres correspondant à deux coefficients d'écoulements en cascade alimentant deux réservoirs linéaires indépendants. Le premier coefficient (Cr) peut être assimilé à un coefficient de ruissellement puisqu'il est associé à un réservoir à transfert rapide (Kr<<Ks). Le deuxième coefficient (Cs) simule les écoulements retardés (sub-superficiels et/ou souterrains) puisqu'il alimente un réservoir à constante de vidange lente (Ks). Par construction, les différents coefficients sont indépendants et stables, au moins au sein de l'événement. On autorise cependant une variabilité inter-événementielle des paramètres.

Par conséquent, il s'agit d'un **modèle parfaitement linéaire et stationnaire**. L'intérêt de ce modèle réside essentiellement dans la simplicité des concepts et la parcimonie des paramètres gages d'une certaine indépendance entre les différents compartiments. Ces propriétés nous paraissent essentielles pour garantir une relative objectivité de la décomposition du signal débimétrique.

Il faut préciser qu'une translation, c'est-à-dire un décalage temporel ( $\Delta T$ ), a été introduit afin de mieux respecter la synchronisation entre débits observés et débits simulés. Cette variable n'ayant pas d'incidence particulière sur la définition de l'aléa, nous ne la considérons pas réellement comme un paramètre. Le même décalage est appliqué aux flux rapides (Qr) et lents (Qs).



FIGURE 3.39 : Schématisation du Modèle Global N°1 (MG-1)

Algorithme

Lr(t)=Cr.P(t)

Ls(t) = Cs.[P(t)-Lr(t)] = Cs.(1-Cr).P(t) $Qr(t) = \int_0^t \frac{1}{Kr} e^{-(t-u)/Kr}.Lr(u).a.du$  $Qs(t) = \int_0^t \frac{1}{Ks} e^{-(t-u)/Ks}.Ls(u).a.du$ 

Qt(t)=Qr(t)+Qs(t)

Ct=Cr+Cs-(Cr.Cs)

P(t)= lame précipitée à l'instant t. .[L/T] Lr(t)= lame d'écoulement rapide.[L/T] Ls(t)= lame d'écoulement lent. .[L/T] Cr= coefficient d'écoulement rapide. Cs= coefficient d'écoulement lent. Kr= coefficient de stockage (d'étalement) du transfert rapide. [T] Ks= coefficient de stockage (d'étalement) du transfert lent. [T] Qr(t)= débit d'écoulement rapide.[L3/T] Qs(t)= débit d'écoulement lent. [L3/T] Qt(t)= débit d'écoulement total. [L3/] a : superficie du bassin. Ct= coefficient d'écoulement total.

## 3.4.2.2 Paramétrisation et résultats du modèle MG-1

Le calage du modèle s'effectue sur les événements présélectionnés, bassin par bassin, en cherchant dans la mesure du possible des paramètres stables pour l'ensemble des épisodes et les plus proches possibles d'un bassin à l'autre.

En première approximation, il est apparu que des paramètres **Cr**, **Kr** et **Ks** constants d'un événement à l'autre peuvent fournir des simulations convenables dans la majorité des situations. Par contre, le paramètre Cs paraît significativement variable.

Les paramètres optimaux pour les différents bassins sont présentés dans le tableau 3.11.

TABLEAU 3.11 : Paramètres de calage du modèle MG-1.

		Paramètres de calage MG-1						
	Cr	Cs	Kr (mn)	Ks (mn)	(ΔT) (mn)			
Atiue	0.10	0.10-0.38	65	800	15			
Matatia	0.08	0.05-0.30	65	800	33			
Vaiami	0.12	0.05-0.28	25	800	17			

L'erreur d'estimation obtenue avec ce modèle très simple est inférieure à 30% sur les débits maximums pour au moins 50% des épisodes et inférieure à 30% sur le volume pour au moins 60% des événements de calage. L'ensemble des simulations est présenté en Annexe C (la contribution retardée (Qs) est également représentée en pointillé). Les critères ERM et EQM, pour chacun des événements et l'ensemble des bassins sont tous rassemblés figure 3.50, page 154.

Outre la stabilité inter-événementielle du paramètre Cr, on observe une relative homogénéité interbassin : Cr=  $10\pm2\%$ . En conséquence, une part importante de la variabilité des bilans de production constatée à l'échelle annuelle et événementielle (cf. § 3.3) pourrait s'expliquer par les flux retardés (Cs).

En effet, on constate que les fluctuations du paramètre Cs sont significativement corrélées aux conditions initiales d'humidité comme le montre la figure 3.41. Sur l'Atiue, une relation linéaire avec Hp\_2j ( $R^2=67\%$ ) a pu être mis en évidence. A-ec-4 ne paraît pas s'inscrire dans cette relation. En fait, l'incertitude sur Cs pour cet épisode est particulièrement grande en raison d'un débit initial (ici soustrait pour les besoins du calage) correspondant à plus de 25% du débit de pointe. Pour la Matatia et la Vaiami, la relation optimale est établie à partir de Qmoy\_2j. ( $R^2=66\%$ , contre 47et 43% respectivement avec Hp\_2j). Concernant l'événement V-ec-7, il est possible que la lame précipitée ait été surévaluée (forte hétérogénéité des précipitations). Cependant, d'après les résultats de la Matatia, la relation pourrait également être de type logarithmique ou sphérique avec un palier aux alentours de 0.2. D'une manière générale, la qualité médiocre des relations peut s'expliquer par le caractère très approximatif des indices de conditions initiales et à la négligence d'une probable évolution intra-événementielle des paramètres Cs et Cr.

Concernant le paramètre Kr, on peut conclure à un transfert nettement plus rapide sur la Vaiami par rapport aux deux autres bassins dont le comportement semble très proche malgré la différence de superficie. En effet, les paramètres équivalents de l'Atiue et de la Matatia (Kr=65 mn) indiquent une déformation quasi-identique de l'onde de crue sur ces deux bassins. Les temps de réponse correspondant (Tr= $\Delta$ T-Kr.ln(0.5)) sont eux légèrement différents (Tr(A)=60 mn, Tr(M)=78 mn), mais toujours nettement supérieurs à la Vaiami Tr(V)=34 mn. Il est également intéressant de remarquer que le transfert retardé peut être simulé par une même constante de vidange (Ks) sur les 3 bassins.

En résumé :

 $Cr_A \cong Cr_M \cong Cr_V = 10\pm 2\%$   $Kr_A = Kr_M \cong 2.Kr_V$   $(Cs_A, Cs_M, Cs_V) = f^{\circ}(Conditions Initiales)$  $Ks_A = Ks_M = Ks_V \cong 800 \text{ mn}$ 

Devant le caractère relativement inattendu de l'ensemble de ces résultats, il nous paraît important de préciser l'indépendance des paramètres relatifs aux différents réservoirs (rapide/ lent). Pour cela, nous avons opéré une analyse de sensibilité des paramètres (Cr, Cs) et (Kr, Ks) aux critères EQM pour l'événement A-ec-1 particulièrement bien restitué par MG-1 (cf. figure 3.40).



FIGURE 3.40 : Analyse de sensibilité des paramètres (Cr, Cs) et (Kr, Ks) au critère EQM pour l'événement A-ec-1.

Cette figure 3.40 confirme l'indépendance des différents paramètres puisque la restitution optimale d'un événement donné correspond à un jeu unique (Cr, Cs) et (Kr, Ks). L'analyse ne pouvait s'effectuer sur l'ensemble des événements de calage en raison de la variabilité inter-événementielle du paramètre Cs. Cependant, la même analyse opérée sur d'autres épisodes conduit à des conclusions similaires.

_	ATIUE					MATATIA			
	A-ec	Paramètre	Conditions	initiales	M-ec	Paramètre	Conditions initiales		
_	<u> </u>	Cs	Qmoy_2i	<u>Hp 2i</u>	N°	Cş	Qmoy 2j	Hp 2i	
	1	0.25		300	1	0.30	271	498	
	2	0.15	14	367	2	0.05	108	133	
	3	0.10	11	13	3	0.30	693	460	
	4	0.10	151	692	4	0.22	317	732	
	5	0.10	40	180	5	0.27	312	678	
_	6	0.38	<u>6</u> 5	499	6	0.23	147	524	



VAIAMI						
V-ec	Paramètre	Conditions initiale				
<u>N°</u>	Çş	Qmoy 2j	Hp 2i			
1	0.28	141	115			
2	0.05	0	0			
3	0.15	158	824			
4	0.04	37	444			
5	0.08	22	129			
6	0.12	73	104			
7	0.15	378	1943			



FIGURE 3.41 : Relation entre Cs et les conditions initiales pour l'ensemble des événements de calage sur les différents bassins (Qmoy\_2j en l/s, Hp\_2j en 1/10mm).

Ce modèle, s'il permet de définir un fonctionnement moyen relativement cohérent, est cependant incapable de décrire certains comportements. Il s'agit notamment des épisodes A-ec-6, V-ec-6, M-ec-5 et dans une moindre mesure A-ec-3, A-ec-4, M-ec-1 et M-ec-6.

Si l'on se réfère aux caractéristiques de ces événements (cf. tableau 3.8 et tableau 3.9, p132), on s'aperçoit qu'il s'agit (au moins pour l'Atiue et la Vaiami) des événements majeurs correspondant aux débits maximums de notre échantillon de calage. Ces crues se caractérisent essentiellement par de fortes intensités (>80mm/h) et/ou des cumuls importants. Concernant M-ec-5 et A-ec-4, l'hétérogénéité des précipitations pourrait suffire à expliquer les défauts de simulations. Par contre, pour les autres épisodes et notamment A-ec-6 et V-ec-6, il semble incontestable qu'un mécanisme essentiel (notamment activé sous l'impulsion des fortes intensités pluviométriques) ait été négligé par le modèle MG-1.

En effet, pour ces événements particuliers, les volumes (et débits de pointes) sont largement sousestimés. De plus sur certains épisodes (cf. annexe C), on observe une surévaluation des volumes en début d'épisode (A-ec-1, A-ec-2, V-ec-2) et sur d'autres, une sous-évaluation lorsqu'il s'agit de crues consécutives ou lorsque la pointe de crue se situe en fin d'épisode (A-ec-3, M-ec-1, V-ec-6). Tout ceci semble indiquer **une évolution intra-événementielle du coefficient d'écoulement rapide (Cr) et/ou l'existence d'un seuil d'intensité**. On confirme ainsi les conclusions de l'approche préliminaire et notamment les résultats présentés figure 3.31 à figure 3.33 : l'hypothèse de stationnarité de la fonction de production ne peut pas être retenue.

Pour améliorer les simulations de ces événements particuliers, nous avons commencé par ajuster le paramètre Cr de telle sorte à restituer au mieux les débit maximums (cf. figure 3.42). On s'aperçoit que sans modifier la fonction de transfert, il est impossible de respecter à la fois les débits maximums et les volumes écoulés. En effet, si les débits maximums sont correctement simulés, les volumes sont systématiquement surévalués (cf. figure 3.42). Nous avons alors tenté d'introduire un seuil d'intensité INF(mm/h) (tel que Lr(t)=Cr.P(t) + (1-Cr).max[0, P(t)-INF]) en conservant le paramètre Cr à sa valeur originelle mais on aboutit au même constat. Par conséquent, pour qu'il y ait concordance, il faut introduire un raidissement des hydrogrammes en fonction de la lame ruisselée. Ceci corrobore les observations du § 3.3.3 (cf. figure 3.34): les temps de propagation ont tendance à diminuer lorsque la lame ruisselée (Lr) augmente et la non-linéarité de la fonction de transfert ne peut pas être négligée.





## 3.4.2.3 Conclusions

Le modèle MG-1 reproduit de manière satisfaisante le comportement de chacun des bassins pour au moins 50% des événements de calage. On en déduit :

• un comportant linéaire et stationnaire (au moins pour les écoulements rapides) dans une gamme assez large de situations.

Celui-ci correspond à un coefficient d'écoulement rapide (Cr) comparable d'un bassin à un autre, de l'ordre de  $10 \pm 2\%$ , d'où :

• une production d'écoulement rapide de type multiplicative et relativement stable dans le temps et l'espace, en situation « normale ».

Les paramètres de la fonction de transfert (Kr, Ks) montrent :

- une déformation des ondes de crues relativement similaire pour l'Atiue et la Matatia malgré la différence de superficie et un transfert nettement plus rapide sur la Vaiami.
- Les écoulements retardés présentent quant à eux des vitesses de propagation comparables d'un bassin à l'autre.

Seuls quelques événements correspondant à des intensités particulièrement élevées sur de courtes durées (A-ec-6, V-ec-6) s'écartent incontestablement de ce fonctionnement moyen. On corrobore ainsi (cf. figure 3.42) :

- une évolution probable du coefficient de productivité (Cr) au cours de la crue et/ou l'existence de seuil(s) fonctionnel(s) activé(s) sous l'influence des volumes et/ou des intensités.
- > la non-linéarité de la fonction de transfert en situation « extrême ».

Les fluctuations du paramètre Cs et les relations avec Hp\_2j et Qmoy\_2j révèlent que :

 la production d'écoulements retardés est significativement influencée par les conditions initiales d'humidité (cf. figure 3.41)

Le nombre restreint d'événements de calage n'a cependant pas permis d'établir clairement la relation entre Cs et l'état initial d'humidité. Vu leur influence limitée sur la caractérisation de l'aléa (notamment pour Qmax, cf. Qs, annexe C, MG-1), les flux retardés ne seront pas davantage étudiés. Aussi, les paramètres Cs, Ks définis par MG-1 seront conservés identiques pour l'ensemble des développements suivants.

On retiendra malgré ces faiblesses, qu'un modèle parfaitement rudimentaire permet de tirer des conclusions tout à fait intéressantes sur la nature analytique de la transformation pluie-débit. Il permet notamment de décomposer de manière relativement objective le signal débimétrique en ses deux principales composantes, de définir une transformation moyenne et alors d'identifier précisément les périodes et/ou les événements atypiques.

Ces différentes conclusions montrent que l'hypothèse de linéarité des processus ne peut être envisagée qu'en situation normale. Sur certains épisodes à caractère relativement extrême (si on se réfère aux intensités pluviométriques sur 5mn), le modèle MG-1 fournit la preuve évidente d'une non-linéarité des processus de transfert mais probablement aussi des mécanismes de production (seuil fonctionnel).

L'étape suivante vise à intégrer cette non-linéarité.

# **3.4.3 MG-2 : Coefficient d'écoulement variable,**

## seuil d'infiltration et transfert non-linéaire.

La structure strictement linéaire du modèle MG-1 s'est révélée incapable de décrire correctement certains comportements à caractère « exceptionnel » (par rapport aux événements de notre échantillon).

Conformément aux conclusions précédentes, l'objet du modèle MG-2 est d'introduire un coefficient d'écoulement rapide (Cr) variable au cours de l'événement (c'est-à-dire capable d'évoluer sous l'effet des intensités et/ou des cumuls pluviométriques) et un transfert modulé en fonction de la lame écoulée. On évaluera également la nécessité d'introduire un seuil fonctionnel sur les intensités (INF).

## 3.4.3.1 Description du modèle MG-2

La structure de base du modèle MG-1 est conservée avec cependant deux modifications majeures :

- Le coefficient Cr est à présent considéré comme une variable reliée linéairement au niveau stock(t) d'un réservoir «virtuel»<sup>5</sup> de capacité maximale STO (mm): Cr(t)=stock(t)\STO. Ce réservoir, alimenté par l'infiltration (i.e. la quantité « non-ruisselée »), présente également une vidange exponentielle contrôlée par le paramètre DS (mm/h). Ainsi, Cr tend <u>asymptotiquement</u> vers 1 lorsque la quantité infiltrée augmente (i.e. stock(t) tend vers STO), et ceci d'autant plus rapidement que les intensités pluviométriques sont élevées.

- La seconde modification concerne la fonction de transfert (Kr). A l'origine stationnaire, elle va être ici modulée en fonction de la lame à transférer (Lr). On propose d'utiliser un réservoir linéaire à vidange variable suivant une relation algébrique de type  $Kr(t)=Ko.Lr(t)^{-\alpha}$  (conforme aux observations précédentes cf. figure 3.41), plutôt qu'un réservoir non-linéaire. On aboutit ainsi à un raidissement de l'hydrogramme unitaire d'autant plus prononcé que l'impulsion à transférer est importante, tout en conservant un schéma numérique linéaire.

Une troisième modification optionnelle consiste à introduire un seuil fonctionnel sur les intensités (INF) :

- le seuil d'infiltration INF (mm/h) s'applique uniquement sur la fraction des précipitations non concernée par le coefficient Cr. L'excédent des précipitations dépassant ce seuil d'intensité va constituer un complément à l'alimentation du réservoir à transfert rapide. (Pour inactiver l'effet de seuil, il suffit donc de fixer INF supérieur à la valeur maximale des intensités observées).

Le réservoir lent (Cs, Ks) est lui conservé identique par rapport à MG-1.

Conceptuellement, l'état du réservoir « STO » peut rendre compte de la saturation du bassin. Les hypothèses sous-jacentes sont que celle-ci croît d'autant plus vite que les intensités pluviométriques sont fortes et décroît d'autant plus rapidement que l'état de saturation est avancé. Cr correspondrait ainsi à la réponse des zones saturées (et/ou imperméabilisées) alors que le paramètre INF pourrait représenter la contribution « hortonienne » des versants.

MG-2 est donc un modèle non-stationnaire et non-linéaire à 7 paramètres, dont 5 pour les flux rapides (STO, DS, INF, Ko,  $\alpha$ ) et 2 pour les flux retardés (Cs, Ks).

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Le volume stock(t) n'intervient pas directement dans l'équation de conservation de la matière, il ne sert qu'à introduire une « mémoire » au système.



FIGURE 3.43: Schématisation du Modèle Global N°2 (MG-2).

Algorithme

 $Cr(t) = \frac{stock(t)}{STO}$ 

Lr(t)=Cr(t).P(t)+(1-Cr(t)).max(0,P(t)-INF)

$$\frac{d \operatorname{stock}(t)}{dt} = P(t) - Lr(t) - DS \frac{\operatorname{stock}(t)}{STO}$$

Ls(t)=Cs.[P(t)-Lr(t)] = Cs.(1-Cr(t)).[P(t)-max(0,P(t)-INF)]

$$K_{J}(t) = \min[Ko, Ko.Lr(t)^{-\alpha}]$$

$$Qr(t) = \int_0^t \frac{1}{Kr(u)} e^{-t/Kr(u)} Lr(u).a.du$$

$$Qs(t) = \int_0^t \frac{1}{Ks} e^{-t/Ks} . Ls(u) . a \, du$$

Qt(t) = Qr(t) + Qs(t)

STO (mm) = capacité maximale du réservoir « virtuel » stock(t)= niveau du réservoir « STO » à l'instant t (stock(t) $\leq$ STO, en première approximation stock(0)=0) DS (mm/h)= paramètre de vidange du réservoir STO INF (mm/h) = seuil d'intensité. Kr(t)= coefficient de stockage instantané [T] Ko= constante de vidange du transfert rapide (Kr(t)  $\rightarrow$  Ko qd Lr(t)  $\rightarrow$ 0)  $\alpha$  = paramètre de non-linéarité régulant la décroissance de Kr en fonction de Lr. (cf. page 145 pour les autres paramètres)

#### 3.4.3.2 Paramétrisation et résultats du modèle MG-2

Le modèle MG-2 se révèle très souple car, pour un événement donné, différents couples (STO, DS) peuvent être ajustés. Afin de mieux cerner l'incertitude sur ces paramètres et de vérifier leur indépendance, nous avons effectué une **analyse de sensibilité de (STO,DS)** au critère EQM calculé sur l'ensemble des événements, pour chacun des bassins.

L'analyse montre (cf. figure 3.44) qu'au sein de chaque bassin, une relation de type algébrique semble se dessiner, mais qu'elle n'est pas univoque d'un bassin à l'autre, ce qui justifie le maintien des deux paramètres. On évalue également le degré de liberté qu'on peut assigner à chacun des paramètres. C'est seulement en cherchant un calage unique sur l'ensemble des événements que l'on arrive à approcher les valeurs représentatives du bassin. Les couples (STO, DS) finalement sélectionnés (cf. tableau 3.12) ne sont pas forcément ceux présentant une valeur de critère minimale, d'où l'on mesure les limites d'une fonction critère lorsqu'elle est définie sur plusieurs événements (certains épisodes peuvent prendre un poids tel que les autres ne soient plus du tout pris en compte).

Certains couples (STO,DS) permettent effectivement de simuler les événements « extrêmes » A-ec-6 et V-ec-6 sans l'emploi du seuil INF. Cependant, en utilisant les paramètres ainsi sélectionnés, les simulations sur la plupart des autres épisodes surestiment largement les débits observés. Ainsi, nous avons été contraints d'introduire un seuil d'infiltration sur les fonctions de production de l'Atiue et la Vaiami.

Les paramètres optimaux pour les différents bassins sont présentés dans le tableau 3.12 (les critères **ERM et EQM** correspondants sont présentés figure 3.50, page 154).

		Paramètres de calage MG-2						
	STO	DS	INF (mm/h)	Cs	Ko (mn)	α	Ks (mn)	(∆T) (mn)
Atiue	300	30	100	0.10-0.38	130	0.6	800	15
Matatia	400	30	>125	0.05-0.30	160	0.6	800	33
Vaiami	200	100	90	0.05-0.28	80	0.6	800	17

**TABLEAU 3.12 :** Paramètres de calage du modèle MG-2 pour les 3 bassins.

Les paramètres Cs et Ks ( $\Delta T$ ) sont conservés identiques par rapport à MG-1. A t=0, on fixe stock(0)=0.

Pour obtenir un calage cohérent sur l'ensemble des événements de calage, il a été nécessaire d'activer le seuil d'intensité INF sur l'Atiue et la Vaiami à une valeur relativement élevée de l'ordre de 90 à 100 mm/h. Par contre, sur la Matatia cet effet de seuil ne semble pas intervenir ou alors à une valeur supérieure à 125 mm/h, ce qui n'a pas pu être confirmé. Vu les valeurs sélectionnées, le paramètre INF ne concerne qu'une faible partie des volumes simulés (au maximum de l'ordre de 10  $\pm$ 5 % et uniquement sur quelques épisodes, notamment A-ec-6, V-ec-6) mais concentrée sur de courtes durées (5 à 15 mn) son influence sur les débits de pointes peut être très importante. Aussi, le modèle présente une très forte sensibilité à ce paramètre.

Concernant le transfert, les mêmes remarques que celles formulées sur Kr et Ks de MG-1 peuvent être réitérées pour les paramètres Ko et Ks, c'est-à-dire un transfert en moyenne deux fois plus rapide sur la Vaiami que sur les deux autres bassins. Enfin, il est intéressant de remarquer que le coefficient de non linéarité  $\alpha$  a pu être maintenu constant d'un bassin à l'autre. On notera que la valeur 0.6 (3/5) est proche de ce qui a été défini figure 3.41.



FIGURE 3.44 : Analyse de sensibilité de (STO,DS) au critère EQM calculé sur l'ensemble des événements de calage pour chacun des bassins.

Malgré l'incertitude quant à la valeur exacte des paramètres, nous pouvons à partir des couples (STO, DS) sélectionnés (tableau 3.12) comparer le comportement des différents bassins.

Par construction, à une intensité pluviométrique donnée correspond un état d'équilibre (stabilisation du coefficient d'écoulement Cr) atteint plus ou moins rapidement suivant la valeur de l'intensité et des paramètres (STO, DS). Le graphique de la figure 3.45 montre l'évolution de cet état d'équilibre (Cr) en fonction de l'intensité pluviométrique. En parallèle, on présente également l'évolution de Cr sur chacun des bassins soumis à une intensité de 80mm/h durant une heure.



FIGURE 3.45 : Evolution du coefficient Cr d'équilibre (valeur limite pour une pluie de durée infinie) en fonction de l'intensité pluviométrique pour les différents bassins (INF n'est pas pris en compte) et évolution du coefficient Cr sur les différents bassins soumis à une intensité pluviométrique de 80mm/h durant 1h.

Si on ne tient pas compte du seuil d'infiltration (INF), il apparaît clairement que l'état d'équilibre est exclusivement conditionné par le paramètre DS, d'où un coefficient d'écoulement à l'équilibre équivalent pour l'Atiue et la Matatia, et supérieur à celui atteint sur la Vaiami. Le paramètre STO contrôle la rapidité avec laquelle cet état d'équilibre peut être atteint. Ainsi, l'accroissement de Cr est plus rapide sur la Vaiami que sur l'Atiue, elle-même réagissant plus rapidement que la Matatia.

En résumé :

Tant au niveau de la production que du transfert, l'Atiue et la Matatia ont un comportement similaire, alors que la Vaiami se distingue clairement par des cinétiques considérablement plus rapides.

#### Résultats pour l'Atiue

L'amélioration par rapport à MG-1 est surtout sensible pour les événements A-ec-3 et A-ec-6 où le seuil INF intervient sur la détermination du débit maximum.

Si le débit de pointe de l'événement A-ec-1 est un peu surestimé, la simulation en début d'épisode est probablement plus réaliste comme c'est également le cas pour A-ec-2.

Pour A-ec-4, il a été nécessaire d'initialiser le réservoir «STO » à stock(0)=60mm pour obtenir un résultat cohérent. Il s'agit effectivement d'un événement survenant dans des conditions initiales particulièrement humides (cf. tableau 3.8).

Concernant l'événement A-ec-6, la première pointe de crue est largement surévaluée, d'où l'on mesure la sensibilité du seuil d'intensité à la discrétisation des précipitations. En effet, l'indice

pluviométrique, pour cette première pointe de crue, présente un pic d'intensité sur 5 mn dépassant les 150 mm/h immédiatement entouré par des intensités inférieures à 70 mm/h. Aussi, en décalant de quelques minutes la discrétisation des précipitations, ce pic d'intensité tombe à 110 mm/h, ce qui améliore considérablement le résultat de la simulation comme le montre la figure 3.46. Le débit maximum de la première pointe de crue passe ainsi de 5.6 m3/s à 1.7 m3/s.



**FIGURE 3.46 :** Résultat de MG-2 pour A-ec-6 en décalant de quelques minutes la discrétisation des précipitations. (Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t=5mn$ ) — Obs — Cal

Par rapport à la figure 3.42 correspondant à un transfert stationnaire, on voit que MG-2 permet ici de reproduire à la fois les volumes et les débits de pointes. La décrue du second maximum peut sembler un peu trop rapide par rapport aux observations. En fait, le limnigramme de la station amont présente effectivement une décrue plus brutale que celle déduite du limnigramme aval, ici choisi en référence.

Sans utiliser le seuil INF, le débit maximum de la seconde pointe de crue atteint seulement 2.7 m3/s. En fixant l'état initial du réservoir à 180 mm (stock(0)=180 mm), de meilleurs résultats peuvent être obtenus, mais cela n'est pas cohérent avec A-ec-4, où un stock initial de 60 mm est satisfaisant malgré des conditions préalables plus humides. De même, A-ec-6 peut être parfaitement reproduit sans utiliser INF en choisissant STO=150 mm et DS=35 mm/h, mais dans ce cas, les débits maximums des événements A-ec-1 et A-ec-5 sont nettement surévalués (200%).

#### Résultats pour la Matatia

Les améliorations apportées par MG-2 se concentrent essentiellement sur les événements M-ec-1, 2 et 6, où les débits maximums sont mieux restitués par rapport à MG-1 (cf. figure 3.48).

Pour M-ec-1, les résultats peuvent être considérablement perfectionnés en prenant DS= 20mm/h. Cependant, dans ce cas, les deux dernières petites pointes de crue de M-ec-6 sont surévaluées, ce qui semble indiquer que DS>20mm/h. De même, des couples (STO, DS) du type (150, 100) ou (100, 150) permettraient également une meilleure approximation du débit de pointe pour M-ec-1, mais au prix d'une forte surévaluation des pointes de crues sur les autres événements. Pour M-ec-1, le décalage temporel entre Qobs et Qcal est certainement lié à une mauvaise synchronisation des appareils. En effet, il apparaît pour la pointe de crue principale que le débit commence à croître bien avant la reprise des précipitations !

Concernant M-ec-5, le débit de pointe est correctement estimé en utilisant directement les informations du pluviographe M3 en entrée du modèle.

Sur ce bassin, **aucun seuil d'intensité n'a pu être mis en évidence**. Si on fixe INF à 90 ou 100 mm/h, les débits de pointes des événements M-ec-3 et M-ec-6 se trouvent surévalués d'un facteur 2 (Qcal=18m3/s).

Aussi, l'utilisation d'une fonction de transfert non-stationnaire ne semble pas modifier les résultats outre mesure. On conclut donc à **une linéarité des processus plus marquée** que sur les deux autres bassins.



Modélisation globale



.

FIGURE 3.48 : Résultats de calage de MG-2 pour la Matatia

<sup>(</sup>Q en l/s, P en 1/10 mm, Δt=5mn)





FIGURE 3.49 : Résultats de calage de MG-2 pour la Vaiami

#### Résultats pour la Vaiami

MG-2 produit une amélioration substantielle des simulations notamment pour les épisodes V-ec-6, 2, 3 et 5 (cf. figure 3.49). C'est essentiellement en début d'épisode que les résultats gagnent en cohérence.

Par contre, pour l'événement V-ec-4, on constate une nette surévaluation des débits par rapport à MG-1. Or cet épisode ne présente aucune caractéristique particulière permettant d'expliquer ce résultat.

Concernant V-ec-6, de manière comparable à ce qui a été dit pour A-ec-6, la non-linéarité de MG-2 permet une restitution correcte à la fois des volumes et des débits maximums. Si on néglige le seuil INF, le débit maximum n'atteint que 3.4 m3/s. Des couples (STO, DS) du type (50,150) et (70,100) permettent d'obtenir de bonnes simulations sans avoir recours au paramètre INF. Cependant, on observe alors une très nette surévaluation (200 à 300%) des débits de pointes pour les événements Vec-2, 4, 5 et 7.

#### 3.4.3.3 Conclusions

Le modèle MG-2, introduisant un coefficient de production variable (fonction des précipitations antérieures), un transfert non linéaire et un seuil fonctionnel sur les intensités, permet de reproduire convenablement la réponse des bassins versants pour les événements exceptionnels A-ec-6 et V-ec-6. On corrige ainsi l'une des principales faiblesses du modèle MG-1.

Malgré la souplesse du modèle MG-2, il n'a pas été possible de négliger l'effet de seuil. En effet, conformément aux résultats de MG-1, la cinétique relativement lente de l'évolution du coefficient de productivité Cr ne permet pas d'expliquer la réaction violente de l'Atiue et de la Vaiami aux intensités sur de courtes durées. Cependant, nous avons pu constater qu'un second réservoir (STO',DS') aurait pu remplacer le paramètre INF, mais les quelques observations de ce phénomène « exceptionnel » ne permettent pas de préciser cet aspect.

Si la non-linéarité est indéniable sur la Vaiami et l'Atiue, elle est apparemment moins marquée sur la Matatia, où l'effet de seuil n'a pas pu être mis en évidence et où l'amélioration apportée par MG-2 reste relativement discrète. Ainsi, pour les plus grandes superficies (ici >5 km<sup>2</sup>), il apparaît une certaine linéarisation de la réponse hydrologique. Ces résultats ont déjà été observés par ailleurs (Desbordes, 1977, Kirkby 1988, Ambroise, 1998a) mais demandent toujours à être précisés. Il est probable que la superficie ne soit pas le seul facteur, les pentes ou l'occupation des sols pourraient également avoir une influence sur le degré de non-linéarité de la réponse hydrologique ?

<sup>(</sup>Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t=5mn$ )

Les paramètres du modèle MG-2 nous ont permis de caractériser précisément la transformation Pluie-Débit sur les différents bassins versants. On retiendra, mis à part l'effet de seuil, que la Matatia et l'Atiue présentent un comportement similaire tant au niveau de la production que du transfert. Par contre, la Vaiami se caractérise par une réponse hydrologique nettement plus rapide que celle des deux autres bassins. En effet, sa productivité (Cr) réagit plus vite à l'impulsion pluviométrique (bien qu'à l'équilibre son rendement reste inférieur au potentiel de l'Atiue et de la Matatia) et le transfert apparaît également près de deux fois plus rapide que celui observé sur les deux autres bassins.

A l'issue de ces analyses systémiques, on peut s'interroger sur la nature exacte du seuil fonctionnel mis en évidence sur l'Atiue et la Vaiami mais apparemment absent sur la Matatia. Plus précisément, est-ce réellement un processus Hortonien, un accroissement brutal des zones saturées, ou un mécanisme sub-superficiel ? Quelles seraient les raisons de l'inhibition de ce seuil sur la Matatia ? S'agit-il d'un effet de taille ou est-ce le mécanisme qui est mal identifié ?

De la même manière, on peut s'interroger sur la nature du coefficient Cr(t). En effet, en posant : Lr(t)=max[0, P(t)-f(t)] et Cr(t)=Lr(t)/P(t)=max[0, 1-f(t)/P(t)] avec f(t)=capacité d'infiltration (par exemple fonction de stock(t)/STO), Cr(t) pourrait également traduire un processus hortonien.

Différentes fonctions f(t) ont été testées, dont notamment celles du type fonction d'infiltration généralisée et SMAR (cf § 3.1.2). Aucune n'a pu égaler MG-2, ni même MG-1 en qualité d'ajustement. Le fait qu'une transformation strictement multiplicative, telle qu'elle a été définie soit moins sensible à la discrétisation des précipitations (cf. § 3.4.1.2) que toute autre de nature soustractive (même à seuil variable), pourrait suffire à expliquer ce résultat. Ce type de fonction de production à seuil f(t) est dépendant de la pluie instantanée (P(t)) et autorise donc Cr(t)=0 pour P(t)<f(t) même si Cr(t-1)>>0, alors que pour la fonction utilisée, on a Cr(t)>0 si Cr(t-1)>>0  $\forall$ P(t), c'est-à-dire **un potentiel de production instantané quasiment indépendant de l'impulsion pluviométrique** au temps t, mais fortement lié aux conditions antérieures. Il s'agit probablement de la principale distinction. Néanmoins, il n'est pas exclu que le coefficient Cr(t) soit en fait la résultante d'une combinaison multiple et variable de fonctions d'infiltration  $f_i(t)$  élémentaires probablement organisées spatialement (Lafforgue, 1977).

## 3.4.4 Conclusions

Dans ce chapitre, les modèles globaux développés progressivement ont permis de corroborer les observations de l'approche préliminaire et dans une certaine mesure de les préciser en les quantifiant.

Le modèle MG-1 strictement linéaire et stationnaire nous permet de décomposer le signal débimétrique en flux lent et flux rapide. Il révèle que la transformation est globalement multiplicative (Cr) et que l'état initial d'humidité a bien un impact sur le bilan de production. Cependant, l'influence des conditions pré-événementielles semble se concentrer essentiellement sur les écoulements retardés (Cs, Ks). Les flux rapides (Cr, Kr) paraissent quant à eux relativement indépendants de cet état préalable. En situation « normale », un comportement linéaire et stable des bassins versants peut être défini. Il correspond à un coefficient d'écoulement rapide de l'ordre de 10% et à un transfert linéaire équivalent sur l'Atiue et la Matatia mais nettement plus rapide sur la Vaiami. Cependant, MG-1 nous montre également qu'en situation « extrême », l'hypothèse de linéarité et de stationnarité, tant au niveau de la production que du transfert, ne peut plus être retenue (tout au moins pour l'Atiue et la Vaiami).

Le modèle MG-2, en complétant MG-1 par un coefficient d'écoulement variable et un transfert modulé en fonction de la lame écoulée, permet effectivement une meilleure simulation de certains épisodes. Cependant, la cinétique relativement lente de l'évolution du coefficient Cr n'explique pas la réaction violente de l'Atiue et de la Vaiami à certaines intensités sur de courtes durées. Aussi, l'utilisation d'un seuil fonctionnel INF semble nécessaire sur ces bassins pour simuler certains événements particuliers (A-ec-6, V-ec-6). On confirme ainsi la non-linéarité du transfert et l'existence d'un effet de seuil. Néanmoins, sur la Matatia, cette non-linéarité semble moins marquée et nous avons pu montrer qu'elle pourrait très bien être le fait d'un troisième réservoir linéaire (STO',DS') à cinétique rapide (apparemment absent sur la Matatia).

En conclusion, le modèle MG-2 n'apporte pas toujours un gain significatif dans la qualité des ajustements, comme le montre l'évolution des critères ERM, EQM en fonction des modèles sur la figure 3.50. Mais conceptuellement et en prévision de l'extrapolation, ce modèle est probablement le plus satisfaisant. En effet, il est difficile de concevoir une production invariante et insensible à l'amplitude de l'impulsion pluviométrique comme c'est le cas avec MG-1.

A l'issue de ces expériences de modélisations globales, différentes caractéristiques hydrologiques du fonctionnement des bassins versants ont pu être avancées et/ou précisées, mais des questions nouvelles nous interpellent et d'autres persistent :

- ✓ Comment expliquer que les écoulements retardés apparaissent clairement influencés par les conditions initiales d'humidité alors que les écoulements rapides semblent nettement moins soumis à cet effet ? S'agit-il d'un biais lié à l'échantillonnage ou aux modèles ?
- ✓ Comment interpréter une cinétique de transfert à peu près comparable sur l'Atiue et la Matatia (malgré une différence de taille atteignant presque un ordre de grandeur) et des flux nettement plus rapides sur la Vaiami (malgré des pentes modérées) ? La distribution spatiale des vitesses et des zones de production peut-elle restituer ces comportements ?
- ✓ Que représente le coefficient Cr ? S'agit-il d'une contribution de Cr % pour l'ensemble du bassin ou d'une contribution à 100% de Cr % du bassin ? En d'autres termes, la production est-elle homogène ou localisée sur le bassin ?
- ✓ Quelle est la nature du paramètre INF? S'agit-il réellement d'une composante hortonienne intervenant en situation extrême? Si c'est le cas, comment expliquer son apparente inhibition sur la Matatia?

On atteint ici les limites d'un modèle global. S'il permet de définir précisément la nature analytique de la réponse hydrologique, ses paramètres peuvent avoir différentes significations et correspondre à des processus bien distincts. Il s'agit probablement plus de la résultante de divers mécanismes hétérogènes que de la mesure d'un processus unique et homogène, d'où la difficulté à préciser la nature physique associée aux comportements ainsi caractérisés.

A partir de différentes hypothèses sur le transfert et la répartition des vitesses, une approche spatialisée devrait au moins permettre de préciser certaines idées quant à la localisation des zones de production.



FIGURE 3.50 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles □ MG-1 □ MG-2 pour les différents événements (en abscisse) et sur les trois bassins

# 3.5 MODÉLISATION SPATIALISÉE

La modélisation globale a permis de dégager un opérateur de transformation pluie-débit cohérent au regard des observations pour chacun des bassins. Celui-ci met clairement en évidence une transformation (de la pluie brute en pluie nette) essentiellement multiplicative (Cr), plus ou moins variable au sein de l'événement sous l'effet des cumuls et des intensités précipitées. S'ajoute également un effet de seuil d'intensité (INF de l'ordre de 90 mm/h sur 5 mn) nécessaire pour reproduire les réactions violentes de l'Atiue et de la Vaiami aux fortes intensités sur de courtes périodes. Enfin, la non-linéarité de l'opérateur de transfert s'est également clairement affirmée lors de cette première phase d'étude.

L'objet de l'approche spatialisée est de préciser la localisation des zones productives et d'en déduire (autant que possible) la nature physique des opérateurs mis en évidence (Cr, INF, Ko,  $\alpha$ ...). Dans ce but, le modèle devra tirer pleinement profit des informations géomorphologiques et géographiques ainsi que de la répartition spatiale des précipitations.

Cependant, la prise en compte de ces données discrétisées n'est pas triviale. En effet, un modèle spatialisé peut être assimilé à une juxtaposition ou à une interconnexion d'une multitude de modèles globaux dont chacun est affecté à une maille élémentaire. Ainsi, par exemple, la Matatia discrétisée au pas de 50 m équivaut à plus de 3500 modèles élémentaires. Ceci induit inévitablement une complication des calculs, une augmentation du nombre de degrés de liberté malgré une dépendance accrue entre les paramètres, si bien qu'un tel modèle est parfois difficile à gérer et qu'il n'est pas rare de perdre le contrôle de l'outil.

Aussi, face à la multitude des combinaisons envisageables, il est illusoire de vouloir procéder par élimination. Un modèle spatialisé ne pourra jamais élucider un fonctionnement hydrologique, il ne peut servir qu'à éprouver une ou plusieurs hypothèses préalablement définies par l'hydrologue. S'il ne peut, à lui seul, fournir de preuves, ni de validation, il apportera au moins des arguments (de cohérence, ou d'incohérence) à une vision donnée du fonctionnement hydrologique sur un bassin.

Par conséquent, le point de départ d'une approche spatialisée est de fixer un certain nombre de degrés de liberté. Dans notre cas, ceci consistera à figer un cadre conceptuel pour le transfert, c'est-à-dire postuler un minimum d'axiomes qui permettront ensuite de tester la cohérence de différentes hypothèses sur les processus de production et en particulier sur leur localisation.

Après avoir précisé le mode de discrétisation spatiale et ses conséquences, nous commencerons par présenter les hypothèses de travail puis les modèles de transfert (indépendant, interactif) avant de développer les expériences successives de modélisation conceptuelle spatialisée et leurs résultats.

# 3.5.1 Discrétisation spatiale et transfert d'échelle

Il existe trois grandes catégories de discrétisation spatiale utilisées pour la modélisation hydrologique (Moore et Grayson, 1991) :

- Les mailles carrées régulières (MERCEDES Bouvier 1994, ANSWERS Silburn et Connoly, 1995...) ou irrégulières (MODCOU Girard et al. 1981, Ambroise et al. 1995,...)
- Les facettes triangulaires irrégulières (TIN, Triangulated Irregular Network) (SHIFT, Palacios-Valez et Cuevas-Renaud 1992,...)
- Les vecteurs ou tubes de courant (contour based network) (TAPES-C Moore et Grayson 1991...)

Chacun des ces modes de discrétisation présente ses avantages et ses inconvénients (cf. par exemple, Moore et Grayson, 1991). Nous avons privilégié **une structure en mailles carrées régulières** principalement pour des raisons de commodité : elle est simple, très répandue et directement compatible avec la structure *raster* générale des informations géographiques de type MNT, SIG, photographies aériennes, images satéllitaires, ...

Néanmoins, cette structure régulière présente quelques inconvénients dont notamment une incapacité à décrire l'ensemble des caractéristiques géomorphologiques (discontinuité brutale du relief, structure intra-maille...), une certaine redondance de l'information (essentiellement en zone de faible gradient...) et surtout une instabilité au changement de discrétisation spatiale.

Cette instabilité au changement d'échelle peut être décrite de manière théorique à travers la géométrie fractale. En effet, celle-ci met en évidence la modification de la mesure d'une grandeur  $(\ell)$  avec l'échelle d'observation ( $\epsilon$ ). Richardson (1961) définit ainsi la dimension fractale (d) comme étant l'exposant non entier vérifiant la relation :

 $\ell \propto \epsilon^{1-d}$ 

(3.78)

 $\ell$ : la mesure d'une longueur ou d'une caractéristique

 $\varepsilon$ : le pas de résolution

d : la dimension fractale

Cette dimension renseigne également sur le degré de complexité des courbes ainsi que sur l'autosimilarité de leur forme à différentes échelles de résolution. Plus la valeur est proche de 2, plus la courbe tend à remplir le plan. D'après cette formulation, la longueur mesurée devrait tendre vers l'infini lorsque le pas de résolution tend vers zéro. Les observations montrent qu'en réalité, on tend vers un palier et que les phénomènes changent de nature lorsque l'on passe d'une échelle d'observation à une autre.

La signature fractale des réseaux hydrographiques, définie comment étant l'évolution de ces caractéristiques (ordination, longueur..) avec l'échelle d'observation (Moussa, 1991), est facilement mise en évidence par l'exploitation d'un MNT à différents pas de résolution (Tarboton et al., 1988, Moussa, 1991, Quinn et al., 1991, Depraetère et Moniod, 1991, Franchini et al., 1996). Ainsi, par exemple, le parcours à partir d'un point fixé sur le bassin jusqu'à l'exutoire aura tendance à augmenter d'autant plus que le pas du MNT sera fin (et inversement). A titre d'illustration, pour le bassin de la Matatia, on observe une dimension fractale de Richardson de 1,17 pour la médiane des distances à l'exutoire (cf. figure 3.51).

D≈8314. $\Delta x^{1-1,17}$ D : médiane des distances à l'exutoire  $\Delta x$  : pas de résolution du MNT



FIGURE 3.51 : Distribution des distances à l'exutoire en fonction du pas de résolution du MNT.

En se fondant sur le principe d'homogénéité et de similitude, Moussa (1991) propose deux coefficients pour caractériser le réseau hydrographique indépendamment de l'échelle d'observation :

-  $\alpha$  le coefficient de bifurcation, comparable à la dimension de Richardson ( $\alpha$ =-(1-d))

-  $\beta$  le coefficient d'allongement :

$$\beta = L^{-1} [(S/So)^{1/2 - \alpha} - 1] \sqrt{So}$$
(3.79)

So= Superficie du bassin S= Seuil de superficie drainée définissant le réseau hydrographique L= Longueur du réseau tronquée à S

Ainsi, on peut caractériser la nature fractale du réseau hydrographique et les problèmes liés au changement d'échelle mais leur prise en compte systématique dans les développements théoriques comme dans la structure des modèles n'est pas encore établie.

En conséquence, si les paramètres d'une fonction de production se trouvent étroitement liés à la discrétisation temporelle (notamment du signal « pluie » cf. § 3.4.1.2), les paramètres d'une fonction de transfert seront nécessairement liés à l'échelle de discrétisation spatiale.

Les résultats présentés dans cette étude correspondent tous à une discrétisation spatiale en mailles carrées régulières au pas de 50 m ( $2500 \text{ m}^2$ ).

## 3.5.2 Les hypothèses sur le transfert

La première étape de notre approche consiste donc à fixer un certain nombre de principes sur le transfert des masses d'eau au sein d'un bassin versant. Il s'agit de définir les axiomes qui constitueront en quelque sorte les fondations de la modélisation sur lesquelles reposeront toutes les analyses futures. Cette étape est par conséquent tout à fait primordiale et il est important de ne pas la négliger.

## 3.5.2.1 Deux hypothèses élémentaires

Nous avons considéré deux hypothèses élémentaires :

Hypothèse T-1: Les vitesses moyennes de l'écoulement peuvent être approchées (en toutes circonstances) par la formulation de Manning-Strickler :

V = K.√i.R<sup>2/3</sup> V : Vitesse moyenne de l'écoulement [m/s] K : coefficient de Strickler (K=1/n, n :coefficient de Manning ) R : Rayon hydraulique (R=S/P S :section mouillée, P : périmètre mouillé)

Hypothèse T-2 : La morphologie des biefs est façonnée par les débits qui y transitent et en première approximation, les débits de références (Qref) peuvent être reliés empiriquement à la superficie drainée au point considéré (S) (Flint 1974, Moniod et Depraetère, 1991 et 1995, Depraetère 1999) par une relation algébrique du type :

Qref  $\propto S^{\gamma}$  (3 Qref= débit de référence, période de retour de l'ordre de 20 à 100 ans (m3/s) S = superficie drainée au point considéré (km<sup>2</sup>)  $\gamma$ : coefficient (souvent  $\gamma \cong 0.75$ )

A partir de ces hypothèses élémentaires et de considérations géomorphologiques et hydrodynamiques élémentaires, différents principes simples (hypothèses secondaires) peuvent être énoncés sur la largeur de l'écoulement, les distributions spatiales et temporelles des vitesses d'écoulement et sur la déformation (étalement ou amortissement) des ondes de crue.

#### 3.5.2.2 Différentes hypothèses secondaires

### • Sur la largeur de l'écoulement

En combinant les hypothèses T-1 et T-2, en considérant une section rectangulaire et une relation algébrique entre la profondeur moyenne (h) et le débit, on peut établir une relation de proportionnalité entre la largeur de l'écoulement ( $\lambda$ ), la pente (i), et la superficie drainée (S) du type :

 $\lambda \approx i^{-a} S^{b}$   $\lambda = \text{largeur de l'écoulement [m]}$  i = pente du lit [m/m]a,b : paramètres empiriques

Expérimentalement, Moniod et Depraetère (1995) montrent que a= 0.25 et b=0.45 donnent en première approximation une évaluation correcte de la largeur d'écoulement dans une gamme assez large de situation.

L'hypothèse admise est donc que :

▶ la largeur d'écoulement est proportionnelle à la superficie drainée et inversement proportionnelle à la pente suivant une relation du type :  $\lambda = i^{-a}.S^b$ 

Ainsi, la largeur d'écoulement croît de l'amont vers l'aval sans discontinuité brutale.

(3.82)

(3.80)

(3.81)

#### • Sur la distribution des vitesses

En supposant toujours une section rectangulaire de largeur  $\lambda$ , on peut montrer que :

$$R = \frac{\lambda h}{2h + \lambda} \xrightarrow{h \to \infty} \frac{\lambda}{2}$$
(3.83)

R : rayon hydraulique en section rectangulaire h : profondeur moyenne de l'écoulement

D'où la définition de vitesse limite qui peut s'exprimer sous la forme (d'après T-1) :

$$V \lim = K.i^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\lambda}{2}\right)^{\frac{2}{3}}$$
 (3.84)

V lim = vitesse limite lorsque  $h \rightarrow \infty$  [m/s]

et donc d'après (3.82) :

$$V \lim = \frac{K}{2^{\frac{2}{3}}} \cdot i^{\frac{1}{2} - \frac{2}{3}a} S^{\frac{2}{3}b}$$
(3.85)

Cette définition de la vitesse limite implique une section rectangulaire et une hauteur de bords infinie. Il s'agit donc d'hypothèses fortes et relativement éloignées de la configuration des biefs en milieu naturel. Cependant, la notion de vitesse limite pour les écoulements naturels se conçoit aisément. En effet, une fois le lit mineur submergé, l'évasement généralement plus important du lit majeur fait que l'accroissement du rayon hydraulique avec la hauteur d'eau tend à s'amoindrir. D'autre part, lorsque les flots occupent des espaces de moins en moins fréquemment concernés par les écoulements, la rugosité a tendance à s'accroître. La combinaison de ces deux facteurs a pour conséquence une stabilisation de la vitesse moyenne de l'écoulement, voire après un maximum, une décroissance de la vitesse moyenne avec le débit (Raudkivi, 1979). Nous proposons de considérer ce phénomène à travers la variable  $\lambda$ , une largeur équivalente, probablement du même ordre de grandeur que la largeur effective des biefs, reliée empiriquement aux caractéristiques géomorphologiques (i, S) (cf. (3.82)).

Aussi, de manière comparable Moniod (1983) puis Depraetère (1999) proposent :

$$V \lim = 4.i^{0.382}.S^{0.144}$$

Devant l'empirisme de ces résultats, nous nous contenterons d'admettre que :

 les vitesses « limites » de transfert ont tendance à s'accroître proportionnellement à la pente et de l'amont vers l'aval suivant une relation du type : V = Vo. i<sup>c</sup>.S<sup>d</sup>
 (3.87)

(3.86)

V = vitesse limite en régime uniforme = célérité de transfert  $\neq$  vitesse du courant Vo = constante (2 < Vo <8) c,d = paramètres (0.3 <c <0.6, 0.1 < d < 0.6)

#### Sur la déformation des ondes de crue

Lorsqu'un bassin versant est soumis à une impulsion pluviométrique, le signal observé à l'exutoire Q(t) se trouve déformé par rapport au signal d'entrée P(t). En considérant uniquement les mécanismes de transfert superficiel (sans tenir compte des processus de production), cette déformation a plusieurs origines dont notamment :

- les distributions spatiales des vitesses et des chemins hydrauliques (distribution des isochrones d'égal temps de parcours),
- les distributions temporelles des vitesses (influence de la charge hydraulique),
- la diffusion (prise en compte de la pente de la ligne d'eau et de la distribution transversale des vitesses due à l'effet des forces de frictions).

