



L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement

(Tropical Hydrology: A Geoscience
and a Tool for Sustainability)

Mélanges à la mémoire de Jean Rodier
(Dedicated to the memory of Jean Rodier)

Edité par

P. CHEVALLIER & B. POUYAUD

*L'Institut Français de
Recherche Scientifique pour le
Développement en Coopération
(Orstom) "provided financial
sponsorship for this
publication"*



INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROLOGICAL SCIENCES

Officers of IAHS elected for the period 1995-1999

<i>President:</i>	Dr J. C. RODDA, UK (1995-2001)
<i>Secretary General:</i>	Dr G. J. YOUNG, Canada
<i>Vice-Presidents:</i>	Dr G. N. GOLUBEV, Russia Dr P. HUBERT, France Dr K. TAKEUCHI, Japan
<i>Past-President:</i>	Dr U. SHAMIR, Israel
<i>Editor:</i>	Dr T. O'DONNELL, UK
<i>Treasurer:</i>	Dr M. E. MOSS, USA
<i>Honorary President:</i>	Mr A. I. JOHNSON, USA

Individual Membership

Individual membership of the Association is free and open to anyone who endeavours to participate in IAHS activities, such as IAHS symposia, workshops and working groups. Individual Members of IAHS may obtain a half-price subscription to *Hydrological Sciences Journal* and a 25% discount on other IAHS publications. For further information please contact:

Dr G. J. Young, Secretary General IAHS,
Department of Geography, Wilfrid Laurier
University, Waterloo, Ontario N2L 3C5,
Canada

Information about IAHS may be found in the IAHS Homepage on the World Wide Web at:

<http://www.wlu.ca/~wwwiahs/index.html>

All editions of the IAHS Newsletter will be sent by e-mail to members who provide an e-mail address.

Aims of the Association

1. The objects of the Association are:
 - (a) To promote the study of hydrology as an aspect of the earth sciences and of water resources; to study the hydrological cycle on the Earth, the waters of the continents, surface and ground waters, snow and ice, including their physical, chemical and biological processes, their relation to climate and to other physical and geographical factors as well as the interrelations between them; to study erosion and sedimentation and their relation to the hydrological cycle; to examine the hydrological aspects of the use and management of water resources and their change under the influence of man's activities; to provide a firm scientific basis for the optimal utilization of water resources systems, including the transfer of knowledge on planning, engineering, management and economic aspects of applied hydrology.
 - (b) To provide for discussion, comparison, and publication of research results.
 - (c) To initiate, facilitate, and coordinate research into, and investigation of, those hydrological problems which require international cooperation.

Background Information

The Association is a constituent body of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG). Any country adhering to the Union also adheres to the Association, and is entitled to send delegates to participate in its work. All scientific meetings of the Association or of its components are open to such delegates. The Association performs its scientific and international activities in the framework of the International Council of Scientific Unions (ICSU) and IUGG in cooperation with the United Nations and its specialized agencies and through direct contacts with other international organizations. The Association maintains contact with adhering countries through their National Committees or National Representatives.

The Scientific Commissions and Committees

Information about the activities of the Scientific Commissions and Committees of the Association may be obtained from their Presidents:

- Dr F. NOBILIS, *President of the IAHS International Commission on Surface Water*, Hydrographisches Zentralbüro, Marxergasse 2, A-1030 Vienna, Austria
- Dr S. M. GORELICK, *President of the IAHS International Commission on Groundwater*, Department of Applied Earth Sciences, Stanford University, Stanford, California 94305-2115, USA.
- Dr C. A. ONSTAD, *President of the IAHS International Commission on Continental Erosion*, USDA Agricultural Research Service, Southern Plains Area Office, 7607 Eastmark Drive, Suite 230, College Station, Texas 77840, USA.
- Dr E. M. MORRIS, *President of the IAHS International Commission on Snow and Ice*, Ice and Climate Division, British Antarctic Survey, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0ET, UK.
- Dr N. E. PETERS, *President of the IAHS International Commission on Water Quality*, US Geological Survey, Water Resources Division, Peachtree Business Center, Suite 130, 3039 Amwiler Road, Atlanta, Georgia 30360-2824, USA.
- Dr S. SIMONOVIC, *President of the IAHS International Commission on Water Resources Systems*, Department of Civil Engineering, University of Manitoba, 348A Engineering Bldg, Winnipeg, Manitoba R3T 2N2, Canada.
- Dr G. A. SCHULTZ, *President of the IAHS International Committee on Remote Sensing and Data Transmission*, Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umweltechnik, Ruhr Universität, PO Box 102148, D-44780 Bochum, Germany.
- Dr J. D. KALMA, *President of the IAHS International Committee on Atmosphere-Soil-Vegetation Relations*, Department of Civil Engineering and Surveying, University of Newcastle, Callaghan, New South Wales 2308, Australia.
- Dr Ch. LEIBUNDGUT, *President of the IAHS International Committee on Tracers*, Department of Hydrology, A. L. University, Werderring 4, D-79098 Freiburg, Germany.

(see inside back cover for further information)

**L'hydrologie tropicale:
géoscience et outil pour le
développement**

**(Tropical Hydrology:
A Geoscience and a Tool for
Sustainability)**

SOME OTHER TITLES PUBLISHED BY
The International Association of Hydrological Sciences (IAHS)
in the Series of Proceedings and Reports (Red Books)

The Influence of Man on the Hydrological Regime with Special Reference to Representative and Experimental Basins. Proceedings of a symposium held at Helsinki, June 1980
Publ.no. 130 (1980), price £19.50

The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources. Proceedings of a symposium held during the IUGG Assembly, Vancouver, August 1997
edited by *S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg*
Publ.no. 168 (1987), price £35.50
ISBN 0-947571-26-4

FRIENDS in Hydrology. Proceedings of the first international FRIEND Symposium held at Bolkesjø, Norway, April 1989
edited by *Lars Roald, Kjell Nordseth & Karin Anker Hassel*
Publ.no. 187 (1989), price £32.50
ISBN 0-947571-27-2

Groundwater Management: Quantity and Quality. Proceedings of the Benidorm Symposium, October 1989
edited by *A. Sahuquillo, J. Andreu & T. O'Donnell*
Publ.no. 188 (1989), price £39.00
ISBN 0-947571-32-9

Regionalization in Hydrology. Proceedings of a symposium held at Ljubljana, April 1990
edited by *M. A. Beran, M. Brilly, A. Becker & O. Bonacci*
Publ.no. 191 (1990), price £29.50
ISBN 0-947571-47-7

Hydrology in Mountainous Regions. II – Artificial Reservoirs; Water and Slopes. Proceedings of two symposia held at Lausanne, August 1990
edited by *Richard O. Sinniger & Michel Monbaron*
Publ.no. 194 (1990), price £32.50
ISBN 0-947571-62-0

The Hydrological Basis for Water Resources Management. Proceedings of a symposium held at Beijing, October 1990
edited by *Uri Shamir & Chen Jiaqi*
Publ.no. 197 (1990), price £39.00
ISBN 0-947571-77-9

Hydrological Processes and Water Management in Urban Areas. Invited lectures and selected papers from the Urban Water '88 Symposium held at Duisberg, Germany, April 1988
edited by *Herbert Massing, John Packman & Floris Zuidema*
Publ.no. 198 (1990), price £32.50
ISBN 0-947571-82-5

Hydrological Basis of Ecologically Sound Management of Soil and Groundwater. Proceedings of a symposium held during the IUGG Assembly, Vienna, August 1991
edited by *H. P. Nachtnebel & K. Kovar*
Publ.no. 202 (1991), price £35.50
ISBN 0-947571-03-5

Sediment and Stream Water Quality in a Changing Environment: Trends and Explanation. Proceedings of a symposium held during the IUGG Assembly, Vienna, August 1991
edited by *N. E. Peters & D. E. Walling*
Publ.no. 203 (1991), price £35.50
ISBN 0-947571-08-6

Hydrology of Natural and Manmade Lakes. Proceedings of a symposium held during the IUGG Assembly, Vienna, August 1991
edited by *G. Schiller, R. Lemmelä & M. Spreafico*
Publ.no. 206 (1991), price £32.50
ISBN 0-947571-23-X

Hydrology in Warm Humid Regions. Proceedings of a symposium held during the Joint IAMAP-IAHS Meeting, Yokohama, July 1993
edited by *John Stuart Gladwell*
Publ.no. 216 (1993), price £48.50
ISBN 0-947571-73-6

Hydrological, Chemical and Biological Processes of Transformation and Transport of Contaminants in Aquatic Environments. Proceedings of the HYDROCHEMISTRY 1993 Symposium held at Rostov-on-Don, May 1993
edited by *N. E. Peters, R. J. Allan & V. V. Tsrirkinov*
Publ.no. 219 (1994), price £48.50
ISBN 0-947571-88-4

Groundwater Quality Management. Proceedings of the GQM 93 Conference held at Tallinn, Estonia, in September 1993
edited by *K. Kovar & J. Soveri*
Publ.no. 220 (1994), price £48.50
ISBN 0-947571-98-1

Future Groundwater Resources at Risk. Proceedings of the FGR 94 Conference held at Helsinki, June 1994
edited by *J. Soveri & T. Suokko*
Publ.no. 222 (1994), price £48.50
ISBN 0-947571-09-4

Man's Influence on Freshwater Ecosystems and Water Use. Proceedings of a symposium held at Boulder, Colorado, July 1995
edited by *G. Pets*
Publ.no. 230 (1995), price £39.00
ISBN 0-947571-54-X

Modelling and Management of Sustainable Basin-Scale Water Resource Systems. Proceedings of a symposium held at Boulder, Colorado, July 1995
edited by *S. P. Simonovic, Z. Kundzewicz, D. Rosbjerg & K. Takeuchi*
Publ.no. 231 (1995), price £48.50
ISBN 0-947571-59-0

Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources. Proceedings of the HydroGIS 96 Conference held at Vienna, April 1996
edited by *K. Kovar & H. P. Nachtnebel*
Publ.no. 235 (1996), price £58.00
ISBN 0-947571-84-1

Orders Please send orders and enquiries to:

IAHS Press (Attn: Jilly Gash)
Institute of Hydrology
Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

telephone: +44 1491 692442
fax: +44 1491 692448/692424
e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk



L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement

(Tropical Hydrology: A Geoscience
and a Tool for Sustainability)

Mélanges à la mémoire de Jean Rodier
(Dedicated to the memory of Jean Rodier)

Edité par

P. CHEVALLIER

*Orstom, Département des Eaux Continentales, 911, avenue Agropolis,
F-34032 Montpellier Cedex, France*

B. POUYAUD

Mission Orstom en Bolivie, CP 9214, 00095 La Paz, Bolivie

Actes de la conférence de Paris, 2-4 mai 1995,
organisée au Ministère de l'Environnement avec le
soutien:

**de l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le
Développement en Coopération (Orstom)**

du Groupement d'Intérêt Public « HydrOsystèmes »

du Comité National Français des Sciences Hydrologiques

du Ministère de l'Environnement de la République Française



*Cette publication a bénéficié d'une aide financière de
l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le
Développement en Coopération (Orstom)*

IAHS Publication no. 238

dans la série des comptes rendus et rapports de
l'Association internationale des sciences hydrologiques

Published by the International Association of Hydrological Sciences 1996

IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK.

IAHS Publication No. 238

ISBN 0-947571-99-X

British Library Cataloguing-in-Publication Data.

A catalogue record for this book is available from the British Library.

The designations employed and the presentation of material throughout the publication do not imply the expression of any opinion whatsoever on the part of IAHS concerning the legal status of any country, territory, city or area or of its authorities, or concerning the delimitation of its frontiers or boundaries.

The use of trade, firm, or corporate names in the publication is for the information and convenience of the reader. Such use does not constitute an official endorsement or approval by IAHS of any product or service to the exclusion of others that may be suitable.

Remerciements: *Claude Bocquillon, Pierre Chevallier, Jean-Jacques Collin, Babacar Dieng, Jean-Marie Fritsch, Pierre Hubert, Michel Lang, Jean-Claude Leprun, Christian Lévêque, Ghislain de Marsily, Emmanuel Naah, Jean-François Nouvelot, Guy Oberlin, Jean-Claude Olivry, Bernard Pouyaud, Pierre Ribstein, Charles Riou, Michel-Alain Roche, Mamadou Sakho et Georges Vachaud ont révisés les articles.*

Claudine Dieulin, Malika Djelouli et Patrick Raous ont aidé à la traduction, à la mise en page et à l'acquisition informatique.

Valérie Durand a réalisé la version finale du manuscrit transmise aux presses de l'AISH.

John Rodda a corrigé le texte anglais.

The papers were checked and reformatted into IAHS house style by Sarah Cage (freelance editor, Birmingham, UK) and Penny Kisby (IAHS Press, Wallingford, UK) using Word files provided by the first Editor; Penny Kisby assembled the final camera-ready pages.

Mélanges à la mémoire de Jean Rodier
(Dedicated to the memory of Jean Rodier)



Jean Rodier (1914-1994)

Avant-propos

Jean Rodier avait consacré sa vie professionnelle à l'hydrologie dans les pays en développement des régions tropicales. A plus d'un titre, il y fut un précurseur. Un an après sa disparition, les 11èmes *Journées Hydrologiques de l'Orstom* nous ont donné l'occasion de lui rendre hommage en organisant à Paris les 3 et 4 mai 1995 une conférence internationale dédiée à sa mémoire. Le titre choisi pour la conférence « *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement* » reflète parfaitement ce qui a constitué le contexte et l'oeuvre de Jean Rodier. Les principales communications présentées sont réunies ici dans un livre de *mélanges*.

Au moment où l'eau constitue l'un des enjeux majeurs des relations entre les sociétés, le présent ouvrage démontre l'intérêt toujours porté aux spécificités du monde tropical par une communauté de scientifiques que préoccupe autant l'amélioration de la connaissance, que la recherche de méthodes et de techniques permettant de mettre pleinement en application cette connaissance dans les pays en développement.

Il aurait certes été tentant de dresser un bilan de ce qu'a été l'action de Jean Rodier et de ses élèves. Mais, tout en rappelant sa démarche et ses enseignements dont nous sommes les héritiers, nous avons préféré établir *un état de l'art* et proposer une *prospectiv*e, persuadés que Jean Rodier ne nous aurait pas désavoués.

Ce livre est donc organisé en cinq parties:

- La première intitulée « *la mémoire de l'hydrologie tropicale* », rappelle (Pouyaud) quelle fut la démarche scientifique et institutionnelle de Jean Rodier, puis synthétise l'action scientifique de l'ORSTOM dans les domaines, d'une part, de l'étude des petits bassins versants (Chevallier & Rodier), à laquelle Jean Rodier a pris une part déterminante, d'autre part, de l'approche multidisciplinaire avec les pédologues, illustrée par l'exemple du Nordeste brésilien (Cadier *et al.*), et, enfin, des techniques opérationnelles d'acquisition et de transmission de données hydrologiques par l'intermédiaire de satellites (Callède & Gautier).
- La seconde, intitulée « *la pluviométrie et le climat en milieu tropical* », présente successivement un bilan de la connaissance acquise à l'aide de techniques traditionnelles (L'Hôte *et al.*, Sow), puis montre les résultats obtenus dans le cadre de grandes expérimentations conduites avec des moyens modernes (Lebel *et al.*) ou d'études statistiques nécessitant le traitement d'un grand nombre de données (Paturel *et al.*). Tous ces articles se rejoignent pour mettre en évidence une grande variabilité climatique qui se traduit depuis une vingtaine d'années par une péjoration des apports pluviométriques sur l'Afrique de l'Ouest.
- La troisième, intitulée « *les régimes hydrologique tropicaux* », s'inscrit dans la

lignée de ce qui fut le sujet de doctorat de Jean Rodier sur les régimes hydrologiques d'Afrique Noire. Un premier groupe d'articles concerne les régions sèches: il y a d'abord un tableau général proposé par l'OMM (Askew & Rodda), puis deux études concernant les écoulements de surface non pérennes de bassins versants de surface petite à moyenne au Niger (Desconnets *et al.*) et au Sénégal (Albergel & Dacosta), et enfin une analyse d'un grand hydrosystème, celui du fleuve Niger (Briquet *et al.*). Un deuxième groupe d'articles s'intéresse à une approche globale des régimes hydrologiques à travers les projets FRIEND (*Flow Regime from International Experiment Network Data*) de l'UNESCO en Afrique de l'Ouest et Centrale (Aka *et al.*) et en Afrique Australe (Bullock & Matondo). Un troisième groupe d'articles présente une analyse synthétique du régime de deux très grands cours d'eau, l'Oubangui (Wesserlink *et al.*) et l'Amazone (Molinier *et al.*).

- La quatrième partie, intitulée « *les processus hydrologiques tropicaux* », s'intéresse aux mécanismes de l'écoulement. Aux petites échelles, ce sont les états de surface qui conditionnent la dynamique de l'écoulement de crue dans les régions arides et subarides (Casenave & Valentin, Lamachère & Puech). Dans les régions plus humides, des techniques géochimiques permettent de mieux comprendre les chemins de l'eau dont la dynamique est particulièrement complexe (Bariac *et al.*). A l'échelle des grands bassins on étudie la géodynamique des surfaces continentales en analysant les interactions entre les constituants géologiques et les cours d'eau qui recueillent et transportent ces témoins solides ou dissous de l'altération (Laraque & Olivry, Censier, Bullock & McCartney).
- La cinquième partie, intitulée « *le traitement des données et la modélisation hydrologique en milieu tropical* » montre les perspectives offertes aux utilisateurs par le développement rapide de l'outil informatique appliqué à l'hydrologie. On y distingue la présentation d'outils opérationnels (Servat *et al.*, Bouvier *et al.*), des applications sur des ensembles géographiques particuliers (Cappelaere *et al.*, Lamagat *et al.*) et des réflexions sur des méthodes susceptibles d'apporter des résultats intéressants dans le futur (Sambou & Thirriot, Grésillon & Puech, Delclaux & Hilaire).

Cette trentaine d'articles ne donne qu'un panorama partiel des activités hydrologiques dans le monde tropical. Mais les références bibliographiques qui les accompagnent offriront au lecteur curieux, au chercheur passionné ou à l'ingénieur efficace des pistes pour répondre aux questions qu'ils se posent. Jean Rodier était un homme qui possédait ces trois visages.

Pierre Chevallier & Bernard Pouyaud
Directeurs de Recherche à l'Orstom
Montpellier et La Paz, mai 1996

Foreword

Jean Rodier devoted his professional life to tropical regions and developing countries. He was a forerunner to more than one title. One year after his death on 1 May 1994, the 11th *Journées Hydrologiques de l'Orstom* gave us the opportunity to pay him homage by organizing in Paris from 3 to 4 May 1995 an international conference dedicated to his memory. The title chosen for this conference was « *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement* (tropical hydrology: a geoscience and a tool for sustainability) » reflecting perfectly what was the framework and the objective of Jean Rodier's work. The principal papers presented at this conference are brought together in this publication.

At a time when water is a major challenge in the relationships between societies, this book demonstrates the interest of scientific specialists concerned with the tropical world, who are concerned with the improvement of knowledge and the methods and techniques, allowing these to be applied in the developing countries of the tropical belt.

There was a temptation to draw up a balance sheet of what had been Jean Rodier's and his students activities. But we chose, while recalling his approach and teachings (whose heirs we are); to consider the state of the art and the prospects, sure that Jean Rodier would not have disagreed.

This book is therefore organized in five parts:

- The first part entitled « *Remembering tropical hydrology* », recalls (Pouyaud) the main scientific and institutional approaches of Jean Rodier, then tries to synthesize the evolution of the scientific thrust of Orstom in this field, on the one hand the study of small watersheds (Chevallier & Rodier), where Jean Rodier had played a significant part, on the other hand, the multidisciplinary approach with pedologists, illustrated by the example of the Brazilian Nordeste (Cadier *et al.*), and, finally, the operational techniques of acquisition and monitoring of hydrological data using satellites (Callède & Gautier).
- The second part, entitled « *Rainfall and climate in tropical milieu* », presents knowledge collected using traditional techniques (L'Hôte *et al.*, Sow), then the results of modern large scale experiments (Lebel *et al.*) and statistical studies requiring the processing of huge amounts of data (Paturel *et al.*). All these articles focus on large climatic variability that has appeared during the last 15 years with the decreasing rainfall in West Africa.
- The third part, « *Tropical hydrological regimes* », brings together papers on the subject of Jean Rodier's thesis namely the hydrological regimes in black Africa. A first group of articles deals with dry regions: first a general description given by WMO (Askew & Rodda) then two studies dealing with non-perennial

surface runoff from small to medium watersheds in Niger (Desconnets *et al.*) and in Senegal (Albergel & Dacosta), and finally an analysis of a large hydrosystem, the Niger (Briquet *et al.*). A second group of articles deals with the global approach to hydrological regimes through the FRIEND project of UNESCO in West and Central Africa (Aka *et al.*) and in South Africa (Bullock & Matondo). A third group of articles introduces a synthetic analysis of the regime of two large rivers, the Oubangui (Wesserlink *et al.*) and the Amazon (Molinier *et al.*).

- The fourth part, with the title « *Tropical hydrological processes* », deals with the mechanism of runoff. The papers show that at small scales, the surface features mainly determine the dynamic of the flood runoff in the arid and sub-arid regions (Casenave & Valentin, Lamachère & Puech). In the more humid regions, geochemical techniques permit better understanding of the water paths whose dynamics is particularly complex (Bariac *et al.*). At the large basin scale the geodynamics of the continental surface is portrayed, analysing the interactions between the geological components and the rivers that pick up and transport solids and dissolved material (Laraque & Olivry, Censier, Bullock & McCartney) that are the markers of the evolution of the continents and the subject of natural and human actions and constraints.
- The fifth part, « *Data processing and hydrological modelling in the tropics* », shows perspectives offered to users of hydrological information due to the rapid development of the computer. Operational tools are identified (Servat *et al.*, Bouvier *et al.*), the applications on particular geographical sets (Cappelaere *et al.*, Lamagat *et al.*) and there are reflections on methods able to bring interesting results in the future (Sambou & Thirriot, Grésillon & Puech, Delclaux & Hilaire).

These 30 papers only give a partial view of the hydrological activities in the tropical world. But the references listed will provide the interested reader, the fanatic researcher or the efficient engineer further means of answering their questions. Jean Rodier was a person who fitted all three categories.

Pierre Chevallier & Bernard Pouyaud

*Directors de Research at Orstom
Montpellier and La Paz, May 1996*

Table des matières

Avant-propos Foreword	<i>Pierre Chevallier & Bernard Pouyaud</i>	vii ix
1 La mémoire de l'hydrologie tropicale (Remembering tropical hydrology)		
Jean Rodier: un précurseur et un père pour l'hydrologie tropicale Rodier: pioneer and father of tropical hydrology	<i>Bernard Pouyaud</i>	3 10
Les bassins versants de recherche tropicaux: historique des études menées par l'Orstom	<i>P. Chevallier & J. Rodier</i>	13
La télétransmission par satellite en hydrométrie: historique de son développement à l'Orstom de 1972 à 1994	<i>J. Callède & M. Gautier</i>	25
Le comportement des bassins versants représentatifs du Nordeste Brésilien bilan de la collaboration entre hydrologues et pédologues	<i>E. Cadier, J. C. Leprun & J. F. Nouvelot</i>	41
2 La pluviométrie et le climat en milieu tropical (Rainfall and climate in the tropics)		
Carte des types de climats « en Afrique Noire à l'ouest du Congo ». Rappels, et extension aux régimes hydrologiques	<i>Yann L'Hôte, Pierre Dubreuil & Jacques Lérique</i>	55
Etude de la variabilité spatiale de la pluviométrie en région sahélienne	<i>Cheikh Sadibou Sow</i>	67
La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel: apports de l'expérience EPSAT-Niger	<i>T. Lebel, A. Amani, F. Cazenave, J. Lecocq, J. D. Taupin, E. Elguero, M. Greard, L. Le Barbé, H. Laurent, N. d'Amato & J. Robin</i>	77
Procédures d'identification de « ruptures » dans des séries chronologiques – modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne	<i>J. E. Paturel, E. Servat, B. Kouamé, J. F. Boyer, H. Lubès Niel & J. M. Masson</i>	99
3 Les régimes hydrologiques tropicaux (Tropical flow regimes)		
Addressing arid zone problems	<i>A. J. Askew & J. C. Rodda</i>	113
Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel	<i>J. C. Desconnets, S. Galle, C. Leduc & C. Peugeot</i>	125
Les écoulements non pérennes sur les petits bassins du Sénégal	<i>J. Albergel & H. Dacosta</i>	139
Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Koulikoro (Mali)	<i>J. P. Briquet, G. Mahé, F. Bamba & J. C. Olivry</i>	157
Analyse statistique de l'évolution des écoulements en Côte d'Ivoire	<i>A. Aka, B. Kouamé, J. E. Paturel, E. Servat, H. Lubès Niel & J. M. Masson</i>	167
Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide: l'Oubangui (République Centrafricaine)	<i>A. J. Wesselink, D. Orange, C. T. Feizouré & Randriamiarisoa</i>	179

Southern Africa FRIEND – the first 2000 days <i>A. Bullock & J. I. Matondo</i>	195
Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents <i>M. Molinier, J.-L. Guyot, Eurides de Oliveira & Valdemar Guimarães</i>	209
4 Les processus hydrologiques tropicaux (Tropical hydrological processes)	
Etats de surface et transposition des données hydrologiques <i>A. Casenave & C. Valentin</i>	225
Cartographie des états de surface par télédétection et prédétermination des crues des petits bassins versants en zones sahélienne et tropicale sèche <i>J. M. Lamachère & C. Puech</i>	235
Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue sur un petit bassin versant Guyanais (Piste Saint-Elie, dispositif ECEREX, Orstom-CTFT, Guyane Française) <i>T. Bariac, A. Millet, B. Ladouche, R. Mathieu, C. Grimaldi, M. Grimaldi, M. Sarrazin, P. Hubert, H. Molicova, L. Bruckler, V. Valles, P. Bertuzzi, B. Bes, J. C. Gaudi, J. Horoyan, J. Boulègue, F. Jung, Y. Brunet, J. M. Bonnefond, R. Tournebize & A. Granier</i>	249
Evolution de l'hydrologie du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite et dynamique des transports solides et dissous <i>A. Laraque & J. C. Olivry</i>	271
Caractérisation de processus d'érosion régressive par analyse sédimentologique comparée des sables du chenal et des barres du cours inférieur de l'Oubangui (République Centrafricaine, Congo, Zaïre) <i>C. Censier</i>	289
Wetland and river flow interactions in Zimbabwe <i>A. Bullock & M. P. McCartney</i>	305
5 Le traitement des données et la modélisation hydrologique en milieu tropical (Data processing and hydrological modelling in the tropics)	
Différentes approches de développement informatique au sein de FRIEND-AOC: des outils pour la recherche et l'hydrologie opérationnelle, et des supports de formation <i>E. Servat, J. F. Boyer, J. E. Paturel, C. Berkhoff & B. Kouamé</i>	325
Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau en Côte d'Ivoire <i>B. Kouamé, E. Servat & A. Dezetter</i>	343
Prévision des crues de l'Amazone <i>B. Cappelaere, H. Lubès Niel, C. Berkhoff, H. Thépaut, J. L. Guyot, E. de Oliveira & M. Rodriques</i>	355
Analyse statistique de l'écoulement d'un fleuve dans une plaine d'inondation: application aux cotes maximales du fleuve Niger dans la cuvette lacustre <i>J. P. Lamagat, S. Sambou & J. Albergel</i>	367
Indices de coordination et relation pluie-débit: application au haut-bassin du fleuve Sénégal <i>S. Sambou & C. Thirriot</i>	381
Estimation des débits des crues sur les petits bassins versants en zones sahéliennes et tropicales. Analyse de données et suggestions pour le dimensionnement <i>J. M. Grésillon & C. Puech</i>	395
Premiers essais de détermination du coefficient de ruissellement décennal à l'aide de règles floues <i>F. Delclaux & V. Hilaire</i>	413
ATHYS: atelier hydrologique spatialisé <i>Ch. Bouvier, F. Delclaux & A. Crespy</i>	425

1 La mémoire de l'hydrologie tropical

(Remembering tropical hydrology)

Jean Rodier: un précurseur et un père pour l'hydrologie tropicale

BERNARD POUYAUD

*Directeur de Recherches, Mission Orstom en Bolivie, CP 9214,
00095 La Paz, Bolivie*

Les Journées Hydrologiques 1995 de l'Orstom, « L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement », furent consacrées au souvenir de Jean Rodier disparu le 1 mai 1994. Le présent article est issu de la communication inaugurale de ces journées qui se proposait de retracer le parcours personnel et scientifique de celui qui fut le fondateur de la section hydrologique de l'Orstom et à ce titre le père de l'école française d'hydrologie tropicale.