Les distributions spatiales et temporelles des vitesses sont implicitement prises en compte par les hypothèses précédentes (elles vont dépendre des valeurs de vitesses limites et de leur répartition spatiale). La distribution des chemins hydrauliques peut être directement considérée à partir d'un MNT avec cependant les problèmes de transfert d'échelles et de fractalité (cf. § 0).

Concernant la diffusion, il est communément admis (cf. § 3.1.3.1) qu'elle intervient essentiellement pour les écoulements à faible pente, c'est à dire principalement sur les grands systèmes fluviaux (>100 km<sup>2</sup>). Sur petits bassins, notamment en milieu montagneux, les vitesses d'écoulements sont suffisamment élevées pour que l'effet de diffusion puisse être négligé. Sur les versants, les hauteurs d'écoulements sont généralement suffisamment faibles pour que pente topographique et pente hydraulique puissent être confondues.

Ainsi, pour notre domaine d'intérêt (petits bassins montagneux), les phénomènes de diffusion peuvent être raisonnablement négligés et l'approximation par l'onde cinématique paraît suffisante.

# 3.5.3 Modélisation spatialisée du transfert

Conceptuellement, on peut envisager deux types d'approche du transfert en mode spatialisé :

- indépendant : la contribution élémentaire de chacune des mailles est transférée vers l'exutoire indépendamment des autres contributions (cf. figure 3.52a)
- interactif ou interconnecté : la contribution élémentaire d'une maille passe successivement par chacune des mailles constituant le parcours jusqu'à l'exutoire (cf. figure 3.52a)



FIGURE 3.52 : Les deux approches du transfert : indépendant (a) ou interactif (b).

Le mode interactif permet la prise en compte effective des conditions internes du système et la description de l'évolution des variables d'état (débit, vitesses, hauteur,...) sur l'ensemble du bassin versant. Les modèles à translation-stockage tel que celui proposé pour la modélisation globale sont parfois utilisés en mode spatialisé (Girard et al 1981, Bouvier,1994, Karnieli et al. 1994...). Dans ce cas, le transfert correspond généralement à une cascade de réservoirs dont le nombre et les caractéristiques dépendent de la position de la maille sur le bassin. Si ce schéma est moins complexe à mettre en œuvre et surtout moins gourmand en temps et capacité de calcul par rapport à l'approche

mécaniste, il présente **une instabilité à l'échelle de discrétisation spatiale.** En effet, il a été montré (Diskin et Ding, 1994, Diskin, 1994, Moussa, 1997) que ce type de transfert ne pouvait être rendu indépendant du nombre de réservoirs (i.e. nombre de mailles fonction du choix d'espace) car il n'existe aucune relation analytique permettant de trouver des paramètres équivalents entre un schéma à N réservoirs et un schéma à N+1 réservoirs. En mode indépendant, on élimine ce problème car le transfert s'effectue par **un seul réservoir** et dans ce cas, seule l'influence de la discrétisation spatiale sur les caractéristiques des chemins hydrauliques peut générer un biais au changement d'échelle (cf. § 0). Ainsi, pour des raisons théoriques de stabilité, le transfert en mode interactif nécessite la résolution des équations différentielles de conservation de la matière et de l'énergie, c'est-à-dire une approche mécaniste.

Au regard de ces considération et en respectant les hypothèses préalablement établies sur le transfert, nous proposons deux modèles de propagation :

- un modèle du type translation-stockage (MTS)
- un modèle du type onde cinématique (MOC)

Il nous semble intéressant de développer en parallèle ces deux approches distinctes car le modèle mécaniste peut conduire à des temps de calcul important parfois incompatibles avec l'analyse des grands systèmes. Aussi, un modèle simple à translation-stockage en mode indépendant peut considérablement faciliter les opérations de calage (au moins pour ce qui concerne la production).

Toujours pour faciliter la paramétrisation, il nous paraît important de préserver une certaine indépendance entre production et transfert. Aussi, en première approximation, les phénomènes de ré-infiltration ou de pertes dans les biefs seront négligés et les lames d'eau produites seront transférées intégralement jusqu'à l'exutoire. En effet, l'expérience montre que si cette condition n'est pas respectée, les problèmes de non-unicité (*equifinality*) du calage deviennent trop importants pour tirer des conclusions formelles à partir des résultats de simulations. On perd en quelque sorte le contrôle du modèle car en agissant sur les paramètres de transfert, on modifie indirectement la production, d'où des interactions difficiles (impossibles ?) à gérer. De même, on cherchera autant que possible à maintenir la production des flux superficiels rapides indépendante des flux retardés. Cette double indépendance de la production vis à vis du transfert et des flux retardés devrait assurer une certaine unicité à la paramétrisation.

#### 3.5.3.1 Modèle indépendant à Translation-Stockage (MTS)

Nous reprenons le concept proposé par Bouvier (1994) dans son modèle MERCEDES : la contribution élémentaire de chacune des mailles (i,j) du bassin versant est transférée à l'exutoire de manière totalement **indépendante** (des autres contributions) par l'intermédiaire d'un **modèle à translation-stockage** dont la paramétrisation dépend de la position de la maille sur le bassin et notamment des caractéristiques du parcours à l'exutoire. La sommation des contributions élémentaires à l'exutoire (point de référence) permet ensuite de reproduire la réponse du bassin comme l'illustre la figure 3.53. L'originalité de notre approche consiste à introduire un **stockage variable** en fonction de la pluie nette instantanée (Lr(t)) afin de reproduire la non-linéarité du transfert. Il s'agit donc d'un modèle de transfert relativement proche de celui utilisé lors de l'approche globale (cf. § 3.4.3).



FIGURE 3.53 : Schématisation du modèle à translation-stockage (MTS).

### Algorithme

Chacune des mailles élémentaires (i,j) possède son propre modèle à translation-stockage caractérisé par deux constantes :

• une constante de translation  $T(i, j) = \sum_{\substack{(ip, jp)=(i, j) \\ V(ip, jp)}}^{exutoire} \frac{L(ip, jp)}{V(ip, jp)}$ (3.88)

ΔT(i,j) : temps limite de parcours à l'exutoire pour la maille (i,j) [T] L(ip,jp) : longueur de drainage sur la maille (ip,jp) du parcours à l'exutoire de la maille (i,j).[L] V(ip,jp) : vitesse limite de transfert sur la maille (ip,jp) du parcours à l'exutoire de la maille (i,j).[L/T]

une constante de stockage
 Ko(i, j) = Kr.T(i, j) (3.89)
 Ko(i,j) : constante d'étalement du réservoir linéaire affecté à la maille (i,j) [T]
 Kr : paramètre de calage

Ces deux constantes sont liées au temps « limite » de parcours à l'exutoire ( $\Delta T(i,j)$ ), défini comme la somme des temps élémentaires (rapport de la longueur L(ip,jp) sur la vitesse limite V(ip,jp)) calculés sur chacune des mailles (ip,jp) du parcours :

L(ip,jp)= $\Delta x$  ou  $\sqrt{2}\Delta x$  suivant la direction de drainage,  $\Delta x$ : pas de discrétisation, longueur de maille

Et d'après (3.87) : V(ip,jp) = Vo. i c d (ip,jp) S(ip,jp)

Modélisation spatialisée

On simule ainsi une translation et un amortissement (i.e stockage) d'autant plus important que le temps de parcours est long (c-à-d que la maille élémentaire est éloignée de l'exutoire). Afin de reproduire la non-linéarité du transfert, nous proposons de moduler l'étalement en fonction de la lame ruisselée de manière comparable à ce qui a été employé dans le cadre de la modélisation globale (cf. § 3.4.3):

$$K(i,j,t) = \min [Ko(i,j), Ko(i,j).Lr(i,j,t)^{-\alpha}]$$
 (3.90)

 $K(i,j,t) = \text{coefficient de stockage instantané pour la maille (i,j) [T] \\ \alpha : paramètre de non-linéarité (>0.) \\ Lr(i,j,t) : lame ruisselée instantanée (i.e. pluie nette) de la maille (i,j) [L/T]$ 

Ainsi, la translation reste stable mais le stockage est variable au cours du temps. On remarquera que la vitesse limite de propagation d'une impulsion à partir de la maille (i,j) est bien celle définie à partir de l'équation (3.87) appliquée sur chacune des mailles du parcours, puisque  $K(i, j, t) \xrightarrow{lr \to \infty} 0$ , et dans ce cas, le décalage entre les centres de gravité de l'impulsion pluviométrique et de l'hydrogramme correspondant est bien égal à  $\Delta T(i,j)$ .

Par conséquent, la vitesse moyenne de l'écoulement est bien modulé en fonction de la lame ruisselée.

Le débit à l'exutoire est obtenu par sommation des contributions élémentaires en provenance des différentes mailles constituant le bassin versant :

$$Qr(t) = \sum_{i,j} \int_{0}^{t} \frac{1}{K(i,j,t)} e^{-[u-T(i,j)]/K(i,j,t)} Lr(i,j,t) \Delta x^{2} du$$
(3.91)

Il s'agit donc d'un modèle de type Hydrogramme Unitaire Géomorphologique (H.U.G) dynamique à 5 paramètres : Vo, c, d, Kr, α.

Le transfert des écoulements retardés s'effectue de manière indépendante par l'intermédiaire d'un réservoir linéaire possédant **un paramètre Ks** unique pour l'ensemble du bassin :

$$Qs(t) = \sum_{i,j} \int_{0}^{t} \frac{1}{Ks} e^{-t/Ks} . Ls(i, j, t) . \Delta x^{2} . dt$$
(3.92)

Ks : constante d'étalement du réservoir linéaire simulant les écoulements retardés [T]

#### 3.5.3.2 Modèle interactif de l'Onde Cinématique (MOC)

Le transfert en mode interactif requiert la résolution des équations différentielles de conservation de la matière et de l'énergie. Pour cela, nous proposons une utilisation originale de l'onde cinématique qui consiste à considérer une largeur d'écoulement ( $\lambda$ ) et un coefficient de rugosité (K) croissants de l'amont vers l'aval suivant des considérations géomorphologiques et sans discontinuité brutale. L'objectif est de pouvoir restituer la variance des distributions spatiales et temporelles des vitesses d'écoulement sur des critères géographiques facilement accessibles en évitant une distinction arbitraire entre mailles réseaux et mailles versants.

#### • Algorithme

En simplifiant l'équation dynamique à l'onde cinématique et en utilisant un schéma explicite, le système d'équations peut s'écrire :

• Conservation de la matière (cf. figure 3.54, r.water.fea (GRASS), Vieux et Gauer, 1994, modifié par Cappelaere, communication personnelle<sup>1</sup>, 1999) :

 $Vol(i,j,t+\Delta t) = Vol(i,j,t) + \Delta t.[Qp(i,j,t) + Qe(i,j,t) - Qs(i,j,t)]$ 

Vol(i,j,t): volume présent sur la maille (i,j) à l'instant t Qp(i,j,t): débit de production de la maille (i,j) à l'instant t Qe(i,j,t): débit entrant dans la maille (i,j) à l'instant t (i.e somme des débit sortants des mailles amont) Qs(i,j,t): débit sortant de la maille (i,j) à l'instant t  $\Delta t$ : discrétisation temporelle

• Equation dynamique :

 $V_{(i,j,t)} = K_{(i,j)} . \sqrt{i_{(i,j)}} . R_{(i,j,t)}^{2/3}$ 

V(i,j,t): vitesse moyenne d'écoulement sur la maille (i,j) à l'instant t

K(i,j) : coefficient de Strickler de la maille (i,j) (K=1/n, n :coefficient de Manning)

i(i,j) : pente de la maille (i,j) R(i,j,t) : rayon hydraulique sur la maille (i,j) à l'instant t

Qp Vol(2) h Ax

(3.93)

FIGURE 3.54 : Schématisation du modèle de l'onde cinématique (MOC) pour une maille élémentaire.

En section rectangulaire de largeur  $\lambda$  et de longueur L avec d'après (3.82) :

 $\lambda(i,j) = S^a_{(i,j)}.i^{-b}_{(i,j)} \text{ et } L(i,j) = \Delta x \text{ ou } \sqrt{2}\Delta x \text{ suivant la direction de drainage,}$ 

on a :

$$\mathbf{R}_{(i,j,t)} = \frac{\mathrm{Vol}_{(i,j,t)} \cdot \lambda_{(i,j)}}{2.\mathrm{Vol}_{(i,j,t)} + \lambda_{(i,j)}^2 \cdot L_{(i,j)}}$$
(3.94)

d'où (Débit = Vitesse x Section) :

$$Qs_{(i,j,t)} = K_{(i,j)} \sqrt{i_{(i,j)}} \left[ \frac{Vol_{(i,j,t)} \lambda_{(i,j)}}{2.Vol_{(i,j,t)} + \lambda_{(i,j)}^2 L_{(i,j)}} \right]^{2/3} \cdot \frac{Vol_{(i,j,t)}}{L_{(i,j)}}$$
(3.95)

Ce schéma est stable si la discrétisation temporelle respecte la condition de Courant (cf. §3.1.3.1) :  $\Delta t \leq \frac{\Delta x}{(5/3) \max[V(i, j, t)]}$ 

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Il s'agit d'un schéma explicite décentré qui présente l'avantage d'une meilleure stabilité par rapport aux schémas explicites classiques.

Afin de limiter les temps de calcul tout en respectant ce critère de stabilité, la vitesse maximale (sur l'ensemble du bassin) est extraite à chaque pas de temps pour calculer le  $\Delta t$  maximal du pas de temps suivant. Il s'agit par conséquent **d'un algorithme à pas de temps variable**.

Le transfert des écoulements retardés s'effectue de manière comparable en utilisant d'après (3.64) l'équation dynamique :

 $Vs(i, j) = k_s.sin(i_{(i,j)})$ 

Vs(i,j): vitesse moyenne de l'écoulement retardé sur la maille (i,j) [L/T]  $k_s$ : constante de calage approchant la perméabilité horizontale [L/T]

Afin d'assurer un retour en surface de ces flux, on utilise les équations suivantes :

$$\begin{cases} Lr_{(i,j,t)} = Lr_{(i,j,t)} + \min\left[\frac{\lambda_{(i,j)}}{\lambda_{LIM}}, 1\right] Ls_{(i,j,t)} \\ Ls_{(i,j,t)} = \max\left[0, (1 - \frac{\lambda_{(i,j)}}{\lambda_{LIM}})\right] Ls_{(i,j,t)} \end{cases}$$
(3.96)

 $\lambda_{LIM}$ : valeur limite de la largeur du bief au-dessus de laquelle l'ensemble des flux retardés alimente la rivière [L].

On considère ainsi que les échanges nappe-rivière sont reliés linéairement à la largeur du bief jusqu'à une certaine valeur limite ( $\lambda_{LIM}$ ) au-dessus de laquelle l'ensemble des flux sub-superficiels alimente le cours d'eau.

De manière comparable, on considère également que le coefficient de rugosité suit une relation linéaire bornée par la même valeur limite ( $\lambda_{LIM}$ ):

$$\mathbf{K}_{(\mathbf{i},\mathbf{j})} = \min\left[\frac{\lambda_{(\mathbf{i},\mathbf{j})}}{\lambda_{\text{LIM}}}, 1\right] \mathbf{k}_{\mathbf{r}}$$
(3.97)

 $k_r$  : coefficient de calage égal au coefficient de Strickler pour  $\lambda{\geq}\lambda_{LIM}$ 

Ainsi, on suppose que le coefficient de rugosité (K) augmente linéairement avec la largeur de l'écoulement jusqu'à une valeur limite et qu'il tend vers zéro lorsque  $\lambda$  tend vers zéro (cf. figure 3.55).





Cette dernière relation nous évite une distinction brutale entre réseau et versant comme c'est le cas usuellement pour ce genre d'approche mécaniste (cf. § 3.1.3.4) où l'on affecte en général deux coefficients de rugosité et deux largeurs d'écoulement différents suivant qu'il s'agit de mailles versants ou de mailles réseaux. De plus, en milieu naturel, il paraît réaliste de penser qu'il existe une relation entre la rugosité et la largeur du bief. En effet, les torrents (de largeur étroite) sont généralement constitués d'un lit pierreux avec des blocs de grosses dimensions générant une rugosité forte alors qu'à l'opposé, les fleuves (larges) présentent souvent des fonds sableux ou à galets nettement moins rugueux. D'autre part, dans le même esprit Loukas et Quick (1996) utilisent une relation empirique (établie sur plus de 40 cours d'eau) entre le coefficient de rugosité et la distance à l'exutoire. Enfin, Engman (1986) et Gresillon et al. (1994) montrent que le coefficient de Strickler peut atteindre des valeurs très faibles (inférieures à 2) sur versant naturel.

Ainsi le modèle de transfert interactif présente 4 paramètres pour les flux de surface ( $k_r$ , a, b,  $\lambda_{LIM}$ ) et un paramètre pour les écoulements retardés ( $k_s$ ). Il est intéressant de remarquer que les paramètres a et b sont théoriquement directement accessibles puisqu'ils conditionnent la largeur du bief et son évolution de l'amont vers l'aval, grandeur généralement très facilement mesurable au regard des autres paramètres.

Il faut préciser que si théoriquement ce schéma est stable au changement de discrétisation spatiale, pratiquement les résultats seront profondément affectés par la restitution des phénomènes de concentration des écoulements (elle-même dépendante de l'échelle de discrétisation). A titre d'illustration, pour une planèze « parfaite » (cf. figure 3.56a) en régime uniforme (Qe=Qs), le schéma sera effectivement robuste au changement d'échelle. Par contre, pour une configuration en talweg (figure 3.56b) ou en dôme (figure 3.56c), les caractéristiques morphologiques ne seront pas respectées par le changement d'échelle, les écoulements initialement concentrés seront diffusés, d'où une diminution des rayons hydrauliques et par suite des vitesses de transfert ralenties. Le fait de considérer une largeur d'écoulement ( $\lambda$ ) différente du pas de discrétisation spatiale ( $\Delta x$ ) pourrait minimiser ce biais mais cela imposerait une relation linéaire entre  $\lambda$  et la superficie drainée (S).



**FIGURE 3.56 :** Représentation de différentes configurations géomorphologiques (planèze (a) talweg (b) et structure « en dôme » (c)) à deux échelles différentes de discrétisation (facteur 3)

A partir de ces deux modèles de transfert MTS et MOC, intégrant les axiomes préalablement déterminés (§ 3.5.1), nous allons tester la cohérence de différentes hypothèses sur la localisation des zones de production et donc indirectement sur les concepts de genèse des écoulements.

En raison de ses performances de calcul, le modèle MTS (environ 5 fois plus rapide) sera utilisé en priorité pour les opérations de pré-calage par « essai-correction ». Une fois les paramètres de production correctement approchés, le modèle MOC permettra d'affiner les résultats et de vérifier la cohérence du calage (état interne du système).

## 3.5.4 MS-1 : Zones saturées à géométrie variable

La première interprétation « physique » d'une transformation pluie-débit (en milieu naturel) multiplicative à coefficient variable, telle qu'elle a été définie par l'approche systémique globale (MG-2), est celle d'un fonctionnement par zones saturées d'extension variable. Ce concept formalisé par Beven et Kirkby, (1979) et repris depuis par de nombreux auteurs souvent sous l'appellation de **TOPMODEL** (Barling et al. 1994, Ambroise et al., 1996 a et b, Saulnier et al., 1997 a et b...) paraît particulièrement adapté à notre milieu, vu la grande perméabilité des sols volcaniques et le climat tropical humide (cf. figure 3.5). Ce mode de fonctionnement est d'ailleurs celui proposé par Diaz et al. (1995) sur l'île « cousine » de Molokai, Hawaii.

D'après ce concept, la production se localise principalement au niveau des dépressions topographiques et l'évolution des zones saturées peut être restituée par la distribution spatiale d'un indice topographique (que nous appellerons ici  $\tau$  pour éviter les confusions avec  $\lambda$  largeur de l'écoulement). Le paramètre INF pourrait alors représenter une contribution hortonienne de l'ensemble des versants en situation extrême.

#### 3.5.4.1 Description du modèle MS-1

Beven et Kirkby (1979) montrent que sous les hypothèses :

• d'une décroissance exponentielle de la perméabilité à saturation (Ksat) avec la profondeur :

$$Ksat(z) = Ko.exp(-fz)$$

Ksat(z) : conductivité hydraulique [L/T] Ko : conductivité hydraulique de surface (z=0) [L/T] f : constante de décroissance  $[L^{-1}]$ z : profondeur (positif vers le bas)

Rq: Théoriquement, le paramètre f correspond également à la constante de décroissance exponentielle des courbes de récessions (débit de base).

• de flux sub-superficiels gouvernés par la loi de Darcy :

$$q_i = T_i(z_i) \tan \beta_i = \frac{Ko}{f} \tan \beta_i \exp(-fz_i)$$
(3.99)

 $q_i$ : débit par unité de largeur [L<sup>2</sup>/T]

T<sub>i</sub>: transmitivité [L<sup>2</sup>/T], T<sub>i</sub>(z<sub>i</sub>) = 
$$\int_{z_i}^{z_i} Ksat(x) dx$$
 (Z, fond de la zone saturée)

 $\tan\beta_i$ : pente topographique = pente hydraulique de la zone saturée [L/L]

(3.98)

• d'une recharge homogène et d'un état quasi-stationnaire,

en tout point i, l'écart entre le niveau local de la nappe (z<sub>i</sub>) et le niveau moyen (Z) peut s'écrire :

$$z_{i}(t) - \overline{z}(t) = \frac{\tau - \tau_{i}}{f}$$
avec
$$(3.100)$$

$$\tau_{i} = \ln \left[ \frac{a_{i}}{\tan \beta_{i}} \right]$$
(3.101)

 $\tau_{i:}$  indice topo-hydrologique souvent appelé indice de Beven (ou de Kirkby)

 $\tau = E[\tau_i]$ , moyenne des  $\tau_i$  sur le bassin.

a<sub>i</sub> : superficie drainée par unité de longueur au point i (définie en drainage bi-dimensionnel) [L]

#### L'évolution des zones saturées est par conséquent définie par : $z_i(t) < 0$ .

En conclusion, il suffit de connaître ou de modéliser les variations du niveau moyen de la nappe pour pouvoir simuler l'évolution des zones saturées à partir des distributions spatiales et fréquentielles des indices topographiques.

Ambroise et al. (1996), puis lorgulescu et Musy (1997), proposent une généralisation de cette théorie sous différentes hypothèses de la relation Ksat(z); exponentielle, parabolique et linéaire. La relation appropriée peut théoriquement se déduire de l'allure des courbes de récession.

### Algorithme

Le modèle TOPMODEL proposé par Beven a été conçu essentiellement pour des applications en mode continu. L'algorithme originel a été modifié afin de :

- produire une modélisation événementielle plus propice à l'évaluation des risques hydrologiques,
- conserver une stricte indépendance entre flux retardés et flux superficiels,
- tenir compte d'un éventuel effet de seuil d'intensité (INF).

Ainsi, nous avons conçu notre propre modèle de production en ne retenant de la théorie de Beven que l'hypothèse selon laquelle la localisation et l'évolution des zones saturées génératrices du ruissellement peuvent être caractérisées à partir des distributions spatiales et fréquentielles de l'indice topographique (cf. figure 3.57).



FIGURE 3.57 : Schématisation du modèle spatialisé MS-1.

Soit **STO (mm)** l'état de déficit initial de saturation (en début d'événement) qui par conséquent peut également être relié à la profondeur initiale moyenne de la nappe. Dans notre cas, STO correspond à **un déficit moyen** en début d'épisode. En mode continu, STO représenterait le déficit maximal fonction de l'épaisseur de sol et de la porosité.

Soit **stock(t)** l'état du déficit hydrique moyen à l'instant t :

$$\overline{\text{stock}}(t) = \sum_{(i,j)} \frac{1}{n} \text{stock}(i, j, t)$$

stock(i,j,t)= état de déficit hydrique de la maille (i,j) à l'instant t [L] n = nombre de mailles élémentaires constituant le bassin versant

L'état de déficit hydrique de la maille (i,j) (Stock(i,j)) est simulé par un réservoir virtuel de capacité STO (mm) et de vidange DS (mm/h), comparable à MG-2 mais gouverné par les équations (cf. équation 3.100):

$$\frac{d \operatorname{stock}(i, j, t)}{dt} = P(i, j, t) - Lr(i, j, t) - DS. \frac{\operatorname{stock}(i, j, t)}{STO}$$
  
et,  
$$\begin{bmatrix} Lr(i, j, t) = P(i, j, t) & \text{si} & \overline{\operatorname{stock}}(t) + \frac{\tau(i, j) - \overline{\tau}}{f} \ge STO \\ Lr(i, j, t) = \max[0, P(i, j, t) - INF] & \text{si} & \overline{\operatorname{stock}}(t) + \frac{\tau(i, j) - \overline{\tau}}{f} < STO \end{bmatrix}$$
# Ainsi, le coefficient de production instantané (Cr(t)) de la maille (i,j) (i.e. 0 ou 1) dépend de son indice topographique $\tau(i,j)$ et du déficit moyen sur l'ensemble du bassin ( $\overline{stock}(t)$ ).

Afin d'assurer la parfaite indépendance des flux retardés, la lame d'écoulement lent (Ls) est toujours définie par :

Ls(i,j,t)=Cs. [P(i,j,t)-Lr(i,j,t)]

 $\begin{array}{l} P(i,j,t) : \text{précipitation reçue par la maille (i,j) à l'instant t [L/T]} \\ \text{Lr }(i,j,t) : \text{lame ruisselée par la maille (i,j) à l'instant t (i.e. pluie nette) [L/T]} \\ \text{Ls}(i,j,t) : \text{lame d'écoulement retardé produit par la maille (i,j) à l'instant t [L/T]} \\ \text{f : paramètre [L]} \\ \text{DS : paramètre de vidange exponentielle du réservoir stock(i,j,t) [L/T]} \\ \text{INF : seuil d'infiltration [L/T]} \\ \text{Cs : coefficient d'écoulement retardé.} \\ \hline \tau_{(i,j):} \text{ indice topo-hydrologique de la maille (i,j)} \\ \hline \tau = \mathbb{E}[\tau_{(i,j)}], \text{ moyenne des } \tau_{(i,j)} \text{ sur le bassin.} \end{array}$ 

Le modèle de production MS-1 présente donc **4 paramètres (STO, f, DS, INF)** conditionnant les flux superficiels et **un paramètre (Cs)** régissant les flux retardés ; le transfert s'effectue soit par le modèle MTS, soit par le modèle MOC.

# 3.5.4.2 Paramétrisation et résultat du modèle MS-1

La première étape consiste donc à définir les indices  $\tau_{(i,j)}$  et à analyser leur distribution. Les figures 3.58 et 3.59 présentent la distribution spatiale des indices et leur fonction de distribution cumulée. Afin de pouvoir comparer les différents bassins, les indices ont tous été calculés à partir des **MNT au pas de 50m**. En effet, il a été montré que l'indice présentait une forte sensibilité au pas de discrétisation des MNT (Quinn et al., 1991, Franchini et al., 1996, Saulnier et al. 1997b).

La distribution spatiale des indices topographiques (cf. figure 3.58) montre que les zones saturées se localisent préférentiellement à proximité du réseau hydrographique où les superficies drainées sont importantes et les pentes faibles.

D'après la distribution fréquentielle des indices topographiques (cf. figure 3.59), à une intensité d'apport déterminée et tout autre paramètre équivalent par ailleurs, l'Atiue présenterait une saturation plus importante en début d'épisode que les deux autres bassins (pourcentage plus élevé de fortes valeurs de ti). En dessous d'une valeur d'indice égale à 8, correspondant à une saturation d'environ 20%, l'Atiue et la Matatia présentent des distributions quasi-équivalentes et inférieures à la Vaiami. Ainsi, au-delà de cette limite, la Vaiami pourrait théoriquement présenter une saturation plus importante que les deux autres bassins. On peut constater que cette dernière remarque va à l'encontre des conclusions apportées par MG-2 (cf. figure 3.45).



FIGURE 3.58 : Distribution spatiale de l'indice topographique t sur les trois bassins



FIGURE 3.59 : Fonction de distribution cumulée des indices topographiques  $\tau$  sur les 3 bassins.

L'exercice de calage du modèle MS-1 sur les différents bassins conduit aux paramètres optimaux présentés dans les tableaux ci-dessous.

		Paramètres de calage MS-1							
	STO (mm)	STO DS f INF ( (mm) (mm/h) (1/m) (mm/h)							
Atiue	100	10	70	80	0.10-0.38				
Matatia	75	15	70	>125	0.05-0.30				
Vaiami	60	50	70	90	0.05-0.28				

TABLEAU 3.13 : Paramètres de calage du modèle MS-1 pour les 3 bassins.

TABLEAU 3.14 : Paramètres de transfert du modèle MTS-MS-1 pour les 3 bassins.

		Paramètres de transfert MTS-MS-1								
	Vo c d α Kr Ks									
Atiue	4	0.40	0.12	0.6	10	800				
Matatia	4	0.40	0.12	0.6	3	800				
Vaiami	4	0.40	0.12	0.6	3	800				

**TABLEAU 3.15 :** Paramètres de transfert du modèle MOC-MS-1 pour les 3 bassins.

	Paramètres de transfert MOC-MS-1							
	Kr	kr a b λ <sup>LIM</sup> ks (m) (m/s)						
Atiue	10	0.25	0.10	2.5	0.008			
Matatia	10	0.25	0.10	2.5	0.008			
Vaiami	10	0.25	0.10	2.5	0.008			

Les paramètres Cs sont toujours conservés identiques à ceux utilisés par les modèles globaux MG-1 et MG-2 (cf. figure 3.41).

Le paramètre f a pu être maintenu constant d'un bassin à l'autre et la valeur 70 m<sup>-1</sup> paraît cohérente avec les applications classiques de TOPMODEL (cf. par exemple, Franchini et al., 1996).

STO et DS apparaissent relativement différents d'un bassin à l'autre. Ce résultat était prévisible puisque les fonctions de distribution cumulée des indices topographiques sont en contradiction avec les comportements mis en évidence par la modélisation globale. Aussi, les différences de fonctionnement entre les bassins ne pouvaient pas être restituées uniquement à partir de la distribution des indices topographiques.

Il faut remarquer que les paramètres STO et f, en relation avec la distribution de  $(\tau_i - \tau)$ , conditionnent l'état de saturation initial puisqu'en général, on cherche les paramètres tels que stock(0)=0. Le degré de saturation initial (conditionnant le coefficient de ruissellement initial) sera d'autant plus important que STO et f seront faibles. Enfin, le poids de l'indice topographique sur la définition des zones saturées sera d'autant moins prononcé que f sera grand.

Le paramètre DS, également en relation avec STO, conditionne la cinétique de l'évolution des zones saturées. L'état est d'autant plus stationnaire que DS et STO sont élevés. Un STO faible associé à un DS élevé implique une cinétique rapide, a contrario des valeurs de STO élevées et de DS faibles indiquent une cinétique lente.

Ainsi, les paramètres STO, DS et f sont fortement dépendants comme le montre une analyse de sensibilité aux paramètres (STO, f) et (STO, DS) effectuée par exemple sur les événements de l'Atiue (cf. figure 3.60).



FIGURE 3.60 : Analyse de sensibilité de (STO,f) et (STO,DS) au critère EQM calculé sur l'ensemble des événements de calage de l'Atiue.

Cependant, dans notre cas, l'expérience montre que les relations (STO - f), (STO - DS), et (f-DS) ne sont pas univoques d'un bassin à l'autre, ce qui justifie ici le maintien des trois paramètres.

Concernant le transfert, il apparaît que les modèles MOC et MTS fournissent des résultats relativement équivalents. Ainsi, par exemple pour la Vaiami, le coefficient de corrélation entre les débits simulés obtenus par MTS et ceux calculés par MOC est supérieur à 0.99, comme l'illustre la figure 3.61. On note cependant, pour ce bassin, que les débits obtenus par MTS sont légèrement inférieurs ( $\approx 4\%$ ) à ceux produits par MOC, mais une meilleure adéquation aurait pu être obtenue en modifiant légèrement les paramètres de l'un ou l'autre des modèles.

Il apparaît également tableau 3.14 que l'Atiue se distingue des deux autres bassins par le paramètre Kr du modèle MTS. Par contre, le modèle MOC donne des résultats acceptables avec des paramètres équivalents sur l'ensemble des bassins.



FIGURE 3.61 : Comparaison entre débits simulés obtenus par les modèles MOC et MTS pour les 6 événements de calage de la Vaiami.

Les résultats pour les trois bassins sont reportés en annexe C (étant données les remarques précédentes, seules les simulations obtenues avec le modèle de transfert MOC sont présentées). Les critères ERM et EQM, pour chacun des événements, l'ensemble des bassins et les différents modèles spatialisés sont tous rassemblés figure 3.78, page 206.

#### Résultats pour l'Atiue

Les paramètres ont été calés afin de respecter en priorité les débits observés lors de l'événement A-ec-6. Aussi, mis à part cet événement et peut-être A-ec-5, dans l'ensemble les débits maximums sont surestimés par le modèle et dans certains cas, l'hydrogramme simulé paraît nettement « sousamorti ».

#### Résultats pour la Matatia

Pour la Matatia, les résultats sont sensiblement meilleurs que ceux obtenus sur l'Atiue. Des simulations acceptables sont produites pour les événements M-ec-1, 3, 4 et 6. Par contre, les débits de l'épisode M-ec-2 sont nettement surévalués alors que ceux de M-ec-5 sont sous-évalués.

#### <u>Résultats pour la Vaiami</u>

Les résultats obtenus pour la Vaiami sont certainement les plus probants. Les simulations sont très correctes pour tous les événements, mis à part l'épisode particulier V-ec-6. Il a été déduit de la modélisation globale qu'un effet de seuil d'intensité devait être introduit pour reproduire la réponse du bassin aux fortes intensités observées sur quelques minutes lors de cet événement. Cependant, pour obtenir une simulation représentative du débit de pointe, le seuil doit ici être abaissé à 60mm/h, ce qui génère une surévaluation notoire des débits maximums pour les événements V-ec-2, 4, 5 et 7.

# 3.5.4.3 Conclusions

Le modèle MS-1 ne semble pas adapté au fonctionnement des bassins. La distribution fréquentielle des indices topographiques ( $\tau$ ) est en contradiction avec les conclusions de l'approche globale et malgré de nombreuses tentatives de calage, il n'a pas été possible de dégager une paramétrisation entièrement satisfaisante.

La principale incohérence réside probablement dans la combinaison entre la localisation des zones productives et les hypothèses fixées sur le transfert. Un fonctionnement de type MS-1 suppose une production essentiellement concentrée à proximité du réseau hydrographique (cf. figure 3.63). Cela implique des distances de parcours à l'exutoire restreintes par rapport à une « production de versant ». Il en résulte des temps de propagation courts qu'il a fallu compenser (pour respecter les observations) en agissant sur la distribution des vitesses par l'intermédiaire des paramètres d et Kr pour le modèle MTS, et par l'intermédiaire des largeurs d'écoulement à partir du paramètre b, pour le modèle MOC.

Malgré ces compensations, les résultats restent relativement médiocres. Sur l'Atiue, les hydrogrammes simulés ne sont en général pas assez amortis. Le fait que la production soit localisée en fond de talweg, c'est-à-dire sur une superficie restreinte, minimise l'amortissement du signal, en particulier sur les petits bassins tel que l'Atiue.

De plus, ces compensations correspondent à une distribution des largeurs d'écoulement (en relation avec les vitesses limites) relativement éloignées de la réalité. En effet, la faible valeur du coefficient b induit des largeurs dans le réseau anormalement faibles (trop faible extension des largeurs > 2 m) alors qu'elles paraissent trop élevées sur le versant (valeur minimum > 0.5 m), comme le montre la figure 3.62. Ceci correspond à des vitesses maximales vraisemblablement trop faibles dans le réseau hydrographique (en général < 2 m/s, cf. figure 3.63).



FIGURE 3.62 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement ( $\lambda$ ) d'après MOC-MS-1 (a=0.25, b=0.10)



FIGURE 3.63 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des zones de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-1, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M-ec-6 et V-ec-7.

Ainsi, le modèle MS-1 conduit globalement à rejeter l'hypothèse d'un fonctionnement « classique » par zone contributive à superficie variable. Cependant, sur la Vaiami, les résultats très convenables obtenus pour la majorité des événements semblent indiquer que sur ce bassin, les principales zones de production pourraient effectivement se localiser à proximité du réseau hydrographique. Ces résultats pourraient traduire l'influence des zones urbanisées préférentiellement concentrées en fond de vallée.

En conclusion, cette expérience montre qu'une approche spatialisée peut fournir des indicateurs pertinents capables d'éprouver la validité de l'hypothèse d'un fonctionnement par zone saturée à géométrie variable. Enfin, on retiendra également de ces premières simulations que les modèles de transfert MTS et MOC peuvent produire des résultats quasi équivalents.

# 3.5.5 MS-2 : Production homogène de versant

Le modèle MS-1 présentait l'hypothèse d'une production localisée essentiellement en fond de talweg, à proximité du réseau hydrographique. Le modèle MS-2 vise à tester l'hypothèse inverse, à savoir un potentiel de production homogène sur le versant indépendamment de considérations géomorphologiques ou géographiques. En d'autres termes, le coefficient Cr ne représente plus une contribution à 100% de Cr % du bassin, mais une contribution à Cr % de l'ensemble du bassin.

Dans ce cas, le coefficient multiplicatif Cr peut être interprété comme la résultante de **processus Hortonien intervenant sur un milieu fortement hétérogène**. Par des mesures effectuées à la parcelle (50 m<sup>2</sup>) à l'aide d'un simulateur de pluie (sur 200 m<sup>2</sup>), A. Lafforgue (Lafforgue et Naah, 1976, Lafforgue 1977) a effectivement mis en évidence une transformation multiplicative pour un processus clairement Hortonien.

En effet, même si à l'échelle du bassin, la perméabilité moyenne des sols est réputée supérieure à l'intensité moyenne des précipitations, on peut supposer qu'à un instant donné, il existera toujours certaines portions de l'espace présentant une capacité d'infiltration inférieure à celle des précipitations. Il peut s'agir de spécificités géographiques (affleurement de roches, sols compactés, encroûtement, spécificité du profil pédologique...) mais également d'un effet d'accumulation d'humidité par le « dessous » (flux sub-superficiel) ou par le « dessus » (précipitation, ruissellement). On supposera que cette diversité est intégrée au sein d'une maille élémentaire et qu'elle est indifférente à la localisation sur le bassin. L'évolution du coefficient Cr pourrait alors correspondre à une diminution progressive de la capacité d'infiltration moyenne à l'échelle de la maille et le seuil INF à une contribution hortonienne exceptionnelle de l'ensemble des surfaces.

Une autre hypothèse, allant également dans le sens d'une production de type multiplicative à l'échelle d'une maille élémentaire, est celle d'un **mécanisme sub-superficiel à cinétique rapide**. Ormsbee et Khan (1989), par exemple, obtiennent de bons résultats en utilisant effectivement des coefficients multiplicatifs pour simuler les partitions entre les différents réservoirs sub-superficiels (micro et macropores) et superficiels.

En effet, on peut supposer que l'ensemble des précipitations inférieures au seuil d'infiltration INF pénètre dans les sols et qu'en raison d'une organisation préférentiellement horizontale des couches pédologiques, une certaine fraction (Cr) de cette eau infiltrée parviendra à resurgir en surface à la faveur d'une dépression topographique, comme le suggère la figure 3.65. Il faut noter que des talwegs d'une profondeur de l'ordre d'une dizaine de centimètres au mètre (i.e. dimension du profil pédologique) pourraient suffire à générer ces résurgences. Dans ce concept, l'évolution de Cr pourrait correspondre à une saturation progressive des « chemins » verticaux (et/ou une interconnexion croissante des « chemins » horizontaux) sous l'effet des intensités et des cumuls,

favorisant ainsi les parcours latéraux. Enfin, une transmission de pression par effet piston pourrait également expliquer ce genre de production.

La validité de ces concepts de « sub-surface » tient essentiellement à l'existence de strates pédologiques de faible perméabilité ou à un contraste marqué entre perméabilité horizontale et verticale. L'existence de couches indurées dans certains profils pédologiques a bien pu être mise en évidence sur le terrain (cf. figure 3.65), cependant aucune information sur leur perméabilité n'est disponible. De plus, les temps de réponse relativement courts observés sur les bassins imposent soit des trajets sub-superficiels relativement courts, soit des flux rapides via des chemins préférentiels (macropores) ou par transmission de pression.



FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficiels par résurgence au niveau des dépressions topographiques.



FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.

#### 3.5.5.1 Description du modèle MS-2

Pour simuler l'évolution du coefficient de production, nous proposons une spatialisation du modèle global MG-2. Il s'agit simplement d'affecter le modèle de production utilisé par MG-2 à chacune des mailles élémentaires du bassin.

• Algorithme

 $Cr(i, j, t) = \frac{stock(i, j, t)}{STO}$ 

Lr(i,j,t)=Cr(i,j,t)P(i,j,t)+[1-Cr(i,j,t)].max[0,P(i,j,t)-INF]

 $\frac{d \operatorname{stock}(i, j, t)}{dt} = P(i, j, t) - Lr(i, j, t) - DS.\frac{\operatorname{stock}(i, j, t)}{STO}$ 

Les écoulements retardés sont toujours simulés indépendamment :

Ls(i,j,t)=Cs. [P(i,j,t)-Lr(i,j,t)]

STO (mm) = capacité maximale du réservoir « virtuel » stock(i,j,t)= niveau du réservoir « STO » de la maille (i,j) à l'instant t (stock(i,j,t)≤STO) DS (mm/h)= paramètre de vidange du réservoir STO rq : l'équation différentielle est résolue numériquement par une méthode explicite.

#### 3.5.5.2 Paramétrisation et résultats du modèle MS-2

Les paramètres optimaux pour les différents bassins sont présentés dans le tableau ci-dessous.

TABLEAU 3.16 : Paramètres de calage du modèle MS-2 pour les 3 bassins.

	Pa	Paramètres de calage MS-2							
	STO (mm)	STO DS INF Cs (mm) (mm/h) (mm/h)							
Atiue	350	30	80	0.10-0.38					
Matatia	400	30	>125	0.05-0.30					
Vaiami	200	100	90	0.05-0.28					

TABLEAU 3.17 : Paramètres de transfert du modèle MTS-MS-2 pour les 3 bassins.

	Paramètres de transfert MTS-MS-2								
	Vo c d α Kr Ks								
Atiue		0.40	0.15	0.6	4	800			
Matatia	4	0.40	0.15	0.6	1	800			
Vaiami	4	0.40	<u>0.15</u>	0.6	1	<u>8</u> 00			

	Paramètres de transfert MOC-MS-2								
	kr a b λ <sup>LIM</sup> ks (m) (m/s)								
Atiue	10	0.30	0.30	2.5	0.008				
Matatia	10	0.30	0.30	2.5	0.008				
Vaiami	20	0.30	0.30	2.5	0.008				

TABLEAU 3.18	: Paramètres de transfer	t du modèle MOC-MS-2	pour les 3 bassins.
--------------	--------------------------	----------------------	---------------------

Les paramètres de production de la Matatia et de la Vaiami ont pu être maintenus équivalents à ceux proposés lors du calage de MG-2. Par contre, le paramètre STO de l'Atiue a dû être légèrement augmenté (350 mm contre 300 mm pour MG-2). L'explication réside probablement dans l'influence de la distribution spatiale des précipitations. En effet, des cumuls plus importants en tête de bassin entraînent une saturation plus rapide des zones amont pouvant générer, pour des paramètres équivalents, un coefficient d'écoulement moyen à l'échelle du bassin plus important que celui produit par un modèle global avec une pluie « moyennée » sur l'ensemble de la surface. Il s'agit donc d'un effet de concentration ; des pluies localisées sur une partie du bassin ne génèrent pas le même ruissellement que des pluies homogènes de cumul équivalent. Ceci intervient également pour le seuil d'intensité INF. Pour l'Atiue il a été abaissé à 80 mm/h, pour la Vaiami il a été conservé à 90 mm/h mais il aurait dû être abaissé à 70 mm/h pour restituer correctement l'événement V-ec-6 au détriment des autres.

Concernant le transfert, les modèles MTS et MOC fournissent toujours des résultats comparables mais avec des paramètres différents. Par MTS, l'Atiue se distingue des deux autres bassins par le paramètre Kr, alors qu'avec le modèle MOC, c'est la Vaiami qui diffère par une forte constante de rugosité kr, c'est-à-dire par des vitesses de transfert plus rapides.

Les résultats obtenus avec MS-2 sont similaires à ceux issus de MG-2 (cf. annexe C). Aussi, ils ne sont que très sommairement détaillés (pour les critères ERM et EQM, cf. figure 3.78, p207):

#### • Résultats pour l'Atiue

On note une légère surévaluation des débits maximums sur l'ensemble des événements sauf pour Aec-6 où au contraire le débit de pointe est sous-estimé.

#### • Résultats pour la Matatia

L'ensemble des résultats de simulation est très correct mis à part pour l'événement M-ec-2 surévalué et toujours M-ec-5 sous-estimé. On remarque également que seules deux des quatre pointes de crues sont restituées pour l'événement M-ec-6. Même remarque pour l'événement M-ec-3 où seule la deuxième pointe est restituée par le modèle.

#### • Résultats pour la Vaiami

On note une nette surévaluation des débits maximums pour les événements V-ec-4 et V-ec-7. L'événement particulier V-ec-6 est lui sous-évalué et il faut abaisser le seuil d'intensité à 70 mm/h pour obtenir une approximation correcte du débit de pointe. Cependant, un seuil aussi bas génère une très forte surévaluation des débits maximums pour les épisodes V-ec-2, 4 et 7.

# 3.5.5.3 Conclusions

Les simulations produites par le modèle MS-2 sont comparables à celles obtenues avec MG-2 et de manière générale en meilleure adéquation avec les observations que celles issues de MS-1.

De plus, par rapport à MOC-MS-1, les largeurs d'écoulement utilisées ici par le modèle coïncident mieux avec les observations de terrain, comme le montre la figure 3.66. L'extension des largeurs supérieures à 2m (individualisées par un contour) est plus étendue que celle proposée par MS-1 (cf. figure 3.62) et les largeurs minimales atteignent 0.2 m ce qui peut effectivement correspondre à une largeur d'écoulement minimal pour une parcelle de 2500 m2. En conséquence, les vitesses maximales de propagation dans les biefs paraissent également plus vraisemblables (en général > 2 m/s, cf. figure 3.68).



**FIGURE 3.66 :** Distribution spatiale des largeurs d'écoulement ( $\lambda$ ) d'après MOC-MS-2 (a=0.30, b=0.30)

Cependant, l'hypothèse d'un fonctionnement homogène sur chacun des bassins n'est pas entièrement satisfaisante. En effet, divers indices notamment apportés par les événements M-ec-3, 5 et 6 et discutés dans les chapitres précédents (cf. § 3.3.3) tendent à montrer que la production n'est pas homogène sur la Matatia. De plus, pour la Vaiami il semble difficile de négliger l'influence des zones urbanisées. D'ailleurs, on peut se demander dans quelle mesure une production préférentiellement localisée au niveau des zones anthropisées (i.e. à proximité du réseau) suffirait à expliquer un transfert plus rapide sur ce bassin comme l'ont traduit les résultats obtenus jusqu'ici.

En effet, sous l'hypothèse d'une production homogène, les hydrogrammes unitaires géomorphologiques issus de MOC avec a=0.3 et b=0.3 ont tous des caractéristiques de forme (temps caractéristique, débit maximum) très similaire si kr est maintenu constant d'un bassin à l'autre (cf. figure 3.67). Il apparaît ainsi, qu'aucune hypothèse particulière sur la localisation des zones de production n'est nécessaire pour expliquer les similitudes de transfert entre la Matatia et l'Atiue malgré les différences de superficie. Par contre, pour reproduire les caractéristiques du transfert sur la Vaiami, il a été nécessaire d'augmenter le paramètre kr d'un facteur deux. Il semblerait donc, pour un coefficient de rugosité équivalent, que les temps de parcours moyens entre versant et réseau soient globalement identiques sur les différents bassins et donc que la distribution spatiale et temporelle des

vitesses, ainsi que celle des chemins hydrauliques soient similaires d'un bassin à l'autre. La réponse rapide de la Vaiami ne peut donc s'expliquer à partir de critères exclusivement géomorphologiques. Il faut introduire soit un coefficient de rugosité différent, soit une localisation particulière des zones de production.



FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b=0.3) pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.

En conclusion, l'hypothèse d'homogénéité intra-bassin, si elle n'est pas clairement réfutée par MS-2, implique nécessairement, d'après les paramètres du modèle, des fonctionnements hétérogènes entre les différents bassins. L'étape suivante sera de tester dans quelles mesures les différences de comportement établies jusqu'ici à l'échelle du bassin pourraient être la résultante d'une hétérogénéité intra-bassin, c'est-à-dire de combinaisons différentes de fonctionnements homogènes ;. de voir également, comment l'intégration de cette hétérogénéité pourrait combler les faiblesses persistantes du modèle MS-2.



**FIGURE 3.68 :** Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des zones de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M-ec-6 et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)

# 3.5.6 MS-3 : Production localisée sur versant

Le modèle MS-2 s'est révélé en meilleure adéquation avec les observations que MS-1 mais toujours incapable de reproduire certains comportements.

Nous chercherons avec MS-3 à intégrer l'hétérogénéité intra-bassin des processus de ruissellement à travers des critères géographiques dans le but de dégager une certaine unicité entre les différents bassins. L'hypothèse est donc que différentes zones homogènes possèdent des caractéristiques de production et de transfert stables d'un bassin et l'autre et que ce sont leur combinaison et leur localisation différentes qui génèrent les disparités de comportement observées à l'exutoire. En résumé, nous cherchons donc à tester dans quelle mesure l'hétérogénéité intra-bassin peut traduire l'hétérogénéité inter-bassin observée.

En effet, différentes observations (dont notamment M-ec-3 et M-ec-6) semblent indiquer une production préférentiellement concentrée sur l'amont du bassin de la Matatia (cf. § 3.3.3).

Une distinction d'ordre climatique (pluviométrie, humidité moyenne,...) pourrait expliquer une activité hydrologique plus intense en tête de bassin, vu les forts gradients pluviométriques entre l'aval et l'amont des versants (facteur 1.5 à 2 pour les cumuls annuels). Cependant, une différenciation de nature géologique nous paraît plus vraisemblable. En effet, les coulées basaltiques récentes formant la planèze de la Matatia ont une structure lamellaire fine et relativement compacte (Brousse et al., 1985) alors que les coulées plus anciennes constituant le fond de vallée de la Matatia et majoritaires sur la Vaiami, présentent une structure plus massive et plus fissurée, par conséquent probablement plus perméable (cf. figure 3.21 et 3.22). Ainsi, il est permis de penser que la structure géologique des roches basaltiques (influençant la pédogenèse) peut être un indicateur pertinent d'un fonctionnement de type MS-1 ou MS-2.