Lorsqu'en début mai 1966, en compagnie de Eric Cadier et sur les conseils de Maurice Pardé notre Professeur de « Potamologie » à Grenoble, nous fûmes reçus par Jean Rodier au siège du Service Hydrologique Central de l'Orstom, 1 rue Léon Cladel, sous une gravure impertinente illustrant les premiers jaugeages par la méthode chimique ..., je n'imaginai pas qu'il me reviendrait 29 ans plus tard, de rappeler au nom de la communauté hydrologique française quel homme extraordinaire et quel chef exemplaire et respecté fut ce formateur de plusieurs générations d'hydrologues français, étrangers, et plus particulièrement africains.

Jean Rodier est né le 18 juin 1914 à Boulogne sur Seine. Il était le père de neuf enfants, mais beaucoup d'entre nous se considèrent également comme ses héritiers spirituels. Après un baccalauréat de mathématiques et lettres, il a été l'élève de l'Ecole Centrale des Arts et Manufactures, dont il sortit quatrième de la promotion 1938. Il ne devait renouer avec l'Université que près de 30 ans plus tard, en octobre 1964 en soutenant une thèse de Docteur Ingénieur de la Faculté des Sciences de Toulouse, oeuvre de précurseur intitulée « Les régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo ». Sous-Lieutenant de réserve à l'issue de son service militaire (1938-1939), il fut immédiatement engagé, comme beaucoup d'hommes de sa génération, dans les combats de la seconde guerre mondiale entre 1939 et 1940 au sein du 17ème bataillon de Chars de Combat, ce qui lui valut une citation à l'ordre de la division.

ALORS COMMENÇA SA VIE PROFESSIONNELLE

De novembre 1940 à décembre 1941, il exerça ses talents d'ingénieur aux Etablissements Maurice Damien, spécialisés en « électroplastie ». Le 15 janvier 1942, il aborda « l'Electricité » comme Ingénieur Adjoint au Chef du Service Electromécanique, puis Adjoint au Chef du Service du Génie Civil, de la Société Hydroélectrique de la Cère (dans le massif central). Il exerça alors des activités de Génie Civil, de Prospection et déjà d'Hydrologie. En avril 1946, le Général de Gaulle, dans le cadre des nationalisations des producteurs d'énergie, créait EDF (Electricité de France), qui absorbait la Société Hydroélectrique de la Cère. A EDF, où il allait passer toute sa carrière, le premier poste de Jean Rodier fut celui d'Ingénieur en Chef à la

Section des débits solides. En avril 1947, il fut affecté à l'Inspection Générale pour l'Union Française et l'Étranger, devenue un peu plus tard Inspection Générale pour la Coopération (IGECO), puis Direction des Affaires Extérieures et de la Coopération (DAFECO). En 1949, il devint Chef de la Division Prospection et Hydrologie de DAFECO, poste qu'il occupa jusqu'en 1958.

C'est dans ce contexte que Jean Rodier allait devenir l'hydrologue de référence, spécialiste de l'Afrique, en accomplissant diverses missions en Guinée, Côte d'Ivoire, Mali, Haute Volta, Gabon, ..., afin d'y engager les prospections de sites de barrages et d'aménagements hydrauliques de toutes natures et les études hydrologiques nécessaires en préalable à ces aménagements.

Il devenait en 1958, à sa création, le premier chef de la Division Hydrologie de EDF-DAFECO. A ce titre, il a attaché son nom aux études hydrologiques des principaux barrages hydroélectriques alors en projet en Afrique de l'Ouest et Centrale: barrage d'Ayamé en Côte d'Ivoire sur la Bia, barrage du Kouilou à Sounda (qui ne fut jamais terminé) au Congo, barrage de Kossou sur le Bandama en Côte d'Ivoire, centrale d'Edéa sur la Sanaga au Cameroun. Mais dès cette époque, Jean Rodier s'écartait déjà de la seule finalité hydroélectrique, pour s'intéresser à des problématiques hydrologiques les plus diverses comme des études sur la navigabilité des grands fleuves africains ou sur les potentialités hydriques pour l'alimentation en eau des grandes métropoles africaines, en abordant notamment la prévision des débits. Il était aussi dès lors un expert en hydrologie tropicale recherché par les organisations internationales (Nations Unies, OMM, Unesco) et les bureaux d'études privés.

Mais son engagement pour l'hydrologie tropicaliste avait été confirmée et puissamment renforcée, lorsque EDF-DAFECO lui avait confié en fin d'année 1949, à la demande de l'Orstom, la mission de créer, puis de diriger, les études hydrologiques au sein de cet institut nouvellement créé.

Dans un premier temps il s'agissait de mettre sur pied un Service Hydrologique pour les Territoires et les Départements Français d'Outre Mer, qui élaborerait les données hydrométriques indispensables au développement de ces pays. Ce service hydrologique de l'Orstom et ses sections locales furent les embryons de la plupart des services nationaux actuels d'Afrique francophone. A l'aube des indépendances, il contrôlait plus de 800 stations de jaugeages, équipées d'échelles limnimétriques ou d'enregistreurs automatiques.

Lorsque l'installation de l'essentiel des réseaux hydrologiques fut achevée, était créé à Paris un Bureau Central d'Hydrologie, chargé des projets de recherche, constitué en deux Départements, l'un de Recherche Fondamentale, l'autre de Recherche Appliquée, dont les directions avaient été confiées respectivement à Marcel Roche et Pierre Dubreuil. Dès cette époque, la nature des études hydrologiques entreprises par le Bureau Central d'Hydrologie et les sections expatriées fut extrêmement diversifiée et couvrait la totalité du champ thématique de l'hydrologie, selon l'approche en vigueur à cette époque. Sans entrer dans le détail de celles-ci, notons que dès 1953 le Gouvernement de l'Afrique Occidentale avait confié au service hydrologique de l'Orstom l'étude de 10 premiers bassins versants élémentaires, par la méthode alors nommée « analytique ». Ces bassins allaient être rapidement rejoints par beaucoup d'autres, puisque la synthèse des données recueillies sur ces bassins versants, parue en 1972 sous la signature de Pierre Dubreuil, rassemblait les données de 272 d'entre eux. Cette approche thématique de l'hydrologie, par l'étude de bassins versants

représentatifs, puis expérimentaux, alimenterait plus tard l'essentiel de la production scientifique de Jean Rodier.

Au cours de sa carrière, Jean Rodier allait également accumuler les positions prestigieuses dans les principales instances internationales du domaine hydrologique:

- membre du Collège d'experts de l'Unesco pour l'hydrologie des zones arides en 1952;
- membre du Comité Technique de la Société Hydrotechnique de France depuis mars 1955;
- coordinateur Interafricain pour l'Hydrologie de la Commission de Coopération Technique en Afrique de 1958 à 1965;
- membre de la Section Française de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique depuis 1956. Vice-Président de la Section Française en 1969. Président de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques de 1971 à 1975, puis Secrétaire Général de cette même Association de 1975 à 1979;
- membre de la Commission d'Hydrologie-Météorologie de l'Organisation Mondiale de Météorologie en 1961 et Président du Groupe de travail de la Planification des réseaux pour cette Commission. Vice-Président de cette Commission d'Hydrométéorologie de 1968 à 1971.

Jean Rodier multiplia aussi décorations et distinctions: titulaire de la Croix de Guerre 1939-1940, il fut Lauréat de l'Académie des Sciences en 1960, Chevalier de l'Etoile Noire du Bénin, Chevalier du Mérite Agricole Français en août 1964, Chevalier de la Légion d'Honneur en décembre 1964, Chevalier dans l'Ordre des Palmes Académiques en février 1973, enfin Officier de l'Ordre National du Mérite en juillet 1976.

Après avoir ainsi rappelé la carrière et posé la stature de cet hydrologue hors du commun, et puisque mes collègues hydrologues chacun dans leurs domaines de prédilection rappelleront bientôt les diverses facettes du génie hydrologique de Jean Rodier, je voudrais prétexter de quelques souvenirs personnels pour apporter ma pierre à ce recueil de « Mélanges », publié à la mémoire de Jean Rodier.

Lorsque en 1970 l'équipe que je dirigeais à Brazzaville eut entrepris et réussi les premiers jaugeages « précis » du fleuve Congo ($70\ 000\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$), ces premiers résultats furent envoyés à Jean Rodier à Paris pour « enregistrement ». A peu près au même moment, à l'automne 1969, les hydrologues orstomiens de Tunisie et leurs collègues tunisiens sous la direction de Jacques Cruette avaient réussi à jauger au téléphérique les extraordinaires débits de l'oued Zéroud lors de sa fameuse crue ($17\ 000\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$) et avaient eux aussi envoyé à Jean Rodier leurs résultats. Ce dernier, dans le cadre de la correspondance régulière qu'il entretenait avec Maurice Pardé jusqu'à la disparition de celui-ci en 1972, envoya pour « authentification » ces deux groupes de résultats au « Maître » de l'hydrologie de l'après guerre qu'était alors Maurice Pardé.

Je me souviens à peu près de ce que lui répondit Maurice Pardé, illustrant les rapports quantitatifs et qualitatifs qu'il attribuait à ces deux jaugeages du Zéroud et du Congo en les comparant le premier à un « boc de chambertin » exceptionnel, l'autre à un « tonneau de bière » bien plus commun. Effectivement, les débits du Congo sont toujours aussi considérables et les hydrologues de l'Orstom ont fait beaucoup mieux depuis, sur le Congo lui-même comme sur l'Amazone et ses tributaires, alors que les débits du Zéroud n'ont plus jamais atteint très heureusement la même importance

A l'occasion de cette recherche épistolaire, je suis tombé grâce à l'habile complicité de Hubert Dosseur sur un autre échange de lettres, cette fois entre Jean Francou et

Maurice Pardé, échange qui peut trouver sa place ici, afin d'illustrer un pôle original d'intérêt hydrologique de Jean Rodier. En effet, le 18 juin 1968 Jean Francou transmettait à Maurice Pardé le volume IV, no. 3, 1967 des *cahiers de l'Orstom* contenant un article qu'il avait co-signé avec Jean Rodier, intitulé « Essai de classification des crues maximales observées dans le monde ». Cet article constituait une somme étonnante reprenant et complétant les données déjà fournies dans l'oeuvre magistrale de Maurice Pardé de 1961 intitulée « Sur la puissance des crues en diverses parties du monde ». Ce cahier d'Hydrologie, entre deux autres éminents articles, l'un de « pédo-hydrologie » de Pierre Dubreuil et l'autre sur la rationalisation des réseaux hydrologiques par Marcel Roche, contient la fameuse et impertinente définition de la crue millénaire, mise au point à l'occasion de l'étude hydrologique préalable du barrage de Kariba (Afrique australe): « une crue millénaire, c'est la crue qui a de bonnes chances d'intervenir au cours des deux années les plus critiques de la construction d'un barrage ». Cette citation a depuis été souvent rapportée de façon déformée sous une forme proche de la suivante: « la crue millénaire est celle qui a de bonnes chances d'intervenir deux fois de suite lors de l'étude d'un bassin versant par les hydrologues de l'Orstom ».

Maurice Pardé répondait à cette lettre de Jean Francou dès le 28 juin 1968 en ces termes: « ... je veux vous écrire un peu plus longuement sur votre étude relative à la classification des crues maximales. Vous avez eu ... un collaborateur de la plus haute valeur. **J'estime que Monsieur Rodier est probablement le meilleur hydrologue actuel dans notre pays.** Celui qui s'attache le plus aux phénomènes. Certains autres croient trop que les mathématiques théoriques valent par elles seules en hydrologie sans confirmation par les faits, ou après confirmations, si l'on peut dire ainsi, par deux ou trois exemples et sans que l'on ait suffisamment cherché à comprendre les causes géophysiques, et déjà à savoir ».

Belle appréciation, d'un maître confirmé sur un maître en devenir, qui explique mieux qu'un long discours quelle fut la place de Jean Rodier dans le concert de l'hydrologie française et mondiale. Opinion certainement toujours d'actualité, qui pourrait avec bonheur servir de référence à la très moderne et contemplative secte des adorateurs d'écrans d'ordinateurs, parfois eux-aussi encore bien loin du terrain et de ses « phénomènes » !

Maurice Pardé commentait ensuite, dans cette même lettre, la proposition majeure de la publication de Jean Francou et Jean Rodier: la convergence de toutes les droites mettant en relation débits maximaux de crue et superficies de bassin versant, pour des coefficients K (voir la Fig. 1 et l'équation (1)) variant de 1 à 6, vers un même point qui pour le débit correspondrait au module global de toutes les rivières terrestres et pour la superficie à la surface totale des terres émergées participant aux écoulements fluviaux (c'est-à-dire calottes glaciaires et déserts exclus). Cette publication ne proposait pas d'explication à cette « coïncidence », qui constitue certainement encore aujourd'hui un beau et très actuel thème de réflexion pour les spécialistes du « global » ! C'est à ce thème que je voudrais apporter aujourd'hui et très modestement ma pierre.

La Fig. 1 donne un schéma simplifié des graphiques qui accompagnaient l'article de 1967:

- en ordonnées logarithmiques sont reportés les débits maximaux des plus fortes crues observées sur les grands bassins fluviaux mondiaux;
- en abscisses logarithmiques la superficie de ces mêmes bassins versants ayant donné naissance à ces crues exceptionnelles.

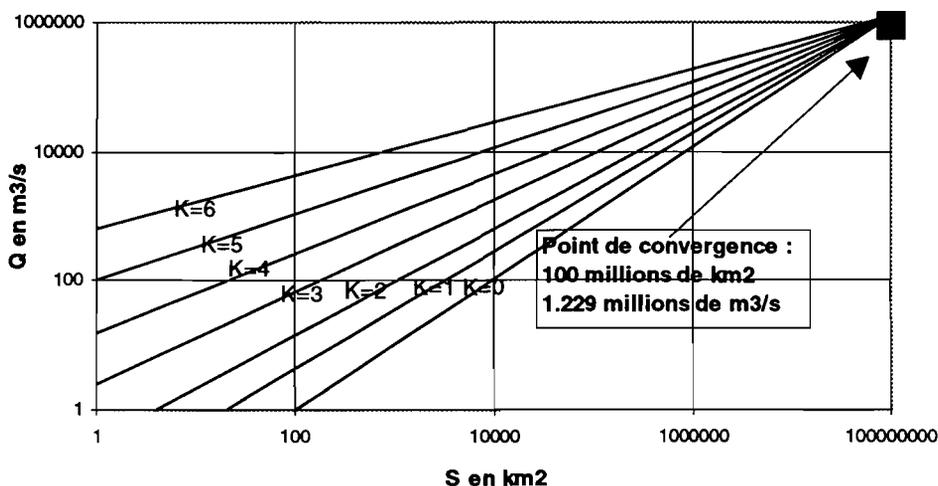


Fig. 1 Débits des crues maximales observées dans le monde et superficies des bassins versants correspondants.

J. Francou et Jean Rodier remarquaient que les droites de coefficients $K = 1$ à 6 ajustées sur ces points selon la formule générale :

$$Q/Q_0 = (S/S_0)^{1-K/10} \quad (1)$$

convergeaient vers le point d'abscisse $S_0 = 100$ millions de km^2 et d'ordonnée $Q_0 = 1$ million de $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Ils remarquaient aussi que, si le premier de ces chiffres correspondait à peu près à la surface des terres émergées, calottes glaciaires et déserts exclus, le second équivalait approximativement à la somme des modules de tous les fleuves du globe à leur retour à l'océan.

Nous allons commenter ces deux valeurs globales :

- La superficie de la terre est d'approximativement 500 millions de km^2 , dont les terres émergées représentent le 1/4, soit 125 millions de km^2 . Les calottes glaciaires et les étendues désertiques sans écoulements représentent effectivement à peu près 20% des terres émergées et la totalité des superficies drainées par l'ensemble des fleuves est bien de l'ordre de 100 millions de km^2 .
- Dans sa lettre du 28 juin 1968, Maurice Pardé corrigeait déjà le chiffre annoncé de 1 million de $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, correspondant à l'estimation du débit équivalent à la somme des modules de tous les fleuves à leur retour à l'océan, et proposait 1,1 millions de $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ essentiellement en majorant l'apport de l'Amazonie jusqu'alors sous-estimé à ses yeux. Notons que dans une des plus récentes études sur ce sujet, « l'Eau », Ghislain de Marsily chiffre à 1700 km^3 le volume d'eau des fleuves et rivières avec un temps de résidence de 16 jours, soit un module global de 1,229 millions de $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ très cohérent avec les deux chiffres fournis il y a près de 30 ans.

Dans leur publication, J. Francou et Jean Rodier s'étaient interrogés comme suit :

« La coïncidence est-elle fortuite ou fallait-il s'y attendre ? ».

Question à laquelle Maurice Pardé répondait :

« Peut-être que oui, peut-être que non. Et d'ailleurs peu importe, mais enfin c'est assez curieux ».

Il me semble qu'il est aujourd'hui possible d'en dire un peu plus sur la position de ce point de convergence et donc de préciser sa signification:

- Le plus grand bassin versant terrestre possible, certes fictif parce que conçu comme l'agrégation de la totalité des bassins versants fluviaux, ne peut précisément pas dépasser la totalité des surfaces émergées participant à l'écoulement, qui est estimée à 100 millions de km². Sur la Fig. 1, les abscisses sont donc bornées à droite par cette valeur de 100 millions de km².
- Puisque nous raisonnons « global » avec des échelles pertinentes de temps et d'espace, qui sont l'interannuel et la totalité des terres participant à l'écoulement, la signification d'une crue maximale « globale » d'un bassin fictif « mondial » correspond **forcément** à un « module ». Ce qui revient à dire que les ordonnées du Fig. 1 doivent être bornées en haut par le débit de 1,229 millions de m³ s⁻¹ proposé par Ghislain de Marsily.

Le « **forcément** » du paragraphe précédent mérite certainement quelques explications. Ce qui est porté en ordonnée, ce sont les crues maximales de bassins versants donnés, dont la superficie est portée en abscisse. Si cette superficie croît vers la superficie maximale possible sur terre, 100 millions de km², d'un bassin versant fictif obtenu en agrégeant toutes les surfaces participant au ruissellement, on peut concevoir intuitivement que la crue maximale de ce bassin sera la résultante de toutes les crues survenues sur les sous bassins versants. *A priori*, le régime hydrologique de ce bassin versant mondial ne montrera aucune saisonnalité et la pointe de crue sera, si l'on peut dire, étalée sur toute l'année et correspondra effectivement bien à un module interannuel. Si cette explication intuitive ne suffit pas, considérons pour un bassin versant donné le rapport entre crue maximale et module interannuels. Le bon sens hydrologique sait bien que ce rapport, très grand pour les petits bassins versants et/ou les régimes extrêmes, diminue considérablement pour les très grands bassins versants (Amazone, Congo où il est inférieur à deux) ou les régimes plus tempérés. Lorsque, dans le cas du très grand bassin versant mondial, nous avons assimilé la crue maximale au débit interannuel, nous n'avons fait que considérer que ce rapport « crue maximale/ module » tend vers un à l'échelle de temps interannuelle et pour cette taille globale de bassin versant.

Le point de convergence des courbes $K = 1$ à 6 a donc bien une justification et une signification physiques, au moins très intuitives, et n'est nullement le fait d'une coïncidence. Cette signification « globale » nous apparaît très forte, digne d'une théorie hydrologique unifiée proposant un lien conceptuel entre les valeurs des crues « extrêmes », quelle que soit la taille des bassins versants considérés.

Il est d'ailleurs possible de pousser plus loin ce mode de raisonnement:

- Un module de 1,229 millions de m³ s⁻¹ à l'exutoire d'un bassin versant de 100 millions de km² représente une lame écoulée de 390 mm. Si l'on admet, en raisonnant sur une base interannuelle de temps suffisante, l'hypothèse que le bilan global interannuel de cet immense bassin versant fictif avec les nappes plus ou moins profondes est équilibré, il manque 610 à 710 mm pour fermer le bilan rapporté aux 1000 à 1100 mm de précipitation annuelle moyenne, valeur couramment admise pour la surface des continents.
- Cela veut dire que sur ces 1000 à 1100 mm, seuls 390 mm viennent des océans, le reste étant à mettre au compte du recyclage « pluies \Leftrightarrow (évaporation + évapotranspiration) \Leftrightarrow pluies », qui se produit en permanence à la surface des continents, soit un taux de recyclage global de 61-65%. On rappellera pour mémoire, que ce taux

de recyclage sur le bassin du Congo est actuellement estimé à 55%, celui sur le bassin de l'Amazone autour de 50% et celui sur le bassin supérieur du Niger voisin de 80%.

Tous ces chiffres apparaissent donc cohérents et confortent notre tentative d'explication de ce qui ne peut plus apparaître comme une simple coïncidence, mais comme un « bouclage » majeur de notre appréhension hydrologique du fonctionnement hydrique de notre globe, liant toutes les échelles de temps et d'espace.

Pour conclure ce bref rappel de la vie et de l'oeuvre scientifique de Jean Rodier, il me faut souligner que, si Jean Rodier fut toujours un chef aimé et respecté pour sa grande humanité, il fut aussi un homme d'autorité, chef exigeant et, parfois, sans concession, dont les ordres ne se discutaient pas. Lorsque, lors de ses missions régulières en Afrique, il nous parlait de sa famille et de ses nombreux enfants ou émaillait son propos d'anecdotes savoureuses sur les grands anciens hydrologues, anecdotes que nous nous plaisions encore à raconter, il fallait, sinon se méfier, tout au moins anticiper la question directe sur le programme en cours qui n'allait pas manquer de suivre, sous peine d'être rapidement désarçonné ! Les hydrologues ont certainement gardé de cette autorité acceptée un comportement « original » à l'Orstom, sans doute à l'origine de l'esprit de corps que l'on prête encore à certains d'entre eux, qui ne sont d'ailleurs pas obligatoirement les plus âgés.

Pour autant, il n'y a pas d'hydrologues de la génération dont Jean Rodier fut le « patron », qui n'assument et ne revendiquent pleinement les travaux qu'ils accomplirent alors. Tous considéraient Jean Rodier certes d'abord comme un maître, mais aussi comme un père attentif à leurs problèmes personnels, que l'expatriation multipliait nécessairement. C'est pour cela, que toutes générations et origines confondues, les hydrologues orstomiens, et leurs amis et confrères, ont assisté aussi nombreux aux Journées Hydrologiques 1995 de l'Orstom consacrées à leur ancien patron, fondateur du Service Hydrologique de l'Orstom, un an exactement après sa disparition.

Au cours de ces deux journées, chacun se sera sans aucun doute remémoré ses propres souvenirs, ses anecdotes personnelles, l'image des campements sommaires, l'essoufflement des marches sous le soleil et la pluie, et tout ce qui a fait que nous devons à Jean Rodier d'avoir, en Afrique, fait de nous des « hydrologues ».

REFERENCES

- Francois, J. & Rodier, J. (1967) Essai de classification des crues maximales observées dans le monde. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* 4(3), 19-46.
- Rodier, J. A. & Roche, M. (1984) *World Catalogue of Maximum Observed Floods*. IAHS Publ. no. 143.
- De Marsily, G. (1994) *L'Eau* (ed. par M. Seres & N. Farouki). Collection Domino, Flammarion, Paris.

Jean Rodier: pioneer and father of tropical hydrology

The Hydrological Days of Orstom, 1995 whose subject was "Tropical hydrology: a geo-science and a tool for sustainability", were dedicated to the memory of Jean Rodier who died on 1 May 1994. The present article is extracted from the inaugural paper which recalls the scientific and personal career of the founder of the Hydrological Section of Orstom and the "father" of the French school of tropical hydrology.

When early in May 1966, in the company of Eric Cadier and on the advice of Maurice Pardé, our Professor of "Potamology" in Grenoble, we were welcomed by Jean Rodier to the headquarters of the Central Hydrological Service of Orstom, 1 Léon Cladel Street, under an engraving illustrating the first gaugings taken by the chemical method ..., I did not imagine that 29 years later I would be remembering, on behalf of the French hydrological community, what an extraordinary man and what a respected and exemplary chief was this trainer of several generations of French and foreign, hydrologists, especially those from Africa.

Jean Rodier was born on 18 June 1914 in Boulogne sur Seine. He was the father of nine children, but many of us consider ourselves as being his spiritual heirs. After a mathematics and literature baccalauréat, he was a pupil of the Ecole Centrale des Arts et Manufactures, where he came fourth in the year 1938. He returned to University some 30 years later in October 1964, producing an Engineering Doctorate thesis at the Faculté des Sciences of Toulouse, entitled "Hydrological regimes of Black Africa west of Congo". As a Sub-lieutenant of the reserve at the end of his military service (1938-1939), he was immediately called up, as were many men of his generation, and took part in the battles of the Second World War between 1939 and 1940. He served in the 17th Battalion of Tanks where he won a mention in dispatches from his Division.

THEN BEGAN HIS PROFESSIONAL LIFE

From November 1940 to December 1941, he practised his talents as an engineer at Maurice Damien's company, specializing in "electroplastics". On 15 January 1942, he came into touch with "Electricity" as an engineering assistant to the head of the Electromechanics Department, then assistant to the head of the Civil Engineering Department of the Hydropower Company of La Cère (in the Massif Central). He worked there as a civil engineer, prospector and hydrologist. In April 1946, General De Gaulle, created EDF (Electricité de France, the French electricity producer), within the framework of the nationalization of energy producers. This absorbed the Hydropower Company of La Cère. At EDF, where he spent his whole career, the first function of Jean Rodier was as a chief engineer at the Solid Discharge Section. In April 1947 he was assigned to the General Inspection for the French and Foreign Union, which became a little later the Inspection Générale pour la Coopération (IGECO, General Inspection for Cooperation), and then the Direction des Affaires Extérieures et de la Coopération (DAFECO, Foreign Affairs and Cooperation Headquarters). In 1949, he became the Head of the Prospecting and Hydrology Department of DAFECO, and he continued in this position till 1958.

With this background, Jean Rodier became the reference hydrologist, a specialist on Africa, carrying out several assignments in Guinea, Ivory Coast, Mali, Haute Volta, Gabon, etc., to prospect for dam sites and water projects of any kind and to undertake the preliminary hydrological studies necessary for such projects.

When it was created in 1958 he became the first head of the Hydrological Department of EDF-DAFECO. For these reasons, his name was associated with the hydrological studies for the main hydropower dam projects at that time in West and Central Africa: the Ayamé dam in the Ivory Coast on the Bia, the Kouilou dam at Sonda (that was never finished) in the Congo, the Koussou dam on the Bandama in the Ivory Coast and the Edéa hydroplant on the Sanaga in Cameroon. But even at that time, Jean Rodier deviated from the hydropower purpose in hydrology, and came into touch with more varied hydrological problems, such as studies of the navigability of large African rivers or the hydrological potential for water supplies for large African towns, dealing with discharge forecasting. He was at that time an expert in tropical hydrology, much sought-after by international organizations (United Nations, WMO, UNESCO) and private design offices.

But his involvement in tropical hydrology was confirmed and strongly reinforced when EDF-DAFECO asked him, by the end of 1949, at the request of Orstom, to set up and be the head of hydrological studies in this newly created organization.