Cette hypothèse est cohérente pour les observations de la Matatia et de l'Atiue (contribution essentiellement amont) et permettrait d'expliquer une réponse hydrologique considérablement différente pour la Vaiami, où les coulées récentes ne couvrent que 12% de la superficie contre plus de 50 % pour les deux autres bassins.

Outre cette distinction géologique, on peut également supposer un effet marqué de l'urbanisation pour la Vaiami, les surfaces habitées couvrant plus de 30% de la superficie du bassin avec un coefficient d'imperméabilisation moyen de l'ordre de 20%.

#### 3.5.6.1 Description du modèle MS-3

On propose d'utiliser les schémas de production MS-1 et MS-2 présentés précédemment mais en autorisant à la fois une combinaison de ces deux fonctions de production et une paramétrisation hétérogène sur le bassin en fonction de critères géographiques.

#### • Algorithme

Soit Zh une zone homogène au sein du bassin (tq  $\exists$  (i,j)  $\in$  Zh) caractérisée par une fonction de production déterminée Fp(Zh) et un jeu fixe de paramètres.

#### • <u>Si Fp(Zh)= MS-1</u>

On se trouve dans la situation d'un fonctionnement par zones saturées localisées au sein d'un secteur homogène. En effet, on peut supposer que le développement de nappe(s) temporaire(s) ne puisse survenir que sur des zones précises du bassin, telles que les plaines alluviales par exemple.

Cette hypothèse n'est acceptable que si les zones homogènes auxquelles on affecte ce type de fonctionnement sont bien individualisées sur le bassin et constituent **un milieu continu** telle qu'une nappe « reliant » les différentes mailles entre elles puissent effectivement se concevoir.

•

Soit stock(Zh,t) l'état du déficit hydrique moyen à l'instant t de la zone homogène Zh :

$$\overline{\text{stock}}(\text{Zh}, t) = \sum_{(i,j)\in \mathbb{Zh}} \frac{1}{n(\text{Zh})} \text{stock}(i, j, t)$$

stock(i,j,t)=état de déficit hydrique de la maille (i,j) appartenant à Zh à l'instant t [L] n(Zh) = nombre de mailles élémentaires constituant la zone homogène Zh

L'état de déficit hydrique de la maille  $(i,j) \in Zh$  est gouverné par les équations:

$$\frac{d \operatorname{stock}(i, j, t)}{dt} = P(i, j, t) - Lr(i, j, t) - DS(Zh).\frac{\operatorname{stock}(i, j, t)}{STO(Zh)}$$

$$\begin{cases} Lr(i, j, t) = P(i, j, t) & \text{si} \quad \overline{\text{stock}}(t) + \frac{\tau(i, j) - \overline{\tau}(Zh)}{f(Zh)} \ge STO(Zh) \\ Lr(i, j, t) = \max[0, P(i, j, t) - INF(Zh)] & \text{si} \quad \overline{\text{stock}}(t) + \frac{\tau(i, j) - \overline{\tau}(Zh)}{f(Zh)} < STO(Zh) \end{cases}$$

#### • Si Fp(Zh)=MS-2

On se trouve dans le cas d'un potentiel de production homogène au sein de la zone Zh.

Pour 
$$(i,j) \in \mathbb{Z}h$$
:

$$Cr(i, j, t) = \frac{stock(i, j, t)}{STO(Zh)}$$

Lr(i,j,t)=Cr(i,j,t).P(i,j,t)+[1-Cr(i,j,t)].max[0,P(i,j,t)-INF(Zh)]

$$\frac{d \operatorname{stock}(i, j, t)}{dt} = P(i, j, t) - Lr(i, j, t) - DS(Zh) \cdot \frac{\operatorname{stock}(i, j, t)}{STO(Zh)}$$

Afin d'assurer la parfaite indépendance des flux retardés, la lame d'écoulement lent (Ls) est définie indépendamment de Zh et Fp par :

Ls(i,j,t)=Cs. [P(i,j,t)-Lr(i,j,t)]

cf. MS-1 et MS-2 pour la signification des différentes variables et paramètres

# 3.5.6.2 Paramétrisation et résultats du modèle MS-3

Le nombre de degrés de liberté du modèle est multiplié par le nombre de zones homogènes considérées. Aussi, les possibilités de paramétrisation différentes deviennent très vite innombrables et surtout difficiles à valider d'autant plus que l'on ne dispose pas de point de contrôle intermédiaire autre que les débits à l'exutoire.

Dans ce cas, l'unique solution est de chercher une déconvolution de l'hydrogramme à l'exutoire en une série de contributions en provenance des zones homogènes. Ainsi, seules des hypothèses fortes peuvent être éprouvées et il est inutile de multiplier artificiellement les classes de production car aucune validation ne pourra être donnée.

Au regard des caractéristiques géographiques des bassins (cf. § 3.2.2) et des disparités majeures ainsi mises en évidence, nous avons sélectionné 4 classes de zones homogènes ; une classe concernant l'urbanisation, c'est-à-dire l'état de surface et trois concernant la géologie considérée ici comme indicateur des processus de sub-surface (cf. figure 3.69) :

- Urbanisé (U) premier critère prévalant sur ceux de nature géologique (en jaune, orange et rouge, figure 3.24).
- Géologie Récente (GR) : lames peu épaisses compactes (en vert, figure 3.22)
- Géologie Ancienne (GA): coulées épaisses, fissurées et/ou à tubes lavas (en jaune, orange, mauve, figure 3.22)
- Plaine Alluviale (PA) (en grisé, figure 3.22).



FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versants.

Nous avons cherché à maintenir autant que possible des paramètres équivalents entre les différents bassins pour ces différentes zones homogènes. Les meilleurs calages ont été obtenus avec les paramètres et fonctions de production présentés dans le tableau 3.19.

		Paramètres de calage MS-3									
	Zh	Fp	Superficie (km²)	STO (mm)	DS (mm/h)	f (1/m)	INF (mm/h)	Cs			
Atiuo	GR	MS-1	0.46	70	10	70	80	0.10-0.38			
Allue	GA	MS-2	0.39	00	00	-	80	0.10-0.39			
	GR	MS-1	4.67	70	10	70	00	0.05-0.30			
Mototio	GA	MS-2	3.36	00	00	-	00	0.05-0.30			
watata	PA	MS-1	0.29	70	10	70	00	0.05-0.30			
	U	MS-2	0.28	70	10	-	50	0.05-0.30			
	GR	MS-1	0.33	70	10	70	90	0.05-0.28			
Vaiami	GA	MS-2	1.33	00	00	-	90	0.05-0.28			
	U	MS-2	0.64	70	10		90	0.05-0.28			

**TABLEAU 3.19 :** Paramètres de calage du modèle MS-3 pour les 3 bassins et les différentes zones homogènes (Zh) (oo = infini).

**TABLEAU 3.20 :** Paramètres de transfert du modèle MTS-MS-3 pour les 3 bassins et les différentes zones homogènes (Zh).

	Paramètres de transfert MTS-MS-3									
	Zh	Vo	С	d	α	Kr	Ks (mm)			
Atiue	GR, GA	4	0.40	0.15	0.6	4	800			
Matatia	GR, GA, PA U	4 6	0.40 0.40	0.15 0.15	0.6 0.6	3 3	800 800			
Vaiami	GR,GA	4 <u>6</u>	0.40 0.40	0.15 <u>0.15</u>	0.6 <u>0.6</u>	3	800 800			

**TABLEAU 3.21 :** Paramètres de transfert du modèle MOC-MS-3 pour les 3 bassins et les différentes zones homogènes (Zh).

	Paramètres de transfert MOC-MS-3							
	Zh	Kr	а	b	λLIM (m)	Ks (m/s)		
Atiue	GR, GA	10	0.30	0.30	2.5	0.008		
Matatia	GR, GA, PA U	10 20	0.30 0.30	0.30 0.30	2.5 2.5	0.008 0.008		
Vaiami	GR,GA	20 20	0.30 0.30	0.30 <u>0.30</u>	2.5 2.5	0.008 0.008		

D'après ces résultats, il semblerait que la partie amont des bassins, caractérisée par des coulées récentes, fonctionne en zones saturées d'extension variable. La partie intermédiaire, caractérisée par des coulées plus anciennes, ne semble pas être productive en situation normale, mais il se pourrait qu'elle soit malgré tout soumise au seuil d'intensité INF. La partie aval, lorsqu'elle correspond à une zone urbanisée ou à une plaine alluviale, paraît dotée d'un fort potentiel de production (cf. figure 3.74, p203). En raison de son extension réduite, le fonctionnement de la plaine alluviale peut être indifféremment modélisé selon MS-1 ou MS-2. Le comportement des zones urbanisées pourrait être modélisé via un coefficient de ruissellement stable de l'ordre de 0.3 à 0.7.

Cependant, l'expérience montre que l'utilisation d'un fonctionnement de type MS-2 à cinétique relativement rapide produit de meilleurs résultats. Il pourrait s'agir des conséquences d'une urbanisation relativement lâche où les habitations sont en général largement entourées d'espaces verts et où les toitures ne sont pas toujours drainées par un réseau imperméabilisé.

Concernant le transfert, on peut remarquer que les paramètres du modèle MOC ont pu être conservés quasi identiques à ceux établis par MS-2. Ainsi, **des paramètres équivalents** ont pu être utilisés **sur l'Atiue et la Matatia**. Par contre, sur la Vaiami, si ces mêmes paramètres (c'est-à-dire kr=10 sauf zone urbanisée où kr=20) produisent des résultats acceptables, les simulations sont sensiblement améliorées avec kr=20 sur l'ensemble du bassin. Il pourrait également s'agir d'une conséquence de l'urbanisation puisque sur ce bassin largement anthropisé, la végétation est en général moins dense que sur les deux autres bassins et surtout, les cours d'eau à proximité des routes et des concessions sont mieux entretenus qu'ailleurs, ce qui génère probablement une diminution de la rugosité. Dans tous les cas, les vitesses d'écoulement simulées paraissent vraisemblables (cf. figure 3.74, p203).

Enfin, le modèles de transfert MTS fournit des résultats tout à fait comparables à MOC avec un jeu de paramètres quasi identique sur l'ensemble des bassins. Les simulations sont toutefois légèrement améliorées en fixant Kr=4 sur l'Atiue.

Les résultats obtenus par MS-3 pour les trois bassins sont présentés figure 3.70 à figure 3.72 (cf. figure 3.78, p207, pour les critères ERM et EQM).

#### • Résultats pour l'Atiue

Les débits maximums sont généralement légèrement surévalués sur l'ensemble des événements, mis à part l'épisode A-ec-6 où ils apparaissent au contraire sous-évalués. Les résultats sont globalement moins bons que ceux issus de MS-2, mais nous cherchons avec MS-3 une paramétrisation équivalente (ou du moins la plus proche possible) entre les différents bassins, ce qui nuit forcément aux détails des ajustements pour un bassin donné. Les simulations restent malgré tout largement satisfaisantes.

#### • Résultats pour la Matatia

Les simulations produites par MS-3 sont les plus précises jamais obtenues jusqu'alors. Les améliorations concernent essentiellement les événements M-ec-3 et M-ec-6, où les premières pointes de crues (marquées par des flèches sur la figure 3.71) sont ici convenablement restituées. Celles-ci ne peuvent être simulées que par une contribution aval rapide, à proximité du réseau. De plus, Il n'y a qu'en considérant une production nulle sur la partie intermédiaire du bassin que l'on arrive à les individualiser aussi distinctement. Il faut noter que cette contribution aval ne se distingue que pour des impulsions pluviométriques de courte durée (inférieure à 60 mn) ce qui est cohérent avec les temps de parcours des flux en provenance de l'amont.

Enfin, on pourrait également interpréter ces premières pointes de crues comme une contribution superficielle de l'ensemble des versants et les pointes de crues consécutives comme des contributions plus lentes de type sub-superficielles. Cependant, les temps de réponse très courts (de l'ordre de 5 mn) de ces premières pointes impliqueraient des vitesses moyennes d'écoulement de l'ordre de 20 m/s, ce qui évidemment suffit à rejeter cette hypothèse.

L'événement M-ec-5, confortant également l'hypothèse d'une production essentiellement concentrée sur la partie amont (cf. § 3.3.3), est légèrement mieux restitué que précédemment. Cependant, le débit maximal reste largement sous-estimé. Une initialisation de stock(GR,0) à 20 mm permet de corriger la simulation. Or, il s'avère effectivement que M-ec-5 succède (dans un intervalle de 24h) à un premier événement « mineur ». Cependant, le paramètre DS de 10 mm/h ne peut restituer un état initial aussi humide. Nous pensons plutôt que la sous-estimation provient du pluviographe M2 dont la portée sur la partie amont est probablement trop importante pour cet événement d'où une sous-estimation des volumes précipités



FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue





(Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t=5$  mn)





FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami



## <u>Résultats pour la Vaiami</u>

Les résultats produits par MS-3 sont sensiblement meilleurs que ceux obtenus par MS-1 et MS-2. Seuls les événements V-ec-1 et V-ec-3 sont moins bien restitués que par les précédents modèles. Ainsi, **une contribution quasi nulle de près de 50% du bassin** ne semble pas être exclue. Si l'existence de deux pointes de crues pour une impulsion pluviométrique n'a pas pu être clairement mise en évidence sur ce bassin, cela tient probablement au fait que la contribution amont est relativement réduite ( $\approx 15\%$  du bassin) et que les distances sont moindres alors que les vitesses de transfert semblent plus élevées.

Pour V-ec-6, de manière comparable à MS-1 et MS-2, il faut abaisser le seuil INF à 60 mm/h pour restituer le débit maximum. Le seuil de 90 mm/h paraît être un bon compromis, mais il faut préciser que les simulations des événements V-ec-2, 4, 7 sont toujours plus précises lorsque INF est inactivé.

# 3.5.6.3 Conclusions

Le modèle MS-3 a permis de dégager une certaine unicité dans le fonctionnement des bassins tout en respectant une cohérence des concepts employés avec les connaissances que l'on a sur le terrain (largeur d'écoulement, production des zones urbaines, structure géologique, vitesses d'écoulement).

En effet, si un fonctionnement de type zones saturées peut être envisagé, il est probable qu'il se localisera préférentiellement sur l'amont des versants où la géologie (comme la pluviométrie) semble plus propice à l'établissement de nappes. De même, la nature plus perméable des coulées anciennes, constituant la partie intermédiaire des versants, pourrait interdire l'établissement de zones saturées et ainsi expliquer une contribution négligeable de cette partie des versants, déjà mise en avant par l'analyse des hydrogrammes / hyétogrammes (cf. § 3.3.3). D'autre part, il nous paraît facile d'admettre que les zones urbaines ou les plaines alluviales aient un fort potentiel de production. Lors des expériences de modélisation, ces hypothèses n'ont rencontré aucun obstacle numérique, sur aucun des bassins, c'est-à-dire que les zones GR, PA et U suffisent effectivement à « boucler » les bilans de production.

Cependant, malgré les efforts consacrés et les nombreuses tentatives pour harmoniser les paramètres d'un bassin à l'autre, il n'a pas été possible de dégager une paramétrisation rigoureusement identique.

Comme l'approche globale l'avait déjà mis en évidence, le seuil d'intensité INF ne semble pas intervenir sur la Matatia comme sur les autres bassins. Si on considère que le paramètre INF représente un processus hortonien activé en situation extrême, on peut supposer que son apparente inactivation sur la Matatia soit liée à un effet de taille. En effet, en admettant que des processus de réinfiltration même minimes (y compris au niveau du réseau hydrographique) peuvent intervenir, on peut penser que le seuil INF doit être mis en relation avec le temps de concentration des bassins. Si le ruissellement initié par refus d'infiltration ne perdure pas suffisamment longtemps, l'impulsion engendrée pourra s'amortir et se résorber le long du parcours jusqu'à l'exutoire et notamment sur les versants. Ainsi, sur la Matatia, le seuil pourrait être de 90mm/h sur 60 mn et dans ce cas, aucun des événements de calage ne répond à cette condition. Par contre, les temps de concentration de l'Atiue et de la Vaiami sont eux suffisamment courts pour que l'effet de seuil ait pu être observé.

De même, concernant le transfert, la localisation hétérogène des zones de production (cf. figure 3.74) ne suffit pas à expliquer la rapidité des flux sur la Vaiami. Les simulations sont sensiblement améliorées en augmentant le paramètre de rugosité (de kr=10 à kr=20) sur l'ensemble du bassin. Il est possible que cela traduise un effet anthropique à l'échelle du bassin (y compris sur les zones GR, GA considérées naturelles) ou au moins sur les chemins hydrauliques. On retiendra malgré tout que la paramétrisation des modèles MOC et MTS semble relativement robuste dans un contexte géographique donné.

D'après les concepts exploités par le modèle MOC (cf. § 3.5.2 et 3.5.3.2) et la paramétrisation finalement adoptée (a=b=0.3), les transferts sur versants ( $\lambda$ <1 m) se caractérisent par une relative linéarité au regard de la distribution temporelle des vitesses en réseau ( $\lambda$ > 1 m). En effet, les faibles largeurs d'écoulement à l'amont des versants induisent une rapide stabilisation des rayons hydrauliques et par suite des vitesses de transfert relativement constantes. Différentes expériences de terrains (mesures à la parcelle, suivi de petits bassins versants,...) tendent à confirmer ce résultat (Lafforgue et Naah, 1976, Bouvier 1999 communication orale). Cependant, on peut remarquer que ce schéma contraste avec celui habituellement utilisé lors des applications de l'onde cinématique à l'échelle du bassin. En effet, dans le cas d'une largeur d'écoulement égale à l'échelle de discrétisation, les vitesses ne sont pas bornées et la réponse des versants est donc strictement non-linéaire. Vu les conséquences que cela peut avoir sur l'extrapolation, il paraît primordial à l'avenir de valider (ou invalider) ces différentes hypothèses.



(V en m/s,  $\Delta t=5$  mn)

FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants (axe de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).



FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des zones de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M-ec-6 et V-ec-7.

D'après l'ensemble des résultats obtenus, le mode de fonctionnement des bassins décrit par MS-3 paraît cohérent, au sein de chaque bassin et entre les différents bassins (cf. figure 3.74). Cependant, il est important de préciser que **des simulations quasi équivalentes ont pu être obtenues en utilisant une production de type MS-2 pour les zones GR et PA**. Les paramètres correspondants pour une modélisation de GR selon MS-2 (Fp(GR)=MS-2) sont STO=300 mm et DS=15 mm/h sur les trois bassins. Ci-dessous (figure 3.75) sont présentés les histogrammes comparatifs des fonctions critères EQM et ERM obtenus sur la Matatia par les différentes alternatives.



**FIGURE 3.75 :** Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles  $\blacksquare$  Fp(GR)=MS-1  $\square$  Fp(GR)=MS-2, pour les différents événements (en abscisse) de la Matatia.

Les résultats restent malgré tout légèrement meilleurs pour Fp(GR)=MS-1. Il semblerait notamment que l'évolution du coefficient de ruissellement (Cr) soit mieux restituée par MS-1, c'est-à-dire la fonction de distribution cumulée de l'indice topographique de la zone amont, plutôt que par le modèle asymptotique représenté par MS-2. Ceci se manifeste par exemple sur M-ec-6 (cf. figure 3.76) par la surévaluation pour Fp(GR)=MS-2 des dernières « petites » pointes de crues (marquées par des flèches) alors que pour Fp(GR)=MS-1, les volumes sont mieux restitués. Cependant, les différences sont minimes et l'on retiendra que deux concepts relativement différents peuvent produire des résultats quasi équivalents.



FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6. (Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t=5mn$ )

En conclusion, l'hypothèse d'une production localisée essentiellement sur l'amont des versants, sur les plaines alluviales et sur les zones urbanisées semble être vérifiée. Par contre, la localisation des contributions au sein des zones homogènes reste ambiguë, de même que la nature exacte des processus physiques mis en jeu.

# 3.5.7 Conclusion

Malgré les différences de fonctionnement établies à l'échelle globale, l'approche spatialisée, en tenant compte des caractéristiques géographiques et géomorphologiques, a permis de dégager une certaine unicité dans les mécanismes de production et de transfert.

Deux critères semblent se distinguer :

- la géologie, probablement en tant qu'indicateur des structures pédologiques superficielles influençant les flux sub-supeficiels et notamment l'établissement de zones saturées.
- l'état de surface et notamment le degré d'urbanisation dont l'influence paraît très marquée à la fois sur la productivité et les vitesses de transfert.

Les résultats des simulations nous conduisent ainsi à présenter un modèle de fonctionnement relativement homogène d'un bassin à l'autre et schématisé par la figure 3.77 :



FIGURE 3.77 : Schématisation rationnelle du fonctionnement hydrologique des bassins versants étudiés.

- Les coulées récentes (GR) constituant en général la partie amont des versants pourraient favoriser l'établissement de nappe(s) (probablement temporaires) génératrice(s) de zones saturées où semble se concentrer l'essentiel du ruissellement.
- ► Les coulées anciennes (GA) de nature plus perméable interdiraient l'établissement de zones saturées sur la partie intermédiaire des versants dont la participation au bilan de production serait par conséquent négligeable.
- ▶ Les plaines alluviales (PA) semblent également être le siège de zones saturées générées par une nappe alluviale relativement indépendante de celle(s) établie(s) plus en amont.
- Enfin, les zones urbanisées (U) de par leur degré d'imperméabilisation et leur réseau de drainage aménagé, paraissent également participer de manière plus ou moins importante suivant les bassins au bilan de production.

Si ce mode de fonctionnement décrit par MS-3 paraît cohérent, il a été montré que des schémas sensiblement différents pouvaient conduire à des résultats relativement semblables. On voit par

exemple sur la figure 3.78 qu'en terme de qualité d'ajustement, les différents modèles MS-1, MS-2 et MS-3 ne diffèrent que légèrement entre eux. La supériorité de MS-3 par rapport aux autres modèles tient essentiellement à la stabilité inter-bassin des paramètres de calage affectés aux zones homogènes. De plus, malgré des résultats équivalents, les implications en termes de largeur d'écoulement et de vitesse de transfert sont nettement contrastées, ce qui nous a permis notamment de rejeter le concept de zones saturées appliqué de manière homogène sur l'ensemble des bassins.

On retiendra de ces résultats que des concepts simples sur le transfert rendent un modèle spatialisé pertinent pour tester la cohérence de différentes hypothèses sur la localisation des zones de production. Cependant, si un modèle spatialisé peut suffire à rejeter une hypothèse, il ne pourra jamais à lui seul valider un schéma de fonctionnement. La validation effective des processus physiques mis en jeu, ce qui peut correspondre à une localisation plus précise (à l'échelle de l'hectare) des zones de production, nécessite au minimum la multiplication des points de mesures débimétriques au sein du bassin et probablement la collecte d'informations de nature différente (piezométrique, infiltrométrique, tensiométrique, humidimétrique, lysimétrique, mesure parcellaire à l'aide de simulateur de pluie...etc..), c'est-à-dire un meilleur contrôle des flux au sein du bassin et dans les différents compartiments superficiels et souterrains. Néanmoins, afin d'élucider le fonctionnement d'un bassin, une approche conceptuelle spatialisée sur de simples données pluie-débits peut s'avérer très pertinente pour justement cibler à la fois la nature et la localisation des mesures à effectuer. On peut ainsi considérablement améliorer le rendement des campagnes de mesure.

Concernant les fonctions de transfert MTS et MOC, l'ensemble des simulations obtenues montre que ces deux modèles peuvent fournir des résultats très comparables. Néanmoins, MOC permet de vérifier la cohérence « interne » des simulations et notamment de caractériser explicitement les distributions spatiales et temporelles des vitesses de transfert. De ces résultats, on déduit un comportement relativement linéaire des versants qu'il s'agira d'éprouver en extrapolation. Le modèle MTS nécessite en général un calage particulier sur chacun des bassins. Il est probable que les relations fixées entre le coefficient d'étalement, le temps limite de parcours et la lame ruisselée ne soient pas rigoureusement adaptées. Davantage de simulations en milieu contrôlé (largeur d'écoulement et pentes homogènes) devraient permettre d'affiner ces relations. Cependant, MTS reste un outil intéressant, permettant un gain de temps considérable (facteur 5) pour un pré-calage du bilan de production.

Enfin, il est important de préciser que les simulations aurait pu être largement améliorées en agissant, événement par événement, sur la localisation des pluviographes, c'est-à-dire en modifiant le poids de l'information apportée par les différents points de mesures. Il est probable que la représentativité des pluviographes soit effectivement variable d'un événement à l'autre, mais ne possédant aucune autre source d'informations sur la répartition spatiale des précipitations (telle qu'une imagerie radar ou un réseau de pluviomètres, par exemple), nous ne nous sommes pas prêtés à ce « jeu » qui n'aurait donné que l'illusion d'une modélisation parfaite.

De même, on peut toujours perfectionner les simulations en considérant plus de zones homogènes et/ou plus de facteurs, c'est-à-dire en ajoutant **des paramètres supplémentaires** pour caractériser par exemple l'interception, l'évaporation ou encore les phénomènes de réinfilitration...etc. N'ayant aucun moyen de contrôler ces différents processus, il est préférable de les négliger dès lors qu'ils peuvent être considérés non-dominants et d'autant plus qu'ils augmentent le degré de liberté du modèle ainsi que les interactions entre compartiments, rendant difficile (voire impossible) l'interprétation des résultats . **Il s'agit de trouver le juste équilibre entre un modèle sous-paramétré** pouvant conduire à négliger des facteurs dominants **et un modèle sur-paramétré** capable de fournir un même résultat de manières multiples et parfois antagonistes, c'est-à-dire d'obtenir un bon résultat mais d'une mauvaise façon (*« the right things for the wrong reasons »*, Grayson et al. 1992b).

Le chapitre suivant vise à la validation des modèles établie notamment en éprouvant leur comportement vers l'extrême et leur capacité de transposition spatiale (vers d'autres bassins). On espère ainsi vérifier que les processus dominants sont bien identifiés et correctement caractérisés.



#### VAIAMI





# 3.6 VALIDATION ET EXTRAPOLATION SPATIO-TEMPORELLE

Les différents modèles présentés dans les chapitres précédents se sont montrés capables de reproduire le comportement des hydrosystèmes sur un nombre restreint d'événements correspondant à des crues « normales » (Pr < 2 ans) observées sur les bassins. L'étape de validation que nous développerons ici vise à vérifier les capacités d'interpolation, d'extrapolation et de transposition de ces différents modèles et notamment de MS-3 :

- Est-ce que les modèles sont capables de restituer des événements autres que ceux utilisés pour le calage ? Les comportements identifiés restent-ils valables en situation extrême ? (i.e. extrapolation temporelle)
- Les schémas de fonctionnement établis sur les trois sites étudiés peuvent-ils être transposés sur d'autres bassins ? (i.e. extrapolation spatiale)

Enfin, la dernière partie de ce chapitre sera consacrée à l'exploitation des modèles pour la caractérisation de l'aléa hydrologique sur les différents bassins.

# 3.6.1 Validation en situation normale et extrême,

# l'événement exceptionnel du 19/12/98

La validation d'un modèle consiste en général à réserver un nombre conséquent d'événements nonutilisés pour le calage et à vérifier que le modèle est capable de les restituer correctement. Il s'agit en quelque sorte de s'assurer que le calage n'a pas été biaisé par l'échantillon sélectionné.

# 3.6.1.1 Validation en situation « Normale »

L'idée initiale était de réserver à cet effet l'ensemble des événements de la seconde campagne de mesure 97-98. Malheureusement, comme il a été montré au paragraphe 3.3.1, cette saison s'est révélée particulièrement atypique et aucune crue d'ampleur comparable à celles utilisées pour le calage n'a été observée. Nous avons malgré tout constitué un échantillon de validation sur cette seconde campagne comportant l'ensemble des quelques événements observés les plus significatifs. Notre intérêt étant définitivement tourné vers l'extrême, les résultats obtenus sur ces événements mineurs ne seront que sommairement discutés au profit de ceux à caractère exceptionnel que nous avons eu la chance d'observer en 98-99.

Pour cette opération de validation en situation normale, seul le modèle MOC-MS-3 a été éprouvé. Les paramètres utilisés sont ceux présentés tableau 3.19 et 3.21. Le paramètre Cs a été fixé approximativement à 0.1 pour l'Atiue et la Matatia et à 0.05 pour la Vaiami.

# • Résultats pour l'Atiue

Seuls quatre événements, dont les débits maximums s'échelonnent entre 600 et 900 l/s ont été retenus. Les écarts relatifs entre les débits maximums observés et simulés sont de -7%, -40%, +40% et +60%, ce qui est tout à fait recevable vu les faibles volumes et l'incertitude de la mesure .

## • Résultats pour la Matatia

Sept événements, dont les débits maximums s'échelonnent entre 2 et 5 m3/s, ont été utilisés. Les écarts relatifs entre les débits maximums (ERM) sont compris entre -60% et 60%. Trois événements dont les deux majeurs de 4.0 et 5.2 m3/s présentent des écarts inférieurs à 10%. Une relation linéaire entre les écarts relatifs et les cumuls de précipitation les 15 jours précédant l'événement (Hp\_15j) a pu être établie (R<sup>2</sup>=62%), comme le montre la figure 3.79. Malgré la validité douteuse de cette relation, il semblerait que le modèle a tendance à surestimer les crues survenant dans des conditions sèches sur de longues périodes. La relation est moins nette pour Hp\_7j (R<sup>2</sup>=16%) et inexistante pour Hp\_2j (R<sup>2</sup><10%).



FIGURE 3.79 : Relation entre le critère ERM et Hp\_15j pour les 7 événements de validation de la Matatia.

#### <u>Résultats pour la Vaiami</u>

Cinq crues dont les débits maximums sont compris entre 0.2 et 1.1 m3/s ont été sélectionnées. Le modèle génère une surévaluation importante (100% à 900%) de l'ensemble des débits de pointes. Les faibles débits à la station amont sont cependant assujettis à une grande incertitude. Aussi, en prenant en référence la station aval (où l'étalonnage de basses eaux a été effectué durant la campagne de mesures) et en modifiant le bassin en conséquence (zone urbaine accrue de 0.3 km<sup>2</sup>), les résultats deviennent nettement plus cohérents. Lorsque l'on désactive le seuil INF, deux des cinq événements sont parfaitement restitués (ERM< 20%), l'écart restant inférieur à 60% pour les autres épisodes. Il s'avère de manière comparable à ce qui a été observé sur la Matatia, que les événements les moins bien restitués correspondent tous à des conditions initiales relativement sèches sur de longues périodes (Hp\_7j < 15 mm) alors que les meilleures simulations sont obtenues lorsque le stress hydrique est moins marqué (Hp\_7j ≈ 50mm).

En conclusion, il ressort de ces expériences que le modèle MS-3 n'est pas toujours adapté aux événements mineurs. Il semblerait que pour ces événements de faibles cumuls et survenant pour la plupart en conditions particulièrement sèches, la tendance soit à la surévaluation des débits maximums. D'une manière générale, les simulations ont pu être corrigées en augmentant le paramètre STO à 100 mm (jusqu'à 150 mm) et en inactivant le seuil INF.

Ainsi, contrairement a ce qui à été déduit des expériences précédentes, les conditions initiales (en particulier sur le long terme) pourraient avoir des conséquences sur le coefficient de ruissellement (Cr) des événements mineurs et sur le seuil INF. Il y a donc bien eu un biais dans notre échantillonnage

puisque nous avons systématiquement privilégié les événements majeurs. Que le seuil INF soit lié à l'état d'humidité des sols paraît tout à fait cohérent avec la théorie hortonienne. Dans un fonctionnement de type zones saturées d'extension variable, il n'est guère plus étonnant que les conditions préalables aient une influence. Par contre, si jusqu'alors, l'effet de l'état initial sur les flux rapides a pu être négligé, c'est bien qu'en situation de pluie intense, il devient très vite secondaire par rapport aux caractéristiques de l'impulsion pluviométrique. Enfin, il paraît étonnant que ce soit plus le long terme qui influe sur l'écoulement rapide des événements mineurs que le court terme comme c'est le cas semble-t-il pour le coefficient d'écoulement lent (Cs) (cf. § 3.4.2). Il pourrait s'agir des conséquences d'un effet physiologique de stress de la végétation. Cela n'influerait que sur de faibles cumuls et pourrait avoir une inertie plus importante qu'un milieu exclusivement minéral (horizons profonds, substratum géologique...). L'impact de la végétation sur le bilan de production (interception, ETR) serait essentiellement sensible aux conditions préalables à long terme et uniquement perceptible sur les événements à faible cumul.

#### 3.6.1.2 Validation en situation extrême,

#### l'événement exceptionnel du 19/12/98

Les simulations précédentes ont révélé les limites du modèle MS-3 pour les événements mineurs. Qu'en est-il en situation extrême ?

Le concept représenté par le modèle suppose un comportement très contrasté des différentes parties du bassin. Ce schéma de fonctionnement reste-t-il valable lorsque le bassin est soumis à une impulsion exceptionnelle ? On peut notamment s'interroger sur la constance de la non-productivité de la zone intermédiaire. Il n'est pas exclu que sous la pression d'un cumul pluviométrique supérieur à ceux présents dans notre échantillon de calage, des zones saturées puissent se développer sur l'ensemble du bassin. De même, le modèle MS-3 repose sur la notion de vitesse limite et d'un comportement relativement linéaire des versants. Si ces hypothèses fondamentales ne sont pas vérifiées, le modèle peut conduire à une dangereuse sous-évaluation de l'aléa hydrologique.

Dans la plupart des cas d'application, ce genre de validation n'est pas accessible, car soit la période d'observation est trop courte pour que la probabilité d'observation d'un événement rare puisse être significative, soit la crue est suffisamment dévastatrice pour détruire la station de mesures débimétriques. Aussi, il s'agit pour nous d'une réelle aubaine que de disposer dans notre échantillon de seulement 3 années d'observations d'un événements dont la période de retour des précipitations sur 60 mn semble dépasser (au moins ponctuellement) la centennale (cf. tableau 3.22). On peut également se féliciter de notre installation sur la Matatia, qui malgré la submersion du pont mitoyen a su résister aux flots. Cet enregistrement exceptionnel constitue dans notre cas une information particulièrement précieuse que nous allons tenter d'exploiter au maximum.

#### • La situation météorologique du 19 au 20/12/98 (origine METEO France, Tahiti)

Le 18/12/98, la situation synoptique dans le Pacifique Sud-Ouest est essentiellement marquée par un minimum dépressionnaire centré sur les Cooks du nord (163W - 13S) et un talweg (de basse pression) s'étirant des Cooks jusqu'aux Iles de la Société. Durant la nuit du 18 au 19, le minimum dépressionnaire se déplace lentement vers l'ouest tandis qu'un minimum secondaire s'isole sur l'île de Tahiti. Cette seconde « petite » dépression, par absence de gradient, va stagner sur l'île jusqu'au 21/12/98 en amorçant un léger mouvement vers le sud-est et en maintenant un flux de basse couche humide continu du 19/12/98 au 20/12/98. Ce flux forcé à l'ascendance par effet orographique va engendrer sur l'île de Tahiti de fortes précipitations dépassant par endroits les précédents records enregistrés.

# • La répartition et les conséquences catastrophiques des précipitations et des crues.

Les précipitations se sont montrées particulièrement impressionnantes sur des périodes allant de 24h (1059 mm à Papenoo P2) à 30 minutes (65 mm) mais nettement moins exceptionnelles sur de plus courtes durées (cf. tableau 3.22). Elles ont commencé par affecter la partie Nord de l'île dans l'aprèsmidi du 19, puis lentement se sont déplacées vers le quart nord-ouest de l'île où les maximums ont été enregistrés dans la matinée du 20. Ainsi, le caractère exceptionnel de l'événement tient plus à la durée des précipitations qu'à leur intensité sur de courtes périodes et c'est pourquoi, les crues les plus remarquables ont été observées sur les bassins de taille supérieure à 5 km<sup>2</sup>. Par exemple, le bassin de la Tuaoru (secteur Nord) a débité jusqu'à 480 m3/s pour une superficie d'à peine 26,5 km<sup>2</sup>, soit 18 m3/s/km<sup>2</sup> (GEGDP, 1999).



FIGURE 3.80 : Débordement de la Vaiami (à gauche) et la Punaruu en crue le 20/12/98 (GEGDP, 1999).

L'ampleur et la violence des crues essentiellement marquées sur les parties Nord et Nord-Ouest de l'île ont provoqué des pertes en vies humaines et des dégâts matériels considérables estimés entre 5 et 7,8 milliards CFP (275 à 429 MF) : ponts endommagés, habitations détruites ou endommagées, chaussées emportées ou ravinées...etc...

# Les enregistrements et l'évaluation des débits maximums

Une partie des appareils de mesure a fort heureusement été maintenue au-delà de la seconde campagne de mesure. Il s'agit des limnigraphes de la Matatia et de la Vaiami (station amont) ainsi que les pluviographes V0, V2 et l'ensemble de ceux présents sur la Matatia. Par contre, les installations sur l'Atiue ont été désarmées avant le 20/12/98. Les enregistrements de la Matatia et de la Vaiami sont présentés figure 3.81 et figure 3.82.

La circulation autour de l'île ayant été rapidement interrompue en plusieurs endroit (ponts submergés), les équipes de jaugeages ne pouvaient se rendre sur site au cœur de l'épisode. Aussi, les débits maximums ont dû être estimés par extrapolation de la courbe de tarage.

Ces débits sont supérieurs d'un facteur 3 à 10 aux débits maximums jaugés, aussi l'incertitude devient très vite conséquente, d'autant plus que ces crues extrêmes transportent en général d'innombrables branchages voire des arbres entiers (« au pont de la Matatia, des dizaines d'arbres jonchaient la route », la Dépêche de Tahiti du 22/12/98) occasionnant probablement des embâcles perturbant les lignes d'eau et les repères. Par exemple, sur la Vaiami, la cote 136 cm enregistrée à la station amont peut correspondre à 12 m3/s (v=3.4 m/s) ou à 26 m3/s (v=7.3 m/s) selon la relation utilisée pour l'extrapolation (Manning, semi-logarithmique ou logarithmique). Sur la Matatia, le débit de pointe est estimé à 97 m3/s, soit près de 10 fois plus que le débit maximum enregistré auparavant. Sur l'Atíue, les laisses de crues indiquent un débit compris entre 7 et 12 m3/s.

Concernant les précipitations, on note un gradient altimétrique très marqué (cf. tableau 3.22), confirmant une pluviogénèse principalement de type **convection orographique**, avec pour les cumuls (Hp) un facteur deux entre les pluviographes aval et amont. Par rapport à notre échantillon de calage, **ce sont essentiellement les cumuls et les intensités sur 60 mn et plus qui paraissent exceptionnels.** 

**TABLEAU 3.22 :** Intensités pluviométriques maximales observées sur les différents pluviographes de la Matatia et de la Vaiami entre le 19 et le 20/12/98 (exprimées en 1/10mm sur le pas de temps considéré).

	Intens	ités maxima	les (1/10 mm	) observées	s les 19 et 20	)/12/98
Stations	<u>5 mn</u>	<u>15 mn</u>	<u>30 mn</u>	1 h	2 h	24 h
M1	99	234	319	450	615	2871
M2	110	297	506	658	788	4403
M3	107	291	497	721	1029	5651
P0	149	415	639	964	1270	5779
V0	87	228	400	622	1071	3789
V2	112	253	440	699	1117	5989

Malgré les fortes incertitudes liées à l'hétérogénéité spatiale des précipitations et au large dépassement du domaine d'étalonnage, ces données constituent des informations précieuses capables au moins d'éprouver la cohérence des modèles en situation extrême.



FIGURE 3.81 : Enregistrement du 19/12/98 (origine 8h00) sur la Matatia (débit en l/s, précipitation en 1/10 mm, pas de temps 5mn).



FIGURE 3.82 : Enregistrement du 19/12/98 (origine 9h00) sur la Vaiami (débit en l/s, précipitation en 1/10 mm, pas de temps 5mn).

# • Simulations et comportements en situation extrême des cinq modèles

Nous avons soumis ces données pluviométriques à l'ensemble des six modèles établis au cours de cette étude afin de comparer leur comportement face aux observations. Les résultats (obtenus sans nouveau calage) pour la Matatia et la Vaiami sont présentés figure 3.83 et figure 3.84.

Il ressort de ces résultats que seul le modèle MG-1 est invalidé puisqu'il sous-estime largement les débits maximums. Par contre, il apparaît de manière assez surprenante que les modèles MG-2, MS-1, MS-2 et MS-3 produisent tous des résultats très comparables et satisfaisants au regard des incertitudes. Pour l'Atiue, des résultats analogues sont obtenus, le débit maximum simulé atteint 11 m3/s ce qui paraît vraisemblable.

Ainsi, il semblerait que la seule condition pour restituer l'extrême soit d'intégrer une production <u>non-stationnaire</u> associée à un transfert <u>non-linéaire</u>. La localisation des zones de production et/ou la fonction d'évolution du coefficient de ruissellement apparaissent relativement secondaires.



FIGURE 3.83 : Simulation de l'événement du 19/12/98 par les 6 modèles établis sur la Matatia. (Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t$ = 5 mn)


FIGURE 3.84 : Simulation de l'événement du 19/12/98 par les 6 modèles établis sur la Vaiami. (Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t$ = 5 mn)

De même, il est apparu que le modèle MTS restitue l'extrême de manière tout aussi convenable que le modèle MOC, comme l'illustre pour la Matatia la figure 3.85. Ainsi, un modèle à translationstockage, lorsqu'il intègre la non-linéarité, peut devenir aussi fiable pour l'extrapolation qu'un modèle mécaniste (sous réserve d'un calage adapté).



FIGURE 3.85 : Résultats de MOC-MS-3- et MTS-MS-3 pour la Matatia (Q en Vs, P en 1/10 mm,  $\Delta t = 5 mn$ ).

Pour MS-3, l'alternative Fp(GR)=MS-2 conduit à une sous-évaluation du débit de pointe ce qui conforte l'hypothèse Fp(GR)=MS-1 (cf. figure 3.86)



FIGURE 3.86 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la Matatia (Q en 1/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t = 5 mn$ ).

On remarque, mis à part les débits maximums, une tendance générale à la surévaluation des débits pour la Matatia comme pour la Vaiami. Il s'avère que cela peut être en grande partie corrigé simplement en augmentant la pondération affectée aux pluviographes aval (P0 et V0) (cf. figure 3.87). Ainsi, la répartition spatiale des précipitations (principale incertitude), demeure une des variables les plus sensibles du modèle.



FIGURE 3.87 : Résultat de MS-3 en augmentant de 40% la pondération affectée au poste V0. (Q en l/s, P en 1/10 mm, Δt= 5 mn)

Afin de mieux juger de la cohérence du modèle MS-3, il peut être intéressant de visualiser la distribution spatiale des débits maximums, des vitesses maximales d'écoulements, et des zones de production (d'écoulement rapide) (cf. figure 3.88). En complément, l'évolution des coefficients de production pour les zones GR et U, ainsi que pour l'ensemble du bassin (Cr) est présentée figure 3.89 pour la Matatia et figure 3.90 pour la Vaiami. Cr(GR) correspond au pourcentage de zones saturées sur l'ensemble de la zone homogène GR alors que Cr(U) représente le potentiel de production moyen sur l'ensemble de la zone U.



**FIGURE 3.88 :** Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des zones de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, pour l'événement du 19/12/98 sur la Matatia et la Vaiami.



**FIGURE 3.89 :** Evolution d'après MS-3 des coefficients de production moyens des zones GR et U, ainsi que du coefficient de production moyen à l'échelle du bassin (Cr), pour la Matatia.



**FIGURE 3.90 :** Evolution d'après MS-3 des coefficients de production moyens des zones GR et U, ainsi que du coefficient de production moyen à l'échelle du bassin (Cr), pour la Vaiami.

Il ressort de ces figures une bonne cohérence de la répartition spatiale des débits et notamment des vitesses maximales. En effet, les vitesses sont essentiellement comprises entre 2 et 4 m/s pour le réseau atteignant par endroits 5 m/s, ce qui paraît tout à fait probant au regard des observations qui ont pu être recueillies sur des rivières en crue à Tahiti.

Concernant les zones de production, il apparaît conformément aux hypothèses, qu'elles se localisent exclusivement sur la partie amont, la plaine alluviale et les zones urbaines. Il faut cependant préciser que la production d'écoulement retardé, intervenant de manière homogène sur le bassin, n'est pas représentée. Ainsi, les zones saturées représentent jusqu'à 80% de la superficie des zones amont et 0% de la partie intermédiaire. Si ce contraste peut paraître surprenant, on retiendra que malgré l'importance des cumuls précipités, l'hypothèse de non-productivité de la zone intermédiaire reste admissible.

Conformément aux conclusions de l'approche préliminaire et globale, il apparaît figure 3.90 que le coefficient de production moyen (Cr) de la Vaiami se stabilise rapidement à une valeur voisine de 0.25. Sur la Matatia (figure 3.89), ce coefficient semble plus variable et atteint 0.5.

Afin de mieux juger de la robustesse et de la pertinence des modèles pour la caractérisation de l'extrême, nous avons opéré une **analyse de sensibilité** des différents paramètres sur le débit maximum, pour chacun des trois modèles spatialisés établis sur la Matatia et la Vaiami (cf. figure 3.91 et figure 3.92). Pour cela, nous avons fait varier successivement chacun des paramètres dans un rapport de 0% à 200% par rapport à sa valeur de calage ou dans la gamme des valeurs a priori plausible, les autres paramètres restant stables ; et analysé son influence sur l'évaluation du débit maximum.

Il ressort de cette analyse que l'évaluation du débit de pointe est essentiellement sensible aux paramètres DS et b, suivis de STO, kr, et  $\lambda$ lim. Les paramètres f et a semblent au contraire avoir une influence relativement limitée sur la détermination du débit maximum. DS conditionne le coefficient de production limite alors que b va fortement influencer le transfert en agissant sur la distribution des vitesses limites. Ces deux paramètres fixent ainsi les conditions limites, ce qui explique leur caractère déterminant en situation extrême.

Sur la Vaiami, le modèle MS-3 est clairement le plus robuste. Pour la Matatia, le modèle MS-2 semble plus stable que MS-3 mais il conduit à une sous-évaluation du débit maximum. Dans tous les cas, le modèle MS-1 est le plus sensible à la variation des paramètres.

## 3.6.1.3 Conclusions

On retiendra de ces expériences de validation, que le modèle MS-3 n'est pas toujours adapté à la simulation des événements mineurs, probablement parce qu'il ne tient pas compte de l'effet des conditions initiales d'humidité sur la production d'écoulement rapide. Par contre, en situation extrême, l'influence de cet état préalable semble négligeable puisque le modèle a restitué de manière tout à fait convenable l'événement exceptionnel du 19/12/98, comme l'ensemble des événements majeurs. Aussi, le fonctionnement très contrasté qu'il représente (non-productivité de la zone intermédiaire, relative linéarité du transfert sur les versants) reste cohérent en situation extrême (malgré l'importance des cumuls pluviométriques).

Les modèles développés présentant un coefficient de production non-stationnaire et une fonction de transfert non-linéaire (MG-2, MS-1, MS-2, MS-3 avec MTS ou MOC) permettent tous une approximation correcte des débits de pointes en situation extrême. Ainsi, sous l'effet d'une forte impulsion pluviométrique, la localisation des zones de production ainsi que la nature exacte de la fonction d'évolution du coefficient de production paraissent secondaires. Il a également été montré que deux paramètres ont un rôle déterminant sur la caractérisation de l'aléa hydrologique. Il s'agit des paramètres DS et b, influençant respectivement les conditions limites de production et de transfert. Enfin, Il est rassurant de constater que ces paramètres calés en situation « normale » peuvent fournir une approximation acceptable de l'« extrême » et sont par conséquent robustes à l'extrapolation temporelle (i.e. aux grandes périodes de retour).

Si les résultats de ces différents modèles sont comparables, le modèle MS-3, intégrant la diversité géographique des bassins, s'est globalement révélé le plus robuste. La prochaine étape consiste à tester dans quelles mesures ce schéma de fonctionnement peut être transposé sur un autre bassin.



**FIGURE 3.91** : Analyse de sensibilité du débit maximum (en ordonnée, m3/s) estimé par MS-1, MS-2 et MS-3 aux différents paramètres (en abscisse) pour l'événement du 19/12/98 sur la Matatia





Validation et Extrapolation

20

10

8.0

0.4

0.8

20

10

0 L

1.2

2

6

4

## 3.6.2 Validation en transposition spatiale,

## le bassin de la Titaaviri

La dernière expérience de validation et probablement la plus pertinente en terme de cohérence des fonctionnements proposés, consiste à tenter une transposition spatiale des résultats sur un autre bassin versant.

Nous avons choisi le bassin de la Titaaviri pour différentes raisons, dont notamment la disponibilité d'un MNT et d'un enregistrement hydro-pluviométrique exceptionnel : l'événement « cinquentennal » du 4/02/98.

#### 3.6.2.1 Le bassin de la Titaaviri

Le bassin de la Titaaviri (T), situé au Sud-Est de l'île sur la commune de Papeari (cf. figure 3.93), présente une superficie de 13,6 km<sup>2</sup>. donc sensiblement plus importante que la Matatia. Il s'agit d'un bassin très montagneux, l'altitude maximale est de 1400m (400m en moyenne) et les pentes atteignent 70° pour une moyenne de 39°. Il présente une forme allongée et deux talwegs principaux constituant les deux bras majeurs de la rivière (cf. figure 3.94).



**FIGURE 3.93 :** Localisation du bassin et des pluviographes de références.

Il s'agit d'un bassin essentiellement forestier. Les activités anthropiques (en amont de notre station de référence) se résument à une installation hydroélectrique « au fil de l'eau » dont l'impact se limite à des interventions d'entretien sur le réseau hydrographique.

D'un point de vue géologique (cf. figure 3.94), on note une certaine similitude avec la Matatia, puisqu'on distingue également des **coulées récentes et anciennes** d'après la classification de Brousse et al. (1990). Cependant, la carte géologique ne couvrant que la partie aval du bassin, nous avons été contraints de tracer une esquisse géologique simplement en extrapolant à partir des courbes de niveau.

Malgré cette similitude géologique, le bassin de la Titaaviri, contrairement à la Matatia, ne présente pas (ou plus) de planèzes. Cependant, la principale distinction avec les précédents bassins étudiés est probablement d'ordre climatique. En effet, la pluviométrie annuelle sur la Titaaviri s'échelonne approximativement entre 2800 mm à l'exutoire et 7000 mm en tête de bassin contre environ 1500 mm à 3000 mm pour la Matatia (Ferry, 1988). On note ainsi des cumuls pluviométriques moyens environ deux fois supérieurs à ceux enregistrés sur la Matatia.



FIGURE 3.94 : Représentation du MNT de la Titaaviri (pas de 50m) et esquisse géologique. GR, □□□□ GA, □□□□ GA, ▼ Pluviographes

### 3.6.2.2 Les données hydro-pluviométriques, l'événement exceptionnel du 4/2/98

La Titaaviri a été re-équipée d'un limnigraphe et d'un pluviographe (T1) suite à une crue violente le 14/10/97 ayant occasionné des inondations conséquentes sur la commune de Papeari. On dispose également des informations de deux autres pluviographes (Paperari P1, Vahiria P2) situés à proximité du bassin. Cependant, l'étude des hyétogrammes sur quelques épisodes montre une très forte hétérogénéité des précipitations sur ce secteur. Aussi, malgré la proximité du poste Vahiria P2 (cf. figure 3.93), cette station ne peut pas être systématiquement considérée représentative des précipitations en tête de bassin (cf. tableau 3.23). Par conséquent, nous avons choisi de ne pas l'utiliser en donnée d'entrée pour les simulations.