To begin with he had to build up a hydrological department for the French territories and sub-divisions overseas, that developed the hydrometric network indispensable to the development of these countries. This Hydrological Department of Orstom and its local sections was the embryo of most of the national departments now working in French-speaking Africa. At the dawn of independence, it controlled more than 800 gauging stations, equipped with staff gauges and automatic recorders.

When the installation of most of the hydrological network was completed, a Central Hydrological Office was created in Paris, in charge of research projects. There were two sections, one for basic research and the other for applied research, which were managed respectively by Marcel Roche and Pierre Dubreuil. At this time, the nature of hydrological studies carried out by the Central Hydrological Office and the overseas sections was extremely varied and covered the whole thematic field of hydrology, according to the approach in force at that time. **Without detailing those, let us note that as early as 1953, the Government of West Africa asked the Hydrological Section of Orstom to study the first 10 elementary catchments, through the method then called "analytic". These catchments were quickly connected with a lot of others, since the synthesis of the data collected from these catchments, published in 1972 and signed by Pierre Dubreuil, gathered data from 272 of them. This thematic approach to hydrology, through the study of representative catchments, then experimental ones, fed later the main part of the scientific output of Jean Rodier. During his career, Jean Rodier also undertook prestigious duties for and received accolades from the main international organizations in the hydrological field. He was:

- a member of the college of experts of UNESCO for the hydrology of arid zones in 1952;
- a member of the Technical Committee of the Société Hydrotechnique de France from March 1955;
- the inter-African coordinator for hydrology of the Commission for Technical Cooperation in Africa from 1958 to 1965;

- a member of the French National Committee of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS) from 1956 and Vice-President in 1969; he was President of IAHS from 1971 to 1975, then Secretary General of the Association from 1975 to 1979;
- a member of the Commission on Hydrometeorology of the World Meteorological Organization in 1961 and President of the Working Group on the Planning of the Networks for this Commission; he was Vice-President of the Commission of Hydrometeorology from 1968 to 1971.

Jean Rodier also collected the following decorations and awards: holder of the Military Cross 1939-1940; he became a graduate of the Academy of Sciences in 1960; Chevalier de l'Etoile Noire of Benin; Chevalier du Mérite Agricole Français in August 1964; Knight of the Legion of Honour in December 1964; Chevalier de l'Ordre des Palmes Académiques in February 1973; and Officier de l'Ordre National du Mérite in July 1976.

Les bassins versants de recherche tropicaux: historique des études menées par l'Orstom

P. CHEVALLIER

*Orstom, Département des Eaux Continentales, 911, avenue Agropolis,
F-34032 Montpellier Cedex, France*

J. RODIER

Résumé Près de 350 petits bassins versants ont été étudiés par les hydrologues de l'Orstom depuis le tout début des années 1950 dans la zone intertropicale. Les premières recherches ont surtout été orientées vers le développement et dès 1965, Rodier & Auvray proposaient des abaques permettant de calculer des caractéristiques de projets pour des petits bassins versants de l'Afrique tropicale. A partir des années 1970, la préoccupation de l'évaluation des « bilans hydrologiques » est devenue importante avec l'apparition des premiers modèles mathématiques qui permettaient d'exploiter des jeux de données de plus en plus complets et de qualité qui s'améliorait. Avec l'étude du bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire, 1962-1972), l'intervention d'équipes de recherche multidisciplinaires a démontré sa richesse scientifique et, progressivement, l'identification des processus qui régissent les « chemins de l'eau » est devenue un objectif prioritaire. Parallèlement, on a pris conscience de l'importance des déséquilibres provoqués dans les régimes hydriques par l'intervention soudainement accrue de l'action humaine sur un milieu tropical fragilisé par des périodes de sécheresse prononcée. Enfin, l'émergence dans les années 1980 de préoccupations environnementalistes à l'échelle planétaire, la perspective alarmante de « changements climatiques » diagnostiqués par les atmosphériciens et la généralisation de moyens puissants d'acquisition et de traitement des données a favorisé la mise en place de très grandes expériences, elles-aussi utilisant largement les petits bassins versants de recherche, destinées à paramétriser la contribution hydrique tropicale dans les modèles planétaires de circulation atmosphérique. En moins de quatre décades, l'étude des petits bassins versants tropicaux est ainsi passée du rang de *technique statistique* à celui d'une *géoscience*.

Tropical research basins: a history of the Orstom studies

Abstract About 350 small representative basins were studied by Orstom hydrologists during the early 1950s in the intertropical area. The first research was mainly oriented to development, but in 1965 Rodier & Auvray put forward graphs permitting the calculation of the design characteristics for small basins in tropical Africa. In the 1970s, evaluating the « water balance » became important with the appearance of the first mathematical models allowing the management of data sets

which were more and more complete and of better quality. With the study of the representative basin of Korhogo (Ivory Coast, 1962-1972) and the intervention of multidisciplinary research teams demonstrating its scientific value, progressively the objective became the identification of the processes managing the « water pathways ». Concurrently, consciousness of the impact of human activities on the hydrological regime due to human intervention was growing, particularly because of the differences caused by severe drought periods. Finally, the emergence of « climate change » diagnosed by atmospheric scientists and the generalization of powerful data acquisition and management methods favoured the setting up of broad scenarios using the small representative research basins to parameterize the tropical water contribution to global atmospheric circulation models. In less than four decades, the study of small tropical representative basins has risen from the status of a statistical technique to a geoscience.

INTRODUCTION

L'étude des petits bassins versants tropicaux a été une importante activité scientifique des hydrologues de l'Orstom depuis plusieurs décades. Dans les années 1970, lorsque j'ai été recruté à l'Orstom, le seul document scientifique d'information générale que le Comité Technique d'Hydrologie distribuait aux candidats hydrologues était une plaquette expliquant que la *méthode hydrologique orstomienne* passait par l'étude d'un grand nombre de petits bassins versants, *représentatifs* des conditions de milieu et de climat les plus exhaustives possible. C'était la meilleure approche de la compréhension des mécanismes du cycle de l'eau continental dans les régions tropicales.

Jean Rodier y a consacré une large partie de sa carrière. Début 1989, il m'avait écrit une très longue lettre en réponse aux critiques, sans doute un peu rapides et exagérées, que j'avais exprimées dans ma thèse (Chevallier, 1988) contre *cette méthode hydrologique orstomienne* qui me semblait accorder trop d'importance à l'approche statistique et pas assez à la description des mécanismes. Ce texte, que je lui avais demandé de remanier un peu, a finalement été publié en postface (Rodier, 1990) à l'édition définitive de ma thèse. La présente communication en reprend certains traits et c'est pour cette raison que j'associe Jean Rodier à ma présentation en espérant ne pas trop trahir sa pensée. Les textes entre guillemets et en italiques sont de sa plume et extraits de ses travaux.

LES ORIGINES ET LA CRUE DECENNALE

Les premiers résultats d'observation sur des petits bassins versants de l'Orstom ont été publiés dans quatre articles contenu dans l'Annuaire Hydrologique de la France d'Outre-Mer de l'année 1953 (Rodier, 1955; Dubreuil, 1955; Tixier, 1955; Service Hydrologique de l'AEF, 1955). Ces articles portent sur les bassins versants du Bouloré (Cameroun), de Ngola (Centre-afrique) et de Brazzaville (Congo) observés dès 1952 et sérieusement équipés à partir de 1953.

En 1958 lors de l'assemblée générale de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques à Toronto, Jean Rodier présentait une première synthèse intitulée: « Emploi systématique des bassins versants élémentaires pour les études hydrologiques dans les territoires sous-développés ». A cette époque une vingtaine de bassins situés dans les pays de l'AOF, de l'AEF, du Cameroun et de Madagascar étaient étudiés. L'objectif avoué de ces études était:

« d'obtenir des renseignements précis sur les crues d'ordre décennal, des recoupements précieux pour les crues de fréquence plus rare et des données très nombreuses sur des questions mal connues dans ces régions telles que: influence de la couverture végétale ou de l'extension des terres cultivées, variation du ruissellement suivant la nature du sol, décroissance du ruissellement au cours de la saison des pluies, ordre de grandeur des transports solides et de l'évapo-transpiration, alimentation des nappes souterraines » (Rodier, 1958; Fig. 1).

On le voit: les grandes lignes de l'hydrologie physique moderne étaient déjà tracées.

Les difficultés d'équipement, de mesures et de traitement de la donnée étaient cependant très grandes.

Crues Décennales sur Quelques Bassins Types d'A.O.F. (Superficie 25-50 km²)

Régime Hydrologique	Pente	Sous-Sol	Sol	Végétation	Préci. an. mm	Crue déc. l/sec/km ²
Sahélien	assez forte	grès imperméable	pratiquement inexistant	clairsemée	600	8 à 10.000
Sahélien	forte	grès ferrugineux	argileux imperméable	clairsemée culture	500	7 à 8.000
Sahélien (1)	assez forte	grès ferrugineux	m. terrain + latérite	clairsemée	500	4.000
Sahélien	faible	granitique	argileux très imperméable	graminées	450	1.600 à 1.700
Sahélien	assez forte	granitique	légèrement perméable	clairsemée	450	1.500
Tropical (2)	très forte	andésite	imperméable	clairsemée	800	8 à 10.000
Tropical	forte	grès imperméable	latéritique très perméable	savane claire	1.000	1.500 à 1.800
Tropical transition	modérée	gneiss	latérite assez perméable	savane claire	1.350	300 à 400
Tropical transition	forte	quartzite	perméable sablonneux	savane boisée assez dense	1.600	400 à 500
Tropical transition	forte	grès	perméabilité moyenne	savane boisée	2.100	2.000
Equatorial	modérée	granito-gneiss	assez perméable	forêt	1.300	400 à 600
Equatorial	assez forte	sable	imperméable (3)	citée africaine	1.500	4 à 6.000

(1) Bassin mixte constitué en partie par des terrains du type précédent.

(2) Tendances sahéliennes.

(3) Sable argileux damé par piétinement.

Fig. 1 Fac-similé d'un tableau synthétique au symposium de Toronto (Rodier, 1958).

Sous la pression des services de la France d'Outre-Mer, puis des jeunes états indépendants, qui avaient un besoin urgent et colossal d'informations pour les aménagements hydrauliques et le développement de leurs territoires, la technique du petit bassin versant s'est généralisée sur près de 300 sites différents.

Mais en quoi consistait cette technique? Rodier (1990) écrit:

« Pour l'aménagement des ressources en eau, on peut retenir quatre caractéristiques hydrologiques: le débit moyen annuel et sa distribution temporelle, les fortes crues, le débit minimum quand il y en a un et les transports solides susceptibles de combler le réservoir. Les caractéristiques les plus difficiles à bien estimer sont celles concernant les fortes crues et, pour diverses raisons, on avait caractérisé ces crues par le débit dont la fréquence au dépassement aurait été de 0,1.

Le bilan hydrologique nous intéressait peu, car l'étude de l'évapotranspiration réelle posait de gros problèmes.

Pourquoi avoir attribué le qualificatif de statistique (à cette méthode)? Si c'est au sens strict, il faut une population suffisante donc suffisamment de couples pluies-débits, ce qui n'était pas le cas. Pour la fonction de production, il a fallu attendre que Roche ose employer la méthode des résidus, et encore, nous le trouvions bien hardi.

Il n'y a pas de vraie statistique ici. Tout ceci faisait largement appel au jugement et à l'expérience de l'hydrologue: cela ne nous choque pas ».

En 1965, paraît la fameuse note Orstom-CIEH sur l'« estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² » (Rodier & Auvray, 1965). Ce document, qui sera réimprimé en 1972, est la version aboutie d'une première présentation faite par Claude Auvray à la conférence de Monrovia en janvier 1962 et à la première réunion du CIEH à Cotonou (Auvray, 1961) (Figs 2 et 3). Cette note et la méthode qui s'y trouve proposée seront utilisés jusqu'au milieu des années 1980 – et même au delà – dans toute l'Afrique Tropicale pour le dimensionnement des petits ouvrages hydrauliques.

LA PERIODE DE TRANSITION: BILAN HYDROLOGIQUES ET APPROCHES MULTIDISCIPLINAIRES

Un catalogue des bassins versants exploités par l'Orstom entre 1951 et 1969 a été établi en 1972 (Dubreuil *et al.*, 1972). La présentation standardisée, forcément réductrice, permet déjà un analyse plus fine des mécanismes hydrologiques, au-delà des événements de projet (Fig. 4).

Pour une approche scientifique des bassins versants, il fallait préciser l'interprétation des observations de terrain. On s'est donc attaché à partir de la fin des années 1960 à:

- mettre au point de nouvelles méthodes et techniques de mesures concernant les paramètres du cycle hydrologique tropical autres que celles qui concernaient la pluie et les écoulements: les travaux de synthèse menés sur l'évaporation (Riou, 1975; puis Pouyaud, 1986), et la mise en oeuvre de la simulation de pluie (Lafforgue, 1977; Asseline & Valentin, 1978) ont, parmi d'autres approches, ouvert la route;
- acquérir de bonnes informations sur le milieu (sol, relief, végétation);
- profiter du développement rapide des moyens de calculs et de traitement de la donnée.

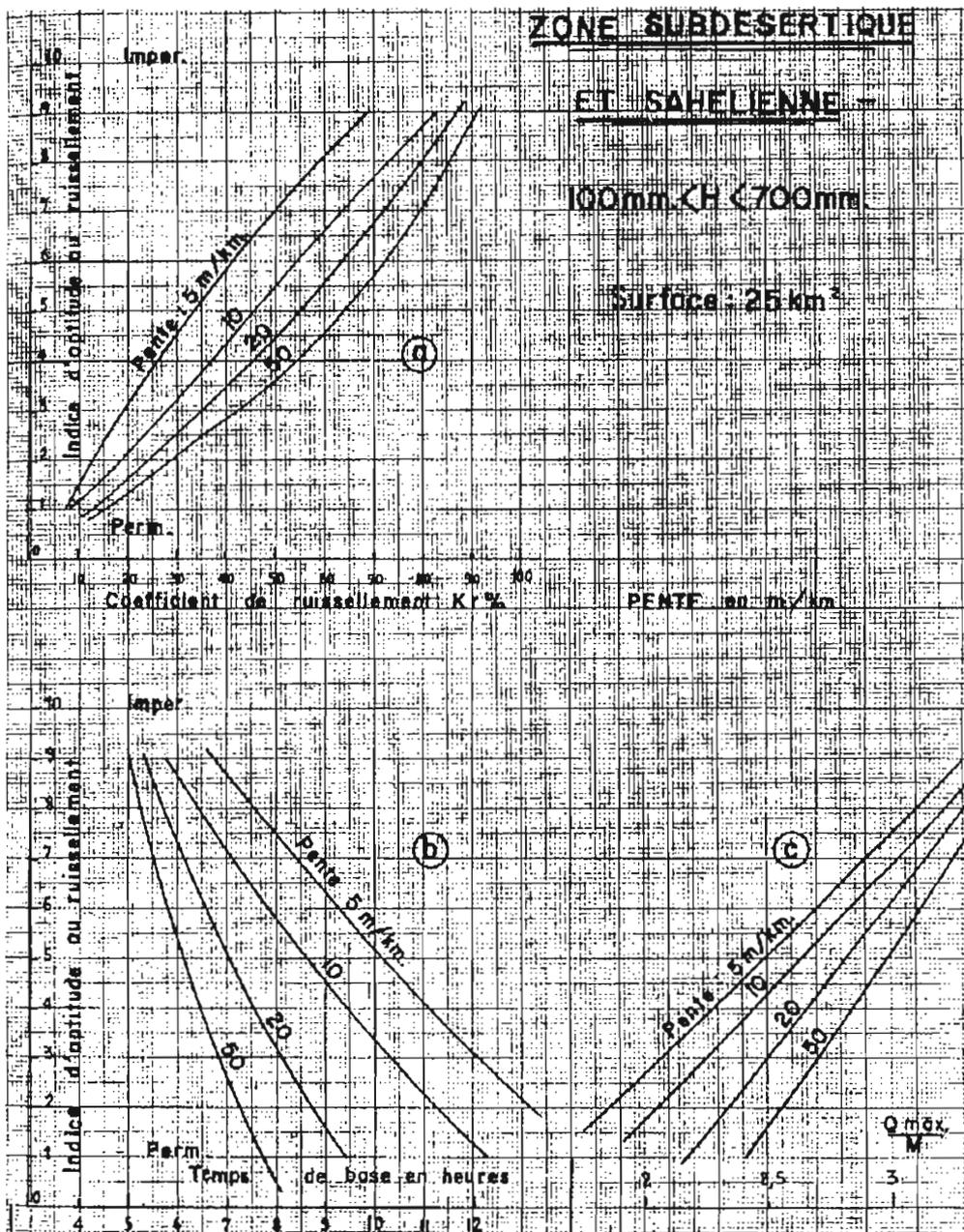


Fig. 2 Fac-similé d'un abaque de calcul de la méthode Auvray (1961).

Parallèlement, c'est à cette époque que la communauté hydrologique internationale a commencé à comprendre l'importance d'une analyse fine des mécanismes hydrologiques sur les petits bassins versants, encouragée par le Programme Hydrologique International de l'UNESCO (Toebes & Ouryvaev, 1970).

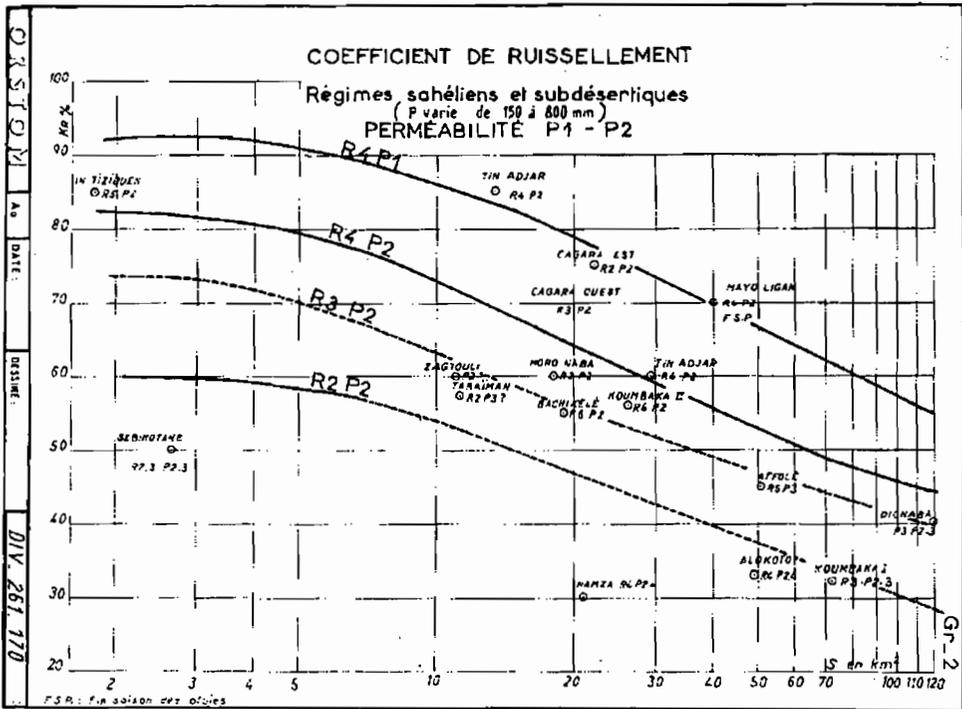


Fig. 3 Fac-similé d'un abaque de calcul de la méthode Rodier & Auvray (1965).

Toute une série de bassins versants de l'Orstom a alors été étudiée de manière plus approfondie et a fait l'objet de rapports scientifiques de synthèse conséquents, ce qui était rarement le cas dans la période précédente. Parmi les principaux, on peut citer le rapport sur les bassins de Korhogo (Camus *et al.*, 1976), qui a inauguré le genre, puis les rapports sur les bassins de Sanguéré (Casenave, 1978) au Cameroun, de la Comba (Molinier, 1981) au Congo, de Sakassou (Lafforgue, 1982) en Côte d'Ivoire, de la Mare d'Oursi (Chevallier *et al.*, 1985) au Burkina Faso et de Mouda (Thébé, 1987) au Cameroun. Un réseau de bassins versants était également mis en place selon une première – et unique à l'Orstom – expérience de planification rationnelle dans le nord-est aride du Brésil (Nouvelot, 1974; Cadier, 1991).

Après une première revue, Dubreuil (1975) proposait une synthèse générale de cette nouvelle approche scientifique sur des petits bassins versants tropicaux (1985; 1986).

Ce qui caractérise ces nouvelles études, c'est surtout les trois points suivants:

- l'établissement de bilans hydrologiques qui mettent en évidence l'importance considérable et prépondérante des processus d'évaporation dans les régions tropicales;
- une analyse fine des précipitations, de leur variabilité spatiale et temporelle;
- une large prise en compte de l'étude du milieu récepteur des bassins versants à travers une collaboration étroite avec d'autres spécialistes: pédologues, géologues, agronomes, écologues, etc.

En même temps que cet élargissement de l'exploitation des petits bassins versants tropicaux, des modélisations mathématiques de leur fonctionnement sont progressivement mises au point (Girard *et al.*, 1972; puis Girard, 1975).

BASSIN REPRÉSENTATIF du N. I. O. M. N° de Code : IVO 04
 Etat : COTE D'IVOIRE Bassin hydrographique : SASSANDRA Coordonnées } 7° 22' N ...
 Région : NAN Sous-bassin : BZO géographiques } 7° 33' W
 Période de fonctionnement : 1957-59

1 - OBSERVATIONS ET MESURES EFFECTUÉES

1-1 - MÉTÉO-HYDROLOGIE

Pluviomètres 11 J
 Pluviographes 2 J. A. + 1 MAN
 Echelles 2
 Limnigraphes 2 J. F.
 Stations hydrométriques 2 N. (EG).
 Stations météorologiques 1 Tr. Tn. PS. EP.
 Bacs d'évaporation 1 ONSTOM
 Pléziomètres

1-2 - GÉOMORPHOLOGIE - DIVERS

Parcelles d'érosion
 Fosses à sédiments
 Stations de débits en suspension
 Granulométrie des lits
 Infiltration
 Humidité des sols

2 - CARACTÈRES PHYSIQUES ET MORPHOLOGIQUES

Superficie en km² 75,0
 Indice de compacité 1,29
 Longueur du rectangle équivalent en km 15,2
 Indice de pente Ip 0,152
 Indice de pente global Ig en m.km⁻¹ 19,7
 Classe de relief R 5
 Densité de drainage 2,37
 Altitudes en m. 530 - 650
 Orientation aux vents dominants (Rx. AV)
 Aspect du réseau hydrographique OR. TECT. LAM
 Rapport de confluence 5,04
 Rapport de longueur 3,06

BASSINS EMBOÎTÉS, ADJACENTS ou VOISINS

Nom	NION S 2
N° de code	IVO 04 A
Période de fonctionnement	1957-59
Superficie en km ²	12,1
Indice de compacité	1,40
Long. du rectangle équivalent en km	7,0
Indice de pente Ip	0,284
Indice de pente global Ig en m.km ⁻¹	71,5
Altitudes en m.	575 - 875
Orientation aux vents dominants	Ex. AV.
Aspect du réseau hydrographique	ARÊTE - LAM (RAP)
Rapport de confluence	4,26
Rapport de longueur	2,10
Densité de drainage	2,18
Classe de relief	R 5 (R 6)

Fig. 4 Fac-similé d'une présentation de bassin versant dans la synthèse de Dubreuil *et al.* (1972).

A partir de la fin des années 1970, un grand simulateur de pluies, du type Swanson, puis le petit simulateur de pluies mis au point à l'Orstom (Asseline & Valentin, 1978) sont utilisés sur un large échantillon de bassins versants déjà étudiés dans les années

1950 et 1960, d'abord dans la zone forestière (Casenave, 1982), puis dans la zone sahélienne (Chevallier, 1982; Albergel, 1987; et enfin Casenave & Valentin, 1989). Initialement mené dans une optique de révision des paramètres de perméabilité de la méthode d'évaluation de la crue décennale (Rodier & Auvray, 1965), cette opération a conduit à réviser les méthodes de description du milieu récepteur en prenant en compte l'organisation toposéquentielle des sols. Elle a permis la mise en place d'une collaboration – qui n'a cessé de se poursuivre depuis – avec les pédologues et a tracé les premières ébauches d'une approche physique des mécanismes de versants par les hydrologues de l'Orstom.

L'apport de l'imagerie satellitaire a également commencé à être exploité pour la cartographie des petits bassins versants au début des années 1980 (Chevallier *et al.*, 1986; Albergel *et al.*, 1987).

Les bassins versants de recherche

Depuis une quinzaine d'années, la plupart des problèmes techniques qui nous handicapaient ont trouvé des solutions. On s'aperçoit même assez souvent maintenant que les propositions d'outils et de méthodes précèdent les questions et les problèmes scientifiques!

Mais la préoccupation mondiale sur les problèmes environnementaux liés à l'explosion démographique des pays en développement, à l'identification de déséquilibres climatiques et, plus récemment, à la chute du bloc socialiste a relancé le besoin d'une recherche d'excellence dans le domaine des géosciences et en particulier dans celles qui concernent la quantification et l'usage de la ressource hydrique. La déclaration de Rio de Janeiro sur l'environnement et le développement (CNUED, 1992) précise dans son principe neuf:

« Les Etats doivent coopérer ou intensifier le renforcement des capacités endogènes en matière de développement durable en améliorant la compréhension scientifique par des échanges de connaissances scientifiques et techniques et en facilitant la mise au point, l'adaptation, la diffusion et le transfert de techniques, y compris de techniques nouvelles et novatrices ».

Les recherches menées sur les bassins versants tropicaux avaient mis en évidence la complexité des mécanismes sans que ceux-ci soient réellement identifiés. De nouveaux ensembles de recherche ont donc été mis en place sur lesquels on prétendait étudier non seulement ces mécanismes, mais aussi leur évolution en cas de modifications des conditions de milieu. Ils ont été implantés dans les principales régions tropicales:

- *la forêt*: Taï en Côte d'Ivoire (Collinet *et al.*, 1984), Ecerex en Guyane (Fritsch, 1992);
- *la savane*: Booro Borotou en Côte d'Ivoire (Equipe Hyperbav, 1990); et
- *les régions semi-arides*: Thysse-Kaymor au Sénégal et Bidi au Burkina Faso (Albergel *et al.*, 1993).

Les études menées sur ces bassins – qui sont tous de très petite taille – sont caractérisées par les points suivants:

- un équipement très complet et des expérimentations spécifiques pour suivre tous les mécanismes du cycle de l'eau avec la participation de nombreuses équipes scientifiques;

- une description très fine des caractéristiques du milieu et de ses variations spatiales et temporelles (sol, végétation, relief), parfois intégrées dans un système d'information géographique;
- une prise en compte systématique de l'impact de l'action humaine sur le milieu pouvant aller jusqu'à des propositions concrètes d'actions de développement; et
- l'identification de tous les mécanismes du cycle de l'eau, leur description et assez souvent des propositions de modélisation.

Deux de ces ensembles de bassins sont de véritables observatoires à long terme (Ecerex et Thyse Kaymor) et correspondent aux critères définis pour le Réseau Européen de Bassins Versants (Ecerex) en faisait partie à part entière puisqu'il se situe sur le territoire national français, mais, en perte de vitesse depuis plusieurs années, il a été fermé en 1995 (Ambroise, 1994).