La saison 97-98 s'est révélée particulièrement humide sur cette partie Sud de l'île (contrairement à la côte Ouest) et là aussi, nous avons eu l'occasion d'enregistrer **un épisode dont la période de retour a** été évaluée de l'ordre de la cinquentennale pour les débits (Qmax=302 m3/s). C'est essentiellement cet épisode exceptionnel du 4/02/98 (cf. figure 3.95) que nous allons exploiter.

Il apparaît sur le tableau 3.23 et d'après les résultats de la seconde partie (cf. § 2.2.4, tableau 2.3y), que les intensités pluviométriques ont été particulièrement exceptionnelles pour la partie aval du bassin (Papeari P1) où elles dépassent sur 15mn à 24h, les valeurs centennales estimées. Par contre, sur la partie amont (T1), les fréquences d'apparition des intensités enregistrées paraissent moins remarquables. Sur 30 mn à 24 h, elles sont évaluées de l'ordre de la cinquentennale ; et sur les plus

courtes périodes, elles sont inférieures à l'évaluation de la décennale. L'hétérogénéité des précipitations apparaît ici de manière flagrante, puisque le poste Vahiria P2 pourtant situé à une altitude supérieure à celle de la station Titaaviri P1, présente des cumuls en moyenne inférieurs d'un facteur deux. Ceci permet d'apprécier la variabilité spatiale des précipitations et par conséquent l'incertitude dont est entachée leur estimation.

Outre cet événement exceptionnel (T-ev-4) et afin d'éprouver la cohérence du modèle en situation de crue « normale », trois autres épisodes de crues (T-ev-1 à 3) ont été retenus (cf. figure 3.96).

**TABLEAU 3.23 :** Intensités pluviométriques maximales observées sur les différents pluviographes de la Titaaviri le 4/2/98 (exprimées en 1/10mm sur le pas de temps considéré).





### 3.6.2.3 Résultats des simulations

En première approximation, les paramètres ont été fixés identiques à ceux établis pour MS-3 sur la Matatia (cf. tableau 3.19 & 3.21).

Les résultats des simulations sont présentés figure 3.96. On constate que les débits maximums comme les volumes sont largement sous-évalués par le modèle pour l'ensemble des événements « normaux » (T-ev-1, 2, 3). Par contre, pour l'événement exceptionnel T-ev-4, le débit de pointe est raisonnablement évalué (max(Qcal)=238 m3/s, ERM=27%) et les volumes sont correctement restitués mais l'hydrogramme apparaît clairement trop amorti.

Le climat considérablement plus humide sur la haute Titaaviri par rapport à celui de la Matatia pourrait expliquer un déficit hydrique en moyenne moins marqué, d'où un paramètre STO diminué. De même, les travaux d'entretien au niveau du lit de la rivière pourraient générer une diminution de la rugosité d'où un coefficient kr plus élevé et comparable à celui calé pour la Vaiami.

En effet, on obtient une simulation parfaite de l'épisode exceptionnel T-ev-4 simplement en augmentant le coefficient kr à 20 (Max(Qcal)=272m3/s). De même, les résultats des épisodes T-ev-1 à 3 sont considérablement améliorés et deviennent largement satisfaisants (cf. figure 3.97) au regard des incertitudes sur les précipitations lorsque l'on **diminue le paramètre STO** à 10 mm (cf. tableau 3.25). Enfin, le paramètre INF fixé à 90 mm/h pour GR et GA permet de restituer exactement le débit maximum de l'épisode T-ev-4. Cependant, son emploi n'est pas indispensable, de même qu'il n'est pas nécessaire de modifier le paramètre STO pour obtenir une estimation correcte du débit de pointe de l'événement T-ev-4.

Ainsi, seule une correction au niveau du paramètre kr est nécessaire pour une restitution parfaite de l'extrême. Il est fort probable que la faible rugosité mise en évidence ne soit pas le seul fait de l'activité anthropique. L'effet de la pente pourrait être sous-estimé par la relation linéaire établie entre la rugosité et la largeur d'écoulement. On constate malgré tout que les paramètres a et b fixés à 0.3 fournissent là aussi une bonne approximation des largeurs de bief observées sur le terrain. De plus, la restitution correcte de l'allure des hydrogrammes simulés, de la normale à l'extrême, semble confirmer une bonne approximation des distributions spatiales et temporelles des vitesses. Seul un facteur d'échelle, représenté par kr, est à moduler en fonction des spécificités du bassin. On aboutit aux mêmes conclusions avec le modèle MTS ; seul le paramètre Vo doit être ajusté (Vo=10) par rapport aux valeurs précédemment calées sur la Matatia (cf. tableau 3.20) pour restituer parfaitement l'allure des hydrogrammes observés sur la Titaaviri.

	Paramétrisation transposée sur la Titaaviri							
	Zh	Fp	Superficie (km²)	STO (mm)	DS (mm/h)	f (1/m)	INF (mm/h)	Cs
	GR	MS-1	6.97	70	10	70	00	0.3
MS-3	GA	MS-2	5.58	00	00	-	00	0.3
	PA	MS-1	1.05	70	10	70	50	0.3
		Zh		kr	а	b	λLIM (m)	ks (m/s)
мос	GR, (	GA, PA	13.60	10	0.3	0.3	2.5	0.008
	<b>Y</b>	•						T-ev-
	- <u>                                     </u>							
	$\    $			ŧ				
	7				-			
	50	100	150	200	250	300	350	400
		100	100	200	200			400
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	<b>1 111</b>						T-ev-
		•						
	_	-	$\rightarrow$					
	<u>مــــــــــــــــــــــــــــــــــــ</u>	100	150	200	<u></u> 250	300	350	400
	11						and the state of the	T-ev-
			-41-				$-\Lambda$	<u> </u>
				$\sim$		_		$L_{\lambda}$
(	$\wedge$		$\Box$				$\mathcal{V}$	S
	50	100	150	200	250	300	350	400
		THE PARTY	1 P		The state			T-ev-
				Anth				
			~ ×	N V	Sh			

**TABLEAU 3.24 :** Paramétrisation transposée du modèle MOC-MS-3 sur la Titaaviri (oo = infini)



			Param	etrisation	corrigée de	<u>la litaavir</u>	1	
	Zh	Fp		STO	DS (mm/b)	f (1/m)	INF	Cs
	GR	MS-1	6.97	10	10	70	90	0.3
/IS-3	GA	MS-2	5.58	00	00	-	90	0.3
	PA	MS-1	1.05	10	10	70	50	0.3
		Zh	Superficie (km²)	kr	а	b	λLIM (m)	ks (m/s)
мос	GR,	GA, PA	13.60	20	0.3	0.3	2.5	0.008
	T.	•						T-e
	1							
	$\square$			~		ung und		
	50	100	150	200	250	300	350	400
		1						T-e
			$\lambda$					·····
			∕∖					
		M		2				
	50	100	150	200	250	300	350	400
• ••• •							ar Bar. A	T-e
t.			Λ				A	
			N	my and			M	$\wedge$
	ha	A					<u> </u>	Sa
<u>.</u>	50	100	150	200	250	300	350	400
•		TTE	i di bien me	مغر في				T-P
			d	an 11				
			N	WF	~~			

TABLEAU 3.25 : Paramétrisation corrigée du modèle MOC-MS-3 sur la Titaaviri (oo = infini).



## 3.6.2.4 Conclusions

Les résultats obtenus en transposition spatiale du modèle MOC-MS3 apparaissent très encourageants.

En effet, la transposition rigoureuse des paramètres calés sur la Matatia a permis une évaluation convenable (ERM  $\approx 30\%$ ) de l'événement extrême du 4/02/98 (T-ev-4). Si deux paramètres (STO et kr) ont dû être adaptés pour la restitution des événements d'occurrence moins exceptionnelle, les corrections apportées semblent s'expliquer par des facteurs climatiques et anthropiques. De plus, comme on l'a mis en évidence dans le chapitre précédent (§ 3.6.1.2), il ne s'agit pas des paramètres les plus sensibles. Il est notamment établi que STO a une influence très limitée sur l'estimation du débit de pointe en situation « extrême ». Concernant le paramètre kr, une mauvaise prise en compte de l'effet des pentes sur le coefficient de rugosité pourrait également expliquer la nécessité d'un ajustement sur ce bassin particulièrement montagneux.

Ainsi, la cohérence du schéma de fonctionnement représenté par MS-3 se trouve encore renforcée. Là aussi, malgré les spécificités du bassin (absence de planèzes, fortes pentes, pluviométrie élevée...) et l'importance des cumuls précipités le 4/2/98, l'hypothèse de non productivité des terrains sur coulées anciennes n'a pas été invalidée. D'ailleurs, le fait que l'hydrogramme du 4/2/98 présente deux pointes de crues bien distinctes conforte également cette hypothèse. En effet, une production uniforme sur l'ensemble du bassin aurait conduit à une influence plus marquée des précipitations aval (Papeari P1); or, celles-ci ne sont manifestement pas en adéquation avec l'allure de l'hydrogramme (cf. figure 3.95).

Enfin, les distributions spatiales des débits maximums, des vitesses maximales et de la lame ruisselée déduites de MS-3 pour l'événement du 4/2/98 (cf. figure 3.98), apparaissent cohérentes. On remarquera, probablement en raison des fortes pentes, des vitesses relativement élevées en réseau (de l'ordre de 3 à 6 m/s atteignant localement plus de 10 m/s), par rapport à celles estimées sur les précédents bassins (cf. figure 3.88). Le potentiel de production (i.e. pourcentage de zones saturées) de la zone amont (GR) atteint près de 95% lors de cet événement. Ainsi, d'après nos hypothèses, la **Titaaviri a quasiment atteint son potentiel de production maximale lors de l'événement du 4/2/98**.



**FIGURE 3.98 :** Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des zones de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, pour l'événement du 4/2/98 sur la Titaaviri.

# 3.6.3 Extrapolation vers l'extrême

## et caractérisation de l'aléa hydrologique

Fort de la cohérence du modèle MS-3, que ce soit en extrapolant vers l'extrême ou en transposant sur un autre bassin, nous allons à présent exploiter le modèle établi pour caractériser l'aléa hydrologique sur chacun des bassins étudiés.

Les pluies de projet caractérisant l'aléa climatique seront introduites en entrée du modèle MS-3 pour déterminer les crues de projet correspondantes. Nous chercherons à évaluer un intervalle de confiance et à analyser l'applicabilité de la méthode du Gradex.

### 3.6.3.1 Pluies de projet

La construction des pluies de projet s'effectue conformément aux résultats de la seconde partie (cf. partie II). Les caractéristiques de l'aléa climatique pour une période de retour donnée (Pr) sont déterminées à l'aval et l'amont des bassins étudiés, pour les différentes durées (5, 15, 30, 60 mn, 2h et 24h) d'après les résultats d'ajustements et/ou les cartes d'interpolation présentées figure 2.12 et 2.13 (cf. également annexe A).

Nous avons choisi de travailler sur les périodes de retour décennales, cinquentennales, et centennales (Pr=10, 50 et 100 ans). Conformément aux conclusions relatives aux caractéristiques de formes des averses (cf. §2.4), le hyétogramme synthétique est choisi **symétrique** et regroupe l'ensemble des intensités de période de retour Pr. On note cependant une légère dissymétrie induite par le découpage en pas de temps fixe de 5 mn, multiple pair de 30, 60 et 120 mn. De même, d'après les résultats sur la concomitance des intensités maximales (cf. § 2.4.1), les hyétogrammes amont et aval sont choisis **synchrones.** 

Les caractéristiques des pluies de projets sélectionnées pour les différents bassins et les périodes de retour 10, 50 et 100 ans sont présentées tableau 3.26 et annexe D.

	-	-					
		Intensi	ité maximal	es (1/10 <u>m</u> r	n) estimée	s pour Tr=	10 ans
Station	าร	5 mn	15 mn	30 mn	1 h	2 h	24 h
Atiue		150	375	530	820	1045	3005
Matatia al	/al	115	265	435	585	830	2040
iviatatia ar	nont	150	375	530	820	1045	3005
	/al	115	260	435	570	820	1990
valami	nont	140	305	500	710	965	2865
	/al	135	295	490	680	950	2540
i itaavin ai	mont	165	395	615	895	1215	4915

TABLEAU 3.26 : Caractéristiques des pluies de projet sélectionnées pour les différents bassins.

				11110			
		Intens	ite maximal	es (1/10 m	m) estimée	s pour Tr=	50 ans
Stat	tions	5 mn	15 mn	30 mn	1 h	2 h	24 h
Atiue		170	455	655	1020	1335	3965
Matatia	aval	135	320	535	725	1030	2615
Matalia	amont	170	455	655	1020	1335	3965
Voiomi	aval	135	310	535	710	1010	2565
Valaiiii	amont	170	365	615	860	1195	3760
Tite en del	aval	160	350	605	830	1185	3270
Illadvin	amont	195	475	745	1080	1460	6320
		Intensi	té maximale	es (1/10 mn	n) estimées	s pour Tr=1	00 ans
Stat	tions	5 mn	15 mn	30 mn	1 h	2 h	24 h
Atiue		185	490	705	1105	1455	4370
Mototio	aval	140	340	580	780	1100	2860
Malalia	amont	185	490	705	1105	1455	4370
Valanzi	aval	140	330	580	765	1090	2810
Valaitti	amont	180	390	660	930	1295	4135
Titooviri	aval	170	375	650	900	1285	3580
litaaviri	amont	210	510	800	1160	1565	6910

### 3.6.3.2 Crues de projet

L'aléa climatique étant caractérisé et synthétisé sous la forme de pluies de projet, le modèle pluie-débit calé sur des événements observés permet l'évaluation des crues de projet correspondantes. Cependant, dans ce genre d'application, il est souvent bien difficile de juger a priori de la fiabilité à accorder à cette évaluation de l'aléa hydrologique.

Dans notre cas, l'approche progressive de la relation pluie-débit développée tout au long de cette troisième partie a permis d'aboutir à une caractérisation fiable de l'opérateur de transformation. Les expériences de validation ont montré la robustesse du schéma proposé à l'extrapolation et à la transposition. Malgré tout, des incertitudes persistent qu'il peut être dangereux de ne pas considérer.

L'incertitude majeure concerne le paramètre INF. En effet, sur certains bassins et plus spécifiquement pour certains événements particuliers, le recours à un seuil d'intensité s'est avéré nécessaire. Le manque d'observation ne nous a pas permis de caractériser précisément ce paramètre. Une valeur moyenne de 90 mm/h semble être un compromis satisfaisant dans la majorité des cas, mais il a été montré qu'il pouvait être abaissé à 60 mm/h ou au contraire être inactivé.

Ainsi nous proposerons différents scénarios du plus pessimiste (Qp) INF=60mm/h au plus optimiste (Qo) INF=  $\propto$ , en passant par la valeur conseillée (Qc) INF= 90mm/h.

De même, concernant la transposition et conformément aux conclusions du paragraphe 3.6.2, il conviendra en plus de tester différents scénarios portant sur le degré d'indétermination du paramètre kr. On conseillera d'utiliser pour évaluer Qp, kr=30 et INF=60, pour Qc on choisira kr=10 pour un

bassin de pente modérée et peu anthropisé et kr=20 pour un bassin présentant de fortes pentes et/ou un fort degré d'anthropisation.

Les paramètres utilisés pour les simulations sont ceux obtenus par le calage (cf. tableau 3.19), seul le paramètre INF est modulé suivant les différents scénarios. Le paramètre Cs est fixé à 0.3 pour l'Atiue, la Matatia, la Titaaviri et à 0.2 pour la Vaiami.

Les crues de projet obtenues par simulations sont présentées en annexe D. Les débits maximums correspondant aux différentes périodes de retour sont présentés tableau 3. 27. Pour la Vaiami, si la station aval est prise en référence, les débits de projet sont augmentés de 20% pour un accroissement d'à peine 13% de la superficie du bassin.

	Débits de projet (m3/s) estimés par MOC-MS3							
Bass	Bassin Pr=10 ans Pr=50 ans Pr=100 ans							
	Qo	7	12	15				
Atiue	Qc	10	16	19				
	Qp	13	20	23				
	Qo	67	115	136				
Matatia	Qc	84	135	160				
	Qp	101	160	185				
	Qo	13	20	23				
Vaiami	Qc	24	38	45				
	Qp	35	51	57				
	-							
	Qo	172	233	257				
Titaaviri	Qc	194	285	324				
	Qp	237	332	371				

**TABLEAU 3. 27**: Débits de projet obtenus par application du modèle MOC-MS3 (Qo : scénario optimiste, Qc : scénario conseillé, Qp : scénario pessimiste).

Il s'avère que ces débits maximums s'ajustent parfaitement entre Pr=10 ans et Pr=100 ans sur une relation logarithmique avec la période de retour comme le montre la figure 3.99. Ceci nous permet de définir un gradex sur les débits GdQ exprimés ici en m3/s.

La méthode du Gradex (Guillot et Duband 1967, Guillot 1980, Michel et Oberlin 1987, Ouarda et al. 1999, Bois 1999) établissant un parallélisme entre les distributions des pluies et des débits extrêmes (équivalence de Gd), repose sur l'hypothèse que la rétention du bassin versant atteint une valeur limite et donc qu'à partir d'une certaine quantité d'apport, correspondant à une probabilité d'occurrence donnée (dit « point pivot »), le coefficient de production de tout apport <u>supplémentaire</u> est égal à un. Cela implique qu'en situation « extrême », le bassin puisse atteindre, au moins temporairement, un coefficient de production <u>instantané</u> égal à un.

Par conséquent, d'après les hypothèses adoptées sur le fonctionnement hydrologique des bassins, **nous ne sommes pas dans le domaine d'applicabilité de la méthode du Gradex** puisque le coefficient de production à l'échelle du bassin est borné (<1) par l'existence de zones (GA) non-productives. Cependant, lorsque Cr est inférieur à 1 mais que les pluies suivent une loi de Gumbel, Michel et Oberlin (1987) ont montré que les volumes (et par conséquent les débits) suivent également une loi exponentielle mais de gradex différents. C'est ce que nous observons.



.../...



**FIGURE 3.99 :** Relation logarithmique entre les débits maximums et la période de retour (Pr) pour les différents bassins (Qp( limite supérieure) et Qo (limite inférieure) en pointillé).

De plus, en comparant les gradex obtenus sur les débits avec ceux définis pour les précipitations (convertis en m3/s), on constate une bonne correspondance entre le gradex des débits et celui obtenu sur les précipitations pour une durée approximativement équivalente au temps de réponse du bassin  $(Tr)^1$  (cf. figure 3.100). Cette relation n'a malheureusement **aucun fondement théorique** et résulte probablement de compensations diverses entre le coefficient de production limite, le temps de réponse (différent du temps de concentration utilisé habituellement) et le coefficient de passage entre débit moyen (i.e. volume) et débit maximum. Aussi, malgré la qualité de la relation, on ne peut pas généraliser et transposer ce résultat avant de vérifier sa validité sur un nombre plus important de bassins. De même, on constate **un gradex spécifique étonnamment stable** (compris entre 3.5 et 4.5 m3/s/km<sup>2</sup>) au regard des différences de superficie et de caractéristiques géographiques, géomorphologiques et climatiques entre les différents bassins.



FIGURE 3.100 : Relation entre GdQ et GdP(Tr) pour les différents bassins.

Validation et Extrapolation

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Tr peut être évalué a posteori sur les crues de projets (cf. annexe D) par le décalage entre Imax et Qmax.

Concernant l'incertitude introduite par le paramètre INF, on remarque figure 3.99 qu'elle est de l'ordre de 15 à 30% en valeur relative pour les estimations de débit maximum sur l'Atiue, la Matatia et la Titaaviri. Par contre, pour la Vaiami, elle atteint 50%. En effet, sur ce bassin le paramètre INF a une forte influence sur le bilan de production puisque les zones saturées ne recouvrent (même en situation extrême) qu'une faible superficie du bassin.

D'après ces figures, la période de retour associée à l'événement du 19/12/98 est comprise entre 5 et 30 ans pour l'Atiue, entre 10 et 35 ans pour la Matatia et entre 3 et 15 ans pour la Vaiami. Quant à l'événement du 4/2/98 sur la Titaaviri, il est évalué à une fréquence comprise entre 30 et plus de 100 ans.

Concernant les crues de projet (cf. annexe D), on note effectivement un léger raidissement des hydrogrammes entre Pr=10 et Pr=100 ans. Cependant, conformément à l'hypothèse de vitesse limite, l'ampleur des différences reste limitée ce qui permet effectivement de déterminer un temps de réponse (Tr) relativement stable en situation extrême. La figure 3.101 représentant les hydrogrammes géomorphologiques dynamiques de la Matatia pour différentes impulsions pluviométriques augmentant d'un facteur 10 entre 0.1 et 1000 mm (en cinq minutes), traduit bien cette relative stabilisation du temps de réponse et du temps de concentration du bassin en allant vers l'extrême.



FIGURE 3.101 : Hydrogrammes géomorphologiques dynamiques définis pour la Matatia par MOC-MS3 pour différentes valeurs de lame ruisselée (Lr). (Les débits sont rapportés à la pluie nette pour faciliter les comparaisons).

On notera que **les débits maximums spécifiques** sont compris pour la centennale **entre 18 et 24 m3/s/km<sup>2</sup>**, mais qu'ils ne sont pas directement en relation avec la superficie du bassin puisque l'Atiue (« le plus petit ») et la Titaaviri (« le plus grand ») présentent quasiment les mêmes débits spécifiques.

## 3.6.3.3 Conclusions

D'après nos hypothèses sur le fonctionnement hydrologique des bassins, l'aléa hydrologique à Tahiti se caractérise par différents paramètres :

- l'aléa climatique, synthétisé par les couples (Gd(d), Po(d)),
- ▶ la proportion de zones productives conditionnant le potentiel maximal de production, caractérisée par Fp(GR, PA, U),
- ▶ la géomorphologie (pente, organisation du réseau de drainage,...) et les facteurs anthropiques (imperméabilisation, réseau d'assainissement artificiel,...) agissant sur les vitesses de transferts et la concentration des écoulements, caractérisés par le MNT et le paramètre de rugosité kr,
- les conditions initiales (climat, végétation, géologie,...) caractérisées par les paramètres STO et Cs, agissant essentiellement sur les premiers instants du ruissellement et le coefficient d'écoulement global à l'échelle de l'événement mais dont l'influence est relativement limitée sur le débit de pointe.

Le modèle MS-3 permet l'intégration de ces différents paramètres. On peut alors simuler le comportement du bassin, tester différentes hypothèses quant à la valeur de ces paramètres et ainsi caractériser l'aléa hydrologique sous différents scénarios. Ainsi, si on simule par exemple l'urbanisation de la partie intermédiaire du bassin de la Matatia (Fp(GA) = >Fp(U)), l'évaluation de la crue centennale passe de 160 à 210 m3/s.

## 3.6.4 Conclusion

D'une manière générale, les différents tests de validation en situation normale, en situation extrême et en transposition ont **conforté la cohérence du modèle MS-3**.

La non productivité de la zone intermédiaire (caractérisée géologiquement par des coulées anciennes perméables) reste admissible sous la contrainte d'un cumul pluviométrique exceptionnel et en transposition sur un bassin versant clairement différencié au regard des autres sites étudiés jusqu'ici, par la géomorphologie (pente, superficie,...) et les caractéristiques climatiques (pluviométrie, humidité moyenne,...).

Cependant, il a été montré que sous l'effet d'une forte impulsion pluviométrique, la localisation des zones de production ainsi que la nature exacte de la fonction d'évolution du coefficient de production avaient un impact limité sur la qualité des simulations. Seul le modèle MG-1 présentant un coefficient de production stationnaire et un transfert linéaire s'est révélé incapable de reproduire le comportement du bassin en situation extrême et a été invalidé. Aussi, le modèle de transfert purement conceptuel à translation-stockage non-linéaire (MTS) s'est montré tout aussi apte à effectuer le passage de la normale à l'extrême que le modèle plus mécaniste de l'onde cinématique (MOC).

Il a également été établi que l'extrapolation était essentiellement sensible aux paramètres DS et b déterminant respectivement, dans un contexte géographique donné (i.e. zones homogènes, Zh), les conditions limites de production et de transfert. Or, pour MS-3 ces paramètres apparaissent stables d'un bassin à l'autre.

L'indétermination résiduelle porte essentiellement sur les paramètres kr et INF. Si a=b=0.3 et  $\lambda_{\text{LIM}}$ =2.5 m semblent fournir une bonne approximation de la distribution spatiale et temporelle des vitesses de transfert pour l'ensemble des bassins, un facteur d'échelle représenté par kr doit être ajusté (au moins entre kr=10 et kr=20) apparemment en fonction des spécificités de pente et d'anthropisation du bassin. Le paramètre INF semble également agir de manière nuancée (entre INF=60 mm/h et INF= $\infty$ ) en fonction des bassins, des événements et probablement au cours des épisodes de crues. Le nombre limité d'événements où cet effet de seuil hortonien a pu être mis en évidence ne nous a pas permis de caractériser précisément la variabilité de ce paramètre.

En situation normale et **pour les événements mineurs, les conditions initiales semblent intervenir** sur le bilan de production d'écoulements rapides. Cet effet peut être pris en compte par l'intermédiaire du paramètre STO, mais la relation reste à préciser. Quoiqu'il en soit, on montre que l'influence de ce déficit initial devient très rapidement secondaire dans le cas de précipitations intenses et abondantes. Aussi, il peut être raisonnablement négligé pour la caractérisation de l'aléa hydrologique.

En conclusion, le comportement des hydrosystèmes simulé par le modèle MS-3 semble être validé. Une production majoritairement concentrée sur les parties amont des bassins « naturels » paraît indéniable. Nous avons utilisé un indicateur géologique pour caractériser des zones homogènes productives, ce qui nous paraît pertinent en admettant le concept de genèse du ruissellement par excès de saturation. Est-ce le bon concept et le bon indicateur ? Un modèle spatialisé alimenté uniquement par des données hydro-pluviométriques ne peut à lui seul valider une hypothèse sur la nature physique des mécanismes mis en jeu. Des résultats de simulations quasi-équivalents sous des hypothèses fortement contrastées (MS-1, MS-2, MS-3) sont révélateurs de ces limites (i.e. *equifinality*) Plutôt qu'une distinction brutale entre zones productives et non-productives, il pourrait s'agir d'un gradient altitudinal continu en relation avec celui des précipitations (c.-à-d. le taux moyen d'humidité). Aussi, malgré les divers indices de cohérence, l'hypothèse de non-productivité (hors processus hortonien exceptionnel) de la zone intermédiaire reste à valider.

Il s'avère néanmoins que des bassins situés quasi-exclusivement sur coulées anciennes comme la Mairipehe (9 km<sup>2</sup>) ou celui au nom évocateur de Vaipoe (« eau morte » en tahitien) semblent effectivement présenter des coefficients de production particulièrement faibles. Une étude sur les maximums de crues menée suite à la saison cyclonique 82-83 (Lisa, Reva, Veena) révèle pour Veena des débits maximums spécifiques pour la Mairipehe (7 m3/s/km<sup>2</sup>) de deux à trois fois inférieurs à ceux évalués sur deux autres bassins situés à moins de dix kilomètres plus à l'Est et de taille pourtant supérieure (Vairaharaha 14 km<sup>2</sup>, Vaihiria 12 km<sup>2</sup>). (Danloux 1983, Danloux et Ferry, 1983). Aussi, ce bassin présente les débits spécifiques maximums connus les plus faibles par rapport à une vingtaine d'autres rivières étudiées sur la période 76-83 (Danloux, 1983).

La validation effective des hypothèses avancées nécessitera obligatoirement de nouvelles observations et expériences de terrain. On peut conseiller différentes voies de recherche à explorer en simultané ou non, pour:

- Mieux caractériser le fonctionnement des zones homogènes de type GA et GR par le suivi de bassins versants, si possible « emboîtés », situés exclusivement sur une catégorie spécifique de zone « homogène ». De simples observations qualitatives (pendant et après les crues) pourraient également permettre de vérifier certaines hypothèses.
- Une meilleure paramétrisation du processus hortonien par des mesures à la parcelle à l'aide de simulateurs de pluie et/ou d'infiltromètres.
- Valider le fonctionnement par zones saturées en mesurant les teneurs en eau des sols à l'aide d'humidimètres et/ou de tensiomètres, voire de piezomètres.
- Préciser la distribution spatiale et temporelle des vitesses, notamment en caractérisant empiriquement la relation entre le coefficient de rugosité et la largeur d'écoulement, de l'amont vers l'aval, en effectuant par exemple des levés topographiques du (micro)réseau hydrographique et/ou des mesures continues de vitesses à l'aide de débitmètre-enregistreurs à effet Doppler en divers points du bassin, sur des biefs d'une dizaine de centimètres de large à quelques mètres.

On retiendra également de notre expérience que la principale incertitude limitant la qualité des ajustements réside dans l'estimation des lames précipitées. Aussi, dans le contexte tahitien caractérisé par une très forte hétérogénéité des précipitations, un effort particulier et encore supplémentaire devra être mis en œuvre pour **la mesure pluviométrique**. Un poste tous les 2 km<sup>2</sup> paraît être un minimum nécessaire pour un bassin versant expérimental. Dans ce milieu au relief accidenté, la principale contrainte est l'accès au sommet des versants. Cette contrainte est probablement celle à considérer en priorité dans le choix d'un site expérimental puisque indéniablement, « l'eau vient du haut ».

## 3.7 CONCLUSION

L'objet de cette troisième partie était de caractériser la transformation pluie-débit sur trois bassins versants expérimentaux de la côte Ouest de Tahiti. Il s'agissait, par une avancée dans la compréhension des fonctionnements hydrologiques, d'aboutir à une meilleure évaluation de l'aléa (crues de projet) sur ces petits bassins montagneux enclins à des aménagements futurs. Pour cela, nous avons exploré les limites d'une approche numérique (statistique, descriptive, systémique globale, conceptuelle spatialisée) alimentée essentiellement par de simples données hydro-pluviométriques. Notre recherche s'est principalement concentrée sur la caractérisation des processus hydrologiques (production et transfert) à partir de critères géomorphologiques (MNT) et géographiques (SIG) dans le but de dégager une certaine cohérence de nos observations ponctuelles, une robustesse à l'extrapolation spatio-temporelle et ainsi de favoriser la régionalisation des résultats.

#### Un bilan sur les connaissances (§ 3.1)

Devant le foisonnement des modèles hydrologiques («il y a presque autant de modèles que d'hydrologues ou de bassins versants »), il nous paraissait important de mieux cerner les certitudes et les incertitudes persistantes sur la genèse et la propagation des crues. Aussi, nous avons commencé par dresser un état des connaissances sur les concepts hydrologiques et leurs expressions analytiques.

A l'heure actuelle, trois grands types de mécanismes sont invoqués dans la production d'écoulement rapide de crue : le processus hortonien (refus à l'infiltration), l'excès de saturation (zones contributives à superficie variable, ZCSV) et les flux sub-superficiels (à travers les macropores, par effet piston,...). Concernant les mécanismes de sub-surface, les incertitudes sont telles (probablement en raison du manque d'observations et de mesures) que même la conceptualisation est rarement établie. L'hétérogénéité du milieu et en particulier des propriétés pédologiques (perméabilité, macroporosité,...) constitue la principale limite de l'approche mécaniste. Celle-ci se traduit par le recours à des **paramètres équivalents** (et donc conceptuels) souvent sans rapport direct avec les mesures de terrain.

Concernant le transfert, les modèles conceptuels (à translation, stockage, ou translation-stockage) sont intéressants en raison de leur efficacité (simplicité et rapidité des calculs) mais ils présentent souvent des propriétés restrictives de linéarité, voire de stationnarité et une faible signification de leurs paramètres. De plus, en mode distribué et interactif (transfert maille à maille), il a été montré une forte instabilité à l'échelle de discrétisation qui ne peut se résoudre analytiquement. Quant aux modèles mécanistes, ils se heurtent à **la définition de la largeur d'écoulement et du coefficient de rugosité** sur un milieu hétérogène et mal défini tel un versant. En général, on considère un ruissellement en nappe (c'est-à-dire une largeur d'écoulement sur versant égale à l'échelle de discrétisation), un coefficient de rugosité relativement stable et une limite arbitraire et brutale entre mailles versants et mailles réseaux, ce qui nous semble être une conceptualisation forte et relativement éloignée de la réalité. Là aussi, on a pu montrer que la paramétrisation reste fatalement liée à l'échelle de discrétisation.

Ainsi, au regard des incertitudes et de l'hétérogénéité du milieu, la conceptualisation est inéluctable. Celle-ci sous entend la simplification des mécanismes (expression analytique et algorithmes élémentaires, parcimonie des paramètres,...) notamment accessible en imposant une certaine indépendance des processus (production, transfert) et des flux (rapides, lents). Cependant, conceptuel et « bases physiques » ne sont pas inconciliables et un modèle hydrologique doit pouvoir respecter les quelques règles de comportement établies (non-linéarité, distributions des vitesses, comportement de la capacité d'infiltration des sols...). C'est vers ce compromis que s'est orientée notre approche de la relation pluie-débit.

#### Une approche descriptive et statistique (§ 3.3)

Notre démarche se veut progressive, de complexité croissante (cf. figure 3.102). Nous avons débuté sans aucun a priori sur la nature de la transformation pluie-débit. A l'aide d'outils numériques, nous avons alors testé différentes hypothèses, des plus élémentaires (processus multiplicatif, soustractif, linéaire, stationnaire,...) aux plus précises (localisation des zones de production, distributions des vitesses de transfert,...) sur les caractéristiques de la relation pluie-débit et le fonctionnement des bassins versants aux différentes échelles temporelles (annuelles, inter et intra événementielles) et spatiales (inter et intra bassin). Ainsi, la première analyse était purement descriptive et statistique. Elle visait à définir les caractéristiques hydrologiques majeures des différents bassins, à expliquer la variabilité inter-événementielle des bilans de production et enfin à sélectionner des événements de calage pour la modélisation. Celle-ci a mis en évidence **des fonctionnements très contrastés** entre les différents bassins ainsi que l'**influence des conditions initiales d'humidité** et du cumul pluviométrique sur le coefficient d'écoulement événementiel. Elle nous a également fourni les **premiers indices sur la non-linéarité** des fonctions de transfert et de production (effet de seuil) ainsi que sur la localisation des zones de production. Tout ceci a traduit la complexité de l'hydrologie tropicale des petits bassins versants montagneux.

#### Une approche systémique globale (§ 3.4)

A partir de quelques événements judicieusement sélectionnés, nous avons précisé les caractéristiques mises en avant par l'approche préliminaire grâce à une analyse systémique à l'échelle globale. Par l'emploi d'un modèle à deux réservoirs indépendants, nous avons pu séparer l'écoulement rapide de crue de celui plus lent (probablement sub-superficiel) et tester différentes hypothèses : pertes multiplicatives/soustractives, stationnaires ou non, avec ou sans effet de seuil, transfert linéaire ou non. Cette approche a clairement mis en évidence une relation pluie-débit globalement multiplicative et non stationnaire. Autrement dit, en situation normale, le potentiel de productivité à l'instant t (Cr(t)) ne dépend que de celui antérieur (à l'instant t-1) et pas de l'impulsion pluviométrique instantanée. Il s'est également avéré que les conditions initiales ont un impact limité sur la production d'écoulements rapides des événements majeurs mais interviennent incontestablement sur le coefficient d'écoulements lents (Cs). De manière assez surprenante, on a constaté une déformation de l'impulsion pluviométrique (Kr) quasi équivalente sur l'Atiue et la Matatia malgré la différence de superficie. Un effet de seuil d'intensité pouvant correspondre à une participation hortonienne de l'ensemble des versants en situation exceptionnelle (intensité supérieure à 90 mm/h) a également été confirmé sur l'Atiue et la Vaiami. Enfin, la non-linéarité de la fonction de transfert est apparue nécessaire à la restitution de certains épisodes majeurs. Ainsi, la nature analytique de la transformation pluie-débit a été définie.

#### Une approche conceptuelle spatialisée (§ 3.5)

En cherchant à identifier la localisation des zones productives, l'approche spatialisée a permis de préciser la nature physique de la transformation préalablement déterminée. Par la prise en compte des caractéristiques géomorphologiques (MNT) et géographiques (SIG) intra-bassins, nous avons pu dégager une certaine unicité de fonctionnement (entre les différents bassins) et ce malgré l'hétérogénéité inter-bassin caractérisée. Conformément aux conclusions de la réflexion sur la modélisation hydrologique, nous proposons deux modèles de transfert originaux fondés sur deux axiomes élémentaires et sur la définition de vitesses limites fonction des caractéristiques géomorphologiques :

- Un Modèle indépendant à Translation-Stockage pseudo-non-linéaire (MTS) de type Hydrogramme Unitaire Géomorphologique (HUG) dynamique à 5 paramètres : Vo, c, d caractérisant la vitesse limite en fonction de la pente et de la superficie drainée, α un coefficient de non linéarité et Kr conditionnant l'amplitude maximale de l'amortissement.
- Un Modèle interactif de l'Onde Cinématique (MOC) à 4 paramètres (kr, a, b, λ<sub>LIM</sub>) dont l'originalité consiste à proposer une largeur d'écoulement (λ) et un coefficient de rugosité (K) fonction de la pente et de la superficie drainée, évoluant de l'amont vers l'aval sans discontinuité brutale. Les paramètres a et b caractérisent la largeur d'écoulement à partir de la géomorphologie, kr est une constante de rugosité et λ<sub>LIM</sub> une valeur limite de largeur au-dessus de laquelle K est égal à kr et l'ensemble des flux retardés devient superficiel.

Malgré leurs différences, il a été montré que MOC et MTS peuvent produire des résultats quasiéquivalents. Ces deux modèles se sont révélés relativement robustes dans le contexte tahitien puisque la variabilité inter-bassin semble se résumer à un seul paramètre (kr pour MOC, Vo pour MTS) apparemment lié aux spécificités d'anthropisation et de pentes des versants. Aussi, outre ce facteur d'échelle, ils permettent dans l'ensemble une bonne approximation de la distribution spatiale et temporelle des vitesses de transfert.

A partir de ces deux modèles de propagation, nous avons testé différentes hypothèses sur la localisation et l'évolution des zones productives : MS-1 : production localisée en fonction des caractéristiques géomorphologiques (indice topographique de Beven), MS-2 : production homogène suivant une distribution temporelle asymptotique, MS-3 : production hétérogène fonction des caractéristiques géographiques (géologie, urbanisation) et géomorphologiques (indice topographique de Beven).

#### Un schéma de fonctionnement cohérent

Cette approche nous a conduit à proposer un schéma de fonctionnement (MS-3) très contrasté au sein de chaque bassin versant (cf. figure 3.77). Par l'intermédiaire d'un indicateur géologique (coulées compactes récentes, fissurées anciennes, plaine alluviale), on définit :

- des zones homogènes productives où l'établissement de nappe plus ou moins temporaire pourrait expliquer un fonctionnement par zones saturées à géométrie variable, caractérisé par la distribution spatiale et fréquentielle de l'indice topographique de Beven.
- des zones homogènes non-productives où une structure géologique plus perméable interdirait l'établissement de nappe et limiterait ainsi la production à l'occurrence d'un processus hortonien exceptionnel.

L'effet de l'urbanisation apparaît également de manière très nette. Celui-ci se traduit essentiellement par une diminution de la rugosité (kr=20 contre kr=10 pour les zones naturelles) c'est-à-dire une augmentation des vitesses (d'un facteur 2). Si les aménagements concernent des zones originellement non-productives (GA), on assistera également à une augmentation très nette de la productivité caractérisée par un potentiel de production à cinétique rapide pouvant facilement atteindre un coefficient (Cr) de l'ordre de 0.5.

#### Sur le passage de la normale à l'extrême (§ 3.6)

La validation a pu s'effectuer sur des enregistrements exceptionnels de crues extrêmes. On a pu vérifier qu'en situation de pluies intenses et abondantes, l'influence des conditions initiales devenait très rapidement négligeable face aux caractéristiques pluviométriques événementielles. Il a également été montré que l'hypothèse de non-productivité de la zone intermédiaire restait valide malgré d'importants cumuls pluviométriques. De plus, le schéma proposé (MS-3) s'est montré cohérent en transposition spatiale sur un autre bassin de caractéristiques relativement différentes. En effet, l'événement cinquentennal du 4/2/98 observé sur la Titaaviri a pu être convenablement simulé sans aucun ajustement.

Cependant, malgré la cohérence du modèle MS-3 et la stabilité inter-bassin des paramètres, il a été montré que des schémas différents (MG-2, MS-1, MS-2) bien que non transposables spatialement fournissaient en extrapolation temporelle des résultats quasi-équivalents (i.e. *equifinality*). Aussi, la non-linéarité de la fonction de transfert et l'instationnarité de la fonction de production semblent être les deux critères déterminants pour assurer le passage de la normale à l'extrême, c'est-à-dire l'extrapolation aux événements de fréquence rare.

La validation effective de MS-3 passe néanmoins par l'acquisition de nouvelles mesures de terrain. Il convient notamment de valider le processus d'excès de saturation et de caractériser individuellement (par la mesure) le fonctionnement des zones homogènes identifiées. Il s'agit donc de fournir encore un effort supplémentaire pour un meilleur contrôle des flux au sein du bassin et dans les différents compartiments superficiels et sub-superficiels.

#### Des conclusions d'ordre plus général

L'approche progressive de la transformation pluie-débit développée dans cette étude (cf. figure 3.102) a permis de :

- définir la nature analytique de la transformation pluie-débit,
- tester la cohérence de différentes hypothèses,
- > proposer un schéma de fonctionnement cohérent,
- caractériser l'aléa hydrologique sur des critères géographiques et géomorphologiques favorisant la régionalisation.

Il s'agit probablement des limites de ce type d'approche, la validation effective de la localisation de zones de production ainsi que de la nature physique des processus impliqués nécessitera obligatoirement de nouvelles mesures de terrain. Ce genre d'approche permet néanmoins de cibler de manière précise les nouvelles mesures à effectuer ainsi que les endroits où les réaliser.

Un problème non résolu concerne le décalage entre l'échelle de modélisation (plusieurs milliers de m<sup>2</sup>) et l'échelle à laquelle ont lieu les mesures de terrains (en un point ou sur quelques m<sup>2</sup>). A notre avis, les progrès de la modélisation passent par **une meilleure caractérisation hydraulique des flux sur versant** (variabilité du coefficient de rugosité, géométrie du micro-réseau, largeur d'écoulement...) et l'amélioration des techniques de mesures (pluviographiques, débimétriques, hydriques dans les sols...).

A l'heure actuelle, l'hydrologue « jongle » avec les incertitudes sur les mesures et sur les concepts. Les développements numériques, s'ils peuvent aider à interpréter les données, ne pourront jamais produire plus d'informations que celles apportées par les mesures. Une fois les traitements effectués, les conclusions tirées, **un retour sur le terrain s'impose**, pour vérifier, valider et préciser les résultats précédents. La bonne démarche est, sans aucun doute, celle d'un va et vient constant, ou d'**un cycle répétitif entre mesures et modélisation**. Chaque cycle apportera de nouvelles certitudes et probablement d'autres questions, mais il constituera toujours une nouvelle avancée des connaissances !



FIGURE 3.102 : Schéma synthétique de l'approche progressive de la relation pluie-débit.





# 4 EROSION ET REJETS PLUVIAUX

Le dernier aspect du risque hydrologique abordé dans cette étude est celui des flux polluants et notamment de l'érosion associée au ruissellement.

En effet, plusieurs études océanologiques (RTO-LESE, ANTROPIC-ORSTOM, cf. Torreton et al., 1997 et Harris, 1998 pour une synthèse) ont constaté la dégradation du milieu lagonaire de la zone urbaine de Papeete (hypersédimentation, eutrophisation...). Les rejets véhiculés par les rivières et essentiellement les apports en matériel terrigène sont désignés comme principaux responsables. Or, jusqu'à présent, seules quelques études ponctuelles (Demougeot 1989, Danloux 1994) ont tenté de caractériser ces flux et aucune estimation fiable des charges annuelles et événementielles n'a pu être avancée. Aussi, par manque de données, l'impact de ces apports pluviaux sur l'équilibre des systèmes lagonaires (et sur les ouvrages d'assainissement) ne pouvait être sérieusement appréhendé.

Sous l'effet de la pression démographique et de l'urbanisation croissante des versants montagneux, l'aggravation des risques de dégradation paraît indéniable. Aussi, il était urgent de **mieux caractériser** les rejets pluviaux pour fournir au décideur une base solide de raisonnement nécessaire à une gestion intégrée des eaux pluviales.

Le risque de pollution peut résulter de trois catégories de processus majeurs (Hvitved-Jacobsen 1985, Chocat et al., 1994, Wolff 1994, Chocat 1997) :

- l'effet de choc dû au déversement instantané (ponctuel dans le temps) d'une quantité importante de polluants entraînant un changement brutal de la qualité des eaux du milieu récepteur (anoxie, turbidité, pH...). La réponse du milieu est généralement directe, synchrone avec l'événement. Les concentrations maximales et les charges instantanées (à l'échelle de l'événement) sont les principaux indicateurs à considérer pour ce type de pollution.
- l'effet d'accumulation résultant d'un déséquilibre entre les apports globaux (à long terme) et la capacité du milieu à assimiler (stocker), évacuer ou dégrader ces intrants (MeS, nutrients, métaux lourds,...). Pour caractériser ce risque de pollution, les bilans annuels sont généralement utilisés.
- l'effet de stress lié à la fréquence des déversements peut avoir un impact aussi important sur la biocénose que les quantités déversées. La succession d'apport de faible importance (insuffisant pour générer un effet de choc) peut profondément bouleverser le milieu en ne lui laissant pas le temps de correctement se reconstituer. L'étude de la chronique des déversements permet d'appréhender le risque d'une telle pollution.

Pour caractériser le risque de pollution, il est donc nécessaire de déterminer :

- ▶ La qualité générale des eaux de ruissellement, c'est-à-dire les teneurs en sédiment, principaux nutrients (Azote, Phosphore, Matières Organiques...), éventuellement métaux lourds et autres micropolluants.
- Les quantités globales rejetées à l'échelle de l'année (charge annuelle).
- Les quantités maximales instantanées (à l'échelle inter et intra-événementielle).

Comme pour le risque hydraulique, le risque de pollution dépendra également de la vulnérabilité du milieu récepteur (ici le lagon). Cet aspect concerne essentiellement les océanologues et nous nous limiterons pour notre part à la caractérisation des apports.

Cette quatrième partie sera composée de quatre chapitres. Le premier concerne les protocoles d'échantillonnages et d'analyses mis en œuvre pour l'acquisition des données de concentrations. Le second chapitre présentera une synthèse générale des données recueillies sur la qualité des eaux pluviales. La modélisation événementielle des flux de matière fera l'objet du troisième chapitre. On cherchera par une approche essentiellement stochastique à évaluer les charges événementielles et annuelles sur les 3 bassins étudiés. Enfin, le dernier chapitre sera consacré à la modélisation conceptuelle pluie-débit-concentration. Celle-ci sera essentiellement fondée sur les modèles pluie-débit élaborés en troisième partie et on verra dans quelle mesure ces résultats peuvent être exploités pour une modélisation des charges instantanées.

# 4.1 PROTOCOLES D'ÉCHANTILLONNAGES ET D'ANALYSES

Ce premier chapitre est consacré à la présentation des protocoles d'échantillonnages et d'analyses utilisés en complément des mesures hydro-pluviométriques (cf. § 3.2) pour caractériser les flux de matière associés aux écoulements de crues sur les trois bassins versants (Atiue, Matatia, Vaiami).

## 4.1.1 Protocoles d'échantillonnages

Pour l'échantillonnage, nous avons sélectionné les préleveurs automatiques de marque SIGMA type 900PMAX (cf. figure 3.15e). Ceux-ci présentaient l'avantage d'une paramétrisation très souple (déclenchement sur seuils, proportionnel au débit, à intervalles de temps variables...) et la faculté d'être également un enregistreur multicapteur (sonde à pression, pH, conductivité, oxygène dissout, pluviographe...). Le coût relativement important de ces appareils (75KF avec les capteurs) ne nous a pas permis d'en acquérir plus de deux. Cependant, nous avons pu utiliser un échantillonneur de type CALYPSO gracieusement prêté par le programme ANTROPIC (Torreton et al., 1997). A l'origine, ce dernier ne présentait que la possibilité d'un prélèvement à intervalle fixe. Quelques manipulations électroniques nous ont heureusement permis d'adapter un déclencheur sur niveau (fondé sur la diminution de résistance lorsque le capteur est immergé). L'intervalle de prélèvement reste fixe mais le déclenchement se fait à une cote de niveau donné, fonction de l'emplacement du capteur de résistance sur l'échelle limnimétrique.

Les prélèvements automatiques sont réalisés à l'aide d'une crépine lestée (cf. figure 3.15c), qui dispose d'une certaine liberté de mouvements dans le courant (rayon de battement entre 30 et 50cm) mais qui est maintenue à une distance minimum de 20 cm au-dessus du fond de la rivière. En période de crue, la présence dans le flux d'un nombre important de branchages et autres détritus, nous impose de protéger au maximum le dispositif de prélèvement en le fixant sur l'une des rives de la rivière.

L'objectif est d'obtenir un échantillonnage aussi fin que possible de l'ensemble des épisodes de crues. Nous avons préféré travailler sur **des échantillons ponctuels** plutôt que moyennés ce qui nous paraît plus pertinent pour analyser la variabilité des concentrations. Il paraît également souhaitable d'avoir une cadence d'échantillonnage plus importante lors de la montée des eaux et du maximum de crue.

Initialement, les échantillonneurs ont été paramétrés pour initier les prélèvements sur un seuil de niveau fixé. La cadence de prélèvement s'échelonne de 5 minutes à 1 heure, avec une fréquence plus élevée en début d'événement, lors de la montée des eaux. Cependant, sur la Matatia, les clapotis provoqués par les fortes houles ont provoqué des déclenchements intempestifs du programme de prélèvement ce qui nous a conduit à modifier le protocole. On utilise toujours un seuil de niveau mais uniquement pour 3 ou 4 échantillons dit de « première chasse » (*first flush*), l'intervalle des autres

prélèvements étant asservi au niveau à l'aide d'une courbe d'étalonnage factice et un prélèvement proportionnel au débit. Cette dernière option paraît être le meilleur compromis.

Afin d'assurer une meilleure stabilité aux échantillons, les préleveurs isothermes sont réfrigérés autant que possible à l'aide de pains de glace avant ou dès le début des événements pluvieux.

Lors des visites sur le terrain, des prélèvements manuels sont effectués en simultané des jaugeages ou de l'échantillonnage automatique, ceci pour compléter la série de prélèvements, appréhender l'hétérogénéité du flux de sédiments sur la section de jaugeage et ainsi la représentativité des prélèvements automatiques (cf. § 4.1.1).

Les échantillons collectés sont également transportés vers le laboratoire en glacière réfrigérée.

## 4.1.2 Protocoles analytiques

Les analyses sont effectuées autant que possible dans les 24 heures suivant le prélèvement, sinon les échantillons sont conservés à -10°C et analysés les jours suivants. Les paramètres contrôlés sont détaillés ci-dessous (Rodier 1975, AFNOR 1990):

### Les Matières en Suspension (MeS)

Les matières en suspension sont obtenues après filtration sur filtres en fibre de verre Wattman GF/C, ou lorsque les échantillons sont fortement chargés (cas fréquent de l'Atiue) par évaporation à 60° d'un volume de 50 ml.