Depuis 1990, plusieurs grands programmes internationaux sur l'étude des effets du climat sur l'environnement se sont intéressés à cette approche. La zone tropicale se trouve en effet à l'origine de la plus grande part de l'humidité atmosphérique planétaire et les modèles météorologiques de circulation générale nécessitent une meilleure prise en compte des paramètres hydrologiques tropicaux. Il faut donc en préciser encore mieux la connaissance aux échelles moyennes. Dans ce cadre: deux programmes sont actuellement menés par les hydrologues de l'Orstom et un troisième se trouve en préparation, chacun accordant une part importante à l'étude complète des mécanismes du cycle continent-atmosphère sur les petits bassins versants:

- l'expérience Hapex-Sahel au Niger, dans un milieu tropical sec (Peugeot *et al.*, à paraître);
- le programme « Neige et glaciers tropicaux, ressource en eau des Andes tropicales », dans un milieu de haute montagne (Pourrut, 1994; Ribstein *et al.*, 1995); et
- le projet de programme Gewex-Catch (Global Energy and Water Cycle Experiment – Couplage atmosphérique tropical avec le cycle hydrologique), dans un milieu de savane humide, en Afrique de l'Ouest.

CONCLUSION

A travers ces quarante-cinq ans d'histoire, les petits bassins versants tropicaux n'ont cessé d'être le fer de lance de la recherche environnementale dans les régions tropicales, répondant d'abord, avec une vocation très appliquée, au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, puis évoluant vers un outil de recherche, et s'orientant enfin vers un observatoire privilégié des changements climatiques et environnementaux. Cette démarche est caractéristique d'une science jeune qui cherche et trouve petit à petit sa voie: initialement, on a un besoin technique et des méthodes d'ingénieurs sont développées pour répondre à des questions opérationnelles; plus tard on découvre la complexité des processus abordés et leur dépendances étroites avec de nombreuses autres approches scientifiques aux échelles locales, régionales, voire planétaire. Cette évolution – qui n'est certes pas aboutie – assez générale dans l'univers scientifique, a été particulièrement rapide dans le domaine de l'hydrologie puisqu'elle s'est déroulée sur une trentaine d'années. On peut penser que, à l'initiative de Jean Rodier, la contribution des hydrologues de l'Orstom a été essentielle dans les régions tropicales.

REFERENCES

- Albergel, J. (1987) Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m² au km², étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Thèse, Université Paris 6.
- Albergel, J., Chevallier, P. & Lortic, B. (1987) D'Oursi à Gagara: transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso). *Hydrol. Continent.* 2(2), 77-86.
- Albergel, J., Lamachère, J. M., Lidon, B., Mokadem, A. I. & Van Driel, W. (1993) *Mise en valeur agricole des bas-fonds au Sahel: typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles*. CIEH, Ouagadougou.
- Ambroise, B. (1994) Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR, bassin versant de recherche. In: *Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales* (ed. par D. Houi & J. L. Verrel) (Séminaire national, Paris, organisé par le GIP Hydrosystèmes), 11-24. Cemagref, Paris.
- Asseline, J. & Valentin, C. (1978) Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 15(4), 321-350.
- Auvray, C. (1961) *Estimation des débits de crues décennaux en régime tropical*. CIEH, Paris.
- Cadier, E. (1991) Hydrologie des petits bassins du nord-est brésilien semi-aride. Thèse, Université Montpellier II.
- Camus, H., Chaperon, P., Girard, G. & Molinier, M. (1976) *Analyse et modélisation de l'écoulement superficiel d'un bassin tropical. Influence de la mise en culture*. Côte d'Ivoire, Korhogo, 1962-1972. Orstom, Paris.
- Casenave, A. (1978) Etude hydrologique des bassins de Sanguéré. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 15(1-2), 3-209.
- Casenave, A. (1982) Le mini-simulateur de pluies. Condition d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 19(4), 229-252.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1989) *Les états de surfaces de la zone sahélienne. Influences sur l'infiltration*. Orstom, Paris.
- Chevallier, P. (1982) Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute Volta). *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 19(4), 253-297.
- Chevallier, P. (1988) Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide: Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse Doctorat, Université Montpellier II.
- Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B. & Bernard, A. (1985) *Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi - Burkina Faso*. Orstom, Paris.
- Chevallier, P., Lointier, M. & Lortic, B. (1986) Water levels of a sahelian lake (Mare d'Oursi - Burkina Faso). In: *International Workshop on Hydrologic Applications of Space Technology* (ed. par A. I. Johnson) (Cocoa Beach Workshop, Florida, USA), 99-107. IAHS Publ. no. 160.
- CNUED (1992) Déclaration de Rio sur l'environnement et le développement. In: *Conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement* (Rio de Janeiro, Brésil); en français dans *Savoir - Le Monde Diplomatique 2: une terre en renaissance*, 1993, 111-112.
- Collinet, J., Monteny, B. A. & Pouyaud, B. (1984) Le milieu physique. In: *Recherche et aménagement en milieu forestier tropical humide: le projet Tai en Côte d'Ivoire* (ed. par J. L. Guillaumet, G. Couturier & H. Dosso), 35-68. Orstom, Paris.
- Dubreuil, P. L. (1955) Etudes de crues sur un petit bassin de la région de Maroua (Nord-Cameroun). In: *Annuaire hydrologique de la France d'Outre-Mer: année 1953*, 15-27. Orstom, Paris.
- Dubreuil, P. L. (1985) Review of field observations of runoff generation in the tropics. *J. Hydrol.* 80, 237-264.
- Dubreuil, P. L. (1986) Review of relationships between geophysical factors and hydrological characteristics in the tropics. *J. Hydrol.* 87, 201-222.
- Dubreuil, P. L., Chaperon, P., Guiscafré, J. & Herbaud, J. (1972) *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux: années 1951-1969*. Orstom, Paris.
- Dubreuil, P. L., Morell, M. & Sechet, P. (1975) Comportement et interactions des paramètres physiques des petits bassins versants semi-arides et intertropicaux. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 13(1), 13-36.
- Equipe Hyperbav (1990) *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide*. Orstom, Paris.
- 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*. Orstom, Paris.
- Girard, G. (1975) Application du modèle à discrétisation spatiale au bassin versant de l'Oued Ghorfa (Mauritanie). *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 12(3), 167-188.
- Girard, G., Morin, G. & Charbonneau, R. (1972) Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 9(4).
- Lafforgue, A. (1977) Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 14(4), 299-344.
- Lafforgue, A. (1982) *Etude hydrologique des bassins versants de Sakassou. Côte d'Ivoire, 1972-1977*. Orstom, Paris.
- Molinier, M. (1981) Etude hydrologique des bassins de la Comba. République Populaire du Congo. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 18(2-3), 75-90.
- Nouvelot, J. F. (1974) Planification de l'implantation de bassins versants représentatifs (Convênio Sudene/Orstom, Recife). Sudene.

- Peugeot, C., Estèves, M., Rajot, J. L., Vandervaere, J. P. & Galle, S. (1995) Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the Hapex-Sahel Experiment. *J Hydrol.* (à paraître).
- Pourrut, P. (1994) High mountain basins in northern Chile: water balance problems in volcanic complex. In: *Conference on Assessment of Hydrological Temporal Variability and Changes* (ed. par F. Galart & P. Llorens) (ERB Assembly, Barcelona, Spain).
- Pouyaud, B. (1986) *Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Exemples du Lac de Bam et de la Mare d'Oursi (Burkina Faso), de Lac Tchad et d'açudes du Nordeste brésilien.* Orstom, Paris.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B. & Saravia, R. (1995) Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrol.* **165**, 221-234.
- Riou, C. (1975) *La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale.* Orstom, Paris.
- Rodier, J. (1955) Etudes de crues sur les petits bassins versants de l'AEF et du Cameroun. In: *Annuaire hydrologique de la France d'outre-mer: année 1953*, 11-14. Orstom, Paris.
- Rodier, J. (1958) Emploi systématique des bassins versants élémentaires pour les études hydrologiques dans les territoires sous-développés. In: *Groundwater, Symposium on Vegetation, Symposium on Dew* (General Assembly of Toronto), 133-143. IAHS Publ. no. 44.
- Rodier, J. (1990) Postface. In: *Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide – Booro-Borotou (Côte d'Ivoire)* (ed. par P. Chevallier), 271-282. Orstom, Paris.
- Rodier, J. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale.* Orstom-CIEH, Paris.
- Service Hydrologique de l'AEF (1955) Etude des petits bassins de l'agglomération de Brazzaville. In: *Annuaire Hydrologique de la France d'Outre-Mer: année 1953*, 49-65. Orstom, Paris.
- Thébé, B. (1987) Hydrodynamique de quelques sols du nord Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelle. Thèse, Université des Sciences et Technique du Languedoc, Montpellier.
- Tixier, J. (1955) Etudes de crues sur un petit bassin versant de la région de Bangui (Oubangui). In: *Annuaire hydrologique de la France d'outre-mer: année 1953*, 29-47. Orstom, Paris.
- Toebes, C. & Ouryvaev, V. (1970) *Les bassins représentatifs et expérimentaux. Guide international des pratiques en matière de recherche.* UNESCO, Paris.

La télétransmission par satellite en hydrométrie: historique de son développement à l'Orstom de 1972 à 1994

J. CALLEDE

Orstom, CP 09747, 70001-970 Brasília, Brésil

M. GAUTIER

Orstom, 01 BP 182, Ouagadougou, Burkina Faso

Résumé La télétransmission par satellites des données hydrométéorologiques a vu le jour en 1972 avec la possibilité d'utiliser le projet Eole. Elle a réellement débuté avec l'apparition des satellites Météosat puis Tiros-N (système Argos), en 1977-1978. Ces débuts ont été très prometteurs, l'évaluation effectuée sur le terrain au Sénégal en 1978 ayant montré tout l'intérêt de cette technique. Après cinq années de réelle improvisation, l'apparition de grands projets (Hydroniger, OMS-Onchocercose, Amazonie brésilienne, etc.) ont permis des réalisations « industrielles » qui donnent toute satisfaction. Aujourd'hui la télétransmission par satellite est un outil indispensable à la réalisation des grands projets hydrologiques. Cette technique est devenue banale pour l'hydrologie Orstom. La transmission des données en temps réel est un outil idéal pour la gestion des réseaux hydrométriques. Tout d'abord il rend possible, au jour le jour, la vérification du bon fonctionnement des stations hydrométriques. La connaissance immédiate des niveaux et des débits permettra le suivi du comportement hydrologique de la rivière. Ce qui se traduira par une meilleure qualité de la prévision des crues et des étiages, une amélioration de la gestion des ouvrages hydroélectriques, etc.

Satellite remote sensing in hydrometry: a history of its development at Orstom from 1972 to 1994

Abstract Remote sensing of hydrometeorological data via satellites started in 1972 with the opportunity to use the Eole project. But it really made advances with the appearance of the Météosat and Tiros-N (Argos system) satellites in 1977-1978. These were promising beginnings, however the evaluation of the methodology which was undertaken in the field in Senegal in 1978 caused much more interest to be taken in this technique. After five years of improvisation, the appearance of large projects (Hydroniger, OMS-Onchocercose, Brazilian Amazonia, etc.) allowed large-scale experiments to be undertaken that showed the capabilities of satellite systems. Today, remote sensing via satellite is an indispensable tool for achievement of large hydrological projects. The use of this technique has become commonplace for hydrology at Orstom.

INTRODUCTION

Gestionnaires des réseaux hydrométriques africains pendant plus de 20 années, les hydrologues de l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en

coopération (Orstom) se sont intéressés très tôt aux problèmes de télétransmission en temps réel. Mais jusque vers 1970, les seuls moyens étaient le téléphone (puis le télex) et la radiotéléphonie: ils n'étaient guère employés que pour des liaisons bien spéciales entre quelques stations (réseau radio du Service de navigation du Congo et de l'Oubangui, par exemple).

En 1970, l'apparition des satellites civils de météorologie allait ouvrir de nouvelles perspectives. En plus de leur dispositif d'observation de la Terre, ces satellites sont équipés pour la collecte de données. Ils peuvent recevoir les émissions en provenance des multiples stations au sol (mais qui devront être obligatoirement situées en visibilité optique des satellites) et les retransmettre à leurs Centres de réception. Le satellite se comporte comme un relais hertzien.

Comme la liaison sol/satellite utilise la bande des ondes métriques, la puissance nécessaire à l'émission est faible, d'environ 0,5-5 W. La durée d'émission est courte, souvent inférieure à 1 s. Suivant le genre de satellite, cette émission a lieu soit toutes les 200 s, soit toutes les 3 h. De ce fait la consommation moyenne en énergie électrique est d'environ 50 mW.

LA PREMIERE EXPERIMENTATION: RAPPEL DU PROJET « EOLE » ET DE SON APPLICATION A L'ORSTOM

Le 16 août 1971, le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) lançait Eole, premier satellite météorologique français. Il était destiné à l'étude des mouvements de l'atmosphère dans l'hémisphère sud. Environ 500 ballons dériveraient en haute altitude et transmettraient leurs mesures météorologiques au satellite qui, en même temps, déterminerait leurs positions géographiques à 1 km près.

Un accident imprévu entraîne la destruction de près de la moitié de ces ballons. Ce qui conduit le CNES à réaliser, de mai 1972 à mars 1974, une expérience Post-Eole. Il est alors proposé à divers organismes — dont l'Orstom — de réaliser des expériences de localisation ou de collecte de données en profitant de la présence du satellite et des équipements au sol (électroniques de transmission) devenus disponibles.

Les hydrologues en poste au Congo et en Guyane ont ainsi bénéficié de cette offre. Ils ont réalisé les premiers tests de télétransmission par satellite, étant assurés de l'appui technique des Centres CNES de Brazzaville et de Kourou (Chartier, 1973; Molinier *et al.*, 1974) (Figs 1 et 2).

Au Congo, le cumul pluviométrique et la hauteur d'eau d'une rivière sont télétransmis. Après test en laboratoire à Brazzaville, le matériel a été installé sur le terrain, à 150 km de là.

En Guyane, seule la limnimétrie est télétransmise. Les hydrologues ont dû improviser le circuit électronique d'interface (c'est-à-dire le circuit transformant l'information des capteurs en un signal directement assimilable par l'émetteur) avec les composants disponibles à l'époque. Des difficultés sont apparues pour corriger les dérives de température.

Dans les deux cas, les données sont reçues par télex, 24 h plus tard, soit à Brazzaville soit à Cayenne.

Vingt ans plus tard, les résultats de ces deux expériences peuvent paraître techniquement bien dérisoires. Ce n'est pas vrai.