### La Perte au Feu (P.a.F)

La mesure consiste à placer les MeS préalablement récupérées sur filtre dans un four à 550 °C jusqu'à masse constante et à peser le résidu. La perte au feu sur les MeS permet d'évaluer la teneur en matière organique de celles-ci.

### La Demande Chimique en Oxygène (DCO)

La DCO est une estimation des matières oxydables présentes dans l'eau. Elle est classiquement utilisée pour caractériser la qualité biochimique des eaux. Pour l'analyse, nous avons utilisé la microméthode HACH qui consiste en une oxydation puissante à 150° au dichromate de potassium suivie d'une mesure colorimétrique au spectrophotomètre.

#### La Demande Biochimique en Oxygène (DBO)

La DBO est un indice permettant d'apprécier la biodégradabilité des effluents. Combinée à la DCO, elle permet d'estimer la teneur en matières organiques. La méthode employée est celle des dilutions. La détermination de la teneur en oxygène dissous se fait à l'aide d'une sonde à oxygène (le jour du prélèvement puis après 5 jours d'incubation à 20°C dans l'obscurité).

### Le Phosphore Total (Pt)

Le phosphore constitue le principal facteur à l'origine des phénomènes d'eutrophisations (i.e. facteur limitant). Nous utilisons également une micro-méthode HACH; oxydation et hydrolyse des différentes formes du phosphore à chaud au persulfate, réaction au molybdate en milieu acide, puis dosage du complexe phosphomolybdate par spectrophotométrie après réaction à l'acide ascorbique.

### L'Azote Total (Nt)

L'azote est le second facteur mis en cause dans les phénomènes d'eutrophisation. Nous utilisons là aussi une micro-méthode HACH; oxydation et hydrolyse des différentes formes de l'azote au persulfate en milieu basique à chaud, puis dosage des nitrates par spectrophotométrie après réaction à l'acide chromotropique.

## La Silice (Si)

La teneur en silice intéresse particulièrement les océanologues qui l'utilisent pour déterminer la part d'eau continentale dans leurs échantillons (Torreton et al., 1997). La silice est dosée après filtration des échantillons par la méthode colorimétrique classique ; réaction au molybdate, à l'acide citrique puis à un amino-acide F.

## Le pH et la Conductivité

Ces deux paramètres sont mesurés à l'aide de sondes appropriées lorsque les échantillons arrivent au laboratoire. Le préleveur mis en place sur la Vaiami permet en outre une mesure in situ et continue de ces paramètres ainsi que de la température et de l'oxygène dissous. Cependant, la fragilité des sondes et la nécessité fréquente d'un ré-étalonnage rend impossible une mise en place permanente de ces capteurs (dans l'attente d'une crue). Par conséquent, seuls quelques événements ont pu être suivis avec efficacité.

D'une manière générale, l'ensemble des analyses (mise à part la silice) s'effectue sur l'échantillon brut (i.e. global, non filtré), c'est-à-dire sur une quantité prélevée après homogénéisation (i.e. remise en suspension) de l'échantillon. Ainsi, les résultats exprimés représentent à la fois la phase dissoute et la phase particulaire. Lors de la seconde campagne, nous avons cherché à déterminer sur certains échantillons la contribution relative de chacune des deux phases (particulaire et dissoute, cf. § 4.2.3).

Les quantités de matières en suspension sont déterminées systématiquement sur les échantillons récoltés. Si au regard de l'hydrogramme, l'événement est jugé intéressant ou caractéristique, une analyse détaillée (PaF, DCO, DBO, Pt, Nt, Si) des échantillons présélectionnés est effectuée. Sur l'Atiue, il a été jugé inutile de mesurer les paramètres organiques de pollution puisqu'il s'agit d'un bassin non stabilisé et sans activité anthropique autre que les travaux de terrassement.

## 4.1.3 Représentativité de l'échantillonnage automatique

La nécessité de fixer solidement le dispositif de prélèvement automatique sur l'une des rives de la rivière peut engendrer un certain biais lié à un échantillonnage en zone de plus faible courant par rapport au reste du flux. Par conséquent, il nous a paru nécessaire d'apprécier la représentativité de l'échantillonnage automatique par quelques échantillons récoltés manuellement (MeS manuel) à divers endroits de la section de jaugeage en simultané avec les prélèvements automatiques (MeS automatique).

De manière assez surprenante, il apparaît sur l'Atiue et la Vaiami, des concentrations en MeS supérieures d'environ 10% pour les prélèvements automatiques par rapport aux échantillons manuels (cf. figure 4.1). Les prélèvements manuels s'effectuent « au seau », donc en surface, alors que l'échantillonnage automatique a lieu plus en profondeur (notamment pour les débits importants) ce qui explique probablement ce résultat. Pour la Matatia, où la section de contrôle est nettement plus large (8 m), on observe la situation classique avec des concentrations en MeS environ 10 à 20% supérieures pour l'échantillonnage manuel par rapport aux prélèvements automatiques.



FIGURE 4.1 : Comparaison entre échantillonnage Manuel et Automatique des MeS sur l'Atiue.

Au regard des incertitudes générales liées à l'échantillonnage, aux analyses et à l'évaluation des débits, nous avons choisi de n'appliquer **aucun facteur correctif** à nos concentrations, la représentativité des prélèvements automatiques étant jugée satisfaisante.

## 4.1.4 Conclusion

Les préleveurs automatiques sont des appareils fragiles, conçus pour suivre de manière ponctuelle un effluent canalisé et non pour effectuer des mesures continues en milieu naturel sur plusieurs années. Deux des préleveurs ont ainsi subi des dysfonctionnements entraînant pour chacun plus d'un mois de lacunes. Nous avons choisi de reporter l'ensemble de ces déficiences sur la Vaiami, et de maintenir en priorité le contrôle sur l'Atiue et la Matatia. En conséquence, sur la Vaiami, les flux solides et dissous n'ont été suivis de manière efficace qu'à partir de la mi-février 97.

De notre expérience, on retiendra que les échantillonneurs automatiques, malgré leur asservissement au débit ne présentent pas la souplesse de paramétrisation nécessaire pour un échantillonnage efficace des crues sur petits bassins versants où les caractéristiques des événements à échantillonner sont extrêmement variables et imprévisibles. Aussi, dans le cas de crues complexes ou consécutives, il est rare de disposer d'une série d'échantillons représentative à la fois de la montée des eaux, des différentes pointes de crues et de la décrue. Ceci rend parfois aléatoire, voire impossible le tracé des solidogrammes et a fortiori des pollutogrammes. De plus, des déclenchements intempestifs des prélèvements, provoqués pour la Matatia par de fortes houles, ont perturbé l'échantillonnage de plusieurs événements.

Pour ces différentes raisons, auxquelles s'ajoute le déficit hydraulique particulièrement marqué de la seconde saisons 97-98 (alors que le protocole d'échantillonnage était parfaitement opérationnel), le nombre d'analyses effectuées (cf. tableau 4.1) se situe bien loin de nos objectifs puisque nous avions prévu entre 300 et 600 analyses détaillées.

	Nombre d'analyses				
	MeS	DCO	Complète		
Atiue	628	-	-		
Matatia	288	74	50		
Vaiami	161	90	66		
Total	1077	164	116		

Pour améliorer les performances de l'échantillonnage, il serait notamment souhaitable d'augmenter la capacité des préleveurs (de 24 à 48 flacons par exemple), de pouvoir distinguer dans le programme d'échantillonnage les phases de montée des eaux par rapport aux décrues, de déclencher des prélèvements sur différents seuils de niveau (H= 20 cm, 30 cm, 40 cm, 50 cm,...) afin d'assurer un échantillonnage minimal de l'hydrogramme.

Malgré tout, le millier de prélèvements effectués devrait permettre une caractérisation fiable des flux de matières associés aux événements de crues.

## 4.2 CARACTÉRISATION QUALITATIVE DES REJETS PLUVIAUX

La première étape de notre analyse vise essentiellement à caractériser d'une manière générale la variabilité spatiale et temporelle des concentrations ainsi que les relations entres les différents paramètres mesurés. On cherche ainsi à définir les principales caractéristiques qualitatives des rejets pluviaux.

# 4.2.1 Relations Débit-Concentrations

Une manière classique d'aborder les flux de matières liés aux écoulements pluviaux consiste à établir statistiquement des relations Débit-Concentration (Droux 1999, Servat 1987, Hémain 1980 et 1985, Huber 1985).

La figure 4.2 présente les concentrations de MeS en fonction du débit (liquide). On note une très forte dispersion si bien qu'aucune relation significative ne peut être définie. La relation algébrique (MeS= $\alpha Q^{\beta}$ ) habituellement utilisée n'explique guère plus de 6% de la variance.

Cette dispersion peut avoir plusieurs origines dont notamment :

- ▶ les **phénomènes d'hystéresis** des relations débit-concentration dus à une augmentation de la proportion d'eaux « souterraines » en phase de décrue (occasionnant une dilution des concentrations) et aux éventuels phénomènes de dépôts (plus importants en décrue lorsque la capacité de transport tend à diminuer). (cf. par exemple M-mes-1, figure 4.11 p257).
- les conditions initiales influençant la proportion (Cs) d'eau souterraine dans les écoulements de crue (cf. § 3.4.2) mais peut-être aussi directement la production des MeS (accumulation de matières (*Dust and Dirt*) par temps sec, phénomènes de première chasse (*first flush*), cf. § 4.4.1.1, exemple A-mes-1, figure 4.10 p.257)

On constate effectivement de bien meilleures relations (Mes=f(Q)) lorsqu'on analyse chaque événement de crue individuellement.








On remarque également sur la figure 4.2 que les concentrations en MeS sur l'Atiue (bassin en cours d'aménagement intensif) sont près de 10 fois supérieures à celles mesurées sur les deux autres bassins. On voit qu'elles dépassent fréquemment les 10 g/l alors que sur la Vaiami, elles sont en général inférieures à 4 g/l et inférieures à 1 g/l sur la Matatia. L'origine principalement anthropique (terrassements) des flux solides sur l'Atiue apparaît d'emblée indéniable.

Concernant les autres paramètres de pollutions, les relations avec les débits liquides apparaissent encore moins significatives que celles établies pour les MeS. Aussi, il nous paraît inutile de développer cette approche et nous préférons étudier les relations entre les MeS et les autres valeurs de concentrations.

A titre indicatif, les valeurs maximales observées sur les différents bassins sont présentées tableau 4.2.

-	55	
		_
		_

**TABLEAU 4.2**: Concentrations maximales observées sur les différents bassins.

				Conce	ntrations I	Maximales			
	MeS (g/l)	P.a.F (%)	DCO (mg/l)	DBO (mg/l)	Nt (mg/l)	Pt (mg/l)	Si (mg/l)	рН	Cond. (µS/cm)
Atiue	33.40	-	-	-	-	-	-	-	-
Matatia	4.02	33.9	1119.2	42.6	33.2	9.4	30.3	6.6 - 7.6	85
Vaiami	5.67	19.7	812.4	<u>31.7</u>	43.6	12.0	36.1	6.8 - 9.3	80

Pour fixer les idées, les stations d'épuration sont tenues de respecter les seuils suivants pour leurs rejets (directive européenne 1991): MeS 0,03g/l; DCO 125 mg/l et DBO 25mg/l. En France, les rivières sont considérées polluées et impropres à tout usage (classe 4) dès que les valeurs suivantes sont atteintes MeS 0.15 g/l, DCO 150 mg/l, DBO 25 mg/l, Nt 10 mg/l, Pt 1 mg/l (Wolff, 1994).

Il apparaît ainsi que l'on atteint ponctuellement des valeurs extrêmes, hors du commun pour les MeS et le Phosphore et dans une moindre mesure pour la DCO et l'Azote total. Les rejets pluviaux ont par conséquent **un potentiel certain de pollution**, mais pour appréhender le risque réel de dégradation, il est nécessaire de raisonner sur des chiffres moyens (événementiels, annuels) ou sur des fréquences et des durées moyennes de dépassement. Ceci fera l'objet des modélisations stochastiques et conceptuelles (cf. § 4.3 et 4.4)

# 4.2.2 Relation MeS-Concentrations

Les figures 4.3 et 4.4 présentent les relations entre les MeS et les différents paramètres analysés. On rappellera que ces analyses chimiques sont effectuées sur l'échantillon brut, c'est-à-dire sur la phase **particulaire et dissoute**.

D'une manière générale, il apparaît que les paramètres organiques de pollution DCO, Nt et Pt sont significativement liés aux MeS. Si la DBO peut être reliée aux flux solides sur la Matatia, ce n'est pas le cas sur la Vaiami où la corrélation négative paraît peu vraisemblable. Perte au feu, silice, de même que conductivité et pH apparaissent quant à eux décorrelés des MeS.



MATATIA

FIGURE 4.3 : Relations entre les MeS et les différents paramètres de pollution pour la Matatia.



VAIAMI

FIGURE 4.4 : Relations entre les MeS et les différents paramètres de pollution pour la Vaiami

### • <u>La D.C.O.</u>

Concernant la DCO, il semblerait qu'elle soit plus associée aux MeS sur la Matatia que sur la Vaiami. En effet, outre la meilleure corrélation, pour une teneur équivalente en MeS, la concentration en DCO serait près de deux fois supérieure sur la Matatia que sur la Vaiami. Cette constatation peut paraître surprenante, puisqu'elle semble indiquer une pollution organique plus importante pour un milieu naturel que sur un bassin urbanisé. On peut en effet supposer que les sols sous forêt sont plus riches en matières organiques que des sols dégradés de milieux urbanisés. Cependant, les concentrations en MeS étant dans l'ensemble nettement supérieures sur la Vaiami par rapport à la Matatia, les concentrations en DCO le sont également (fréquemment supérieures à 200 mg/l alors que sur la Matatia elles ne dépassent que rarement cette valeur).

### • <u>La D.B.O.</u>

La DBO reste en général faible et dépasse rarement les 20 mg/l (de l'ordre de **10 mg/l** en moyenne). Si pour la Matatia, elle peut être reliée à la DCO ou aux MeS, pour la Vaiami, aucune relation fiable ne peut être déterminée. Sur ce dernier bassin, la fiabilité des analyses peut être mise en cause. En effet, la mesure est réputée difficile, notamment pour les faibles teneurs en raison de l'importance des facteurs biologiques intervenant dans la méthode et impossible à maîtriser entièrement (une infime quantité de micropolluants peut considérablement altérer la mesure). Cependant, les faibles concentrations en DBO ne sont pas étonnantes car elles caractérisent bien l'origine pluviale des effluents. En effet, ce sont surtout les eaux usées (d'origine domestique) qui sont riches en DBO. Cela indique également **une faible biodégradabilité** des eaux de ruissellement.

### • La Perte au Feu (P.a.F)

On observe des valeurs de perte au feu relativement stables, centrées sur 20% pour la Matatia et 15% pour la Vaiami. Ceci pourrait confirmer les remarques précédentes, à savoir des teneurs en matières organiques plus importantes pour des sédiments d'origine naturelle par rapport à ceux engendrés par l'érosion d'un bassin partiellement déboisé depuis de nombreuses années. Cependant, la différence pourrait également provenir du protocole analytique. En effet, la précision de la mesure dépend de la quantité recueillie sur le filtre, d'où en général une meilleure précision pour les échantillons de la Vaiami souvent plus chargés que ceux de la Matatia.

### • L'Azote Total (Nt)

A l'inverse de ce qui a été constaté pour la DCO, à charge équivalente en MeS, la teneur en Azote total sur la Vaiami sera plus importante que celle de la Matatia. Ceci pourrait traduire une charge plus importante en Nitrate d'origine domestique sur le bassin urbanisé (cf. § 4.2.3). Néanmoins, les teneurs en Nt sont élevées sur les deux bassins avec des concentrations dépassant fréquemment les 10 mg/l.

### • Le Phosphore Total (Pt)

Les concentrations en phosphore total sont exceptionnellement importantes pour des eaux pluviales. Alors qu'elles sont généralement inférieures à 1 mg/l, même pour des effluents urbains (Novotny et Chester, 1981), on atteint ici des concentrations proches de 10 mg/l y compris en zone naturelle (ce qui correspond dans la littérature à des eaux usées non traitées). L'excellente relation avec les MeS ( $\mathbb{R}^2 \approx 90\%$ ) et les paramètres de régression quasi équivalents sur les deux bassins (2.25 mg de Pt pour 1g de MeS), semblent indiquer que le phosphore se trouve essentiellement lié au sédiment. En effet, Jamet (1987) met en évidence des teneurs en Pt très élevées (et quasi équivalentes de l'ordre de 2‰, et jusqu'à 9 ‰) dans les horizons de surface des sols. Ceci explique également un rapport N/P particulièrement faible de l'ordre de 3, généralement indicateur (ou prédicateur) des phénomènes d'eutrophisation, et notamment du développement des cyanobactéries. Cependant, il semblerait que ce phosphore soit difficilement mobilisable (Jamet 1987), ce qui maintiendrait l'équilibre N-P.

### • <u>Le pH</u>

Le pH des eaux pluviales apparaît relativement stable, les valeurs restent en général proches de la neutralité (6.6 à 7.6). Il semblerait toutefois qu'en période de crue, on ait une élévation du pH qui peut atteindre 9 pour la Vaiami. Ainsi, les eaux de ruissellement ont tendance à être plus basiques que la normale.

### • La Conductivité

Les eaux pluviales présentent un très faible degré de minéralisation. La **conductivité** est généralement comprise entre 30 et 60  $\mu$ S/cm et toujours inférieure à 100  $\mu$ S/cm. Comme le pH, elle aurait tendance à augmenter légèrement avec la crue. Ces faibles valeurs rendent difficile le suivi des variations, car on atteint les limites de sensibilité des appareils de mesure.

### • La Silice (Si)

Les concentrations en silice apparaissent relativement variables entre 2 et 30 mg/l sans qu'aucune relation significative avec les autres paramètres mesurés n'ait pu être mise en évidence (mise à part peut-être avec la conductivité,  $R^2 = 10\%$ ). Néanmoins, ces données sont à prendre avec précaution car l'analyse par voie colorimétrique est difficile sur des eaux aussi colorées. On peut malgré tout retenir une valeur moyenne de l'ordre de 8 à 10 mg/l.

### • L'Oxygène Dissous

Signalons simplement que les mesures d'oxygène dissous effectuées sur la Vaiami indiquent **une bonne oxygénation des eaux pluviales** (>6mg/l). En période de crue, celle-ci aurait plus tendance à augmenter que le contraire. Ceci peut se comprendre par des écoulements rapides et turbulents et la présence de cascades dans le réseau hydrographique.

### 4.2.3 Relation entre phase particulaire et phase dissoute

Afin de confirmer l'origine essentiellement particulaire des flux polluants, nous avons effectué sur quelques prélèvements de la seconde campagne de mesures des analyses parallèles sur la phase dissoute (après filtration sur filtre GF/C). Les résultats sont présentés figure 4.5 et 4.6.

Nous avons également tenté une spéciation de l'Azote et du Phosphore en cherchant à adapter nos protocoles analytiques. Si les résultats obtenus pour l'Azote Nitrique (N(NO3<sup>-</sup>)) paraissent corrects, nos tentatives pour évaluer le phosphore hydrolysable se sont malheureusement révélées infructueuses. Le matériel analytique dont nous disposions pour le Phosphore total (micro méthode Hach) n'était assurément pas adapté à la spéciation.



#### MATATIA

FIGURE 4.5 : Relations sur la Matatia entre phase dissoute et phase globale (particulaire + dissoute) pour l'Azote, le Phosphore et la DCO.



VAIAMI

FIGURE 4.6 : Relations sur la Vaiami entre phase dissoute et phase globale (particulaire + dissoute) pour l'Azote, le Phosphore et la DCO.

Conformément à nos attentes, il apparaît que la phase particulaire représente plus de 90% des apports en Azote total (Nt dissous/ Nt <0.1). De même, le phosphore dissout ne représente qu'une faible partie des apports (<10%) puisque les concentrations sont relativement stables de l'ordre de 0.1 à 0.5 mg/l. Enfin, la phase dissoute présente des concentrations en DCO relativement stables et plus importantes sur la Vaiami (20 à 50 mg/l) que sur la Matatia (15 à 30 mg/l). Ainsi, les sédiments de la Matatia semblent présenter des teneurs en DCO supérieures à ceux de la Vaiami mais la phase dissoute est apparemment plus concentrée sur la Vaiami. De même, l'azote nitrique (i.e. nitrate, caractéristique des eaux usées ou agricoles) représente 60% de l'azote total sur la Vaiami contre 40 % sur la Matatia. Tout ceci semble confirmer une augmentation des apports azotés et notamment des nitrates pour les milieux urbanisés par rapport aux zones naturelles. On corrobore également l'origine sédimentaire naturelle de l'essentiel des apports phosphorés.

# 4.2.4 Conclusion sur la qualité des eaux pluviales

Des analyses effectuées sur la qualité des eaux pluviales, différentes caractéristiques intéressantes peuvent être avancées :

- ▶ Les concentrations en MeS et en Phosphore total sont particulièrement importantes dans les écoulements de crues. Dans une moindre mesure, les concentrations en DCO et en Azote total apparaissent également considérables. Les valeurs maximales observées montrent que **par temps** de pluie, le potentiel de choc de pollution est bien réel.
- Les flux polluants paraissent essentiellement provenir de la phase particulaire (90% des apports) notamment pour le phosphore et l'azote.
- On observe des teneurs de 15 à 20% de matières organiques dans les sédiments.
- ▶ L'impact anthropique paraît marqué puisque les MeS mesurées en période de crue sont fréquemment supérieures à 10 g/l sur l'Atiue, supérieures à 2 g/l pour la Vaiami et généralement inférieures à 1 g/l sur la Matatia. D'un point de vue organique, l'urbanisation semble se traduire essentiellement par une augmentation des apports azotés (notamment en nitrate).
- ▶ Les concentrations en Azote total ne sont en moyenne que trois fois supérieures à celles en Phosphore total d'où un risque important d'eutrophisation si le phosphore est mobilisé.
- ▶ Les teneurs en DBO généralement faibles de l'ordre de 10 à 20 mg/l indiquent une faible biodégradabilité des effluents.
- Les eaux présentent plutôt une bonne oxygénation (>6mg/l) et une très faible minéralisation (conductivité de l'ordre de 50 µS/cm). En période de crue, elles ont tendance à devenir basiques, en particulier sur la Vaiami.

Les relations Debit-Concentrations apparaissent temporellement très variables si bien que l'estimation d'un bilan annuel ne peut être avancée par ce type d'approche. Par contre, les flux organiques (DCO, Nt, Pt) semblent suffisamment liés aux MeS pour pouvoir être évalués indirectement par ces dernières.

Ainsi, pour une estimation des charges annuelles et pour l'extrapolation aux conditions extrêmes, une modélisation événementielle et/ou pluie-débit-concentrations paraît nécessaire. En tenant compte des précipitations et en estimant la lame effectivement ruisselée, on peut espérer améliorer l'estimation des flux solides.

# 4.3 MODÉLISATION ÉVÉNEMENTIELLE DES FLUX SOLIDES

La présence de lacunes dans les séries chronologiques de concentration (événements peu ou mal échantillonnés) et la forte dispersion des relations générales débit-concentration ne permettent pas une estimation simple et directe des charges annuelles.

Nous cherchons alors à établir une modélisation événementielle des charges exportées, c'est-à-dire une relation empirique entre les caractéristiques événementielles des épisodes de crues et les quantités totales de MeS déversées. Il s'agit d'une approche essentiellement stochastique comparable à celle utilisée lors de l'approche préliminaire de la relation pluie-débit (cf. § 3.3)

# 4.3.1 Description de la méthode

La première étape est de sélectionner un nombre d'événements indépendants suffisamment bien échantillonnés. Deux événements sont considérés indépendants lorsqu'ils sont séparés par une période sans ruissellement d'au moins 2h et/ou par un flux dont la concentration reste inférieure à 0.05 g/l durant cette même période.

Les séries de concentration sont ensuite extrapolées au début et à la fin de l'événement, ainsi qu'aux pointes de crue, au moyen de relations algébriques simples définies à partir des données propres à l'épisode. Les relations débit-concentration sont en général suffisamment robustes au sein d'un même événement pour autoriser ces extrapolations.

Nous disposons ainsi d'un certain nombre d'événements « complets » pour lesquels nous pouvons estimer directement la charge totale (Ct) émise par l'épisode :

$$Ct = \int_{t=ti}^{t=tf} c(t).Q(t).dt$$
(4.1)

Ct = charge événementielle totale (t) c(t) = concentration instantanée (t/m3) Q(t) = débit instantané (m3/s) ti, tf = date de début et de fin de l'événement.

Nous déterminons ensuite sur ces événements de calage, comme pour l'analyse stochastique de la relation pluie-débit, toute une série de variables descriptives de l'épisode et de la période préévénementielle (cf. § 3.3.2.1, pour la définition des variables). Les principales variables et caractéristiques des événements de calage (charge, concentration moyenne,...) ainsi déterminées sont présentées tableau 4.3.

L'analyse de la matrice des corrélations et la procédure dite de régression ascendante (*stepwise regression*) permettent ensuite de déterminer parmi ces variables celles qui sont les plus explicatives de la charge en MeS produite par un événement donné.

L'étude porte exclusivement sur la charge en MeS, les charges organiques (DCO, DBO, Nt, Pt) correspondantes sont déterminées simplement au moyen des relations MeS-concentrations établies précédemment (cf. 4.2.1). Pour la Vaiami, la charge en DBO est évaluée très approximativement à environ 5% de la DCO.

<b>TABLEAU 4.3</b> :	Récapitulatif des	principales variables	événementielles utilisé	es pour le calage.

							ATI	JE								
		Charge			Conc	MeS				Caract	éristiques	événeme	ntielles			_
date	MeS (t)	DBO	Nt (t)	Pt (1)	Cmax	Cmoy (9/1)	Qmax (Vs)	Durée (mn)	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)
3/9/96 0:00	9.9				24.50	1.85	332	1505	63	491	70	10	600	221	2.4	4
2/10/96 0:00	9.9				33.30	2.05	222	1445	56	390	65	0	308	170	6.9	1
30/10/96 16:00	43.5				20.10	2.08	833	1925	246	892	125	10	640	394	1.5	160
4/12/96 12:00	2.8				2.78	0.76	259	845	43	145	15	0	146	86	1.8	98
6/12/96 15:00	18.2				4.87	1.07	423	2225	200	1007	135	10	612	257	0.5	133
23/12/96 10:00	2.1				2.57	0.70	186	1445	35	457	65	5	536	285	5.7	0
27/12/96 12:00	5.0				3.69	0.76	308	1625	77	405	40	0	488	245	0.0	218
30/12/96 10:00	5.6				18.10	2.04	191	1445	32	29	5	0	116	29	2.5	26
1/1/97 16:00	18.5				8.12	1.14	381	2105	190	758	130	0	360	206	2.0	0
3/1/97 4:00	36.0				4.23	1.09	1000	1925	387	922	155	10	632	379	0.4	752
12/1/97 11:00	3.7				3.13	0.30	207	2465	143	351	25	0	140	68	6.9	0
5/2/97 9:00	28.4				10.80	2.73	1300	1445	122	333	70	0	332	236	0.7	41
7/2/97 13:00	4.5				6.17	1.34	304	665	40	210	35	0	300	179	0.1	307
21/2/97 7:00	9.1				5.79	1.11	734	1985	96	266	25	0	408	172	0.6	275
7/3/97 11:00	0.1				0.27	0.12	89.1	785	13	227	40	0	324	171	1.0	127
11/3/97 18:00	7.9				3.71	1.02	453	1805	91	533	80	0	336	220	2.1	167
24/3/97 0:00	9.8				4.48	1.47	346	1385	78	616	80	5	456	171	2.4	14
25/3/97 0:00	46.8				10.20	0.80	1040	4325	691	1381	205	5	532	325	0.0	636
28/3/97 1:00	13.4				2.81	0.22	818	7385	701	1049	120	0	488	164	1.3	663
2/4/97 5:00	9.9				2.50	0.50	545	2345	233	371	60	0	272	192	0.6	238
12/4/97 17:00	2.4				3.07	0.44	451	1445	64	218	20	0	216	115	2.0	4
2/5/97 1:30	8.8				4.49	1.20	553	1115	87	439	85	0	404	256	1.1	178
3/5/97 1:30	245.3				18.90	4.18	4040	2555	690	1093	145	20	840	359	0.1	484
14/12/97 0:00	7.9				6.89	0.99	228	2165	93	643	60	10	624	406	0.0	84
24/12/97 18:00	2.0				1.83	0.36	141	1805	65	405	95	0	208	180	0.2	189
10/1/98 10:00	2.0				5.57	1.47	150	1445	16	436	75	0	408	281	0.9	13
2/3/98 6:00	15.6				7 47	0 79	625	3965	231	060	115	15	724	203	0.2	300

### MATATIA

			Charge			Conc	MeS				Caract	éristiques	événeme	ntielles			
date	MeS (t)	DCO	DBO (t)	Nt (t)	Pt (t)	Cmax	Cmoy (g/l)	Qmax (Vs)	Durée (mn)	He (1/10mm)	Hp _(1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)
7/12/96 11:00	1.4	0.256	0.010	0.010	0.003	0.54	0.19	1420	785	8	246	35	5	460	230	0.1	560
2/1/97 0:00	54.7	10.345	0.387	0.395	0.134	1.21	0.21	7520	3365	307	1542	280	10	624	354	2.4	5
12/1/97 10:00	5.9	1.121	0.042	0.043	0.015	0.38	0.06	2000	3485	119	600	60	0	312	136	6.7	0
7/2/97 10:00	6.5	1.238	0.046	0.047	0.016	0.74	0.18	3390	1565	42	388	25	0	340	250	1.7	197
21/2/97 17:00	7.5	1.414	0.053	0.054	0.018	1.02	0.17	2660	1865	51	283	25	0	484	202	0.4	251
12/3/97 4:00	20.1	3.796	0.142	0.145	0.049	0.80	0.17	5440	1925	138	360	65	0	416	242	0.0	455
25/3/97 6:00	107.0	20.220	0.757	0.772	0.262	4.00	0.26	9710	2945	485	1269	240	25	384	247	0.2	626
27/3/97 19:00	30.0	5.675	0.212	0.217	0.073	0.28	0.10	3120	3605	365	866	110	0	320	142	1.1	854
31/3/97 23:00	4.5	0.858	0.032	0.033	0.011	0.54	0.15	2700	425	35	194	15	0	244	135	1.9	162
2/4/97 21:30	9.0	1.701	0.064	0.065	0.022	0.41	0.11	2120	935	97	345	60	0	320	201	0.6	310
30/4/97 13:00	0.7	0.129	0.005	0.005	0.002	0.69	0.37	1570	185	2	76	10	0	284	73	0.1	108
2/3/98 0:00	68.7	12.978	0.486	0.496	0.168	2.23	0.56	5230	3605	143	969	105	20	548	255	0.0	407
19/4/98 22:00	14.1	2.666	0.100	0.102	0.034	0,90	0.23	4080	1565	70	352	75	0	236	196	0.4	136

#### VAIAMI

_			Charge			Conc	MeS				Caracte	ristiques	événeme	ntielles			
date	MeS (t)	DCO (t)	DBO	Nt (1)	Pt (1)	Cmax (o/l)	Cmoy	Qmax (Vs)	Durée (mn)	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	lmax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)
20/2/97 13:00	0.6	0.061	0.003	0.005	0.001	1.00	0.31	235	310	7	206	10	0	172	75	0.5	238
21/2/97 18:00	42.0	4.548	0.239	0.354	0.109	5.69	3.01	3170	280	54	583	90	15	676	347	1.0	321
23/3/97 17:00	0.6	0.063	0.003	0.005	0.002	2.76	1.40	361	185	2	40	5	0	104	40	1.2	89
24/3/97 9:00	0.9	0.102	0.005	0.008	0.002	1.17	0.66	937	140	6	130	20	0	384	130	0.2	197
25/3/97 6:00	3.4	0.373	0.020	0.029	0.009	2.37	1.15	693	215	11	174	20	10	436	166	0.3	604
25/3/97 10:00	24.3	2.629	0.138	0.205	0.063	6.13	2.87	2540	305	33	247	40	10	452	246	0.1	777
26/3/97 3:00	9.7	1.049	0.055	0.082	0.025	1.61	0.58	1280	665	64	430	80	0	392	156	0.0	1057
26/3/97 14:30	3.1	0.335	0.018	0.026	0.008	0.98	0.35	1030	455	34	174	10	5	360	113	0.1	1140
28/3/97 20:00	0.4	0.047	0.002	0.004	0.001	0.70	0.22	731	245	7	58	15	0	168	58	0.1	262
29/3/97 4:00	5.7	0.622	0.033	0.048	0.015	1.07	0.43	805	665	52	340	50	0	236	92	0.1	347
30/3/97 0:00	9.4	1.017	0.053	0.079	0.024	2.14	1.10	2250	305	33	179	25	0	424	173	0.1	712
31/3/97 23:00	5.7	0.617	0.032	0.048	0.015	0.93	0.48	1120	605	45	327	45	0	264	153	1.9	191
2/4/97 21:00	18.1	1.958	0.103	0.152	0.047	2.75	1.14	2990	725	61	347	40	0	432	216	0.6	456
8/4/97 10:00	0.5	0.056	0.003	0.004	0.001	0.60	0.31	703	305	6	91	15	0	244	92	5.3	0
30/4/97 21:00	0.5	0.056	0.003	0.004	0.001	1.09	0.59	663	245	3	69	10	0	256	69	0.3	150
2/5/97 2:00	17.9	1.937	0.102	0.151	0.046	2.67	1.97	2730	365	35	526	70	20	644	464	0.1	222
3/5/97 2:00	32.1	3.477	0.183	0.271	0.083	4.68	2.06	2880	665	60	660	85	20	860	324	0.0	559
17/5/97 8:00	0.7	0.075	0.004	0.006	0.002	0.77	0.56	818	245	5	129	10	0	340	129	9.7	1
13/10/97 19:00	1.7	0.183	0.010	0.014	0.004	2.42	0.89	870	305	7	271	35	0	336	210	4.4	31
5/12/97 5:00	0.5	0.051	0.003	0.004	0.001	0.76	0.36	645	215	5	189	35	0	240	129	0.4	124
13/12/97 21:00	14.6	1.584	0.083	0.123	0.038	2.00	1.05	2750	905	54	978	95	20	1020	525	3.0	0
5/2/98 4:00	4.7	0.506	0.027	0.039	0.012	1.11	0.89	2160	485	20	481	75	5	504	363	0.1	36
2/3/98_6:00	17.2	1.867	0.098	0.145	0.045	4.04	1.10	2270	1685	60	680	55	15	912	332	0,2	455

# 4.3.2 Sélection des modèles et résultats

L'analyse fait clairement ressortir **3 principales variables explicatives** de la charge totale en MeS (Ct en tonnes) produite par un événement :

• Qmax : le débit maximum (l/s),

• **Tps12** : la durée des précipitations dépassant l'intensité de 12 mm/h (Temps Pluie Seuil 12 mm/h, en mn),

• **Tps60** : la durée des précipitations dépassant l'intensité de 60mm/h (Temps Pluie Seuil 60 mm/h, en mn).

Par conséquent, la charge totale relative à un événement semble surtout dépendre du débit maximum ainsi que de la durée des périodes de précipitations intenses et très intenses. Conceptuellement, les variables Tps12 et Tps60 pourraient caractériser le pouvoir érosif des précipitations, c'est-à-dire la production des MeS classiquement reliée aux intensités pluviographiques, alors que Qmax pourrait être un indicateur de la capacité de transport des sédiments disponibles. On comprend alors pourquoi sur l'Atiue et la Vaiami, Qmax est la première variable explicative (facteur limitant = capacité transport) alors qu'à l'inverse pour la Matatia, Tps60 est le principal indicateur (facteur limitant = production des MeS).

Les modèles de régression multiple finalement sélectionnés sont présentés figure 4.7. Il apparaît que ces relations permettent d'expliquer entre **79 et 94% de la variance**. Cependant, ces valeurs de variance n'ont que peu de signification car les régressions sont fortement conditionnées par les quelques événements majeurs enregistrés sur chacun des bassins. Les erreurs type d'estimation rendent mieux compte des incertitudes résiduelles et l'on s'aperçoit qu'elles sont supérieures à plus de la moitié des charges événementielles observées (cf. tableau 4.3). Néanmoins, pour les événements majeurs et à l'échelle de l'année, ces modèles permettent une estimation correcte des flux de matières.

Concernant l'Atiue, la variable Tps12 n'a pas été introduite dans le modèle car celle-ci n'apporte pas d'information significative et présente un coefficient négatif ce qui nous paraît peu cohérent. C'est également sur ce bassin que l'erreur d'estimation est la plus importante. L'influence prépondérante de perturbation anthropique fortement hétérogène dans le temps (les terrassements) explique probablement cette forte indétermination. Nous avons bien tenté de tenir compte des activités de chantier sur le bassin les jours précédents un événement en demandant à l'entrepreneur de quantifier approximativement les volumes de terre déplacés, jour par jour. Les variables issues de ces données n'ont pas été sélectionnées par la méthode, peut-être en raison de leur mauvaise qualité ou d'un nombre d'observations trop limité.

Pour la Matatia, conformément aux conclusions sur le fonctionnement hydrologique des bassins, les données pluviographiques du poste M3 sont les plus représentatives des phénomènes d'érosion.

		ATIUE		
		Var. Dep. Ct		
Var. Ind.	Coef.	Err-Type	valeur-t	niv. sign. p
OrdOrig.	-15.63105	2.86754	-5.45104	0.0000
QMAX	0.05521	0.00370	14.91439	0.0000
TPS60_Th	0.98512	0.49445	1.99236	0.0578
	R²	R <sup>2</sup> Ajusté	Err-Typ	e de l'Estim.
	<u>0.944</u> 50	0.93987		11.407





	1	<u>MATATIA</u>			
		Var. Dep. Ct			
Var. Ind.	Coef.	Err-Type	valeur-t	niv. sign. p	
OrdOrig.	-6.66117	4.94494	-1.34707	0.2109	
QMAX	0.00444	0.00203	2.18824	0.0564	
TPS12_M3	0.05513	0.05281	1.04405	0.3237	
TPS60_M3	2.15994	0.40801	5.29379	0.0005	
	R²	R <sup>2</sup> Ajusté	Ел-Түр	e de l'Estim.	
	0.95761	0.94347		7.678	_





FIGURE 4.7 : Modèles de régression multiple pour l'évaluation des charges événementielles en MeS sur les 3 bassins et représentations graphiques des résidus (Ct estimée / Ct observée).

Enfin, on peut remarquer que les conditions pré-événementielles ne semblent pas intervenir dans la détermination des charges exportées. La variable DTS (Durée de Temps Sec) présente même une corrélation négative ce qui est contraire au concept classique d'accumulation par temps sec. En fait, il est probable que la variable **Qmax** représente bien plus que la capacité de transport et soit en fait **un indicateur synthétique de l'intensité des processus de ruissellement**. Or, nous avons pu montrer que pour les événements mineurs, ces derniers pouvaient être influencés par les conditions initiales. Signalons également que cette apparente indépendance de la charge événementielle aux conditions initiales a également été constatée pour d'autres études comparables en milieu urbain (Hémain 1980, Servat 1987).

# 4.3.3 Evaluation des charges annuelles

Nous proposons une évaluation des charges annuelles issues des différents bassins par une application systématique des modèles précédemment établis (cf. figure 4.7) sur chacune des crues observées lors de la campagne de mesure 96-97.

Les résultats sont présentés tableau 4.4. Dans certains cas, l'application des modèles conduit à des charges négatives. Ces événements mineurs ont été retirés de l'échantillon et considérés nuls. Par sommation des charges événementielles, on aboutit à une évaluation des charges annuelles.

Il ressort de ces estimations que la quasi-totalité de la charge annuelle est rejetée sur une période de 30 à 40 jours. Plus en détail, on s'aperçoit que 30 à 50% de la charge annuelle se concentrent sur un nombre limité d'événements, soit une période de 1 à 12j. Ainsi, les événements majeurs ont un rôle déterminant sur les quantités globales rejetées à l'échelle de l'année.

Les charges solides présentées dans cette étude concernent uniquement les matières en suspension et ne tiennent pas compte des sédiments transportés par charriage de fond. Sur l'Atiue, la présence d'un petit décanteur à l'amont de la station de prélèvement nous permet d'estimer très approximativement les quantités de matières exportées par charriage. Sur la période du 3/9/96 au 6/1/97, 48 tonnes ont été extraites du décanteur contre 150 tonnes estimées pour les MeS, soit 32%. L'analyse granulométrique montre qu'il s'agit essentiellement de particules ayant un diamètre supérieur à 0,25 mm. Ce rapport de 30% est en accord avec ce que l'on peut trouver dans la littérature (Novotny et Chesters, 1981). Aussi, aux charges en MeS évaluées, il faut rajouter environ 30% pour obtenir une évaluation de la masse globale de matière exportée.

Les bilans annuels (96-97) exprimés en charges spécifiques sont présentés figure 4.8. Sur cette figure apparaît très nettement l'impact de l'anthropisation. La Matatia considérée comme un bassin naturel exporte 60 t/km<sup>2</sup>/an, ce qui est déjà considérable. La Vaiami, milieu urbanisé relativement stabilisé, produit 140 t/km<sup>2</sup>/an, soit plus de deux fois plus. Les travaux de terrassement estimés à une moyenne de 250 m3 de terre déplacée / jour, engendrent une production de 710 t/km<sup>2</sup>/an sur l'Atiue, soit 12 fois plus que le milieu naturel et 5 fois plus que le bassin urbanisé.

Une étude similaire à Halifax au Canada, donne 2,5 t/km<sup>2</sup>/an pour un bassin naturel, 44 t/km<sup>2</sup>/an pour une zone urbaine, et 210 t/km<sup>2</sup>/an pour un chantier de terrassement (Waller et William, 1985). L'impact relatif est plus important, mais les charges sont bien en dessous de celles mesurées à Tahiti. Par contre, en Guyane Française (programme ECEREX) pour une pluviométrie comparable à celle de Tahiti, Fritsch et Sarrailh (1986) évaluent l'érosion sous forêt naturelle entre 5 à 7 t/km<sup>2</sup>/an, atteignant 300 à 1700 t/km<sup>2</sup>/an après défrichement mécanisé. **TABLEAU 4.4 :** Evaluation des charges événementielles pour l'année hydrologique 96-97 par application des modèles sur les 3 bassins.

						A1	IUE	_					_		
			Charge		_				Caracte	éristiques	événeme	entielles			
date	MeS est.	DCO	DBO (t)	Nt (t)	Pt (t)	Qmax (Vs)	Durée	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)
03/09/96	12.6					332	1.5	85	505	70	10	600	221	2.4	4
30/10/96	69.3					1360	3.0	446	1307	185	10	640	394	0.9	266
06/12/96	17.6					423	1.5	186	1018	135	10	612	257	0.4	160
27/12/96	1.4					308	1.5	92	405	40	0	488	245	0.0	218
02/01/97	49.4					1000	2.0	493	1667	280	10	632	379	0.3	13
04/02/97	56.1					1300	1.5	109	355	70	0	332	236	0.0	29
07/02/97	1.2					304	1.5	94	210	35	0	300	179	0.0	348
21/02/97	24.9					734	1.5	97	266	25	0	408	172	0.3	275
11/03/97	9.4					453	1.5	64	558	80	0	336	220	1.3	331
23/03/97	51.6					1040	4.5	721	2014	285	10	532	325	1.4	54
29/03/97	29.5					818	1.5	305	546	75	0	488	164	0.1	279
02/04/97	14.5					545	1.5	224	354	60	0	272	192	0.9	249
11/04/97	9.3					451	1.5	94	131	15	0	216	115	0.8	20
01/05/97	227.1					4040	3.0	665	1579	230	20	840	359	0.1	177
07/05/97	1.8					315	1.5	174	409	70	0	364	160	0.7	24
29/05/97	30.6					659	1.5	190	595	90	10	440	220	4.0	0
TOTAL	606.2						30.6	4038	11919	1745	80				

### MATATIA

		í		Charge						Caracte	énstiques	événeme	ntielles			
_	date	MeS est.	DCO (t)	DBO (t)	Nt (t)	Pt (t)	Qmax (Vs)	Durée	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS Ø	Hp_2j (1/10mm)
	30/10/96	61.9	11.692	0.438	0.447	0.151	3470	3.0	146	1254	180	20	556	342	0.9	308
	06/12/96	28.7	5.421	0.203	0.207	0.070	1420	1.5	19	798	135	10	460	230	0.4	196
	02/01/97	63.8	12.050	0.451	0.460	0.156	7520	5.0	438	1711	280	10	624	354	2.4	5
	11/01/97	5.5	1.044	0.039	0.040	0.014	2000	3.0	117	598	60	0	312	136	5.8	0
	29/01/97	1.1	0.200	0.007	0.008	0.003	1180	1.5	11	282	45	0	208	131	10.9	7
	07/02/97	9.2	1.741	0.065	0.067	0.023	3390	1.5	44	373	15	0	340	250	1.7	212
	19/02/97	8.7	1.650	0.062	0.063	0.021	2660	3.0	72	660	65	0	484	202	0.8	121
	09/03/97	27.7	5.233	0.196	0.200	0.068	5440	4.5	208	1077	185	0	416	242	0.8	323
	23/03/97	139.3	26.333	0.986	1.006	0.341	9710	7.5	1009	2782	495	35	420	247	1.4	34
	01/04/97	10.6	1.996	0.075	0.076	0.026	2700	3.0	310	659	95	0	320	201	1.9	164
	13/04/97	13.1	2.469	0.092	0.094	0.032	1390	1.5	27	106	50	5	124	86	0.2	87
	29/04/97	109.3	20.657	0.773	0.789	0.267	8730	4.5	242	1681	225	30	808	305	3.0	0
	07/05/97	3.4	0.650	0.024	0.025	0.008	1220	1.5	72	325	85	0	252	148	0.7	32
_	29/05/97	28.6	5.402	0.202	0.206	0.070	2080	1.5	60	552	80	10	480	192	4.0	0
	TOTAL	510.8	96.5	3.6	3.7	1.2		42.5	2775	12858	1995	120				

### VAIAMI

			Charge		1				Caracté	bristiques	événeme	ntielles			
date	MeS est.	DCO (t)	DBO (t)	Nt (t)	Pt (t)	Qmax (I/s)	Durée (mn)	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)
01/10/96	3.8	0.411	0.022	0.032	0.010	614	1.0	8	516	65	0	396	205	6.8	0
04/10/96	2.6	0.283	0.015	0.022	0.007	649	1.5	4	286	35	5	512	178	0.0	192
27/10/96	43.2	4.675	0.246	0.364	0.112	1575	6.0	213	2985	435	25	708	364	1.1	414
06/12/96	12.9	1.400	0.074	0.109	0.034	1186	1.5	26	838	105	10	720	254	0.4	227
02/01/97	31.2	3.375	0.178	0.263	0.081	3197	2.0	85	1059	135	10	464	299	2.4	6
11/01/97	0.6	0.060	0.003	0.005	0.001	726	0.8	42	206	10	0	120	73	4.8	0
19/02/97	32.5	3.519	0.185	0.274	0.084	2898	2.6	53	1110	145	15	676	352	0.9	35
03/03/97	1.9	0.204	0.011	0.016	0.005	793	0.9	5	127	10	5	476	128	<b>4</b> .3	0
08/03/97	20.8	2.255	0.119	0.176	0.054	1702	3.0	60	1184	145	15	752	281	0.4	72
11/03/97	94.4	10.230	0.538	0.797	0.245	10815	1.1	151	1038	140	25	692	516	0.4	581
23/03/97	48.9	5.303	0.279	0.413	0.127	2612	6.4	450	3313	410	25	456	246	0.5	146
01/04/97	25.7	2.782	0.146	0.217	0.067	2768	3.0	194	896	105	0	432	222	1.9	221
07/04/97	1.5	0.163	0.009	0.013	0.004	678	3.0	41	300	25	0	248	96	3.8	0
29/04/97	40.9	4.429	0.233	0.345	0.106	3210	3.6	126	1690	235	40	856	470	8.8	0
07/05/97	1.3	0.139	0.007	0.011	0.003	749	1.5	12	165	25	0	252	124	0.2	
16/05/97	1.7	0.180	0.009	0.014	0.004	818	1.7	9	205	15	0	340	129	8.4	0
29/05/97	6.5	0.701	0.037	0.055	0.017	605	1.5	14	465	70	15	412	143	10.1	0
TOTAL	370.2	40.1	2.1	3.1	1.0		41.2	1491	16383	2110	190				

	Charges	Annuelles S	pécifiques 9	6-97 (en ton	nes/km²)
	MeS	DCO	DBO	Nt	Pt
Atiue	713	-	-	-	-
Matatia	<del>59</del>	11.2	0.4	0.4	0.1
<u>Vaiami</u>	142	15.4	0.8	1.2	0.4

CHARGES ANNUELLES SPÉCIFIQUES 96-97



FIGURE 4.8 : Bilan des charges annuelles spécifiques pour l'année hydrologique 96-97 pour les 3 bassins.

Toujours pour fixer les idées, le tableau 4.5 donne les ordres de grandeur des charges communément mesurées pour les eaux de ruissellement sur différents types d'occupation des sols.

**TABLEAU 4.5:** Ordres de grandeur des charges communément mesurées pour les eaux de ruissellement sur différents types d'occupations des sols (d'après Bachoc et al. 1994).

	Charge en tonnes / année / km <sup>2</sup>					
Occupation des sols	MeS	Nt	Pt			
Naturel, forestier	0.1 - 82	0.05 - 0.63	0.002 - 0.067			
Résidentiel	60 - 230	0.5 - 0.7	0.04 -0.1			
Agricole	0.3 - 560	0.06 - 4.2	0.01 - 0.91			

Concernant la Matatia, on remarque que pour un milieu essentiellement naturel et forestier, on se situe plutôt aux limites supérieures des charges mesurées par ailleurs. Cependant, les MeS, si elles paraissent importantes, sont plutôt modérées au regard des pentes et de la pluviométrie du bassin. Cela révèle **une bonne stabilité des sols face à l'érosion** déjà décrite par Jamet (1987). Les charges en Azote total sont élevées mais restent dans la gamme des valeurs communes. Par contre, pour le Phosphore, conformément aux observations précédentes (cf. § 4.2.2), on est bien au-dessus de ce que l'on mesure habituellement en zone naturelle.

Si l'on compare les charges issues de la Matatia à celles de la Vaiami, on peut évaluer l'impact de l'urbanisation. La charge en DCO augmente de près de 40%, celle en Azote triple et celle en Phosphore quadruple. Si pour les Mes et la DCO, les charges restent dans les normes d'un milieu résidentiel (DCO :  $2 - 70 \text{ t/km}^2/\text{an}$ , DBO :  $3,5 - 17 \text{ t/km}^2/\text{an}$ , d'après Ellis, 1985), pour l'Azote et le Phosphore, on se situe plutôt dans la gamme des milieux agricoles, avec toujours un rapport N/P=3. Ceci s'explique certainement par la présence fréquente autour des résidences de cultures vivrières (fruitières) et par une érosion accentuée sur des sols naturellement riches en phosphore. Enfin, il est probable que les fosses septiques constituant l'essentiel de l'assainissement des eaux usées, subissent des débordements ou des exfiltrations en cas de précipitations intenses et de saturation des sols. Cela semble confirmé par l'enrichissement constaté en azote nitrique et en DCO dans la phase dissoute (cf. § 4.2.3).

L'incertitude sur les chiffres présentés est difficile à appréhender et il faut s'intéresser davantage aux ordres de grandeur qu'aux chiffres eux-mêmes. D'autant plus que ces bilans peuvent être variables d'une année sur l'autre notamment en fonction des conditions d'hydraulicité et de l'existence ou non d'un événement exceptionnel. En effet, la même expérience effectuée sur les données de l'année déficitaire 97-98 conduit à des flux annuels de 2 à 15 fois inférieurs (cf. tableau 4.6). Cependant, la bonne correspondance sur la Matatia entre l'année 95-96 et 96-97 semble indiquer que cette dernière peut effectivement être considérée représentative des situations moyennes.

	Charges Annuelles en MeS (tonnes)				
	95-96	<u>96-97</u>	<u>97-98</u>		
Atiue	-	606	40		
Matatia	514	511	280		
Vaiami		370	89		

# 4.3.4 Conclusion

La modélisation stochastique événementielle a permis de caractériser la variabilité spatiale et temporelle des flux solides liés aux écoulements de crue.

Les quantités de matières exportées apparaissent principalement liées au débit maximum et à la durée des précipitations intenses et très intenses. Aussi, l'essentiel des apports se concentre sur de courtes périodes entre 30 et 40 j/an et un seul événement peut fréquemment représenter plus de 30% du cumul annuel.

L'étude révèle des charges annuelles considérables notamment pour les MeS (60 t/km<sup>2</sup>/an) et le phosphore total (0.1 t/km<sup>2</sup>/an). L'influence des activités anthropiques semble indéniable puisqu'on observe, par rapport au milieu « naturel », une augmentation des exportations d'un facteur 2 pour le bassin urbanisé et d'un facteur 12 pour celui en cours d'aménagement.

# Ainsi, le risque de pollution par effet de choc et d'accumulation paraît non négligeable et considérablement accru par l'urbanisation des versants naturels.

Si l'approche stochastique a permis de quantifier de manière relativement précise les apports pluviaux sur les bassins étudiés, cette méthode a révélé différentes incohérences (charge négative, corrélation négative pour des facteurs synergiques...) et reste très limitée dans le domaine de l'extrapolation et de la compréhension des processus.

L'étape suivante vise à améliorer les possibilités d'extrapolation et de prédétermination des flux par une modélisation pluie-débit-concentration. Il s'agira notamment de voir dans quelles mesures nos hypothèses sur la genèse du ruissellement peuvent améliorer la modélisation des flux solides

# 4.4 MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT-CONCENTRATION

La modélisation stochastique a montré ses limites. L'objet de ce chapitre est d'exploiter les résultats précédents concernant la genèse des écoulements de crue (cf. partie III) pour tenter d'établir une modélisation pluie-débit-concentration capable de fournir une estimation robuste des flux liés aux événements extrêmes et éventuellement les indicateurs nécessaires à la transposition des résultats.

Nous commencerons par rappeler les différents processus impliqués dans les mécanismes de l'érosion et du transport solide ainsi que leurs expressions analytiques, avant de développer une modélisation globale puis distribuée respectivement fondée sur les modèles MG-2 et MS-3 présentés en troisième partie (§ 3.4.3 et 3.5.6).

# 4.4.1 Les principaux processus de l'érosion

### et leurs expressions analytiques

Les mécanismes de l'érosion et du transport solide sont étroitement liés à ceux toujours mal compris de la genèse des écoulements. Dans ces conditions, les bases théoriques d'une modélisation réellement physique à l'échelle du versant ne sont pas prêtes d'être établies et l'approche demeure essentiellement conceptuelle et empirique.

On peut distinguer 4 mécanismes principaux pouvant intervenir sur la genèse et la propagation des flux solides :

- l'accumulation par temps sec et les matières disponibles,
- l'érosion par la pluie,
- l'érosion par le ruissellement,
- le transport et le dépôt des matières solides.

### 4.4.1.1 L'accumulation par temps sec et les matières disponibles

Par temps sec, les matières polluantes (*Dust and Dirt*, « poussières et salissures ») vont pouvoir s'accumuler sur le bassin versant et dans le réseau de drainage. Cette accumulation peut avoir plusieurs origines dont notamment les apports atmosphériques (précipitations sèches et humides), anthropiques (rejets divers, domestiques, industriels ou agricoles, circulation automobile, industries, terrassements...) et naturels (végétaux, animaux dont notamment les excréments d'oiseaux sur les toitures). On conçoit qu'en milieu urbanisé (surtout en l'absence de nettoyage des chaussées), ce phénomène peut être particulièrement important et expliquer une part considérable des flux polluants. Outre ces apports divers, les dépôts antérieurs (provenant des crues précédentes) constituent également des matières directement lessivables. L'ensemble de ces quantités facilement mobilisables explique les phénomènes de **première chasse** (*first flush*, i.e. pic de concentration en début d'épisode malgré des débits modérés) parfois observés sur les pollutogrammes.

La plupart des modèles de ruissellement et flux polluant urbains (SWMM Hubert et Dickinson 1988, FLUPOL Bujon 1988, HYPOCRAS Bertrand-Krajewski 1993) possède un algorithme d'accumulation

par temps sec. Les formulations sont strictement empiriques et généralement linéaires ou asymptotiques :

 $Ma (t) = \alpha t^{\beta}$   $Ma (t) = \alpha (1-e^{-\beta t})$   $Ma (t) = \alpha t / (\beta+t)$  Md (t) = Ma(t) + Mr(4.2)

Ma (t) = Masse déposée à l'instant t Md (t) = Masse disponible à l'instant t Mr = Masse résiduelle (à l'issue de l'événement précédent).  $\alpha$ ,  $\beta$  paramètres, t ; temps ou durée de temps de sec

Parfois, on modélise également une disparition de temps de sec (dégradation, lavage...) :

$$\frac{dMa(t)}{dt} = Acc - Disp.Ma(t)$$
(4.3)

Acc : coefficient d'accumulation Disp : coefficient de disparition

Les modèles globaux présentent ensuite une fonction de lessivage par temps de pluie, en général d'allure exponentielle :

$$\frac{dMa(t)}{dt} = -Ka.Ma(t)$$
(4.4)

Ka : coefficient d'arrachement ou de lessivage parfois relié à l'intensité des précipitations.

Pour les modèles spatialisés, on peut modéliser le lessivage à partir de l'équation de transport. Ce lessivage est souvent considéré comme la seule source de polluant en milieu urbain (Bujon, 1988).

#### 4.4.1.2 Erosion par la pluie

Sur versant naturel, les phénomènes d'érosion ne peuvent pas être négligés. Conceptuellement, on peut les séparer en deux catégories :

- l'érosion de ravine (rill) liée essentiellement au ruissellement,
- l'érosion inter-ravine (inter-rill) due à l'action directe des précipitations.

Le pouvoir agressif des précipitations dépend de la distribution des diamètres de gouttes, de l'intensité et de la vitesse à laquelle les gouttes touchent le sol (Wicks et Bathurst, 1996). Plus simplement, Meyer et Wischmeier (1960) montrent empiriquement que l'on peut relier l'érosion au carré de l'intensité des précipitations :

Ep (t) = Cer. 
$$I(t)^{\beta}$$

(4.5)

Ep(t) : érosion par les précipitations [L/T] Cer : coefficient d'érodabilité des sols  $\beta$  : exposant (souvent  $\beta=2$ ) Certains modèles (SHESED, Wicks et Bathurst, 1996) tiennent compte de la lame de ruissellement (et de son action supposée protectrice contre l'agressivité des gouttes de pluie) et utilisent une équation particulière pour les précipitations sous couvert végétal.

#### 4.4.1.3 Erosion par le ruissellement

Le ruissellement génère une tension de cisaillement sur les sols (ou les berges) capable d'affecter la cohésion des particules et ainsi d'éroder les surfaces en contact avec l'écoulement. Il s'agit d'un processus complexe que Foster et Meyer (1975) synthétisent par l'équation :

Er (t)= Ke.  $[Te(t) - Tc]^{\gamma}$  (4.6) Te(t)= Ko. $\rho$  i. h(t) Er (t) : érosion par le ruissellement[L/T] Te(t) : tension de cisaillement effective [N/L<sup>2</sup>] Tc : tension de cisaillement critique [N/L<sup>2</sup>] (Te(t)<Tc => Er(t)=0.)  $\rho$  : densité du fluide i : pente h(t) : hauteur de la lame de ruissellement Ke, Ko : facteur d'érodabilité par ravinement, probablement fonction de la pente et de la densité de drainage.  $\gamma$  : exposant

Les auteurs proposent également après diverses hypothèses (Tc=0.,  $\gamma$ =2/3, régime uniforme) une équation comparable à celle présentée par Meyer et Wischmeier (1960) :

Er(t)= Ko'. (q.i)<sup>2/3</sup>
(4.7)
Ko': facteur d'érodabilité
q: débit par unité de largeur [L<sup>2</sup>/T]

Wicks et Bathurst (1996) utilisent une équation sensiblement différente de la forme :

Er(t) = Ke. [Te(t)/Tc - 1]

Ces équations visent à modéliser les phénomènes d'érosion par ravinement sur versant. L'érosion des berges ou du lit des cours d'eau est très mal décrite et à notre connaissance, aucune formulation efficace n'a été présentée.

#### 4.4.1.4 Transport et dépôt des matières solides

Le transfert des matières solides s'effectue en général par l'équation mono-dimensionnelle d'advection-diffusion :

$$\frac{\partial c}{\partial t} + V \frac{\partial c}{\partial x} = D \frac{\partial^2 c}{\partial^2 x} \pm S$$

c: concentration

V : vitesse de l'écoulement

D : coefficient de diffusion longitudinale

S : terme représentant les entrées ou les sorties du système.

(4.9)

(4.8)

Dans certains cas (première version de SWMM), on considère un mélange parfait, c'est-à-dire une redistribution instantanée des concentrations sur l'ensemble de l'écoulement ( $\partial c/\partial x=0$ ). Ce schéma présente de nombreuses incohérences et n'est généralement plus utilisé.

Les phénomènes de dépôt et de remise en suspension sont souvent considérés par l'intermédiaire d'un paramètre traduisant la capacité de transport (d'après Wiuff, 1985).

$$CT = \eta \frac{\rho \cdot \rho_s \cdot V.j}{(\rho_s - \rho)W}$$
(4.10)

CT = capacité de transport (kg/m3)  $\eta= \text{coefficient de rendement}$   $\rho = \text{masse volumique de la suspension (kg/m3)}$   $\rhos= \text{masse volumique des particules (kg/m3)}$  V = vitesse moyenne de l'écoulement (m/s) W = vitesse de chute des particules (m/s)j = perte de charge linéaire (m/m) (souvent j=i)

Si la concentration du flux est supérieure à la capacité de transport, il y a sédimentation. Sinon, il y a transport intégral, voire remise en suspension des matières précédemment déposées.

Il existe de nombreuses formulations différentes de la capacité de transport (cf. par exemple KINEROS, Woolhiser et. al 1990). Outre les divergences au niveau des expressions analytiques, les paramètres considérés ne sont pas toujours équivalents et on distingue parfois :

- différentes classes de particules car  $\eta$  est fonction de leur diamètre et de leur densité
- des niveaux d'énergie différents pour la décantation (CTmax) et la remise en suspension (CTmin)
- différentes capacités de transport pour la suspension et le charriage.

### 4.4.1.5 Conclusion

Les connaissances relatives aux processus d'érosion et de transport des matières solides restent très empiriques. Les équations les plus mécanistes présentent toutes un certain nombre de paramètres d'ajustement (nécessitant toujours une phase de calage) et il existe bien souvent différentes formulations pour un même processus physique.

Dans ces conditions, il paraît raisonnable de s'orienter vers une modélisation très simpliste des mécanismes. On retiendra néanmoins différentes conclusions :

- L'ampleur des processus d'érosion est liée à l'intensité des précipitations et du ruissellement.
- ▶ En période de crue, les vitesses d'écoulement sont généralement suffisantes pour que l'effet de diffusion puisse être négligé.
- La capacité de transport est proportionnelle à la vitesse de l'écoulement.

Dans ce qui suit, nous chercherons à voir dans quelles mesures ces principes simples combinés aux hypothèses sur la génération et la propagation des écoulements permettent de reproduire les observations.

# 4.4.2 Modélisation globale MeS-MG-2

De manière comparable à l'approche présentée pour la relation pluie-débit, nous cherchons ici à établir une première modélisation à l'échelle globale des relations pluie-débit-concentration.

Vu les résultats obtenus en troisième partie, le modèle MG-2 (cf. § 3.4.3) est choisi en référence. La transformation pluie-débit étant supposée connue (expression analytique, paramétrisation préalablement fixées), notre effort se limitera à compléter le module ruissellement par un algorithme d'érosion et de transport solide.

Parmi les événements majeurs enregistrés, nous avons sélectionné ceux les mieux échantillonnés, c'est-à-dire ceux où l'incertitude sur les concentrations est minimale. Sur chaque bassin, six événements de calage ont ainsi été retenus. Malheureusement, ils ne correspondent que rarement à ceux utilisés pour le calage des modèles pluie-débit.

La première étape a consisté à caler au mieux les paramètres de ruissellement afin de minimiser les biais liés à l'estimation des volumes écoulés. Ainsi, pour chaque événement nous avons déterminé le paramètre Cs optimal et dans certains cas, modifié légèrement l'état de déficit initial (stock(0)) de sorte à respecter au mieux les débits observés. Sinon, tous les paramètres ont été conservés identiques à ceux utilisés § 3.4.3 (cf. tableau 3.12)

Les principales caractéristiques des événements de calage sont présentées tableau 4.7.

**TABLEAU 4.7:** Principales caractéristiques des événements de calage sélectionnés pour la modélisation pluie-débit-concentration.

						ATIU	JE						
				Cara	actéristique	s des éven	ements de	calage por	ur l'Atiue				
A-mes	date	MeS (t)	Cmax (g/l)	Qmax (Vs)	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)	Cs
1	30/10/96 16:00	43.5	20.10	833	80	892	125	10	640	394	1.5	160	0.25
2	3/1/97 4:00	36.0	4.23	1000	126	922	155	10	632	379	0.4	752	0.3
3	5/2/97 9:00	28.4	10.80	1300	40	333	70	0	332	236	0.7	41	0.2
4	25/3/97 0:00	27.6	10.20	1040	52	538	80	5	532	325	0.0	636	0.2
5	2/5/97 1:30	8.8	4.49	553	28	43 <del>9</del>	85	0	404	256	1.1	178	0.15
6	3/5/97 1:30	244.1	18.90	4040	174	1093	145	20	840	359	0.1	484	0.35
			_			MATA	TIA						
				Carac	téristiques	des évener	nents de c	alage pour	la Matatia				
M-mes	date	MeS (t)	Cmax (9/1)	Qmax (Vs)	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)	Cs
1	3/1/97 3:00	49.2	1.21	7520	250	854	155	10	624	354	0.4	685	0.20
2	7/2/97 10:00	6.5	0.74	3390	42	388	25	0	340	250	1.7	197	0.08
3	21/2/97 17:00	7.5	1.02	2660	51	283	25	0	484	202	0.4	251	0.15
4	12/3/97 4:00	20.1	0.80	5440	138	360	65	0	416	242	0.0	455	0.28
5	25/3/97 6:00	85.3	4.00	9710	122	442	80	25	384	247	0.2	626	0.25
6	19/4/98 22:00	<u>14.1</u>	0.90	4080	70	352	<u>7</u> 5	0	236	196	0.4	<u>136</u>	0,15
						VAIA	<u>MI</u>						
				Caractér	istiques des	s évenemer	its de calaç	e pour la V	Vaiami				
V-mes	date	MeS (t)	Cmax (g/ī)	Qmax (Vs)	He (1/10mm)	Hp (1/10mm)	Tps_12 (mn)	Tps_60 (mn)	Imax_15 (1/10mm/h)	Imax_60 (1/10mm/h)	DTS	Hp_2j (1/10mm)	Cs
1	30/3/97 0:00	9.4	2.14	2250	33	179	20	0	424	173	0.1	640	0.05
2	31/3/97 23:00	5.7	0.93	1120	45	327	50	0	264	153	1.9	180	0.05
3	2/4/97 21:00	18.1	2.75	2990	61	347	40	0	432	216	0.6	404	0.05
4	2/5/97 2:00	17.9	2.67	2730	35	526	70	20	644	464	0.1	222	0.03
5	3/5/97 2:00	32.1	4.68	2880	60	660	85	20	860	324	0.0	559	0.05
6	2/3/98 6:00	17.2	4.04	2270	60	680	40	15	912	332	0.2	438	0.05

### 4.4.2.1 Description du modèle MeS-MG-2

Nous reportons le lecteur au chapitre 3.4.3. pour la description détaillée du modèle MG-2.

En parallèle des flux liquides simulés par MG-2, nous proposons une modélisation du transport solide fondée sur la définition d'un **Solidogramme Unitaire Dynamique (SUD)**. L'érosion (production de matière solide, C(t)) étant simulée par une fonction analytique tenant compte des précipitations et/ou du ruissellement, les quantités produites sont transférées à l'exutoire via un réservoir linéaire à vidange variable (Km(t)). Le SUD simule la charge instantanée à l'exutoire (Ch(t)). Les concentrations instantanées (c(t)) sont obtenues par le rapport entre cette charge instantanée et le débit liquide (Q(t)) simulé par MG-2 (cf. figure 4.9).

Après de multiples tentatives, il est apparu que la lame ruisselée instantanée (Lr(t)) était le meilleur indicateur de la production des MeS. Notre modélisation des flux solides se fonde ainsi sur 3 variables issues du modèles MG-2 :

- Lr(t) : la lame ruisselée instantanée (ici exprimé en mm/h)
- Kr(t) : le coefficient de stockage instantané (mn)
- Qt(t) : le débit instantané à l'exutoire (m3/s)



FIGURE 4.9 : Schématisation du modèle global MeS-MG-2.

• Algorithme

 $C(t)=Cer.S. [Lr(t)]^{\beta}$  (4.11)

$$Km(t) = Ker. Kr(t)$$
(4.12)

$$Ch(t) = \int_{0}^{t} \frac{1}{Km(u)} e^{-t/Km(u)} .C(u) .du$$
(4.13)

$$c(t)=Ch(t)/Q(t)$$
 (4.14)

 $\begin{array}{l} C(t): \text{production instantanée de MeS (kg/s)} \\ Km(t): \text{coefficient de stockage instantané (mn)} \\ Ch(t): \text{charge instantanée de MeS observées à l'exutoire (kg/s)} \\ c(t): \text{concentration instantanée de MeS observées à l'exutoire (g/l)} \\ Cer: \text{coefficient d'érodabilité du bassin (kg/s)} \\ Ker: \text{coefficient de transport des MeS} \\ \beta: \text{exposant} \\ S: \text{superficie du bassin en km}^2 \end{array}$ 

Il s'agit donc d'un modèle d'érosion à trois paramètres : Cer,  $\beta$ , Ker

### 4.4.2.2 Paramétrisation et résultats du modèle MeS-MG-2

Nous préférons travailler sur les concentrations instantanées plutôt que sur la charge instantanée, car cette dernière est fortement dépendante du débit liquide et par conséquent de fortes erreurs sur les concentrations peuvent passer inaperçues lorsque les débits liquides sont faibles. De plus, nos observations correspondent bien à des concentrations et non directement à des flux.

Le tableau 4.8 présente les paramètres de calages finalement adoptés pour le modèle MeS-MG-2.

	Paramètres de calage MeS-MG-2				
	Cer	β	Ker		
Atiue	0.25	2.0	0.6		
Matatia	0.08	2.0	0.6		
Vaiami	0.12	2.0	0.6		

D'après ces résultats, l'essentiel de la variabilité des flux solides peut être restitué uniquement à partir du paramètre Cer, les autres paramètres pouvant être fixés équivalents d'un bassin à l'autre ( $\beta$ =2, Ker=0.6). Cer représente le potentiel de production instantané de sédiment en kg/s/km<sup>2</sup> pour une lame de ruissellement de 1 mm/h. Ainsi, la Matatia présente un potentiel d'érosion (i.e. « érodabilité ») plus de 3 fois inférieur à celui de l'Atiue, lui-même 2 fois supérieur à celui de la Vaiami.

La lame ruisselée (Lr(t)) est sans aucun doute l'indicateur le plus pertinent de l'intensité des processus d'érosion. Son efficacité apparaît très nettement supérieure à tout autre fondé sur les précipitations (P(t)) ou sur le débit liquide total (Qt(t)).

L'érosion semble proportionnelle à l'intensité du ruissellement au carré. L'exposant 2 se retrouve fréquemment dans la littérature concernant les mécanismes d'érosion (cf. Meyer et Wischmeier 1960), il pourrait traduire le passage de l'intensité à l'énergie.

La décroissance des concentrations apparaît plus rapide que celle du débit ruisselé. Initialement, nous pensions pouvoir traduire cette décroissance en la calquant sur celle du débit ruisselé (Km(t)=Kr(t)) et en considérant la dilution par le débit retardé (Qs). Cependant, l'expérience montre que les résultats sont sensiblement améliorés en fixant Km(t)=0.6.Kr(t). Il pourrait s'agir d'une conséquence des phénomènes de dépôts en phase de décrue, voire de l'hysteresis des relations débit-vitesse.

Les figures 4.10 à 4.12 présentent les résultats des simulations pour les différents bassins. Les concentrations observées sont représentées par des symboles ponctuels, celles simulées figurent en tirets espacés.

### • Résultats pour l'Atiue

Les simulations sont dans l'ensemble très satisfaisantes mis à part pour l'événement A-mes-1, où les concentrations sont nettement sous-évaluées par le modèle. Cet événement s'avère en fait relativement particulier car l'effet de première chasse est très marqué alors que pour les autres événements, celui-ci paraît secondaire.

### • Résultats pour la Matatia

Si les résultats sont globalement corrects, trois événements sur six semblent présenter une décroissance des concentrations plus rapide que celle simulée. Il s'agit des événements M-mes-2, 3 et 6. On remarquera que l'on peut faire la même observation pour les débits liquides et il pourrait s'agir d'une répercussion de l'erreur sur l'estimation des lames écoulées. Nous aurions pu corriger les simulations en diminuant la valeur du paramètre Ker, mais dans ce cas, les résultats pour les événements M-mes-1, 4 et 5 auraient été dégradés.

### • Résultats pour la Vaiami

A l'inverse de la Matatia, trois événements sur six semblent présenter une décroissance des concentrations simulées plus rapide que celle observée. Il s'agit des événements V-mes-3, 5 et 6. Cependant, les écarts restent relativement minimes et le modèle paraît également convenir pour ce bassin urbanisé.







### 4.4.2.3 Conclusions

A l'échelle globale, un modèle d'érosion très simple, calqué sur le modèle de ruissellement, permet une restitution convenable de l'évolution intra et inter-événementielle des concentrations en matières solides.

Sur les trois bassins versants, le bilan d'exportation semble être proportionnel à l'intensité du ruissellement au carré. Si dans certains cas, un effet de première chasse peut être mis en évidence, ce processus semble relativement secondaire et il peut être raisonnablement négligé conformément aux résultats de l'analyse stochastique inter-événementielle.

Le transfert des sédiments apparaît plus rapide que celui des lames ruisselées (Ker < 1) mais il s'agit très probablement d'une conséquence des phénomènes de dépôt pouvant survenir en phase de décrue. L'influence de la capacité de transport pourrait ainsi être intégrée par l'intermédiaire du paramètre Ker (cf. figure 4.13). Cependant, cette cinétique différente pourrait également traduire une localisation préférentiellement avale des zones productives de matières solides.



FIGURE 4.13 : Interprétation du paramètre Km.

D'après nos résultats, en considérant les différences de comportement hydrologique, un seul paramètre (Cer), correspondant à un facteur d'érodabilité, pourrait suffire à expliquer les différences inter-bassin.

L'étape suivante sera de voir dans quelles mesures il est possible, par une approche spatialisée, d'attribuer un potentiel d'érosion équivalent aux zones homogènes préalablement identifiées.

# 4.4.3 Modélisation spatialisée MeS-MS-3

De manière comparable à l'approche globale, nous proposons d'incorporer un module érosion au modèle MOC-MS-3 développé en troisième partie (cf. § 3.5.6). On pourra ainsi vérifier si nos hypothèses sur la localisation des zones génératrices de ruissellement sont bien compatibles avec nos observations sur le transport solide.

### 4.4.3.1 Description du modèle MeS-MS-3

Conformément aux résultats précédents, la production de matière solide est liée à l'intensité du ruissellement (Lr(t)). Le mode interactif simulé par l'onde cinématique (MOC) autorise la prise en compte explicite d'une capacité de transport (CT). Celle-ci est supposée directement proportionnelle à la vitesse de l'écoulement (V). Lorsque la concentration du flux est supérieure à la capacité de transport, l'excèdent se dépose mais reste disponible à l'exportation.

#### Algorithme

De manière comparable aux flux liquides (cf. § 3.5.3.2), l'équation de conservation de la matière peut s'écrire :

$$MeS(i,j,t+\Delta t) = MeS(i,j,t) + \Delta t.[Chp(i,j,t) + Che(i,j,t) - Chs(i,j,t)]$$
(4.15)

 $\begin{array}{l} MeS(i,j,t): quantité de MeS présente sur la maille (i,j) à l'instant t [kg]\\ Chp(i,j,t): charge produite par la maille (i,j) à l'instant t [kg/s]\\ Che(i,j,t): charge entrante dans la maille (i,j) à l'instant t (i.e. somme des charges sortantes des mailles amonts)\\ Chs(i,j,t): charge sortante de la maille (i,j) à l'instant t\\ \Delta t: discrétisation temporelle\end{array}$ 

L'équation dynamique est la même que celle des flux liquides puisque la vitesse des particules est supposée équivalente à celle de l'écoulement liquide :

$\begin{split} V_{(i,j,t)} &= K_{(i,j)} \sqrt{i_{(i,j)}} R_{(i,j,t)}^{2/3} \\ V(i,j,t) : \text{vitesse moyenne d'écoulement sur la maille (i,j) à l'instant t} \\ K(i,j) : \text{coefficient de Stricler (K=1/n, n : coefficient de Manning ) de la maille (i,j)} \\ i(i,j) : \text{pente de la maille (i,j)} \\ R(i,j,t) : rayon hydraulique sur la maille (i,j) à l'instant t \end{split}$	(4.16)
D'après (4.11) :	
Chp(i,j,t)=Cer(i,j). $(\Delta x/1000.)^2$ . $[Lr(i,j,t)]^{\beta(i,j)}$	(4.17)
Pour la Capacité de Transport (CT), on propose :	
CT(i,j,t)=CTer(i,j). $V(i,j,t)$	(4.18)
D'où	
$c(i,j,t) = \min[MeS(i,j,t)/Vol(i,j,t), CT(i,j,t)]$	(4.19)
et	
Chs(i,j,t)=c(i,j,t). $Qs(i,j,t)$	(4.20)

 $\begin{array}{l} Cer(i,j): coefficient d'érodabilité de la maille (i,j)\\ \beta(i,j)= exposant\\ Cter(i,j): coefficient de transport de la maille (i,j)\\ Lr(i,j,t): lame de ruissellement produite par la maille (i,j) à l'instant t (mm/h)\\ CT(i,j,t): capacité de transport de la maille (i,j) à l'instant t (g/l)\\ c(i,j,t): concentration du flux sur la maille (i,j) à l'instant t (g/l)\\ Vol(i,j,t): volume liquide présent sur la maille (i,j) à l'instant t (m3)\\ Qs(i,j,t): débit liquide sortant de la maille (i,j) à l'instant t (m3/s)\\ \Delta x: échelle de discrétisation spatiale, largeur des mailles (m) \end{array}$ 

Le modèle possède donc 3 paramètres par maille ou zone homogène : Cer(i,j),  $\beta(i,j)$ , CTer(i,j)

#### 4.4.3.2 Paramétrisation et résultats du modèle MeS-MS-3

Malgré la simplicité du modèle et la similitude avec celui proposé à l'échelle globale, il n'a pas été possible de dégager une paramétrisation entièrement satisfaisante. Sur la Matatia, on peut supposer que les sédiments sont essentiellement d'origine naturelle, ce qui nous a permis de caler approximativement une fonction de production supposée équivalente pour les versants naturels (Cer(GR) Cer(GA), Cer(PU)). Si l'on transpose ces paramètres sur les deux autres bassins, les quantités produites sont négligeables par rapport à celles observées. Pour la Vaiami, une fonction de production spécifique pour les zones urbanisées (Cer(U)) permet effectivement de reconstituer correctement les flux observés. Par contre, pour l'Atiue, les surfaces terrassées appartiennent à la zone homogène GA et par conséquent sont supposées non productives en terme de ruissellement (hors processus hortonien exceptionnel). Ceci induit également d'après nos hypothèses. une non productivité en terme de matières solides. Or, de toute évidence, la majorité des flux solides provient bien des travaux d'aménagement. La première solution envisagée était d'introduire une production de MeS liée aux apports amont mais cela entraîne une colinéarité entre les courbes de concentration et de débit incompatible avec les observations. Ceci nous a conduit à considérer une production de ruissellement équivalente pour la zone terrassée (Zh=T=0.09 km<sup>2</sup>) à celle d'une zone urbanisée (Fp(T)=MS-2, STO=70 mn, DS=10 mm/h). Les apports liquides sont négligeables vu la faible étendue de la superficie concernée (cf. figure 3.24), mais ils peuvent être suffisants pour générer des flux solides importants.

Les paramètres finalement sélectionnés sont présentés tableau 4.9 (pour les flux liquides, les paramètres sont ceux proposés tableau 3.19 et 3.21.

	Paramètres de calage MeS-MS-3						
	Zh	Superficie (km²)	Cer (kg/s/km²)	β	CTer (g/l)		
Atiue	GR, GA T	0.76 0.09	0.008 <i>0.200</i>	2 2	100 100		
Matatia	GR,GA, PA U	8.32 0.28	0.008 0.010	2 2	100 100		
Vaiami	GR U	1.66 0.94	0.008 0.050	2 2	100 100		

**TABLEAU 4.9 :** Paramètres de calage du modèle MeS-MS-3 pour les 3 bassins.

Le paramètre Cer est généralement considérablement inférieur à celui défini pour le modèle global MeS-MG-2. Cela s'explique par une lame ruisselée pouvant être ponctuellement nettement supérieure à la lame ruisselée moyenne utilisée par le modèle global. La valeur du paramètre Cer sélectionnée pour la zone terrassée de l'Atiue n'a que peu de signification car elle est fortement dépendante de la fonction de production de flux liquide ici fixée arbitrairement.

L'exposant  $\beta$  fixé à la valeur 2 semble là aussi être le meilleur compromis.

La capacité de transport (avec une valeur de 100g/l pour une vitesse d'écoulement de 1m/s) ne semble pas être un facteur limitant. Cependant, nous avons conservé ce paramètre car il évite d'atteindre des concentrations irréalistes notamment en début d'épisode. Il faut préciser que si nous abaissons ce paramètre, il en résulte des concentrations trop importantes en phase de décrue.

D'une manière générale, les simulations obtenues avec MeS-MS-3 sont de qualité nettement plus médiocre que celles produites par le modèle global MeS-MG-2, sauf pour la Vaiami où elles sont relativement équivalentes (cf. figure 4.14 à figure 4.16).

### • Résultats pour l'Atiue

Les simulations restent relativement satisfaisantes pour les épisodes M-mes-2, 3 et 6 mais sont très éloignées des observations pour les 3 autres événements. Il n'a pas été possible de retrouver une qualité d'ajustement similaire à celle obtenue avec le modèle global.

### • Résultats pour la Matatia

Même constatation pour les résultats obtenus sur la Matatia où seuls les événements M-mes-1 et Mmes-4 sont restitués de manière convenable. Les concentrations maximales sont en général sousestimées alors qu'en décrue, elles semblent surévaluées.

### • Résultats pour la Vaiami

Pour la Vaiami, les résultats sont relativement comparables à ceux obtenus par le modèle global probablement en raison de la similitude entre les différentes approches des fonctions de production de débits liquides et solides.







### 4.4.3.3 Conclusions

La modélisation spatialisée des flux solides pose de nombreuses difficultés qu'il n'a pas été possible de maîtriser avec les moyens de contrôles limités dont nous disposions. Aussi, dans ce contexte, il s'est avéré plus efficace (et plus facile) de définir un fonctionnement moyen (global) à l'échelle du bassin versant. Il y a plusieurs raisons expliquant ce résultat :

- Les incertitudes sur les flux liquides (dont notamment leur distribution spatiale) sont exacerbées lorsque l'on modélise les flux solides qui leur sont associés.
- L'origine des MeS (ponctuelle/ diffuse) n'est pas forcément homogène au sein d'un bassin versant et par conséquent les mécanismes de production et de transport peuvent être relativement variables.
- Une source ponctuelle (terrassement, glissement de terrain, sapement de berge...) peut avoir une participation importante (voire majeure) au flux global, or celle-ci (souvent temporaire) échappe généralement à notre contrôle.

Pour améliorer la cohérence d'une approche spatialisée des flux solides, il serait notamment nécessaire de :

- ► Effectuer des mesures à plus fine échelle (parcelle d'érosion, 10 à 200m<sup>2</sup>) sur un milieu parfaitement contrôlé afin de pouvoir caractériser précisément une fonction de production d'érosion diffuse sur versant naturel, voire pour différents états de surface (sols nus, végétalisés, urbanisés,...)
- Préciser l'origine des sédiments et notamment la localisation des sources ponctuelles par photos aériennes (actualisées) par exemple.
- ▶ Etudier spécifiquement le comportement de la zone homogène GA dont la non-productivité absolue en situation normale est probablement exagérée.

Malgré tout, le modèle et les paramètres proposés peuvent fournir une première approximation sur un milieu non contrôlé.

# 4.4.4 Extrapolation aux événements extrêmes

Avant de conclure sur les flux solides liés au ruissellement, il nous paraît important d'étudier le comportement vers l'extrême des différents modèles présentés précédemment.

Nous avons commencé par évaluer la charge événementielle de la crue exceptionnelle du 19/12/98 (cf. § 3.6.1). Les résultats sont présentés tableau 4.10.
	Charge événementielle du 19/12/98											
	Mod	. Rég.		MeS-MG-3	5	MeS-MS-3						
	Ct (t)	Cmoy (g/l)	Ct (t)	Cmoy (g/l)	Cmax (g/l)	Ct (t)	Cmoy (g/l)	Cmax (g/l)				
Atiue	809	3.09	3730	14.24	50.10	1323	5.05	14.40				
Matatia Vaiami	822 217	0.53 0.49	7649 1066	4.90 2.42	13.70 9.78	2245 1492	1.44 3.39	2.72 7.62				

**TABLEAU 4.10 :** Evaluation de la charge événementielle du 19/12/98 par application des différents modèles : régressif, MeS-MG-2, MeS-MS-3.

Les différents modèles conduisent à **des résultats très contrastés**. On observe des écarts d'un facteur 1.5 à 4 entre MeS-MG-2 et MeS-MS-3, atteignant quasiment un facteur 10 par rapport aux modèles stochastiques événementiels (Mod. Rég.). On précisera que sur les événements de calage, les écarts sont nettement moindres et tout à fait acceptables comme l'illustre pour la Matatia la figure 4.17.



FIGURE 4.17 : Comparaison entre charges observées et charges estimées par les différents modèles pour les six événements de calages de la Matatia.

De toute évidence et notamment au regard des concentrations moyennes correspondantes aux charges événementielles, les modèles stochastiques ne sont pas applicables à l'extrapolation. Comme tout modèle régressif, leur validité se borne à l'intervalle de calage.

Concernant MeS-MS-3, on remarque que les concentrations maximales simulées restent inférieures aux maximales observées lors des campagnes de mesures (sauf pour la Vaiami, cf. tableau 4.2) ce qui est fort improbable vu l'intensité des processus de ruissellement.

Aussi, conformément aux résultats de calages, nous accordons la plus grande confiance aux estimations issues de MeS-MG-2. Celles-ci constituent malgré tout une évaluation très approximative et nous retiendrons davantage les ordres de grandeurs que les valeurs elles-mêmes. A titre d'illustration, la figure 4.18 présente les simulations de l'événement exceptionnel du 19/12/98 obtenues par MeS-MG-2 sur les trois bassins (station aval pour la Vaiami).



**FIGURE 4.18 :** Simulation par MeS-MG-2 de l'événement du 19/12/98 sur les 3 bassins. (Q en l/s, MeS en g/l,  $\Delta t = 5$  mn)

Toujours à partir de MeS-MG-2, nous avons estimé les charges événementielles associées aux crues de projets (cf. § 3.6.3). Les résultats sont présentés tableau 4.11.

**TABLEAU 4.11 :** Evaluation par MeS-MG-2 des charges événementielles associées aux crues de projet définis § 3.6.3.

	Ct assoc	Ct associées aux Crues de Projet									
	T=10 ans	T=50 ans	T=100 ans								
	(t)	(t)	(t)								
Atiue	816	2105	4447								
Matatia	1930	5453	11847								
Vaiami	512	1214	1669								

De ces estimations, on retiendra qu'un seul événement extrême peut générer une charge plus de dix fois supérieure à la charge annuelle moyenne. Ainsi, en 24 heures, on peut assister à un déversement équivalent au cumul de plus de 10 années « normales ». Il est donc probable que l'événement exceptionnel du 19/12/98, outre ses conséquences économiques, ait également eu un impact écologique considérable qu'il conviendrait de caractériser.

## 4.5 CONCLUSION

Cette étude a répondu à ses objectifs dans la mesure où elle a permis de caractériser quantitativement et qualitativement les flux de matières associés au ruissellement.

#### Sur la qualité des eaux pluviales et les bilans événementiels

L'analyse qualitative des rejets pluviaux montre que l'essentiel de la charge organique est lié à la phase particulaire (les sédiments) et qu'elle est particulièrement importante en phosphore total apparemment d'origine naturelle. Les concentrations apparaissent très variables et les relations Débit-Concentration sont extrêmement dispersées.

Dans ce contexte, l'analyse stochastique événementielle se révèle être une alternative intéressante pour dresser efficacement des bilans annuels. Ces derniers mettent clairement en évidence des rejets pluviaux considérables (60 t/km<sup>2</sup>/an) et fortement accrus par l'aménagement des versants montagneux (de 140 t/km<sup>2</sup>/an pour un bassin urbanisé à 700 t/km<sup>2</sup>/an pour un site en cours d'aménagement, cf. figure 4.8). Ces déversements se concentrent sur 30 à 40 j/an correspondant aux épisodes de crues et un seul événement (24 à 48h) peut facilement représenter plus de 30% du cumul annuel. Cependant, l'approche stochastique reste peu robuste à l'extrapolation et en exploitant les résultats de la troisième partie concernant les relations pluie-débit, nous avons tenté une modélisation pluie-débit-concentration.

#### Sur la modélisation et l'extrapolation

A l'échelle globale, un modèle simple (MeS-MG-2) fondé sur une fonction de production liée à la lame ruisselée instantanée et sur la définition d'un Solidogramme Unitaire Dynamique permet de reconstituer correctement l'évolution intra-événementielle des concentrations pour la majorité des épisodes de crues. Ainsi, l'essentiel de la variabilité temporelle des relations débit-concentration semble être lié aux fluctuations de l'importance relative des flux retardés (Cs) dans les écoulements de crues. Aussi, la lame ruisselée instantanée (ici, élevée au carré) s'avère être un indicateur pertinent de l'intensité des processus d'érosion, ce qui confirme la cohérence et l'intérêt de la modélisation pluie-débit (et de sa paramétrisation).

La modélisation spatialisée (MeS-MS-3) ne s'est pas révélée concluante probablement en raison de la complexité des mécanismes, des nombreuses incertitudes et de l'existence probable de sources ponctuelles mal maîtrisées. En complexifiant l'algorithme, on aurait certainement pu obtenir des simulations équivalentes au modèle global mais avec un degré de liberté bien trop important au regard des moyens de contrôles et des connaissances théoriques dont nous disposons. Des études à l'échelle de la parcelle d'érosion, sur un milieu parfaitement contrôlé, paraissent notamment indispensables pour caractériser précisément les processus de versant.

Sur la base du modèle global (MeS-MG-2), nous avons pu évaluer les flux liés aux événements extrêmes. Les charges événementielles se chiffrent en millier de tonnes, aussi en situation extrême, il faut considérer des déversements journaliers équivalents au cumul de plusieurs années « normales ».

#### Sur les moyens de prévention

En conclusion, les rejets pluviaux essentiellement particulaires sont fortement dépendants de la fréquence et de l'intensité des événements majeurs dans la chronique annuelle. Au regard des chiffres annoncés, le risque de pollution par effet de choc et d'accumulation doit être impérativement pris en compte. L'urbanisation représente une augmentation indéniable de ce risque d'un facteur 2 à 12. Vu les volumes mis en jeu, l'action curative est difficilement concevable et l'effort doit être concentré sur la prévention. Lorsque l'exutoire se situe au droit d'une passe (cas de la Matatia), la vulnérabilité du milieu récepteur se trouve minimisé et si la courantologie est suffisante, l'impact des rejets pluviaux peut être négligeable. Par contre, dans le cas contraire (l'Atiue), un certain nombre de directives élémentaires permettrait de minimiser considérablement les risques de dégradation :

- ▶ Eviter les grands travaux de terrassement (ouverture de route, déforestation...) en saison des pluies (novembre à mai) et les concentrer en période sèche.
- Favoriser la revégétalisation des zones dégradées, immédiatement après la fin des travaux, si possible avant les premières crues.
- Eviter les apports de flux concentrés dans le réseau hydrographique en drainant les zones dégradées de telle sorte à éviter les apports amont et à récupérer les eaux de ruissellement propres aux surfaces perturbées dans un décanteur convenablement dimensionné avant rejet.
- Diriger autant que possible les rejets au droit des passes.

Le relief accidenté de l'île est révélateur de l'intensité des processus d'érosion à Tahiti et les flux terrigènes ne sont pas propres aux activités anthropiques. Le milieu récepteur semble pouvoir s'en accommoder, mais peut-il supporter une augmentation de ces flux d'un facteur 10 ? Outre l'étude des mécanismes à l'échelle de la parcelle nécessaire pour améliorer la modélisation spatialisée des flux solides et autoriser une transposition fiable des résultats, une étude sérieuse sur la vulnérabilité du milieu lagonaire devrait être entreprise. Il serait notamment intéressant d'évaluer l'impact écologique de l'événement extrême du 19/12/98 qui d'après nos estimations a généré une masse d'apport tout à fait exceptionnelle au moins sur la côte Ouest.

# CONCLUSION

,

2.

`

## CONCLUSION

Au cours de cette étude, nous avons abordé successivement les principaux aspects de l'aléa hydrologique à Tahiti : l'aléa climatique, les transformations pluie-débit, l'érosion et les rejets pluviaux liés aux écoulements de crues. Dans tous les cas, il s'agissait de développer une méthodologie adéquate, capable de caractériser efficacement l'aléa à partir de données ponctuelles limitées dans un contexte hydrologique extrêmement contrasté. L'approche spatialisée apparaissait d'emblée l'unique alternative capable de dégager une certaine cohérence (physique, stochastique ou conceptuelle) de nos observations et ainsi de favoriser la régionalisation de l'aléa. Aussi, notre recherche s'est essentiellement orientée vers les concepts actuels de la modélisation hydrologique, les limites et les problèmes des diverses approches, en cherchant notamment à améliorer l'efficacité de la prise en compte des informations géomorphologiques et géographiques pour la caractérisation des processus dans le temps et dans l'espace.

## Sur l'aléa climatique

Par la méthode du renouvellement appliquée sur un échantillonnage de type sup-seuil, nous avons pu obtenir un ajustement robuste à la loi de Gumbel sur des séries de courte durée et ainsi synthétiser ponctuellement l'aléa climatique à partir des paramètres de loi (Gd(d), P0(d), d=5mn à 24h)

Comme dans la plupart des milieux montagneux, la faible densité des observations et l'influence indéniable et irrégulière de l'orographie sur l'organisation spatiale des distributions d'averses ne permettaient pas une régionalisation directe de l'aléa par les méthodes habituelles de géostatistique. Aussi, avons nous privilégié une méthode de régression multiple pour expliciter la relation entre les distributions de pluies extrêmes et le relief. Les composantes principales d'un modèle numérique de terrain (MNT) se sont avérées être des indicateurs synthétiques puissants de l'environnement topographique, capables d'intégrer la diversité des caractéristiques géomorphologiques locales : pente, exposition, altitude, convexité, etc..

Dans le cas de l'île de Tahiti, la liaison entre les composantes principales du relief et les paramètres des distributions d'intensité s'est avérée particulièrement forte, au point que la régionalisation des paramètres de Gumbel a pu être effectuée par inférence du modèle de régression. Dans d'autres cas, où la liaison peut être moins forte et où d'autres facteurs doivent être pris en compte, il convient de signaler que cette même méthode peut constituer un moyen très efficace pour caractériser une dérive irrégulière, et appliquer ensuite des méthodes d'interpolation géostatistiques.

Les résultats obtenus par cette méthode se sont révélés parfaitement cohérents avec l'ensemble des connaissances sur la pluviogénèse à Tahiti, et nous avons pu aboutir à une cartographie rationnelle des caractéristiques de l'aléa (sur les différentes durées) intégrant les spécificités orographiques.

## Sur la transformation pluie-débit

L'analyse et la modélisation des crues ont permis de préciser le fonctionnement hydrologique des versants tahitiens, de caractériser les processus de production et de transfert sur des critères géographiques et géomorphologiques et de vérifier la robustesse à l'extrapolation spatiale et temporelle des modèles ainsi développés.

Une réflexion critique sur les concepts hydrologiques et leur modélisation nous a conduit à proposer **une approche progressive dans l'étude de la relation pluie-débit.** Au niveau le plus simple, une analyse descriptive et stochastique à l'échelle inter-événementielle a permis de caractériser la variabilité spatio-temporelle des bilans de production et d'identifier ainsi les principaux facteurs à considérer. Ensuite, par une approche systémique globale (elle-même progressive), nous avons pu préciser la nature analytique de la transformation pluie-débit. Celle-ci est apparue globalement **multiplicative et non-linéaire** tant au niveau du transfert que de la production (seuil fonctionnel). Enfin, à partir de quelques postulats sur le transfert des flux au sein du bassin versant, la localisation et le fonctionnement des zones productives ont pu être précisés.

A travers cette approche ont été introduits et développés certains concepts sur la géométrie et l'hydraulicité des chenaux d'écoulement (interprétation géomorphologique de la distribution des largeurs d'écoulement et des coefficients de rugosité). Bien que non validés, ils offrent l'intérêt de conduire à une représentation correcte des conditions de transfert sur les bassins étudiés. Ils soustendent des hypothèses fortes sur la non-linéarité du transfert, en particulier que celle-ci décroît de l'aval vers l'amont.

Sur ce principe, nous proposons deux modèles de transfert originaux : MTS et MOC. Tous deux sont fondés sur la notion de vitesse limite définie à partir de critères essentiellement géomorphologiques. Le premier, explicitement conceptuel (de type translation-stockage), offre des fonctionnalités de calcul largement avantageuses pour des résultats parfaitement comparables au second de nature plus mécaniste (de type onde cinématique) permettant la restitution de l'état interne du système. L'analyse conceptuelle spatialisée permet alors de tester différentes hypothèses sur la localisation des zones productives et la genèse des écoulements.

Finalement, cette démarche nous conduit à proposer un schéma de fonctionnement très contrasté au sein de chaque bassin versant mais cohérent d'un site à l'autre. Par l'intermédiaire d'un indicateur géologique (coulées récentes compactes, coulées anciennes fissurées, plaines alluviales), on définit des zones homogènes productives où l'établissement de nappe(s) plus ou moins temporaire(s) pourrait expliquer un fonctionnement par zones saturées à géométrie variable et des zones homogènes non-productives où une structure géologique plus perméable interdirait l'établissement de nappe et limiterait ainsi la production à l'occurrence d'un processus hortonien exceptionnel. L'effet de l'urbanisation apparaît également de manière très nette. Il se traduit essentiellement par une diminution de la rugosité, c'est-à-dire une augmentation des vitesses (d'un facteur 2) et un potentiel de production à cinétique rapide pouvant facilement atteindre un coefficient (Cr) de l'ordre de 0.5.

Des enregistrements de **crues exceptionnelles** nous ont permis d'éprouver le comportement des modèles lors du passage **de la « normale à l'extrême »**. La non-linéarité est clairement apparue comme le critère essentiel à prendre en considération pour garantir la qualité des simulations en situation extrême. On a également pu vérifier que l'hypothèse de non-productivité d'une partie importante des bassins (jusqu'à 50%) restait admissible sous la contrainte d'un cumul pluviométrique exceptionnel, que les conditions initiales avaient un impact très limité sur la caractérisation de l'aléa et que le schéma proposé était robuste en **transposition spatiale** sur un bassin de caractéristiques relativement éloignées de celles utilisées pour le calage.

### Sur l'érosion et les rejets pluviaux

Une approche un peu similaire a été employée pour caractériser quantitativement et qualitativement les flux de matières associés au ruissellement. L'étude qualitative des eaux pluviales a montré l'origine essentiellement particulaire des rejets pluviaux et l'approche stochastique nous a permis d'évaluer les bilans annuels et événementiels. Ces derniers mettent clairement en évidence des apports considérables étroitement liés aux activités anthropiques et à l'intensité des processus de ruissellement. Un modèle global très simple, calqué sur le modèle de ruissellement, nous a permis de reconstituer efficacement l'évolution des concentrations. Aussi, la lame ruisselée semble être un indicateur pertinent de l'intensité des processus d'érosion et le facteur de dilution exercé par l'importance relative des flux retardés dans l'écoulement de crues permet d'expliquer une part importante de la variabilité des concentrations. Par contre, les tentatives de modélisation spatialisée des flux solides se sont révélées peu concluantes, certainement en raison de l'existence de sources ponctuelles difficiles à intégrer dans la modélisation (terrassements, sapements de berges, glissements de terrain,...) auxquelles s'ajoutent les interactions entre production et transfert difficiles à prendre en compte, vu les connaissances théoriques et les moyens de contrôles limités dont nous disposons. L'extrapolation aux événements extrêmes a révélé des charges journalières largement supérieures au cumul annuel d'une année hydrologique moyenne. Aussi, le risque de pollution par effet de choc et d'accumulation doit être impérativement considéré, d'autant plus que l'urbanisation des versants montagneux génère une augmentation de l'aléa d'un facteur 2 à 12.

### Sur les applications et les perspectives

L'ensemble des résultats présentés dans ce mémoire constitue une contribution à l'avancée des connaissances sur l'hydrologie des versants tahitiens et une base solide pour appréhender l'aléa hydrologique à Tahiti. Grâce à la régionalisation des distributions d'averse, l'aléa climatique peut être convenablement estimé sur la majeure partie de l'île. Le modèle pluie-débit proposé, intégrant caractéristiques géomorphologiques et géographiques, semble être transposable sur des sites non-controlés. Enfin, la caractérisation des rejets pluviaux permet la mise en œuvre d'une gestion intégrée des flux polluants.

Tous les produits obtenus montrent la pertinence de l'approche proposée, malgré une information hydro-climatique relativement limitée. Celle-ci devrait pouvoir s'appliquer à d'autres milieux, notamment ceux de type insulaire volcanique tropical où des similitudes géologiques et climatiques pourraient induire des fonctionnements hydrologiques équivalents. Il faut noter que la mise en place des approches spatialisées et l'intégration des informations géographiques et hydro-climatiques sont considérablement facilitées par le progiciel ATHYS et la plate-forme de modélisation MERCEDES, dont les nombreuses fonctionnalités ont efficacement participé au succès de notre expérience.

Cependant, cette étude est loin d'avoir levé toutes les interrogations et la voie est ouverte pour de nouvelles expériences plus spécifiques, pouvant être aujourd'hui précisément définies et localisées. Différentes hypothèses et résultats sur l'hydrologie des îles volcaniques tropicales demandent effectivement à être validés. Dans un contexte plus général, l'avancée des connaissances et de la modélisation des processus de genèse et de propagation des crues à l'échelle du bassin passe certainement par une meilleure caractérisation hydraulique des flux sur versant (rugosité, géométrie du micro-réseau, largeur de l'écoulement,....). D'un point de vue théorique et numérique, un effort particulier doit être accordé aux problèmes de transfert d'échelle constituant toujours une des principales limites à la signification physique des modèles spatialisés. Le progrès appelle également au développement de nouvelles technologies hydrométriques. Quel hydrologue de terrain ne souhaite pas s'affranchir des jaugeages par un instrument capable de mesurer automatiquement, en continu, la vitesse du courant ? Quel modélisateur n'attend pas pour valider ses résultats des données d'humidité des sols à l'échelle de son modèle (100 à 10000 m<sup>2</sup>) ?... Les débitmètres à effet Doppler, les radars météorologiques, la téléradiométrie semblent pouvoir apporter des solutions. Incontestablement, ce genre d'amélioration technique pourrait donner un nouveau souffle à cet aspect des sciences de l'eau où les capacités de l'analyse de données ont largement dépassé celles de l'acquisition.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J. (1986a). An introduction to the European hydrological system système hydrologique européen, « SHE »,1 : history and philosophy of a physically- based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, Vol. 87 : 45-59.
- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J. (1986b). An introduction to the European hydrological system système hydrologique européen, « SHE »,2 : history and philosophy of a physically- based, distributed modeling system. Journal. of Hydrology, Vol. 87 : 61-77.

AFNOR (1990). Recueil des normes françaises, Eaux méthodes d'essais. 4<sup>ème</sup> Ed. AFNOR, 736p.

- AMBROISE B., PERRIN J.L, ET REUTENAUER D. (1995). Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht Catchment (Vosges Massif, France). Water Resources Research, Vol. 31(6): 1467-1481.
- AMBROISE B., BEVEN K., FREER J. (1996a). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. Water Resources Research, Vol. 32, N°7 :2135-2145.
- AMBROISE B., FREER J., BEVEN K. (1996b). Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. Water Resources Research, Vol. 32, N°7 : 2147-2159.
- AMBROISE B., (1998a).La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant, processus, facteurs, modèles. Ed. H.G.A, Bucarest, 199p.
- AMBROISE B., (1998b). Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1-Processus et facteurs. Revue des Sciences de l'Eau Vol. 11(4) : 471-495.
- AMBROISE B. (1999). Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2-Modélisation systémique et dynamique. Revue des Sciences de l'Eau, Vol. 12(1) : 123-153.
- ANDRIEU H., FRENCH M.N., THAUVIN V., KRAJEWSKI W.F. (1996). Adaptation and application of a quantitative rainfall forecasting model in a mountainous region. J. of Hydrol., Vol. 184 :243-259.
- AXWORTHY D.H., KARNEY B. W. (1999). Modeling surface and subsurface runoff in a forested watershed. Journal. of Hydrologic Engineering, Vol. 4(2): 165-172.
- **BACHOC A., TABUCHI J.P., CHEBO G., PHILIPPE J.P. (1994).** La pollution des rejets urbains par temps de pluie : quantité, origine, nature. « la pluie, source de vie, choc de pollution ». 146° Session du comité technique de la S.H.F. Paris. 17 et 18 mars 1993. La Houille Blanche, 1994, n°1/2 : 21-33.
- **BAPTISTA M. (1990).** Contribution à l'étude de la propagation des crues en hydrologie. Thèse de doctorat ENPC, 223 p. + annexes.
- BARCELO M.D., NIEBER J. L. (1982). Influence of a soil pipe network on catchement hydrology. Pap. Am. Soc. Agric. Eng., 82-2027 : 1-27.
- BARIAC T., MILLET A., LADOUCHE B., MATHIEU R., GRIMALDI C., et al. (1996). Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue sur un petit bassin versant Guyanais (Piste Saint-Elie, dispositif ECEREX, ORSTOM-CTFT, Guyane Française. L'Hydrologie tropicale. IAHS N°238 : 249-269.
- **BARLING R. D., MOORE I. D., GRAYSON R. B. (1994).** A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. Water Resources Research, Vol. 30(4): 1029-1044.
- **BAZEMORE D. E., ESCHLEMAN K.N., HOLLENBECK K.J. (1994).** The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment : synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. Journal of Hydrology, Vol. 162 :47-75.
- **BENICHOU P., LE BRETON O. (1987).** Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. La Météorologie, 7<sup>ème</sup> série, n°19.
- BENTURA P. L. F., MICHEL C. (1996) Flood routing in a wide channel with a quadratic log-and-route method. Hydrological Sciences Journal, Vol. 42(2): 169-190.
- BERTRAND-KRAJEWSKI J. L. (1993). Modélisation du transport solide en réseau d'assainissement unitaire : le modèle HYPOCRAS. La Houille Blanche N°4 :243-255.
- BETSON R.P., TUCKER R.L., HALLER F.M. (1969) Using analytical methods to develop a surface runoff model. Water Resources Research, Vol. 5(1):103-111.
- **BEVEN K. J., KIRKBY M. J. (1979).** A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Bulletin des Sciences Hydrologiques, Vol. 24(1-3) : 43-69.
- BEVEN K. (1981). Kinematic subsurface stormflow. Water Resources Research, Vol. 17, N°5 : 1419-1424.
- BEVEN K. (1982). On subsurface stormflow: Predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows. Water Resources Research, Vol. 18(6): 1627-1633.
- BEVEN K., WOOD E. F. (1983). Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. Journal of Hydrology Vol. 65 : 139-158.

- BEVEN K. (1984). Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. Journal des Sciences Hydrologiques, Vol. 29(4-12) : 425-434.
- BEVEN K. J., KIRKBY M. J., SCHOFIELD N., TAGG A. F. (1984). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. Journal of Hydrology Vol. 69 : 119-143.
- **BEVEN K.J. [Ed.] (1997).** Distributed hydological modelling, applications of the TOPMODEL concept. Advances in Hydrological Process, Ed. Wiley, Chichester, England, 348p.
- BOIS P. (1999). Approches probabilistes de la prédétermination des crues de la normale à l'extrême. In. Crues de la normale à l'extrême, Colloque S.H.F, Lyon 10-11 mars 1999, Publ. S.H.F : 129-136.
- **BOUVIER C. (1990).** Assainissement pluvial en Afrique de l'Ouest. Modélisation du ruissellement. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, LHM, ORSTOM, Laboratoire d'hydrologie, 310p + annexes.
- **BOUVIER C. (1994a).** MERCEDES : principes du modèle et notice d'utilisation. ORSTOM, multigr., 40p + annexes.
- BOUVIER C., FUENTES G., DOMINGUEZ R. (1994b). MERCEDES : un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène. Crues et inondations 23<sup>ème</sup> journées de l'Hydraulique- Congrès S.H.F, Nîmes, Vol.1 : 257-260.
- **BOUVIER C.** (1994). Sur la pratique des modèles numériques de terrain (MNT) en hydrologie. Hydrol. Continent..Vol. 9(1): 5-16.
- BOUVIER C., DELCLAUX F., CRESPY A., (1996). ATHYS : Atelier Hydrologique Spatialisé L'hydrologie tropicale : géosciences et outil pour le développement. 11ème. Journée Hydrologique de l'ORSTOM. AISH N°235: 425-435.
- BRADLEY, S.G, DIRKS, K.N., STOW, C.D. (1998). High resolution studies of rainfall on Norfolk Island, Part III : a model for rainfall redistribution. J. of Hydrol., Vol. 208 (3-4) : 194-203.
- BROUSSE R. (1969). Compte rendu de mission Muséum C.E.A. S.M.C.B. Papeete, 60 p.
- BROUSSE R., BOUTAULT G., EISENSTEIN A., GELUGNE P. (1985 et 1990). Carte géologique, carte des formations de surface (échelle 1/25 000), carte des instabilités et des risques naturels (échelle 1/50 000), de l'île de Tahiti ; feuille Punaauia - Paea - Notice, 32 p.
- BUJON G. (1988). Prévision des débits et des flux polluants transités par les réseaux d'égouts par temps de pluie. Le modèle FLUPOL. La Houille Blanche N°1 :11-23.
- CAPPUS P., (1960). Bassin expérimental d'Altrance, Etude des lois de l'écoulement, application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche N°A : 493-520.
- CHEVALLIER P. (1990). Complexité hydrologique du petit bassin versant, Exemple en savane humide Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat, Université Montpellier II, LHM, ORSTOM, Laboratoire d'hydrologie, 307p + annexes.
- CHOCAT B. (1978). Un modèle de simulation des écoulements dans les réseaux d'assainissement pluvial. Thèse de doctorat, INSA, Lyon, 304p.
- CHOCAT B. (1981). Un système d'aide à la gestion, la prévision et la conception des équipements d'assainissement. Thèse d'Etat, INSA, Lyon, 313p.
- CHOCAT B., CATHELAIN M., MARES A., MOUCHEL J. M. (1994). La pollution due aux rejets urbains par temps de pluie : impacts sur les milieux récepteurs. La Houille Blanche, 1994, n°1/2 : 97-104.
- CHOCAT B. (1997). Encyclopédie de l'Hydrologie Urbaine et de l'Assainissement. EURYDICE 92, p1124.
- CHOURET A, ROBIN J. (1991). Bassin versant de la Vaiami à Sainte Amélie. Rapport de campagne hydrologique 1989 et 1990. Centre ORSTOM de TAHITI, arch. Hydrol. 91-04, Dir. de l'Equipt. ,46 p.
- CHOURET A, ROBIN J. (1992). Bassin versant de la Vaiami à Sainte Amélie. Rapport de campagne hydrologique 1991. Centre ORSTOM de TAHITI, arch. Hydrol. 92-03, Dir. de l'Equipt. ,32 p.
- CHOW V. T., MAIDMENT D.R., MAYS L.W. (1988). Applied Hydrology. McGraw-Hill, NY, USA, 572p.
- CORNIELES M. (1997). Etude et modélisation des transferts d'eau, d'éléments dissous et particulaires dans un bassin versant torrentiel, Cas du Rio Bocono dans les Andes vénézuéliennes. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, 180p. + annexes.
- CREUTIN J. D. (1979). Méthodes d'interpolation optimale de champs hydrométéorologiques. Comparaison et application à une série d'épisodes Cévenols. Thèse de Docteur Ingénieur USMG-INPG Grenoble.
- CREUTIN J. D., OBLED C., TOURASSE P. (1980). Analyse spatiale et temporelle des épisodes pluvieux cévenols. La Météorologie. VI n° 20 mars juin 1980 : 233-243.
- CREUTIN J. D. (1999). La détection spatialisée des averses exceptionnelles et les crues des bassins versants non-jaugés. In. Crues de la normale à l'extrême, Colloque S.H.F, Lyon 10-11 mars 1999, Publ. S.H.F : p127.
- CUNGE J. A. (1969). On the subject of a flood propagation computation method (Muskinghum method). Journal of Hydraulic Research, Vol. 7 (2) : 205 230.
- CUNNANE C. (1973). A particular comparison of annual maxima and partial duration series methods of flood frequency prediction. J. of Hydrol., Vol. 18:257-271.
- DANLOUX J. (1983). Débits de crues à Tahiti. Rapport ORSTOM-GEGDP, Papeete, Polynésie Française, 24p.

- DANLOUX J., FERRY L. (1983). Note sur les crues consécutives au passage de la dépression tropicale Lisa à Tahiti. Rapport ORSTOM-GEGDP, Papeete, Polynésie Française, 5p.
- **DANLOUX J. (1994).** Etude hydrologique pour l'aménagement de la rivière Nymphéa. Rapport de campagne et éléments de calcul pour les ouvrages d'assainissement des zones urbanisées du secteur Faaa-Punaauia. Hydro Consult Int., Dir de l'Equipt., 34p. + annexes.
- DANLOUX J., LAGANIER R. (1999). Paroxysmes climatiques et hydrosystèmes insulaires tropicaux : exemple de la Nouvelle-Calédonie et de Tahiti. A paraître fin 1999 dans « L'Eau en France, d'un extrême à l'autre », Edit. SEDES.
- **DAVIS S. H., VERTESSY R. A. ET SILBERSTEIN R. P. (1999).** The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. Hydrological Processes, Vol. 13: 677-688.
- **DEMOUGEOT P. (1989).** Etude préliminaire des conséquences des processus érosifs anthropiques sur les rivières et les lagons, et de la mise en place des techniques de lutte dans les îles hautes de Tahiti et Moorea (Polynésie Française). D.E.A Univ. Française du Pacifique, 69p. + annexes.
- **DEPRAETERE. (1991).** « DEMIURGE 2.0 : Chaîne de production et de traitement de Modèles Numériques de Terrain. Logiciels TOPOLOG, OROLOG et LAMONT. » 3 tomes, Editions de l'ORSTOM.
- **DEPRAETERE C., MONIOD F. (1991).** Contribution des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique.(exemple du bassin de Bras-David, Guadeloupe). Hydrol. Continent., Vol. 6(1): 29-53.
- DEPRAETERE C., ONIBON H., AFOUDA A., (1999). Application de la méthode des hydrogrammes géomorphologiques impulsionnels au bassin du Térou (Bénin). A paraître.
- **DESBORDES M. (1974).** Réflexions sur les méthodes de calcul des réseaux d'assainissement pluvial. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, LHM, 233p + annexes.
- **DESBORDES M., RAOUS P. (1980).** Fondement de l'élaboration d'une pluie de projet urbaine : méthode d'analyse et application à la série de Montpellier-Bel-Air. La Météorologie, Vol. 6(20-21) : 317-336.
- **DESBORDES M. (1987).** Contribution à l'analyse et à la modélisation des mécanismes hydrologiques en milieu urbain. Thèse d'Etat, Université Montpellier II, LHM, 242p + annexes.
- DESUROSNE I., OBERLIN G., RIBOT- BRUNO J. (1991). Intensités des pluies et zones à relief : premiers résultats sur un transect alpin de forte densité. In : La Houille Blanche n°5 : 365-371.
- DESUROSNE I., OBERLIN G., RIBOT- BRUNO J. (1991). Corrélogrammes spaciaux des intensités de pluies en montagne. Hydrologie Continentale. Vol.6, n°2 : 91-108.
- DESUROSNE I., RIBOT-BRUNO J., WATREMEZ S., OBERLIN G. (1996). Guide pratique des données pluviographiques et des résultats d'un réseau préalpin, le TPG. Rapport Cemagref : 115 p. + annexes.
- **DIAZ G.E., ELABDAWY O., HUGHES J.C, SALAS J.S (1995).** In search of hydrologic similarity: a case study in Molokai, Hawaii. In Water Resources and Environmental Hazard : emphasis on hydrologic and cultural insight in the Pacific rim. American Water Resources Association (june 95): 227-236.
- DISKIN M. H. (1994). A rational routing element for watershed cell models. Journal of Hydrology, Vol. 155(1-2): 93-101.
- DISKIN M. H., DING, Y. (1994). Channel routing independent of length subdivision. Water Resources Research, Vol. 30(5): 1529-1534.
- **DROUX J.P.** (1999). Hydrologie et flux de matières solides particulaires et dissoutes sur petits bassins versants du bassin du fleuve Niger au Mali. Thèse de doctorat ULP Strasbourg, 232p + annexes.
- DUJARDIN J.M. (1980). Exemples concrets d'annonces des crues dans de petits bassins versants. La Houille Blanche, 4/5 : 291-295.
- **DUNNE T. (1978).** Fields studies of hillslope flow processes. In Hillslope Hydrology, Kirkby M.J., Ed., Wiley, Chichester (UK) : 227-293.
- EDIJATNO, MICHEL C. (1989) Un modèle pluie débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche N°2 :113-121.
- ELLIS B. (1985). Pollutional aspect of urban runoff. Urban runoff pollution. NATO ASI séries Torno H.C., Marsalalek J. and Desbordes M. editors, Vol. G10 :1-38.
- ENGMAN E. (1986). Roughness coefficients for routing surface runoff. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 112(1): 39-53.
- **FAURE D., ANDRIEU H., CREUTIN J.D. (1994).** Comparaison d'estimations radar et pluviométriques de pluies horaires sur de petits bassins versants cévenoles. Crues et inondations 23<sup>ème</sup> journées de l'Hydraulique- Congrès S.H.F, Nîmes, Vol.1 : 573-576.
- FENELON J.P. (1981). Qu'est-ce que l'analyse de données. Ed. Lefonen, Paris, 311p.
- FERRY L. (1988). Contribution à l'étude des régimes hydrologiques de l'île de Tahiti. Thèse de doctorat, Univ. Paris Sud, 164p.+ annexes.
- FLINT J.J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resources Research, Vol. 10(5): 969-973.

- FORTIN J.P., MOUSSA R., BOCQUILLON C., VILLENEUVE J.P. (1995). HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier de données fournies par le télédétection et les systèmes d'information géographique. Revue des Sciences de l'Eau, Vol. 8 : 97-124.
- FOSTER G. R., MEYER L. D. (1975). Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. In present and prospective technology for predicting sediment yields and sources, 190-207.ARS-S-40, Agricultural Research Service. U.S.D.A., Washington D. C.
- FOURCADE B. (1996). Etude de la forme des hyétogrammes des lignes de grains en région sahélienne. DEA LTHE, Univ. Montpellier II : 55p.
- FRANCHINI M., WENDLING J., OBLED C., TODINI E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. Journal of Hydrology, Vol. 175: 293-338.
- FREEZE R.A. (1974). Stream flow generation. Rev. Geophys 12(4): 627-647.
- FRITSCH J. M., SARRAILH J. M. (1986). Les transports solides dans l'écosystème forestier tropical humide guyanais : effets du défrichement et de l'aménagement de pâturages. Cahier ORSTOM, Série Pédologie, Vol. XXII, N°2.
- **FRITSCH J.M. (1992).** Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants, Opération Ecerex en Guyane française. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 375p + annexes.
- GARROTE L., BRAS R.L. (1995). A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models. Journal. of Hydrology, Vol. 167 : 279-306.
- GAUCHARD G., INCHAUSPE J. (1976). Le climat de la Polynésie. La Météorologie, n°6 S. Numéro spécial « Météorologie Tropicale » : 83-108.
- GEGDP (1999). Note sur les précipitations et les crues des 19 et 20 décembre 1998. Direction de l'Equipement de Polynésie Française,8p.
- GERMANN P.F. (1986). Rapid drainage response to precipitation. Hydrol. Processes, Vol. (1):3-13.
- GIAMBELLUCA T., LAU S., FOK Y., SCHROEDER T (1984). Rainfall frequency study for Oahu (Hawaii). Univ. Hawaii, report R-73 : 34p. +annexes.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P. (1981). Le modèle couplé, simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, Vol. 18(4): 195-280.
- GRAYSON R. B., MOORE I.D., MCMAHON T.A. (1992a). Physically based hydrologic modeling 1. A terrain-based model for investigative purposes. Water Resources Research, Vol. 28(10) : 2639-2658.
- GRAYSON R. B., MOORE I.D., MCMAHON T.A. (1992b). Physically based hydrologic modeling 2. Is the concept realistic ? Water Resources Research, Vol. 28(10) : 2659-2666.
- GREEN W.A., AMPT G. A. (1911). Study in sols physics : 1. Flow of air and water through soils. J. Agric. Sci., 4 : 1-24.
- **GRÉSILLON J-M., NEYRET-GIGOT J-M. (1993).** STORHY : un modèle de prévision fondé sur la séparation entre écoulement de versants et propagation dans le réseau hydrographique. Hydrol. Continent. Vol. 1 : 35-50.
- GRÉSILLON J-M., OBLED C., NEYRET-GIGOT J-M., LE MEILLOUR F. (1994). Variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant analyse des causes et essai d'interprétation. Crues et inondations 23<sup>ème</sup> journées de l'Hydraulique- Congrès S.H.F, Nîmes, Vol.1 : 237-244.
- GUILBOT A. (1986). Des multiples applications d'un modèle conceptuel en France. Rev. Int. Sci. Eau, Vol. 2 :19-26.
- GUILLOT P., DUBAND B. (1967). La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. IASH, N°84.
- GUILLOT P. (1980). Débits et pluies extrêmes. La Météorologie 6ème série N°20, p65-71.
- GUILLOT P., DUBAND B. (1980). Fonction de transfert pluie-débit sur les bassins versants de l'ordre de 1000 km<sup>2</sup>. La Houille Blanche, 4/5 : 279-290.
- GUMBEL E.S. (1954). Statistical theory of extrems values and some practical applications. National bureau of standards. Applied mathematics Series 3.
- GUPTA V.K., WAYMIRE E., WANG C.T. (1980). A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. Water Resources Research, Vol. 16 (5) : 855-862.
- GYASI-AGYEI Y., DE TROCH F. P., TROCH P. A. (1996). A dynamic hillslope response model in a geomorphology based rainfall-runoff model. Journal of Hydrology Vol. 178 : 1-18.
- HAIDEN T., KERSCHBAUM M., KAHLIG P., NOBILIS F. (1992). A refined model of the influence of orography on the mesoscale distribution of extreme precipitation. Hydrol. Sci. J. Vol. 37 : 417-427.
- HARRIS P. (1998). Modifications des caractéristiques chimiques du lagon de Papeete liées à l'activité humaine : intérêt des traceurs sédimentaires, géochimiques et biogéochimiques dans la reconstitution de l'évolution de l'environnement au cours des 150 dernières années. Thèse Biogéochimie marine Université Française du Pacifique, Papeete, p281+annexes.

- HAYAMI S. (1951). On the propagation of floods waves. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. Japan, Bull. 1, 1-16.
- HÉMAIN J. C. (1980). Approche méthodologique pour l'étude de la pollution du ruissellement pluvial urbain. Thèse de doctorat Université Montpellier II, LHM, 128p + annexes.
- HÉMAIN J. C. (1985). Statistically based modelling of urban runoff quality: state of the art. Urban runoff pollution. NATO ASI séries Torno H.C., Marsalalek J. and Desbordes M. editors, Vol. G10 :277-303.
- **HEWLETT J.D.** (1961). Watershed Management. In Annual Report 1961, USDA, Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, (NC, USA) : 61-66.
- HEWLETT J.D. HIBBERT A. R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Int Symposium on Forest Hydrology, W.E. Sopper, H.W. Lull Ed., Pergamon Press, Oxford (UK): 275-290.

HEWLETT J.D. (1982). Principles of forest hydrology. Univ. of Georgia Press, Athens.

- HIMMELBLAU D. M. (1972). Applied non linear programming, Mc Graw-Hill, Inc., 497p.
- HINGRAY B. (1999). Comportement et modélisation hydraulique des zones bâties en situation d'inondation : le cas des zones cloisonnées d'habitat individuel de Ouagadougou. Thèse Université Montpellier II, 306p + annexes.
- HOLTAN H. N. (1961). A concept of infiltration estimates in watershed engineering. US Department of Agriculture, Agricultural Research Service Paper, Washington, D.C.: 41-51.
- HORTON R. E. (1933). The role of infiltration in hydrological cycle. Trans. Amer. Geophys. Union 14: 446-460.
- HROMADKA T.V., DEVRIES J.J. (1988). Kinematic wave routing and computational error. Journal of Hydraulic Engineering, Vol.114(2): 207-217.
- HUBER W. C., (1985). Deterministic modeling of urban runoff quality. Urban runoff pollution. NATO ASI séries Torno H.C., Marsalalek J. and Desbordes M. editors, Vol. G10 :167-241.
- HUBER W. C., DICKINSON. R. E. (1988). Storm Water Management Model, Version 4, User's Manual.), U.S. EPA, Athens.
- HUGHES D.A., SAMI K. (1994). A semi-distributed variable time interval model of catchment hydrology structure and parameter estimation procedures. Journal. of Hydrology, Vol. 155 : 265-291.
- HUMBERT J., PERRON L., PERRIN J-L. (1994). Precipitation mapping in moutainous area comparison of two statistical models. In Proceedings of International Conference « Developpements in Hydrology of montainous areas », UNESCO/FRIEND-AMHY, Hight Tatras, Slovakia 12-16/9/1994, 8p.
- HVITVED-JACOBSEN T. (1985). Conventional pollutant impacts on receiving waters. Urban runoff pollution. NATO ASI séries Torno H.C., Marsalalek J. and Desbordes M. editors, Vol. G10 :345-378.
- HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER (1990). HEC-1, Flood Hydrograph Package : User's manual. US Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- **IORGULESCU I., MUSY A., (1997).** Generalization of Topmodel for a power law transmissivity profile. Hydrological Processes, Vol.11: 1353:1355.
- ISTAT (1996). Recensement général de la population de 1996, premiers résultats. (Polynésie Française). Papeete, 4p.
- JAMET R. (1987). Carte pédologique de Tahiti (échelle 1/40 000) : 5 feuilles : NO-NE-SO-SE et presqu'île de Taiarapu. Notice : Les sols et leurs aptitudes culturales et forestières. Ed. ORSTOM, Collection notice explicative, nº 107, Paris, 124p.
- KARNIELI A.M., DISKIN M.H., LANE L.J. (1994). CELMOD-5 a semi-distributed cell model for conversion of rainfall into runoff in semi-arid watersheds. Journal of Hydrology Vol. 157: 61-85.
- KIEFFERT A., BOIS P., (1997). Variabilité des caractéristiques statistiques des pluies extrêmes dans les Alpes francaise. Rev. Sci. Eau Vol. 10(2): 199-216.
- KIRKBY M.J. (ED.) (1978). Hillslope Hydrology. Wiley, Chichester (UK), 389p.

KIRKBY M.J. (1988). Hillslope runoff processes and models. Journal of Hydrology, Vol. 100 : 315-339.

- KUTCHMENT L.S., DEMIDOV V.N., NADEN P.S., COOPER D.M., BROADHURST P. (1996). Rainfall -runoff modelling of the Ouse basin, North Yorkshire : an application of a physically based distributed model. Journal of Hydrology 181 : 323-342.
- LABORDE J.P. (1984). Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : éléments d'hydrologie lorraine thèse de doctorat institut National Polytechnique de Lorraine.
- LAFFORGUE A., NAAH E. (1976). Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, Vol. 13(3): 195-237.
- LAFFORGUE A. (1977). Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie., Vol. 14(4) : 299-343.
- LAFFORGUE A, ROBIN J. (1989). Bassin versant de la Vaiami à Sainte Amélie. Rapport de campagne hydrologique 1988. Centre ORSTOM de TAHITI, arch. Hydrol. 89-04, Dir de l'Equipt., 37p.

- LANG M., RASMUSSEN P., OBERLIN G., BOBEE B. (1997). Echantillonage par valeurs supérieures à un seuil : Modélisation des occurrences par la méthode de renouvellement. Revue des Sciences de l'Eau Vol. 3 : 279-320.
- LANGBEIN W. B. (1949). Annual floods and the partial-duration flood series . Trans. Am. Geophys. Union, Vol.30(6) :879-881.
- LEBEL (1984). Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes. Thèse de doctorat, USMG-INPG Grenoble :323p + annexes.
- LEE K. T., YEN B. C. (1997). Geomorphology and kinematic-wave-based hydrograph derivation. Journal of Hydraulic Engineering, Vol.123(1): 73-80.
- LORENT B. (1975). Modélisation et identification d'une relation pluie-débit : le bassin de la Semois. 7<sup>ème</sup> Conf. IFIP sur les technique d'optimisation, Nice.
- LOUKAS A., QUICK M. C. (1996). Physically-based estimation of lag time for forested mountainous watersheds. Journal des Sciences Hydrologiques, Vol. 41(1): 1-19.
- LUBES H., MASSON J-M., RAOUS P, TAPIAU M (1994). Safarhy, logiciel de calculs statistiques et d'analyse fréquentielle adapté à l'évaluation du risque en hydrologie. Manuel d'utilisation et manuel de référence. Ed. ORSTOM, laboratoire d'hydrologie, 2 vol, 250p.
- MARAND C, ZUMSTEIN J-F. (1990). La modélisation des précipitations moyennes annuelles appliquée au massif Vosgien. Hydrologie Continentale, 5/1 :29-39.
- MARTINEZ-COB (A). (1996). Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. J. of Hydrol., Vol.174 :19-35.
- MASSON J.M (1983). La loi de Gumbel. Univ. Montpellier II, Laboratoire d'Hydrologie Mathématique. LHM 13/1983 : 40p.
- MCDONNELL J.J. (1990). A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. Water Resources Research Vol.26(11): 2821-2832.
- MEYER L. D., WISCHMEIER W. H. (1969). Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. Trans.ASAE, 12(6).
- MEYLAN P., MUSY A. (1996). Hydrologie fréquentielle. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 155p + annexes.
- MICHEL C., OBERLIN G. (1987). Seuil d'application de la méthode du Gradex. La Houille Blanche N°3 :199-203.
- MIQUEL J. (1984). Guide pratique d'estimation des probabilités de crues. Editions Eyrolles, Paris, 159p.
- MONIOD F. (1983). Deux paramètres pour caractériser le réseau hydrographique. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, Vol.20(3-4).
- MONIOD F., DEPRAETERE C.(1995). Caractérisation du relief et du réseau hydrographique, aspect méthodologique. Rapport d'avancement des travaux, ORSTOM Montpellier, 20p.
- MOORE IAN D., GRAYSON RODGER B. (1991). Terrain-based partitioning and runoff prediction using vector elevation data. Water Resources Research, Vol.27(6): 1177-1191.
- MOREL-SEYTOUX H. J. (1973) Pour une théorie modifiée de l'infiltration, pourquoi et comment ? Cahiers ORSTOM série hydrologie, Voll. X(2-3) :185-209.
- MOREL-SEYTOUX H. J., KHANJI J. (1974). Derivation of an equation of infiltration. Water Resources Research 10(4): 795-800.
- MOREL-SEYTOUX H. J., ALHASSOUN S.A. (1987). SWATCH, Swiss watershed model for simulation of surface and subsurface flows in stream-aquifer system. Department of Civil Engineering, Colorado State University, 297p.
- MOREL-SEYTOUX H. J. (1988a). Recipe for simple but physically based modeling of the infiltration and local runoff processes. Proc., 8<sup>th</sup> Annual Hydrology Days, April 19-21, 1988, Hydrology Days Publication, Fort Colins, Collorado : 226-247.
- MOREL-SEYTOUX H. J. (1988b). Equivalence between infiltration parameters in Horton and Morel-Seytoux formulae. Proc., 8<sup>th</sup> Annual Hydrology Days, April 19-21, 1988, Hydrology Days Publication, Fort Colins, Collorado : 248-259.
- MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S. (1981). Modèle CEQUEAU : Manuel d'Utilisation. Rapport scientifique n°93, INRS-Eau, Ste-Foy (PQ, CAN) : 449p.
- MOTIEE H. (1996). Un modèle numérique pour la simulation des réseaux d'assainissement pluvial fondé sur le concept de stockage. Thèse de doctorat, INSA, Lyon, 243p. + annexes.
- MOUSSA R. (1991). Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique. Application au bassin du Gardon d'Anduze. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 314p + annexes.
- MOUSSA R. (1997). Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling. Hydrological Processes, Vol. 11: 429-449.
- MUSY A., SOUTTER M. (1991). Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne (CH), 355p.

- MUZIK I. (1996). A GIS-derived distributed unit hydrograph. Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water resources Management, IAHS N°235: 453-460.
- NALBANTIS I., OBLED CH., RODRIGUEZ Y. (1988). Modélisation pluie-débit : Validation par simulation de la méthode DPFT. La Houille Blanche N°5/6 : 416-424.
- NASH J.E. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. Proc. General Assembly of Toronto IASH Publ., Vol.45(3) :114-121.
- NEPPEL L. (1997). Le risque pluvial en région Languedoc-Roussillon caractérisation de l'aléa climatique. Thèse de doctorat, Univ. Montpellier II, 238p +annexes.
- NOVOTNY V., CHESTERS G. (1981). Handbook of nonpoint pollution sources and management. Van Nostrand Environmental Engineering Series, 543p.
- **OBLED C. (1979).** Contribution à l'analyse des données en hydrométéorologie. La prévision des phénomènes accidentels et l'analyse des champs spatiaux. Thèse d'état, USMG INPG, Grenoble.
- **OBLED C., SLIMANI M., (1986).** Regionalization of extreme rainfall parameters throught kriging and correlation with topography descriptors. International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses. Batôn Rouge, mai 1986.
- **OBLED C. (1999).** Le versant et le bassin versant : Quelques aperçus sur la formation des crues et la production du ruissellement. In. Crues de la normale à l'extrême, Colloque S.H.F, Lyon 10-11 mars 1999, Publ. S.H.F : 5-23.
- ORMSBEE L. E., KHAN A. Q. (1989). A parametric model for steeply sloping forested watersheds. Water Resources Research, Vol.25(9) : 2053-2065.
- OUARDA T.B.M.J., LANG M., BOBÉE B., BERNIER J., BOIS P. (1999). Synthèse de modèles régionaux d'estimation de crue utilisés en France et au Québec. Revue des Sciences de l'Eau, Vol. 12(1): 155-182.
- PALACIOS-VÉLEZ O., CUEVAS-RENAUD B. (1992). SHIFT : a distributed runoff model using irregular triangular facet. Journal of Hydrology, Vol. 134 : 35-55.
- PASCAL R., GAUCHARD G. (1993). La climatologie dynamique. Atlas de la Polynésie Française. Ed. ORSTOM : pl. 22.
- PEARCE A.J., STEWART M.K., SKLASH M.G. (1986). Storm runoff generation in humid headwater catchments, where does the water come from ? Water Resources Research, Vol.22(8): 1263-1272.
- **PEARSON C.P. (1989).** One-dimensional flow over a plane : criteria for kinematic wave modelling. Journal of Hydrology, 111 : 39-48.
- PERRIN J.L., BOUVIER C., JANEAU J.L. (1999). Mécanismes de production des crues sur petit bassin montagneux périurbain, Quito (Equateur). In. Crues de la normale à l'extrême, Colloque S.H.F, Lyon 10-11 mars 1999, Publ. S.H.F : 45-53.
- PETERS D.L., BUTTLE J.M. AND TAYLOR C.H., LAZERTE B.D. (1995). Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian Shield basin. Water Resources Research, Vol.31(5): 1291-1304.
- **PETIT P. (1969).** Etudes hydrogéologiques en Polynésie Française Service des Travaux Publics et des Mines Centre Expérimental de Recherches et d'Etudes du bâtiment et des Travaux Publics, 378 p.
- PHILIP J.R. (1957). The theory of infiltration. Soil Science vol. 83, 84 et 85.
- PONCE V. M., LI R. M., SIMONS D. B. (1978). Applicability of kinematic and diffusion models. J. Hydr. Div., ASCE 104(3) :353-360.
- PONCE V. M., WINDINGLAND D. (1985). Kinematic shock: sensitivity analysis. Journal of Hydraulic Engineering, Vol.111(4): 600-611.
- **PONCE V. M.** (1986). Diffusion wave modeling of catchment dynamics. Journal of Hydraulic Engineering, Vol.112(8) :716-727.
- PONCE V. M. (1991). The kinematic wave controversy. Journal of Hydraulic Engineering, Vol.117(4): 511-525.
- PONCE V. M., CORDERO-BRANA O. I., HASENIN S. Y. (1997). Generalized conceptual modeling of dimensionless overland flow hydrographs. Journal of Hydrology, Vol. 200 : 222-217.
- PREISSMAN A. (1971). Modèles pour le calcul de la propagation des crues. La Houille Blanche, N°3 :219-223.
- QUINN P., BEVEN K., CHEVALLIER P., PLANCHON O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. Hydrological Processes, Vol. 5: 59-79.
- **RAUDKIVI A.J.(1979).** Hydrology, An advanced introduction to hydrological processes and modelling. Pergamon Press, Oxford (UK), 479p.
- **RIBOLZI O. (1996).** Etude des mécanismes de genèse des crues par le traçage naturel (chimique et isotopique) sur un bassin versant méditerranéen cultivé (Roujan, Hérault, France). Thèse de doctorat, Université Marseille III, 157p. + annexes.
- RIBSTEIN, P. (1990). Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 304p + annexes.
- RICHARDS L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics (1): 318-333.

- RICHARDSON R. (1961). The problem of contiguity: an appendix of statistics of deadly quarrels. General System Yearbook, 6:433-456.
- RODIER J. (1975). L'analyse de l'eau. Dunod Technique, 5<sup>ème</sup> Ed., 2 Vol., 1080p.
- RODRIGUEZ-ITURBE I., VALDEZ J. B. (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. Water Resources Research, Vol. 15(6) :1409-1429.
- RODRIGUEZ-ITURBE I. (1993). The geomorphological unit hydrograph. In Channel Network Hydrology, Beven K, Kirkby M.J. Ed. Wiley, Chichester (UK) :43-69.
- RODRIGUEZ-ITURBE I., RINALDO A. (1997). Fractal river basins, Chance and self-organisation. Cambridge University Press (UK), 547p.
- ROSSO R., (1984). Nash model relation to Horton order ratios. Water Resources Research, 20(7): 914-920.
- ROUX C., (1996). Analyse des précipitations en hydrologie urbaine. Exemple de la Seine-Saint-Denis. Thèse de doctorat, université Montpellier II, 257p.
- SAS /STAT (1991). SAS/STAT User's Guide, Release 6.03 Edition. Cary, NC : SAS institute Inc., 1988 : 1028 .p.
- SAULNIER G.M., BEVEN K., OBLED C. (1997a). Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. Journal of Hydrology, Vol. 202: 158-172.
- SAULNIER G.M., BEVEN K., OBLED C. (1997b). Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling : Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values. Water Resources Research, Vol. 33(9) :2097-2101.
- SERVANT J. (1977). Un problème de géographie en Polynésie Française ; l'érosion, exemple de Tahiti In Cah. ORSTOM, Sér. Sc. humaines, Vol. XI, n° 34, Paris : 203-209.
- SERVAT E., (1987). Contribution à l'étude de la pollution du ruissellement pluvial urbain. Thèse de doctorat Université Montpellier II, LHM, p113 + annexes.
- SERVAT E ,DEZETTER A. (1991). Selection of calibration objective functions in the context of rainfall runoff modelling in a sudanese savannah area; Journal des Sciences Hydrologiques Vol. 36(4): 307-315
- **SERVAT E., DEZETTER A. (1993).** Rainfall –runoff modelling and water resources assessment in northwest Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. Journal of Hydrology, Vol. 148 : 231-248.
- SHERMAN L.K. (1932). Streamflow from rainfall by unit-graph method. Engineering News-Record 108(4): 501-505.
- SILBURN D.M., CONNOLLY R.D. (1995). Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data; part1: Infiltration modelling and parameter measurement. Part 2: Application to spatially uniform catchments Journal of Hydrology, Vol. 172: 87-125.
- SINGH V. P., YU F. X. (1990). Derivation of infiltration equation using systems approach. Journal of irrigation and drainage engineering, Vol.16(6): 837-859.
- SKLASH M. G., FARVOLDEN R.N. (1979). The role of groundwater in storm runoff. Journal of Hydrology 43: 45-65.
- SKLASH M. G., STEWART M. K., PEARCE, A. J. (1986). Storm runoff generation in humid headwater catchments, 2. A case study of hillslope and low-order stream response. Water Resources Research, 22(8): 1273-1282.
- SLIMANI M. (1985). Etude des pluies de fréquence rare à faibles pas de temps sur la région Cévennes-Vivarais : estimation, relation avec le relief et cartographie synthétique. Thèse de doctorat, USMG- INPG Grenoble :292p.
- SLOAN P. G., MOORE I. D. (1984). Modeling subsurface stormflow on steeply sloping forested watersheds. Water Resources Research, Vol.20(12) : 1815-1822.
- SMITH R.E., PARLANGE J.Y. (1978). A parameter-efficient hydrologic infiltration model. Water Resources Research, Vol.14(3): 533-538.
- TAN B.Q., O'CONNOR K.M. (1996). Application of an empirical infiltration equation in the SMAR conceptual model. Journal of Hydrology 185 : 275-295.
- TANI M. (1997). Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. Journal of Hydrology, Vol. 200 : 84-109.
- TARBOTON D. G., BRAS R. L., RODRIGUEZ-ITURBE I. (1988). The fractal nature of river networks. Water Resources Research, Vol. 24(8): 1317-1322.

TODINI E. (1996). The ARNO rainfall-runoff model. Journal of Hydrology, Vol. 175: 339-382.

- **TORRETON JP., PAGES, J, HARRIS P., TALBOT V., POURLIER S., FICHEZ R. (1997).** Eutrophisation en milieu lagonaire. Compte rendu CORDET N°94 T09, ORSTOM Tahiti, Polynésie Française, 50p + annexes.
- TOURASSE P. (1981). Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues. Thèse de Docteur Ingénieur, USMG INPG, Grenoble.
- **TRIMBLE G.R.** (1959). A problem analysis and program for watershed management research. U.S. Forest Service, Northeast Forest, Expt. Sta., paper N°16.

- TSUBOYAMA Y., SIDLE R.C., NOGUCHI S. AND HOSODA I. (1994). Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. Water Resources Research, Vol.30(4): 879-890.
- U.S.D.A (1972). Engineering Handbook, Sec. 4, Soil Conservation Service. U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C.
- VIEUX B. E., BRALTS V. F., SEGERLIND L. J., WALLAS R. B. (1990). Finite element watershed modeling : one-dimensional elements. Journal of Water Resources Planning and Management, Vol.116(6) : 803-819.
- VIEUX B. E., GAUER N. (1994). Finite-element modeling of storm water runoff using GRASS GIS. Microcomputers in Civil Engineering 9 : 263-270.
- WALLER D., WILLIAM C. (1985). Solids, nutrients, and chlorides in urban runoff. Urban runoff pollution. NATO ASI séries Torno H.C., Marsalalek J. and Desbordes M. editors, Vol. G10 :59-85.
- WICKS J. M., BATHURST J. C. (1996). SHESED : a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. Journal of Hydrology, Vol. 175 : 213-238.
- WIUFF R. (1985). Transport of suspended material in open and submerged streams. Journal. of Hydrologic Engineering, Vol.111(5): 774-792, 20 ref.
- WOLFF E. (1994). Eléments pour la prise en compte de l'impact des rejets urbains sur les milieux naturels dans la gestion des systèmes d'assainissements. Thèse de doctorat, INSA Lyon, 278 p. + annexes.
- WOODS R. A., SIVAPALAN M., ROBINSON J. S. (1997). Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. Water Resources Research, Vol. 33(5): 1061-1073.
- WOOLHISER D.A., LIGGETT J.A. (1967). Unsteady one-dimensional flow over a plane, the rising hydrograph. Water Resources Research, Vol. 3(3): 753-771.
- WOOLHISER D.A., SMITH R.E., GOODRICH D.C. (1990). KINEROS, Kinematic Runoff and Erosion model : Documentation and User Manual. USDA-ARS, 77.
- WOTLING. G. (1998). L'aléa pluviométrique à Tahiti. Rapport d'Etude, Ed. ORSTOM, Papeete, Polynésie Française :46p +annexes.
- WOTLING. G., BOUVIER C, DANLOUX J., FRITSCH J-M. (1999). Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographic environment Application to the volcanic island of Tahiti (French Polynesia). Soumis à Journal of Hydrology.

# LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1 : Caractéristiques des 22 postes pluviographiques.	
TABLEAU 2.2 : Seuil d'intensité utilisé pour la construction des échantillons statistiques.	
TABLEAU 2.3 : Paramètres d'ajustements à la loi de Gumbel (Gd(d), P0(d)), pour les différentes d	urées
(d=5, 15, 30, 60 mm, 2h et 24h)	
TABLEAU 2.4 : Paramètres d'ajustements des pseudo-lois de Montana (1/10 mm).	
TABLEAU 2.5 : Comparaison entre les paramètres obtenus par ajustement sur les observations (O	bs.) et ceux
estimés (Est.) par application des modèles, pour trois stations réservées à la validation	
TABLEAU 2.6 : Modèles statistiques des décalages temporels les plus fréquents entre les intensités	: maximales
sur 15 mn pour 4 postes de référence.	
TABLEAU 2.7 : Modèles statistiques des décalages temporels les plus fréquents entre les intensités	maximales
sur 60 mn nour 4 postes de référence.	50
TABLEAU 2.8 : Caractéristiques des barvcentres de classes obtenues sur les différents échantillon	(cf. figure
2 17 à figure 2 20)	56
2.17 u jigure 2.20).	
TADI FAIL 2.1 . Co and il fant anton due non avola d'infiltration \ rativation	65
TADLEAU 5.1 : Ce qu'il juur emenure pur exces à injuir anon (saturation	102
TADLEAU 5.2 : Instrumentation des 5 bassins versants	102
<b>TABLEAU 3.5 :</b> Caracteristiques geomorphologiques des 5 bassins versants.	
<b>TABLEAU 3.4</b> : Caracteristiques de l'urbanisation pour les 5 bassins versants	
<b>TABLEAU 3.5</b> : Caracteristiques nyarologiques moyennes pour l'année nyarologique 90-97	
<b>TABLEAU 3.6</b> : Intensités pluviométriques maximales observées durant la campagne de mésures et	periodes de
retour estimées (événement du 19/12/98).	
TABLEAU 3.7 : Récapitulatif des principales variables événementielles et pré-événementielles	
TABLEAU 3.8 : Récapitulatif des principales caractéristiques des événements de calage pour les tr	ois bassins
(Tc : temps caractéristique, Tm : temps de montée, Tr : temps de réponse)	132
<b>TABLEAU 3.9 :</b> Caractéristiques descriptives des événements de calage pour les trois bassins	
TABLEAU 3.10 : Pluviographe de référence et coefficients de Thiessen pour chacun des bassins	140
TABLEAU 3.11 : Paramètres de calage du modèle MG-1.	146
TABLEAU 3.12 : Paramètres de calage du modèle MG-2 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.13 : Paramètres de calage du modèle MS-1 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.14 : Paramètres de transfert du modèle MTS-MS-1 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.15 : Paramètres de transfert du modèle MOC-MS-1 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.16 : Paramètres de calage du modèle MS-2 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.17 : Paramètres de transfert du modèle MTS-MS-2 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.18 : Paramètres de transfert du modèle MOC-MS-2 pour les 3 bassins.	
TABLEAU 3.19 : Paramètres de calage du modèle MS-3 pour les 3 bassins et les différentes zones	homogènes
(Zh) (oo = infini)	
<b>TABLEAU 3.20</b> : Paramètres de transfert du modèle MTS-MS-3 nour les 3 bassins et les différentes	zones
homogènes (7h)	196
TABLEAU 3.21 : Paramètres de transfert du modèle MOC-MS-3 nour les 3 bassins et les différente	5 70nps
<b>INDEERO 5.21</b> . I dramenes de transfert da modele 1100-110-5 pour les 5 bassins et les afferente homogènes (7h)	106
TADI FAIL 2 22 · Intensités plusiométriques maximales observées sur les différents plusiographes	de la
<b>TABLERO</b> 5.22. Intensites provident ques maximales observees sur les aigerents provider après e Materia et de la Vaiami entre le 10 et le 20/12/08	212
TADI FAIL 2 22 . Intensités abayimátriques maximales observées sur les différents abayimátriques	de la
Titamini la 1/2/08 (anniméries an 1/10mm our la non de tourne couridéré)	224
TADI FAIL 2 24 . Denométrication transposés du modèle MOC MS 2 sur la Titamini (a - infinit)	
<b>IADLEAU 5.24</b> : Parametrisation transposee au modele MOC-MS-5 sur la 1 tiadviri $(00 = infini)$	
IADLEAU 3.23 : Parametrisation corrigee au modele MOC-MS-3 sur la 1ilaaviri (00 = infini)	
TABLEAU 3.20 : Caracteristiques des pluies de projet selectionnees pour les differents bassins	
<b>TABLEAU 3.</b> 27 : Debits de projet obtenus par application du modele MOC-MS3	

TABLEAU 4.1 : Nombre d'analyses qualitatives effectuées par bassins	249
TABLEAU 4.2 : Concentrations maximales observées sur les différents bassins.	.251
TABLEAU 4.3 : Récapitulatif des principales variables événementielles utilisées pour le calage.	.260
TABLEAU 4.4 : Evaluation des charges événementielles pour l'année hydrologique 96-97 par application	des
modèles sur les 3 bassins	
TABLEAU 4.5 : Ordres de grandeur des charges communément mesurées pour les eaux de ruissellement s	ur
différents types d'occupations des sols (d'après Bachoc et al. 1994).	.266
TABLEAU 4.6 : Variabilité inter-annuelle des flux solides d'après l'application des modèles	.266
TABLEAU 4.7 : Principales caractéristiques des événements de calage sélectionnés pour la modélisation p	luie-
débit-concentration	.272
TABLEAU 4.8 : Paramètres de calage du modèle MeS-MG-2 pour les 3 bassins	.274
TABLEAU 4.9 : Paramètres de calage du modèle MeS-MS-3 pour les 3 bassins	.281
TABLEAU 4.10 : Evaluation de la charge événementielle du 19/12/98 par application des différents modèle	es :
régressif, MeS-MG-2, MeS-MS-3.	.287
TABLEAU 4.11 : Evaluation par MeS-MG-2 des charges événementielles associées aux crues de projet	
définis § 3.6.3	.288

# LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : Définition du risque
<b>FIGURE 1.2</b> : L'objectif du modèle hydrologique : caractériser l'antitude au ruissellement et assurer la
transformation de l'aléa climatique en aléa hydrologique 12
FICUPE 13 · Les différentes étanes de la caractérisation du risque hudrologique nour une probabilité
FIGURE 13: Les différentes etapes de la caracterisation du risque nyarologique pour une probabilite
a occurrence de periode 1
FIGURE 1.4 : Invistration de la situation meleorologique dans le Pacifique
FIGURE 1.5: Variation saisonniere du « front des alizes » (ZCPS)
FIGURE 1.6 : Le contexte géographique. A) Vue aérienne de Tahiti, face nord avec Papeete sur la droite
jusqu'à l'aéroport de Faaa, on remarquera le relief montagneux et l'inclinaison des planèzes côte Ouest. B
et D) Illustration des fortes pentes, C) L'urbanisation des vallées (Pirae) et la colonisation progressive des
montagnes E) Une vallée encaissée : la Punaruu. (C & D, issu de « Tahiti Vu du Ciel »)
FIGURE 2.1 : Localisation des 22 stations pluviographiques
FIGURE 2.2 : Périodes d'observations pour chacune des stations (enregistrement numérique) et nombre de
postes disponibles en fonction de la durée23
FIGURE 2.3 : Figuration du MNT de Tahiti au pas de 100 m, la localisation des postes pluviographiques (💙)
est également présentée ( $\nabla$ : stations de validation )
FIGURE 2.4 : Présentation de la chaîne de traitement de l'information pluviographique élaborée sous forme
d'exécutables DOS (programmation FORTRAN)
FIGURE 2.5 : Fréquence mensuelle d'apparition du seuil d'échantillonnage (cf. tableau 2.2) définie sur
l'ensemble des stations.
ELCUDE 26. Variation des normàtres d'ajustaments (Gd et PO) en fonction du normàtre de Poisson 2
L'example de la station TUAUDU DO pour les intensités sur 60 mp
L'exemple de la station TUAURU PU pour les intensités sur ou mn.
<b>FIGURE 2.7</b> : La dispersion entre caracteristiques ponctuelles de l'alea et altitude du poste à observation.
L'exemple du parametre de position de la loi de Gumbel, pour les intensites sur 60 mn (P0(60 mn) en 1/10
mm)
FIGURE 2.8 : Les 10 premiers vecteurs propres du MNT de Tahiti, au pas de 200m, représentant un
environnement topographique de 10 x10 km <sup>2</sup>
FIGURE 2.9 : Principe de la caractérisation de l'environnement topographique à partir des composantes
principales
FIGURE 2.10 : Ajustements des modèles Gradex (Gd) et Paramètre de position (P0) en fonction des
composantes principales de l'environnement topographique, pour les intensités sur 15 et 60 mn40
FIGURE 2.11 : Dispersion des résidus (en 1/10 mm) pour P0 (60mn)42
FIGURE 2.12 : Iso-Gradex et Iso-P0 (en 1/10 mm) pour les intensités sur 15 mn, obtenus par interpolation
d'après les modèles présentés figure 2.10
FIGURE 2.13 : Iso-Gradex et Iso-PO (en 1/10 mm) pour les intensités sur 60 mn, obtenus par interpolation
d'après les modèles présentés figure 2.10
FIGURE 2.14 : Comparaison des distributions des principales CP de l'échantillon (Ech., 20 individus) utilisé
pour le calage des modèles et celles de l'échantillon avant servi à l'application des modèles, assimilé à la
population (Pop 300 individus) Tableau des différents avartiles et représentation type « boites à
moustache »
FICTIPE 2 15 · Panrésantation des isochrones (en mn) des décalages temporels les plus fréquents entre les
intercitée maximales sur 15 mn pour 4 postes de référence d'après les modèles présentés tableau 26 51
miensiles maximales sur 15 min, pour 4 posies de rejerence, à après les modeles presentes tableau 2.051
intensitée maximalee sur 60 mm. nour 4 nostee de référence d'antée les modèles résoutée tables : 27 51
mensues maximules sur ou min, pour 4 posies de rejerence, à après les modeles presentes tableau 2.7
<b>FIGURE 2.1</b> / : Classification des jormes à averses sur 60 mn en valeurs relatives par rapport à l'intensite
maximale (pas ae temps 5mn)
FIGURE 2.18 : Classification des jormes à averses sur 15 mn en valeurs relatives par rapport à l'intensite
maximale (pas de temps 5mn)
FIGURE 2.19 : Classification des formes d'averses sur 60 mn en valeurs relatives par rapport au cumul sur 4 h
(pas de temps 5mn)
FIGURE 2.20 : Classification des formes d'averses sur 15 mn en valeurs relatives par rapport au cumul sur 4 h
(pas de temps 5mn)

FIGURE 3.1 : Le modèle, un outil d'aide à la compréhension	60
FIGURE 3.2 : Les chemins de l'eau sur le versant (inspiré de Dunne, 1978) (1a : Ruissellement Hortonien :	
1b: Ruissellement par excès de saturation; 2: Ecoulement sub-superficiel; 3: Ecoulement souterrain.)	.62
FIGURE 3.3 : Extension du réseau hydrographique et des surfaces saturées durant une crue pour 4 pas de	
temps (d'après Kirkby 1978).	64
FIGURE 3.4 : Principaux processus susceptibles d'intervenir dans la genèse des crues et ancienneté relative	de
l'eau concernée, dans Ambroise (1998 b).	68
FIGURE 3.5 : Classification des processus dominants d'après les propriétés du milieu naturel (d'après Dun	ine.
1978)	. 69
FIGURE 3.6 : Classification des processus dominants d'après les caractéristiques des hydrogrammes, temps	de
réponse (a), débit spécifique maximum (b) (d'après Kirkby 1988).	.70
FIGURE 3.7 : Les deux phases de la modélisation hydrologique : Production et Transfert	
FIGURE 3.8 : Schématisation classique du bilan de production	
FIGURE 3.9: Allure générale des relations K(A) et W(A) (d'anrès Muss et Soutter 1991)	73
FIGURE 3.10 : L'infiltration selon Horton	74
FIGURE 3.10 · D'ayun anon seion norion communication par le milieu de Dirac	75
<b>FIGURE 3.11</b> . 170 ju a namiane des sois et approximation par le minea de Dirac	.75
FIGURE 3.12 : Invision de la jonction de distribution du parametre $\lambda$ (IOPMODEL)	. 78
FIGURE 3.13: Representation de la capacite à injutration par les modeles	. 79
FIGURE 3.14 : Localisation des trois bassins (A, M, V) et des pluviographes associes	102
FIGURE 3.15 : Stations de controles et appareils de mesures. A) Dispositif multicapteur sur la Vaiami, statio	on
aval. B) Station de contrôle de l'Atiue aval, de gauche à droite, préleveur, pluviographe, limnigraphe. C	)
Station de contrôle de la Matatia (préleveur-enregistreur, limnigraphe mécanique OTT X, on remarquer	a
la canne de prélèvement au pied du limnigraphe. D) Pluviographe ŒDIPE, Station Punaruu P0. D)	
Echantillonneur SIGMA 900 PMAX asservi au débit	104
FIGURE 3.16 : Illustration du MNT de l'Atiue et localisation des appareils de mesures.	105
FIGURE 3.17 : Illustration du MNT de la Matatia et localisation des appareils de mesures	106
FIGURE 3.18 : Illustration du MNT de la Vaiami et localisation des appareils de mesures	107
FIGURE 3.19 : Cartes des pentes (°) pour les 3 bassins versants.	109
FIGURE 3.20 : Courbes hypsométriques et distribution fréquentielle des pentes pour les 3 bassins versants.	109
FIGURE 3.21 : Log du volcanisme aérien d'après Brousse et al.(1985)	110
FIGURE 3.22 : Géologie des trois bassins versants (légende cf. figure 3.25).	114
FIGURE 3.23 : Pédologie des trois bassins versants (légende cf. figure 3.25).	114
FIGURE 3.24 : Occupations des sols des trois bassins versants (légende cf. figure 3.25).	115
FIGURE 3.25 : Légendes des différentes cartes géographiques	115
FIGURE 3.26 · Bilan hydrologiaug (en mm) pour les 3 bassins versants (06-07)	112
RIGURE 3.27 : Evolution journalière des débits snérifiques et de la physiométrie (movenne de Thiessen) sur	100
3 hassing nour l'année 06-07	110
FICURE 3 28 · Evolution comparée des déhits journaliers spécifiques de la Matatia et de l'Ative	119
rigonie 5.26. Evolution comparee des debits journailers specifiques de la Malatia et de l'Attae	120
<b>PICIDE 2 20 :</b> Evolution de la planiomátria annuella nour 2 nostes de référence V2 et D0	120
FIGURE 5.29 : Evolution de la plavioniente annuelle pour 2 postes de reference v 2 et Fo	121
FIGURE 3.30: Relations entre ne (1/10mm) et np (1/10mm) pour les 5 dassins versants.	123
FIGURE 3.51 : Variabilité inter-evenementielle des coefficients à écoulements sur l'Atue et	127
FIGURE 5.52 : Variabilite inter-evenementielle des coefficients à écoulements sur la Matatia et principales	100
variables explicatives.	129
FIGURE 3.33 : Variabilite inter-evenementielle des coefficients d'ecoulements sur la Valami	130
FIGURE 3.34: Temps ae reponse (1r) en jonction du debit maximum (Qmax) pour les 3 bassins versants	134
FIGURE 3.35 : Hyétogrammes-Hydrogramme de l'événement A-ec-6	135
FIGURE 3.36 : Hyétogrammes-Hydrogramme de l'événement M-ec-6	135
FIGURE 3.37 : Hyétogrammes-Hydrogramme de l'événement V-ec-6	136
FIGURE 3.38 : Influence de la discrétisation des hyétogrammes pour un fonctionnement de type seuil	
d'infiltration ou coefficient de production. a) discrétisation 1h, b) discrétisation 1h décalée de ½ h, c)	
discrétisation 2h	141
FIGURE 3.39 : Schématisation du Modèle Global N°1 (MG-1)	145
FIGURE 3.40 : Analyse de sensibilité des paramètres (Cr, Cs) et (Kr, Ks) au critère EQM	
pour l'événement A-ec-1	147
FIGURE 3.41 : Relation entre Cs et les conditions initiales pour l'ensemble des événements de calage sur les	5
différents bassins (Qmoy_2j en l/s, Hp_2j en 1/10mm).	148
FIGURE 3.42 : Expérience de calage visant à respecter les débits maximums pour A-ec-6 et V-ec-6 en	
modifiant Cr ou en ajoutant un seuil d'infiltration INF. ( $Q$ en l/s, $\Delta t$ =5mn)	149

FIGURE 3.43 : Schématisation du Modèle Global N°2 (MG-2). FIGURE 3.44 : Analyse de sensibilité de (STO,DS) au critère EQM calculé sur l'ensemble des événemer	152 Its de
calage pour chacun des bassins FICUDE 3 45 : Evolution du coefficient Cr. d'équilibre (valeur limite pour une pluie de durée infinie) en	154
fonction de l'intensité pluviométrique pour les différents bassins (INF n'est pas pris en compte) et és	olution
du coefficient Cr sur les différents bassins soumis à une intensité pluviométrique de 80mm/h durant	<i>lh</i> 155
FIGURE 3.46 : Résultat de MG-2 pour A-ec-6 en décalant de quelques minutes la discrétisation des précipitations (O en l/s P en 1/10 mm At=5mn)	156
FIGURE 3.47 : Résultats de calage de MG-2 pour l'Atiue	150
FIGURE 3.48 : Résultats de calage de MG-2 pour la Matatia	150
FIGURE 3.49 : Résultats de calage de MG-2 pour la Vaiami	160
FIGURE 3.50 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles pour les diffé événements (en abscisse) et sur les trois bassins	érents 164
FIGURE 3.51 : Distribution des distances à l'exutoire en fonction du pas de résolution du MNT	166
FIGURE 3.52 : Les deux approches du transfert : indépendant (a) ou interactif (b)	
FIGURE 3.53 : Schématisation du modèle à translation-stockage (MTS).	171
FIGURE 3.54 : Schématisation du modèle de l'onde cinématique (MOC) pour une maille élémentaire	173
FIGURE 3.55 : Evolution du paramètre de rugosité K en fonction de la largeur d'écoulement λ FIGURE 3.56 : Représentation de différentes configurations géomorphologiques (planèze (a) talweg (b) structure « en dôme » (c)) à deux échelles différentes de discrétisation (facteur 3)	174 et 175
FIGURE 3.57 : Schématisation du modèle spatialisé MS-1.	
<b>FIGURE 3.58</b> : Distribution spatiale de l'indice topographique $\tau$ sur les trois bassins	
FIGURE 3.59 : Fonction de distribution cumulée des indices topographiques $\tau$ sur les 3 bassins FIGURE 3.60 : Analyse de sensibilité de (STO <sub>2</sub> f) et (STO <sub>2</sub> DS) au critère EQM calculé sur l'ensemble des	180
FIGURE 3.61 : Comparaison entre déhits simulés obtenus par les modèles MOC et MTS pour les 6 évén	102 ements
de calage de la Vaiami.	
<b>FIGURE 3.62</b> : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement ( $\lambda$ ) d'après MOC-MS-1	184
FIGURE 3.63 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-1, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M	zones [-ec-6
et V-ec-7	185
et V-ec-7 FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie.	185 <i>ls par</i>
et V-ec-7 FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie. résurgence au niveau des dépressions topographiques	185 <i>ls par</i> 187
et V-ec-7 FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie. résurgence au niveau des dépressions topographiques. FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés	185 <i>ls par</i> 187 187
et V-ec-7 FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2 FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn	185 <i>ls par</i> 187 187 190 <i>0.3)</i> 191
<ul> <li>et V-ec-7</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie. résurgence au niveau des dépressions topographiques</li></ul>	185 <i>ls par</i> 187 187 190 0.3) 191 <i>s zones</i> <i>l-ec-6</i> 192
<ul> <li>et V-ec-7</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficiel résurgence au niveau des dépressions topographiques</li></ul>	185 <i>ls par</i> 187 187 190 0.3) 191 <i>s zones</i> <i>f-ec-6</i> 192 <i>sts</i> 195
<ul> <li>et V-ec-7</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones (-ec-6 192 tts 195 198
et V-ec-7. FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficier résurgence au niveau des dépressions topographiques. FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés. FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2 FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn. FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen) FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versan FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ts195 198 199
et V-ec-7 FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie. résurgence au niveau des dépressions topographiques FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2 FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn. FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen) FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 sts 195 198 199 201
et V-ec-7. FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficier résurgence au niveau des dépressions topographiques. FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés. FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2 FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn. FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen) FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de baite) et pour L'étéreme 4 / et étéreme 2 7()	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 uts195 198 198 199 
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie. résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.</li> <li>FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> </ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ts195 198 198 199 201 s (axe 
<ul> <li>et V-ec-7</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ts195 198 198 
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (Å) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.</li> <li>FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> </ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ots195 198 198 201 s (axe 202 s zones f-ec-6 203
<ul> <li>et V-ec-7</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ts195 195 198 201 s (axe 202 s zones f-ec-6 203 férents
<ul> <li>et V-ec-7</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones (-ec-6 192 ts195 195 198 199 201 s (axe 202 s zones (-ec-6 203 s erents 204
<ul> <li>et V-ec-7</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ts195 198 198 201 s (axe 202 s zones f-ec-6 203 férents 204 n)204
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.</li> <li>FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et deu de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les diff événements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6. (Q en I/s, P en 1/10 mm, Δt=5m FIGURE 3.77 : Schématisation ratio</li></ul>	
et V-ec-7. FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques. FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés. FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2 FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2 FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn. FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen) FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versan FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7. FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7. FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les diff événements (en abscisse) de la Matatia. FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6. (Q en l/s, P en 1/10 mm, Δt=5m FIGURE 3.77 : Schématisation rationnelle du fonctionnement hydrologique des bassins versants étudiés FIGURE 3.78 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les diff	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones f-ec-6 192 ts195 195 195 198 201 s zones f-ec-6 202 s zones f-ec-6 203 čérents 204 n)204 204 205 čérents
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.</li> <li>FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Vaiami</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les diffévénements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6(Q en l/s, P en 1/10 mm, At=5mm FIGURE 3.77 : Schématisation rationn</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones (-ec-6 192 ts195 195 195 201 s (axe 202 s zones (-ec-6 203 ërents 204 n)204 205 Ferents 
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.</li> <li>FIGURE 3.68 : Réparition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.75 : Réparition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les difévénements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6. (Q en l/s, P en 1/10 mm, At=5mm FIGURE 3.77 : Schématisation rationnelle du fonctionnement hydrologique des bassins versants étudiés FIGURE 3.79 : Relation extre vexteres ERM et E</li></ul>	185 ls par 187 187 190 0.3) 191 s zones (-ec-6 192 ts195 195 198 201 s (axe 202 s zones (-ec-6 203 férents 204 n)204 205 férents 207 tia209
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie. résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (Å) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.67 : Hydrogrammes unitaires géomorphologiques des trois bassins d'après MOC (a=0.3, b= pour une lame ruisselée uniforme de 10 mm sur 5 mn.</li> <li>FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, Me et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.69 : Localisation des différentes zones homogènes (GR,GA,PA,U) sur les trois bassins versant FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf éfigure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les dévénements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les diffévénements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6. (Q en I/s, P en 1/10 mm, AI=5mm</li> <li>FIGURE 3.77 : Schématisation rationnelle du fonctionnement hydrologique des bassins versants étudiés</li> <li>FIGURE 3.78 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les dévénements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.78 : Evolution des critères ERM et Hp_15j pour les 7 événements</li></ul>	
<ul> <li>et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.64 : Chemins de l'eau à travers une matrice stratifiée et génération d'écoulements superficie résurgence au niveau des dépressions topographiques.</li> <li>FIGURE 3.65 : Exemple de profil pédologique sur l'Atiue, mise en évidence de niveaux indurés.</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.66 : Distribution spatiale des largeurs d'écoulement (λ) d'après MOC-MS-2</li> <li>FIGURE 3.68 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-2, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7 (Rq : pour Lr, on remarque l'influence de l'interpolation Thiessen)</li> <li>FIGURE 3.70 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.71 : Résultats de calage de MS-3 pour l'Atiue</li> <li>FIGURE 3.72 : Résultats de calage de MS-3 pour la Matatia</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.74 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.73 : Evolution des vitesses sur une maille réseau (axe de gauche) et sur deux mailles versants de droite) pour l'événement M-ec-6 (cf. figure 3.71 et figure 3.74).</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, sur les trois bassins, pour les événements A-ec-6, M et V-ec-7.</li> <li>FIGURE 3.75 : Evolution des critères ERM et EQM (en ordonnée) en fonction des modèles, pour les diffévénements (en abscisse) de la Matatia.</li> <li>FIGURE 3.76 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la M-ec-6(Q en l/s, P en 1/10 mm, \Deltat=5mi feigure 3.71 : Schématis</li></ul>	

FIGURE 3.83 : Simulation de l'événement du 19/12/98 par les 6 modèles établis sur la Matatia	214
FIGURE 3.84 : Simulation de l'événement du 19/12/98 par les 6 modèles établis sur la Vaiami	215
FIGURE 3.85 : Résultats de MOC-MS-3- et MTS-MS-3 pour la Matatia	216
FIGURE 3.86 : Résultats de MS-3 avec Fp(GR)=MS-2 pour la Matatia	216
FIGURE 3.87 : Résultat de MS-3 en augmentant de 40% la pondération affectée au poste V0.	216
FIGURE 3.88 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des zo	nes
de production (Lr) d'après MS-3, pour l'événement du 19/12/98 sur la Matatia et la Vaiami	217
FIGURE 3.89 : Evolution d'après MS-3 des coefficients de production moyens des zones GR et U, ainsi que	e du
coefficient de production moyen à l'échelle du bassin (Cr), pour la Matatia.	218
FIGURE 3.90 : Evolution d'après MS-3 des coefficients de production moyens des zones GR et U, ainsi que	e du
coefficient de production moyen à l'échelle du bassin (Cr), pour la Vaiami.	218
FIGURE 3.91 : Analyse de sensibilité du débit maximum (en ordonnée, m3/s) estimé par MS-1, MS-2 et MS	5-3
aux différents paramètres (en abscisse) pour l'événement du 19/12/98 sur la Matatia	220
FIGURE 3.92 : Analyse de sensibilité du débit maximum (en ordonnée, m3/s) estimé par MS-1, MS-2 et MS	5-3
aux différents paramètres (en abscisse) pour l'événement du 19/12/98 sur la Vaiami	221
FIGURE 3.93 : Localisation du bassin et des pluviographes de références.	222
FIGURE 3.94 : Représentation du MNT de la Titaaviri (pas de 50m) et esquisse géologique	223
FIGURE 3.95 : Enregistrement du 4/02/98 (origine 12h00) sur la Titaaviri.	224
FIGURE 3.96 : Résultats de simulation obtenus par transposition du modèle MOC-MS3 sur la Titaaviri	226
FIGURE 3.97 : Résultats de simulation obtenus après correction du modèle MOC-MS3 transposé sur la	
Titaaviri	227
FIGURE 3.98 : Répartition spatiale des débits maximums (Qmax), des vitesses maximales (Vmax) et des ze	ones
de production (Lr i.e. pluie nette) d'après MS-3, pour l'événement du 4/2/98 sur la Titaaviri	228
FIGURE 3.99 : Relation logarithmique entre les débits maximums et la période de retour (Pr) pour les	
différents bassins (Qp( limite supérieure) et Qo (limite inférieure) en pointillé)	233
FIGURE 3.100 : Relation entre GdQ et GdP(Tr) pour les différents bassins.	233
FIGURE 3.101 : Hydrogrammes géomorphologiques dynamiques définis pour la Matatia par MOC-MS3 p	our
différentes valeurs de lame ruisselée (Lr). (Les débits sont rapportés à la pluie nette pour faciliter les	
comparaisons)	234
FIGURE 3.102 : Schéma synthétique de l'approche progressive de la relation pluie-débit	242

FIGURE 4.1 : Comparaison entre échantillonnage Manuel et Automatique des MeS sur l'Atiue	248
FIGURE 4.2 : Relations Débit-MeS sur les 3 bassins versants.	250
FIGURE 4.3 : Relations entre les MeS et les différents paramètres de pollution pour la Matatia.	252
FIGURE 4.4 : Relations entre les MeS et les différents paramètres de pollution pour la Vaiami	253
FIGURE 4.5 : Relations sur la Matatia entre phase dissoute et phase globale (particulaire + dissoute) pour	۴
l'Azote, le Phosphore et la DCO.	256
FIGURE 4.6 : Relations sur la Vaiami entre phase dissoute et phase globale (particulaire + dissoute) pour	
l'Azote, le Phosphore et la DCO.	257
FIGURE 4.7 : Modèles de régression multiple pour l'évaluation des charges événementielles en MeS sur le	s 3
bassins et représentations graphiques des résidus (Ct estimée / Ct observée).	262
FIGURE 4.8 : Bilan des charges annuelles spécifiques pour l'année hydrologique 96-97 pour les 3 bassins.	
FIGURE 4.9 : Schématisation du modèle global MeS-MG-2.	273
FIGURE 4.10 : Résultats de calage MeS-MG2 pour l'Atiue	276
FIGURE 4.11 : Résultats de calage MeS-MG2 pour la Matatia	. 277
FIGURE 4.12 : Résultats de calage MeS-MG2 pour la Vaiami	278
FIGURE 4.13 : Interprétation du paramètre Km.	279
FIGURE 4.14 : Résultats de calage MeS-MS-3 pour l'Atiue	283
FIGURE 4.15 : Résultats de calage MeS-MS-3 pour la Matatia	284
FIGURE 4.16 : Résultats de calage MeS-MS-3 pour la Vaiami	285
FIGURE 4.17 : Comparaison entre charges observées et charges estimées par les différents modèles pour l	les
six événements de calages de la Matatia	287
FIGURE 4.18 : Simulation par MeS-MG-2 de l'événement du 19/12/98 sur les 3 bassins.	288

# **Annexe A**

# I-D-F ET ISO-GRADEX

	INTENSITE SUR 5 MINUTES (1/10mm)												
STATION	Période de Retour T (année)							Paramètres de G	Valeurs (1/1	0mm)	Durée		
	1	2	5	10	20	50	100	Gd	PO	So	Max	Obs. (ans)	
FAUTAUA P4	102	107	123	134	144	157	166	13.9	102	75	110	4.21	
HITIAA P1	134	140	160	172	185	201	213	17.3	134	100	165	10.24	
HITIAA P3	129	135	152	163	174	188	198	15.0	129	100	150	5.24	
HITIAA P4	122	127	142	152	162	175	184	13.6	122	95	165	6.70	
HITIAA P5	127	134	152	165	177	192	204	16.6	127	95	180	7.07	
HITIAA P7	112	117	133	144	155	168	178	14.5	112	83	160	4.70	
PAPEARI P1	100	106	123	135	146	161	171	15.5	100	70	120	6.10	
PAPENOO P2	120	126	144	156	167	182	193	16.0	120	89	170	7.49	
PAPENOO P5	105	109	123	133	141	153	162	12.4	105	81	120	2.86	
PAPENOO P8	108	114	133	145	157	173	185	16.7	108	75	130	2.96	
PAPENOO P9	104	108	123	133	142	154	163	12.9	104	78	125	2.91	
PUNARUU P0	95	100	115	124	134	146	155	12.9	95	70	130	9.04	
PUNARUU P1	110	116	136	149	162	179	191	17.7	110	75	130	4.96	
TARAVAO P1	113	118	135	146	156	169	179	14.4	113	85	140	7.06	
TUAURU PO	123	129	146	157	168	182	192	15.0	123	94	150	4.00	
VAIAMI PO	88	92	105	113	121	131	139	11.1	88	66	105	7.90	
VAIAMI P1	103	107	121	130	138	149	158	12.0	103	79	115	5.95	
VAIAMI P2	104	109	127	139	150	164	175	15.5	104	73	145	8.56	
VAIAMI P5	102	106	122	132	141	154	163	13.3	102	76	120	2.45	
VAIHIRIA P2	121	128	149	162	176	193	206	18.4	121	85	145	7.82	

# **TABLEAU A-1 :** Intensités-Durées-Fréquences d'après les ajustements à la loi de Gumbel sur l'ensemble des stations pluviographiques.

			_	INTEN	SITE SI	<u>JR 15 N</u>	INUTES	(1/10mm)				_
STATION		Pé	riode de	Retour T	(année)		Par	ramètres de (	Gumbel	Valeurs (1/1	0mm)	Durée
	1	2	5	10	20	50	100	Gd	P0	So	Max	Obs. (ans)
FAAA	254	275	339	382	423	476	516	57	254	143	650	34.08
FAUTAUA P4	208	220	257	282	305	336	359	33	208	144	255	4.21
HITIAA P1	294	310	358	391	421	462	492	43	294	210	375	10.24
HITIAA P3	311	330	387	425	462	509	544	51	311	212	370	5.24
HITIAA P4	299	318	376	414	450	498	533	51	299	200	425	6.70
HITIAA P5	288	304	355	388	420	462	493	45	288	200	410	7.07
HITIAA P7	257	273	320	352	382	422	451	42	257	175	315	4.70
OROFERO P4	236	254	310	347	382	428	462	49	236	141	315	10.01
PAPEARI P1	208	220	257	281	304	334	357	32	208	145	295	6.10
PAPENOO P2	257	275	328	363	397	441	474	47	257	165	356	13.89
PAPENOO P5	234	246	285	311	336	368	392	34	234	167	267	2.86
PAPENOO P8	252	266	311	340	369	405	433	39	252	176	305	2.96
PAPENOO P9	245	256	293	317	340	370	393	32	245	182	262	2.91
PUNARUU P0	222	239	293	328	362	406	439	47	222	130	766	17.54
PUNARUU P1	241	260	320	360	398	447	484	53	241	138	400	18.36
TARAVAO P1	253	268	316	348	379	418	448	42	253	170	500	19.76
TUAURU P0	280	299	359	398	436	485	522	53	280	177	350	4.00
VAIAMI PO	187	199	236	260	284	314	337	33	187	123	245	7.90
VAIAMI P1	205	216	251	274	296	324	345	31	205	145	225	5.95
VAIAMI P2	223	236	279	307	333	368	394	37	223	150	250	. 8.56
VAIAMI P5	208	220	256	279	302	332	354	32	208	147	260	2.45
VAIHIRIA P2	278	294	345	379	411	453	484	45	278	190	410	7.82

INTENSITE SUR 30 MINUTES (1/10mm)												
STATION		Pé	riode de	Retour T	(année)			Paramètres de	Gumbel	Valeurs (1/1	0mm)	Durée
	1	2	5	10	20	50	100	Gd	P0	So	Max	Obs. (ans)
FAAA	341	368	453	510	564	634	686	75	341	195	830	34.08
FAUTAUA P4	333	358	434	485	533	596	643	67	333	202	410	4.21
HITIAA P1	460	487	570	625	678	747	798	74	460	317	585	10.24
HITIAA P3	492	528	636	708	777	867	933	96	492	306	630	5.24
HITIAA P4	464	497	602	670	736	822	886	92	464	285	690	6.70
HITIAA P5	466	499	600	667	731	814	876	89	466	293	735	7.07
HITIAA P7	420	450	542	604	663	739	796	82	420	260	533	4.70
OROFERO P4	302	324	392	436	479	535	577	60	302	186	385	10.01
PAPEARI P1	329	354	432	484	533	597	645	69	329	195	482	6.10
PAPENOO P2	377	403	485	539	591	658	709	72	377	237	588	13.89
PAPENOO P5	369	391	462	508	553	610	654	62	369	248	463	2.86
PAPENOO P8	392	415	486	534	580	638	683	63	392	268	535	2.96
PAPENOO P9	392	416	491	541	589	651	698	67	392	262	415	2.91
PUNARUU P0	325	352	433	487	539	606	657	72	325	185	766	17.54
PUNARUU P1	329	356	438	493	545	613	664	73	329	187	470	18.36
TARAVAO P1	379	407	494	551	606	677	731	76	379	230	750	19.76
TUAURU P0	429	458	548	608	665	740	795	80	429	274	515	4.00
VAIAMI PO	283	306	378	425	470	529	573	63	283	161	410	7.90
VAIAMI P1	307	330	403	451	497	556	601	64	307	182	370	5.95
VAIAMI P2	337	360	432	479	525	584	628	63	337	214	400	8.56
VAIAMI P5	341	365	439	488	535	596	642	65	341	213	478	2.45
VAIHIRIA P2	433	459	539	593	644	710	759	71	433	295	620	7.82

					1211 E 2	<u>UR 60 N</u>	AINULES	<u>(1/10mm)</u>				
STATION		Pé	riode de	Retour T	(année)		Pa	ramètres de (	Sumbel	Valeurs (1/1	0mm)	Durée
	1_	2	5	10	20	50	100	Gd	P0	So	Max	Obs. (ans)
FAAA	435	472	585	660	732	825	895	100	435	240	1020	34.25
FAUTAUA P4	460	498	615	692	766	863	935	103	460	259	745	4.21
HITIAA P1	687	731	866	956	1042	1153	1236	119	687	456	1090	10.24
HITIAA P3	683	737	905	1016	1122	1260	1363	148	683	395	1050	5.24
HITIAA P4	676	730	897	1007	1113	1250	1353	147	676	390	1130	6.70
HITIAA P5	694	744	900	1004	1103	1231	1327	138	694	426	1295	7.07
HITIAA P7	613	655	787	873	957	1064	1145	116	613	388	815	4.70
OROFERO P4	410	443	544	611	675	758	821	89	410	236	630	10.01
PAPEARI P1	460	495	604	677	746	836	903	96	460	272	790	6.10
PAPENOO P2	537	576	699	780	858	959	1035	108	537	326	932	13.89
PAPENOO P5	560	598	717	796	872	970	1044	105	560	355	702	2.86
PAPENOO P8	552	583	679	743	804	883	942	85	552	387	664	2.96
PAPENOO P9	570	609	730	810	886	986	1060	107	570	362	725	2.91
PUNARUU P0	446	482	593	666	737	828	896	98	446	255	690	17.54
PUNARUU P1	464	505	632	716	797	902	980	112	464	245	810	18.36
TARAVAO P1	549	595	737	831	921	1038	1125	125	549	306	950	19.76
TUAURU PO	625	676	832	936	1035	1163	1259	138	625	357	750	4.00
VAIAMI PO	375	406	503	567	628	707	767	85	375	209	555	7.90
VAJAMI P1	439	472	575	644	709	794	858	91	439	262	535	5.95
VAIAMI P2	457	490	590	657	720	803	865	89	457	285	558	8.56
VAIAMI P5	485	520	628	699	767	856	922	95	485	301	647	2.45
VAIHIRIA P2	633	671	791	870	946	1045	1119	106	633	427	878	7.82

				INTE	NSITE S	SUR 2 H	EURE	S (1/10mm)				
STATION	Période de Retour T (année)							Paramètres de	Valeurs (1/1	Durée		
	1_	2	5	10	20	50	100	Gd	P0	So	Max	Obs. (ans)
FAAA	566	617	776	881	982	1112	1210	140	566	294	1120	34.08
FAUTAUA P4	595	646	802	905	1005	1133	1229	138	595	327	985	4.21
HITIAA P1	1001	1072	1290	1435	1574	1753	1888	193	1001	626	1827	10.24
HITIAA P3	948	1015	1223	1361	1493	1665	1793	184	948	590	1490	5.24
HITIAA P4	908	982	1214	1367	1514	1704	1846	204	908	511	2110	6.70
HITIAA P5	1033	1117	1374	1544	1708	1919	2078	227	1033	592	2515	7.07
HITIAA P7	886	950	1149	1280	1406	1569	1692	175	886	546	1260	4.70
OROFERO P4	540	586	731	826	918	1037	1126	127	540	292	860	10.01
PAPEARI P1	629	681	842	948	1050	1182	1281	142	629	353	1370	6.10
PAPENOO P2	756	819	1016	1146	1271	1433	1554	174	756	418	1202	13.89
PAPENOO P5	773	821	970	1069	1164	1287	1379	132	773	516	1035	2.86
PAPENOO P8	747	790	920	1006	1088	1195	1276	115	747	524	1125	2.96
PAPENOO P9	849	913	1111	1242	1368	1531	1654	175	849	508	1140	2.91
PUNARUU PO	609	664	832	943	1050	1188	1292	148	609	321	960	17.54
PUNARUU P1	653	714	902	1027	1146	1301	1417	166	653	330	1170	18.36
TARAVAO P1	764	831	1039	1177	1309	1480	1608	184	764	406	1290	19.76
TUAURU PO	828	899	1119	1264	1403	1584	1719	194	828	452	976	4.00
VAIAMI PO	484	525	649	731	810	912	988	109	484	271	700	7.90
VAIAMI P1	563	607	746	837	925	1038	1123	122	563	325	713	5.95
VAIAMI P2	613	660	804	899	991	1110	1199	127	613	365	830	8.56
VAIAMI P5	651	702	857	960	1059	1186	1282	137	651	385	875	2.45
VAIHIRIA P2	874	929	1099	1211	1319	1458	1563	150	874	583	1090	7.82

		INTEN	SITE SL	J <u>R 24 H</u> e	URES	6 (1/10mm)	
Pério	de de R	etour T (	année)		P	aramètres de Gui	nbel
•	-					• •	

STATION		Période de Retour T (année)						Paramètres de Gumbel			Valeurs (1/10mm)	
	1	2	5	10	20	50	100	Gd	PO	So	Max	Obs. (ans)
FAAA	1321	1456	1874	2151	2417	2761	3018	369	1321	603	2310	35.91
FAUTAUA P4	1269	1408	1836	2120	2392	2744	3008	378	1269	533	1700	4.21
HITIAA P1	3468	3842	4998	5764	6498	7449	8161	1020	3468	1482	7585	10.24
HITIAA P3	2535	2799	3613	4153	4670	5340	5842	719	2535	1137	4258	5.24
HITIAA P4	2209	2458	3228	3738	4227	4860	5335	680	2209	886	5530	6.70
HITIAA P5	3032	3396	4520	5264	5979	6903	7595	992	3032	1102	8638	7.07
HITIAA P7	2904	3236	4262	4941	5593	6436	7068	905	2904	1142	5283	4.70
OROFERO P4	1211	1345	1759	2033	2296	2636	2891	365	1211	500	2350	10.01
PAPEARI P1	1540	1703	2205	2537	2856	3269	3578	443	1540	678	3407	6.10
PAPENOO P2	2278	2529	3306	3820	4313	4951	5429	685	2278	945	5282	13.89
PAPENOO P5	2503	2765	3577	4114	4629	5296	5796	716	2503	1110	4200	2.86
PAPENOO P8	2679	2955	3810	4377	4920	5623	6150	755	2679	1210	4160	2.96
PAPENOO P9	2772	3104	4131	4812	5464	6309	6942	907	2772	1008	4873	2.91
PUNARUU P0	1689	1900	2554	2987	3402	3940	4343	577	1689	566	4124	17.54
PUNARUU P1	1511	1698	2274	2656	3022	3496	3851	508	1511	522	2655	18.36
TARAVAO P1	1836	2033	2641	3044	3430	3929	4304	536	1836	793	4292	19.76
TUAURU P0	1980	2184	2817	3235	3637	4157	4546	558	1980	895	4835	4.00
VAIAMI PO	1052	1163	1504	1730	1947	2228	2438	301	1052	466	1518	7.90
VAIAMI P1	1425	1584	2074	2399	2710	3113	3415	433	1425	584	3089	5.95
VAIAMI P2	1639	1835	2443	2845	3231	3730	4104	536	1639	596	3350	8.56
VAIAMI P5	1620	1798	2347	2711	3061	3513	3851	485	1620	676	2839	2.45
VAIHIRIA P2	2958	3270	4233	4871	5483	6275	6868	850	2958	1304	5382	7.82

**TABLEAU A-2 :** Ajustements des modèles Gradex (Gd) et Paramètre de position (P0) en fonction des composantes principales de l'environnement topographique, pour les intensités sur 5, 30 mn, 2h et 24h. (pour les intensités sur 15, 60 mn cf. p 40).

	Va	ar. Dep. Gd 🗄	5			Va	r. Dep. P0	5	
Var. Ind.	Coef.	Err-Type	valeur-t	niv. sign. p	Var. Ind.	Coef.	Err-Type	valeur-t	<u>niv. sign. p</u>
OrdOrig.	12.3680	0.7903	15.6495	0.0000	OrdOrig.	102.9227	3.7495	27.4494	0.0000
CP1	0.0035	0.0021	1.6815	0.1208	CP2	-0.1177	0.0187	-6.3085	0.0000
CP2	-0.0121	0.0035	-3.4464	0.0055	CP3	0.1523	0.0286	5.3287	0.0002
CP4	0.0085	0.0074	1.1585	0.2712	CP4	0.0259	0.0413	0.6277	0.5420
CP5	0.0175	0.0059	2.9622	0.0129	CP5	0.0976	0.0364	2.6806	0.0200
CP7	-0.0117	0.0078	-1.5035	0.1609	CP6	-0.1344	0.0546	-2.4611	0.0300
CP9	-0.0293	0.0090	-3.2639	0.0075	CP7	-0.1188	0.0462	-2.5692	0.0246
AM	0.0061	0.0014	4.3611	0.0011	AM	0.0159	0.0075	2.1232	0.0552
	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> Ajusté	Err-Type	de l'Estim.		R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> Ajusté	Err-Type	de l'Estim.
	0.8302	0.7221		1.0568		0.8374	0.7426		6.2203
				INTENSI	TES SUP 30	MN			
		r Den Gd 3					- Dop 80 3	20	
Var Ind	Coof	Err-Type	volour-t	niv cian n	Var Ind	Coof	Em Type	volourt	niv cian n
val. <u>Inu</u> .	<u>Coel.</u>	EII-Type	valeur-t	nev, sign, p	var. mu.		En-Type	valeur-t	niv. sign. p
OrdOrig.	71.9574	1.2624	56.9986	0.0000	OrdOrig.	369.9365	6.0636	61.0092	0.0000
CP2	-0.0605	0.0099	-6.1275	0.0000	CP2	-0.4490	0.0474	-9.4745	0.0000
	0.0972	0.0176	5.5263	0.0000	CP3	0.3401	0.0845	4.0243	0.0010
CP3		0.0278	3.0314	0.0079	CP4	0.4197	0.1334	3.1459	0.0062
CP3 CP4	0.0842								de l'Estim
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780	R² Ajusté 0.7364	Err-Type	e de l'Estim. <u>5.1578</u>		R <sup>2</sup> 0.8576	0.8309	Err~1 ype	24.7730
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364	Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN	SITES SUR	R <sup>2</sup> 0.8576 2H	R* Ajusté 0.8309		24.7730
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va	R² Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2	Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN	SITES SUR	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va	R <sup>2</sup> Ajustė 0.8309 r. Dep. P0 2	2h	24.7730
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef.	R² Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type	Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p	SITES SUR	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef.	R <sup>2</sup> Ajustė 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type	Err-1ype 2h valeur-t	24.7730
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 3.9089	Err-Type 2h valeur-t 39.8502	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig.	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438	R <sup>2</sup> Ajustė 0.8309 r. Dep. P0 2 <u>Err-Type</u> 31.4847	2h 20.6876	<u>24.7730</u> <u>niv. sign. p</u> 0.0000
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 3.9089 0.0305	Err-Type 2h <u>valeur-t</u> 39.8502 -6.5157	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800	R <sup>2</sup> Ajustė 0.8309 r. Dep. PO 2 <u>Err-Type</u> 31.4847 0.1085	2h valeur-t 20.6876 -10.8763	<u>niv. siqn. p</u> 0.0000 0.0000
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545	Err-Type 2h valeur-t 39.8502 -6.5157 5.7552	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746	R <sup>2</sup> Ajustė 0.8309 r. Dep. PO 2 <u>Err-Type</u> 31.4847 0.1085 0.1946	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0000
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim.	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim.
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671	2h 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. 56.6270
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569	Err-Type 2h valeur-t 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. 56.6270
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Vat	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. 56.6270
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 Var. Ind.	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef.	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569	Err-Type valeur-t 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind.	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var Coef.	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. 56.6270
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef. 383.0521	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569 c. Dep. Gd 2 Err-Type 51.1035	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t 7.4956	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sian. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS niv. sian. p 0.0000	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind. OrdOrig.	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var Coef. 1354.3707	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671 : Dep. P0 2 Err-Type 176.9451	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t 7.6542	<u>niv. sian. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 de l'Estim. <u>56.6270</u> <u>niv. sian. p</u> 0.0000
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef. 383.0521 -1.3686	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569 c. Dep. Gd 2 Err-Type 51.1035 0.1761	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t 7.4956 -7.7717	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS niv. sign. p 0.0000 0.0000	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind. OrdOrig. CP2	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var Coef. 1354.3707 -4.5219	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671 . Dep. P0 2 Err-Type 176.9451 0.6097	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t 7.6542 -7.4163	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 de l'Estim. <u>56.6270</u> <u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP2 CP3	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef. 383.0521 -1.3686 0.6454	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569 C. Dep. Gd 2 Err-Type 51.1035 0.1761 0.3159	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t 7.4956 -7.7717 2.0433	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0590	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var Coef. 1354.3707 -4.5219 1.5884	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671 . Dep. P0 2 Err-Type 176.9451 0.6097 1.0937	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t 7.6542 -7.4163 1.4523	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 de l'Estim. <u>56.6270</u> <u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.1670
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef. 383.0521 -1.3686 0.6454 1.4618	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569 C. Dep. Gd 2 Err-Type 51.1035 0.1761 0.3159 0.5044	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t 7.4956 -7.7717 2.0433 2.8981	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0590 0.0110	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va Coef. 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var Coef. 1354.3707 -4.5219 1.5884 3.7569	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671 . Dep. P0 2 Err-Type 176.9451 0.6097 1.0937 1.7464	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t 7.6542 -7.4163 1.4523 2.1512	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. <u>56.6270</u> <u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.1670 0.0482
CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 AM	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef. 383.0521 -1.3686 0.6454 1.4618 0.4596	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569 C. Dep. Gd 2 <u>Err-Type</u> 51.1035 0.1761 0.3159 0.5044 0.0956	Err-Type 2h valeur-t 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t 7.4956 -7.7717 2.0433 2.8981 4.8059	e de l'Estim. 5.1578 INTEN niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0590 0.0110 0.0002	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 AM	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var <u>Coef.</u> 1354.3707 -4.5219 1.5884 3.7569 1.3304	R <sup>2</sup> Ajusté <u>0.8309</u> r. Dep. P0 2 <u>Err-Type</u> 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671 Dep. P0 2 <u>Err-Type</u> 176.9451 0.6097 1.0937 1.7464 0.3311	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t 7.6542 -7.4163 1.4523 2.1512 4.0178	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. <u>56.6270</u> <u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.1670 0.0482 0.0011
CP3 CP4	0.0842 R <sup>2</sup> 0.7780 Va Coef. 155.7716 -0.1991 0.3135 0.3247 R <sup>2</sup> 0.7953 Var Coef. 383.0521 -1.3686 0.6454 1.4618 0.4596 R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> Ajusté 0.7364 r. Dep. Gd 2 Err-Type 3.9089 0.0305 0.0545 0.0860 R <sup>2</sup> Ajusté 0.7569 C. Dep. Gd 2 Err-Type 51.1035 0.1761 0.3159 0.5044 0.0956 R <sup>2</sup> Ajusté	Err-Type 2h 39.8502 -6.5157 5.7552 3.7760 Err-Type 4h valeur-t 7.4956 -7.7717 2.0433 2.8981 4.8059 Err-Type	e de l'Estim. 5.1578 INTEN 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 0.0017 e de l'Estim. 15.9700 INTENS niv. sign. p 0.0000 0.0000 0.0590 0.0110 0.0002 e de l'Estim.	SITES SUR Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 SITES SUR 2 Var. Ind. OrdOrig. CP2 CP3 CP4 AM	R <sup>2</sup> 0.8576 2H Va <u>Coef.</u> 651.3438 -1.1800 0.8746 1.3164 R <sup>2</sup> 0.8950 24 H Var <u>Coef.</u> 1354.3707 -4.5219 1.5884 3.7569 1.3304 R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> Ajusté 0.8309 r. Dep. P0 2 Err-Type 31.4847 0.1085 0.1946 0.3108 R <sup>2</sup> Ajusté 0.8671 . Dep. P0 2 Err-Type 176.9451 0.6097 1.0937 1.7464 0.3311 R <sup>2</sup> Ajusté	2h valeur-t 20.6876 -10.8763 4.4938 4.2362 Err-Type 4h valeur-t 7.6542 -7.4163 1.4523 2.1512 4.0178 Err-Type	<u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.0004 0.0007 e de l'Estim. <u>56.6270</u> <u>niv. sign. p</u> 0.0000 0.0000 0.1670 0.0482 0.0011 e de l'Estim.

**INTENSITES SUR 5 MN** 

#### \_\_\_\_\_

Gd (Intensité sur 5 minutes)



P0 (Intensité sur 5 minutes)



Gd (Intensité sur 30 minutes)



P0 (Intensité sur 30 minutes)



Gd (Intensité sur 2 heures)



P0 (Intensité sur 2h heures)



Gd (Intensité sur 24 heures)



P0 (Intensité sur 24h heures)



# Annexe B

# **EVÉNEMENTS DE CALAGE**





Evénements de Calage

A-ec-2



A-ec-3



A-ec-4


A-ec-5



A-ec-6







<sup>(</sup>Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t=5$  mn)













V-ec-3

0 E

(Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t=5$  mn)









## Annexe C

### SIMULATIONS MG-1 / MS-1 / MS-2









.











— Obs —— Cal

\_



Simulations MS-2





MS2-MOC (Q en l/s, P en 1/10 mm,  $\Delta t$ =5mn)

# Annexe D

### PLUIES ET CRUES DE PROJET

ATIUE



MATATIA



VAIAMI



TITAAVIRI



#### Mémoires des Géosciences de Montpellier

ISSN - 2-912411-02-5 // ISBN

Nº1 - Mireille HUC (1997) : Modélisation du cycle sismique par la méthode des éléments finis

N°2 - Fernando NINO (1997) : Modélisation numérique de la déformation localisée et de l'activité tectonique des failles

N°3 - Daniel RAUCOULES (1997) : Interférométrie ROS (ERS1) pour la construction de MNT en zone montagneuse. Application au Grand Caucase

N°4 - Patrick RAVAUT (1997) : Les anomalies de pesanteur en Oman. Implications sur la structure et l'évolution tectonique de la chaîne nord-omanaise

N°5 - Erik DOERFLINGER (1997) : Utilisation de la méthode de positionnement satellitaire GPS pour la détermination précise des altitudes relatives et absolues

N°6 - Véronique LEONARDI (1998) : Interprétation de l'effet des séismes locaux sur le comportement hydraulique des aquifères. Cas du bassin artésien de l'Arax et de la nappe libre des basaltes de Garni (Arménie)

N°7 - Maylis LABONNE (1998) : Isotopes du Pb, du Sr et métaux traces dans les mollusques. Contrainte sur les sources de métaux et les mouvements d'eaux dans une lagune côtière (Thau, France)

Nº8 - Luc NEPPEL (1998) : Le risque pluvial en région Languedoc-Roussillon, caractérisation de l'aléa climatique

N°9 - Jean Emmanuel HURTREZ (1998) : Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen

N°10 - David JOUSSELIN (1998) : Structure détaillée et propriétés sismiques des diapirs de manteau dans l'ophiolite d'Oman

N°11 - Hervé JOURDE (1999) : Simulation d'essais de puits en milieu fracturé à partir d'un modèle discret basé sur les lois mécaniques de fracturation

N°12 - Jean-Yves JOSNIN (1999) : Rôle de la tectonique plioquaternaire dans la modélisation des circulations et des échanges hydrauliques d'un aquifère karstique du Languedoc méditerranéen

N°13 - Benoît HINGRAY (1999) : Comportement et modélisation hydraulique des zones bâties en situation d'inondation : le cas des zones cloisonnées d'habitat individuel de Ouagadougou

N°14 - SEASIA CONFERENCE (1999) : Active Subduction and Collision in Southeast Asia : Data and Models. International Conference and 4th France-Taiwan Symposium, Montpellier, may 1999

N°15 - Alain RABAUTE (1999): Obtenir une représentation en continu de la lithologie et de la minéralogie. Exemples d'application du traitement statistique de données de diagraphie aux structures sédimentaires en régime de convergence de plaques (Leg ODP 134, 156 et 160)

N°16 - Muriel GERBAULT (1999) : Modélisation numérique de la naissance des déformations localisées : exemple du flambage lithosphérique

N°17 - Walid BEN ISMAIL (1999) : La lithosphère cratonique : pétrophysique des xénolites mantelliques d'Afrique du Sud

Nº18 - Geoffroy WOTLING (2000) : Caractérisation et modélisation de l'aléa hydrologique à Tahiti

------

Prix des ouvrages : 150 Fr.H.T. le volume + frais d'envoi - Les commandes sont à adresser à : ISTEEM - Bibliothèque Université Montpellier 2 - C.C. 049 34095 - MONTPELLIER CEDEX 05 Tel : 04-67-14-45-99 // Fax : 04-67-14-47-85 Email : pialoux@dstu.univ-montp2.fr The tropical volcanic island of Tahiti is characterized by very strong hydro-climatic contrasts and heavy rainfall hazard. In this context, the hydrological risk is analyzed through its three principal aspects : the extreme rainfall space-time distribution, the precipitation-runoff transformation and the stormwater pollution fluxes.

Regarding extreme rainfall, space variability of the Gumbel parameters can be related to the principal components of the topographic environment. Then inference from multiple regressions leads to the rainfall statistic mapping in a strongly anisotropic area where the non-stationnarity over space could not be captured by the usual geostatistical techniques

The Rainfall-Runoff relationship was studied on three experimental sites. The main factors influencing runoff genesis appear to be closely related to the geology and geomorphology. Using some original concepts on the distributed modeling of runoff transfer, the catchment hydrological behavior is shown to be very heterogeneous. Extrapolation in time is checked against exceptional recordings of extreme floods and transposition from one site to another can be carried out using simple geographical criteria.

Measurements of concentrations confirm that the stormwater pollution is primarily particulate, closely related to the anthropic activities and to the intensity of runoff processes. By lumped modeling, one also shows that an extreme event can generate in 24 h a load which is equivalent to that produced by several average hydrological years.

This work largely improves knowledge on the tahitian hydrology and could probably have applications in other tropical volcanic island or mountainous areas in general.

#### **KEYWORDS**:

Tropical Hydrology, Distributed Modeling, Spatial Rainfall Variability, Regionalization, Hydrological Processes, Erosion, DEM, GIS, French Polynesia.



INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'EAU ET DE L'ESPACE DE MONTPELLIER

UM2, Place E.Bataillon - cc 49 34095 Montpellier cedex 5 Tél. 33 (0)4 67 14 45 93 Fax 33 (0)4 67 14 47 85 http://www.dstu.univ-montp2.fr