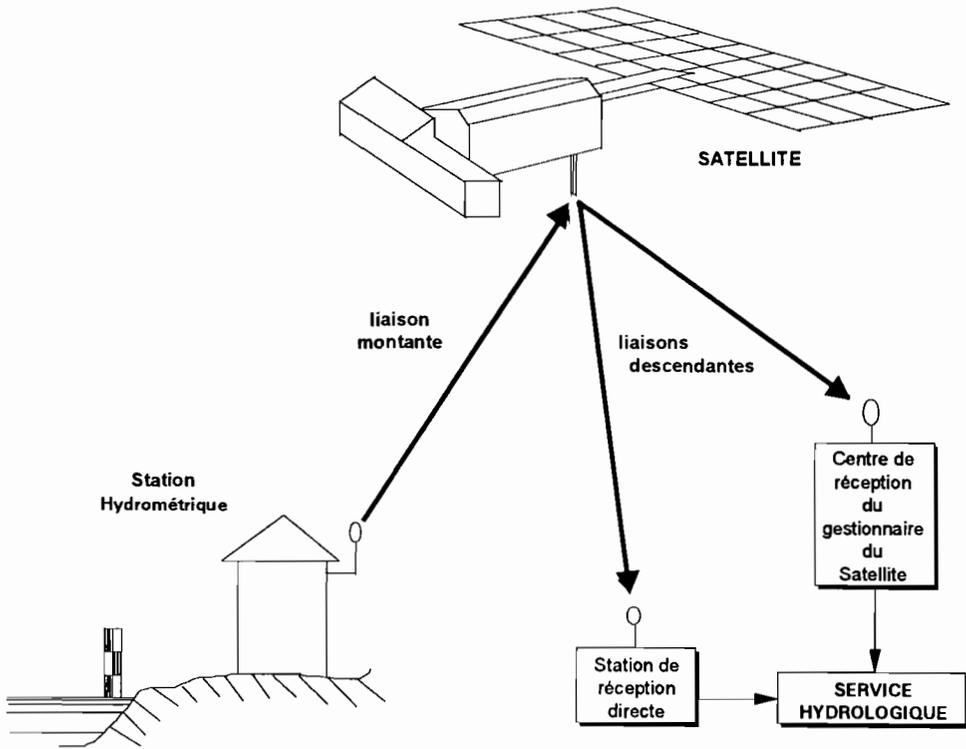


Fig. 1 Organisation de la télétransmission par satellite.

Car en tout premier lieu il a été montré que la télétransmission par satellite était une réalité. Que quelques petites modifications mineures allaient la rendre parfaitement opérationnelle à bref délai, même dans les conditions difficiles de la zone intertropicale. Son utilisation n'entraînerait que de rares travaux d'infrastructure tandis que l'alimentation en énergie électrique serait possible avec des piles ou un panneau solaire.

Déjà il apparaissait que pour les besoins de l'hydrométrie il fallait éviter à tout prix de travailler avec une information électrique analogique, trop sensible aux dérives causées par les variations de température. Il était nécessaire de transmettre directement un signal numérique binaire, pratique qui a largement été confirmé par la suite.

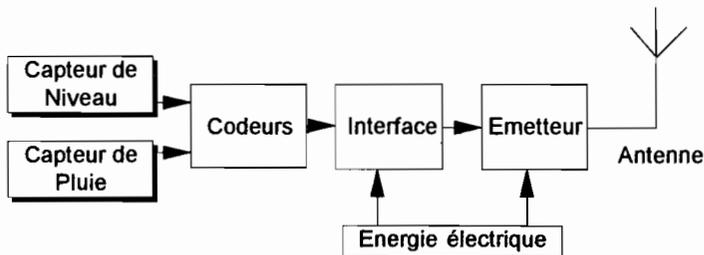


Fig. 2 Synoptique d'une station de télétransmission.

L'APPRENTISSAGE: LA MISSION AU QUEBEC (1977)

Il faudra attendre 1978 pour voir, avec le système Argos, la suite du projet Eole. Mais en août 1977, un hydrologue de l'Orstom est invité à suivre, au Québec, l'installation opérationnelle des cinq premières stations hydrométriques québécoises équipées pour ce mode de télétransmission.

Cette mission se déroule dans d'excellentes conditions (Callède, 1977). Les stations à équiper sont toutes situées dans le Grand Nord québécois, aux alentours de Fort-Chimo. Totalement différentes de celles d'Afrique intertropicale, les conditions d'environnement (froid, solitude) y sont aussi sévères.

Le satellite utilisé est le géostationnaire américain GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), premier des cinq satellites qui seront déployés autour de la Terre dans le cadre du GARP (Global Atmospheric Research Programme) par l'Organisation Météorologique Mondiale. Un message est envoyé, de 3 en 3 h, vers le satellite. Le retour des données s'effectue sur Québec par télex, quelques heures plus tard.

L'installation sur le terrain n'a posé aucun problème: il était prévu 10 jours de terrain pour installer ces cinq stations mais en 3 jours le travail est terminé!

Le signal numérique binaire du codeur est retransmis sans erreur à Québec. Cette mission a permis de découvrir qu'outre-Atlantique la télétransmission par satellite des données hydrométriques était parfaitement opérationnelle en 1977. Les entreprises spécialisées en instruments de mesure ou en électronique de télétransmission avaient déjà, en catalogue, des matériels destinés à cette technique. Ces matériels, simple d'emploi, étaient avant tout conçus pour des utilisateurs n'ayant reçu aucune formation spéciale en électronique.

Elle a aussi montré les quelques difficultés dans l'emploi du satellite géostationnaire. Au Québec l'orientation de l'antenne vers le satellite peut poser quelque problème si l'on utilise une boussole, à cause de la proximité du Pôle magnétique. Mais, surtout, qu'il est nécessaire d'initialiser l'horloge qui va commander l'émission avec une grande précision: quelques secondes de tolérance seulement. Le créneau d'émission n'est que de 1 min, avec une durée de transmission d'environ 30 s et il ne faut surtout pas émettre dans les créneaux voisins. En 1977, les montres à quartz sont encore rares et chères.

RECHERCHE D'UNE TECHNOLOGIE EN TELETRANSMISSION: L'EXPERIENCE DE 1978 AU SENEGAL

La suite logique à cette mission québécoise est de faire la même chose en France et en Afrique.

D'autant plus que le satellite géostationnaire Météosat, de l'Agence Spatiale Européenne (ASE) est mis sur orbite le 23 novembre 1977. C'est un des cinq satellites du GARP: il offre toutes les possibilités de collecte entrevues au Québec.

Egalement en novembre 1977, le CNES présente son système Argos, suite logique du projet Eole. La faible consommation des émetteurs au sol autorise une émission même si le satellite n'est pas en visibilité de la station terrestre. Le système Argos est prévu pour un début de fonctionnement en octobre 1978.

L'Agence Spatiale Européenne accepte de prêter, pour quelques mois, un émetteur destiné à travailler avec Météosat. De même, le CNES confie à l'Orstom un émetteur pour tester la collecte via le système Argos.

Les capteurs seront ceux utilisés le plus couramment par les hydrologues de l'Orstom (limnigraphe OTT et pluviographe Précis-Mécanique) qu'il faudra équiper de codeurs fournissant une information en numération binaire à l'interface.

Il convient de faire, comme les constructeurs américains, un matériel simple, dont la mise en oeuvre ne nécessitera aucune connaissance en électronique. Il faut également que ce matériel supporte les contraintes climatiques de la zone intertropicale. La consommation en énergie électrique devra être la plus faible possible. Et il faudra s'efforcer de faire bon marché ...

Un tour d'horizon des constructeurs français montre qu'il existe alors une fabrication de haute qualité, correspondant aux besoins de la télétransmission. Seule une adaptation aux autres éléments est nécessaire. Ce qui a été fait.

En mars 1978, tout est prêt pour commencer sur le terrain, avec bon nombre de matériels prêtés par les constructeurs (OTT, Neyrtec (aujourd'hui Hydrologic), Compagnie des Signaux et Entreprises Electriques (CSEE), etc.) qu'il convient de remercier ici.

L'expérimentation qui se fera au Sénégal où à Dakar offre des possibilités techniques certaines et les contacts avec les responsables sénégalais sont très bons.

L'expérience Météosat est réalisée à Saint-Louis du Sénégal, ville proche de Dakar, tandis que le système Argos est testé depuis Kaolack, également proche de la capitale (Callède, 1978).

L'alimentation est réalisée avec des piles sèches.

Le retour des données télétransmises s'effectue via le GTS (Global Transmission System) c'est-à-dire par le réseau mondial de transmission des informations météorologiques.

Cette évaluation durera jusqu'au second trimestre de 1979.

LE SEMINAIRE SUR LA TELETRANSMISSION (MAI 1979)

Les résultats de l'évaluation sénégalaise sont suffisamment bons pour les divulguer à nos partenaires de la zone intertropicale.

En mai 1979, sous le patronage de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), l'Orstom organise avec le Cefigre (CENTre de Formation Internationale pour la Gestion des Ressources en Eau) un séminaire sur la télétransmission par satellite. Il se tiendra à Sophia-Antipolis (Centre de recherche situé près de Nice).

Les gestionnaires des satellites indiquent les possibilités offertes par Météosat et le système Argos. Les participants entendent les exposés des premiers utilisateurs (ministère des ressources naturelles du Québec, Orstom) et peuvent se documenter sur un emploi futur de cette technique.

Une exposition du matériel destiné à la télétransmission leur permet d'avoir une idée de la technologie à employer.

Ce séminaire est bien le point de départ des applications opérationnelles de la télétransmission par satellites dans la zone intertropicale.

LES PREMIERES APPLICATIONS OPERATIONNELLES

Après avoir évalué les possibilités de la télétransmission par satellite, défini les matériels nécessaires et montrés à nos partenaires la viabilité de la technique, il était nécessaire de la développer avec quelques applications sur le terrain.

L'évaluation du Sénégal a permis de se rendre compte de la grande facilité d'emploi du système Argos: pas d'horloge à régler et à surveiller comme pour Météosat. La télétransmission commence dès connexion de l'alimentation électrique. C'est un avantage précieux dans les pays d'Afrique, où les déplacements sont longs et difficiles pour se rendre aux stations hydrométriques.

Dans de nombreux cas, la faible longueur du message Argos (256 bits) est quand même largement suffisante, de même que les six collectes par jour à l'Equateur.

Le système Argos a bien résolu le retour des données par le GTS, surtout quand la liaison se résume au tronçon Toulouse-Paris. Le fichier « Dispose » permet d'obtenir des données directement transférables sur le terminal du Service hydrologique de l'Orstom sans aucune saisie manuelle, toujours source d'erreur.

Enfin la possibilité d'utiliser sa propre station de réception directe rendra la réception des messages encore plus facile et instantanée.

Aussi, jusqu'en 1984, seul le système Argos sera utilisé par les hydrologues de l'Orstom.

Début 1980, deux applications de la télétransmission par satellite voient le jour: l'une avec le BRGM, l'autre avec le PNUD.

Le retour des données se fait par le GTS et par le fichier « Dispose ».

Le projet BRGM-Falémé

Deux stations hydrométriques sont équipées pour la télétransmission sur la Falémé, affluents de rive gauche du fleuve Sénégal, près de la frontière Sénégal/Mali (Roche & Olivry, 1981).

Le projet Soudan (PNUD)

Trois stations, installées dans le « Sudd » (partie orientale du vaste marécage du Nil blanc, dont la partie occidentale est le « Bahr el Gazal ») complètent un dispositif de mesure des apports en eau (pluies, débordements du Nil) dans le marécage (Callède, 1981).

Ces deux petits projets, qui ne dureront qu'une dizaine de mois, se soldent par de belles performances en télétransmission, confirmant les choix technologiques.

Des demandes, comme consultant, complètent ces débuts:

- Electricité de France pour équiper ses nivomètres (mesure de la hauteur de neige) en montagne;
- Service de la Navigation de la Seine pour moderniser son dispositif d'annonce des crues, dans un projet englobant les ministères de l'Agriculture, de l'Environnement et de l'Equipement. Il s'avère qu'une station de réception directe est indispensable: les temps de réponse soit par le GTS, soit directement par le Service Argos, sont

trop longs pour la prévision. En outre, la taille des bassins versants impose une mémorisation de l'information limnimétrique (Callède *et al.*, 1982).

Citons aussi le travail avec la Météorologie Nationale pour une expérience de télétransmission via Météosat, en Guyane. Le limnigraphe Orstom de Saint-Laurent du Maroni est relié à un émetteur Météosat, avec retour des données via le GTS.

LA TELETRANSMISSION PAR SATELLITE AU BRESIL

Le Brésil, et plus particulièrement l'Amazonie, est un pays qui, vu ses dimensions et son faible réseau de voies de communication, se prête particulièrement bien à la télétransmission par satellite.

Une démonstration de faisabilité est effectuée par l'Orstom en 1992. Une PREMIERE station est installée sur le Rio Paraíba du Sud, à Resende, ville située entre Rio de Janeiro et São Paulo. Les messages sont reçus à Brasília, via le GTS, sans problème aucun (liaison Toulouse/Paris/Washington/Brasília).

Une seconde station est installée à Boa Vista, ville située à 500 km au nord de Manaus, au bord du Rio Branco. C'est un émetteur équipé d'un clavier qui transmet directement un message conforme aux codes OMM. L'observateur de l'échelle limnimétrique de Boa Vista frappe au clavier, deux fois par jour, la hauteur d'eau du Rio Branco.

Une station de réception directe fonctionne durant 15 jours à Brasília.

Les résultats (Callède, 1982) sont tels que le gouvernement brésilien présente une requête à l'Ambassade de France sollicitant l'aide de la France pour équiper un réseau de 23 stations en Amazonie. Cette requête est acceptée en 1983.

LES GRANDS PROJETS: HYDRONIGER, OMS/ONCHO, AMAZONIE ET AUTRES

L'année 1984 est celle des grands projets, à l'échelle d'un pays ou même d'un continent, avec des réalisations complètement industrielles.

Le projet Hydroniger

En 1982, l'OMM lance un appel d'offre pour équiper la totalité du bassin du fleuve Niger d'un réseau hydrométrique de 65 stations équipées en télétransmission.

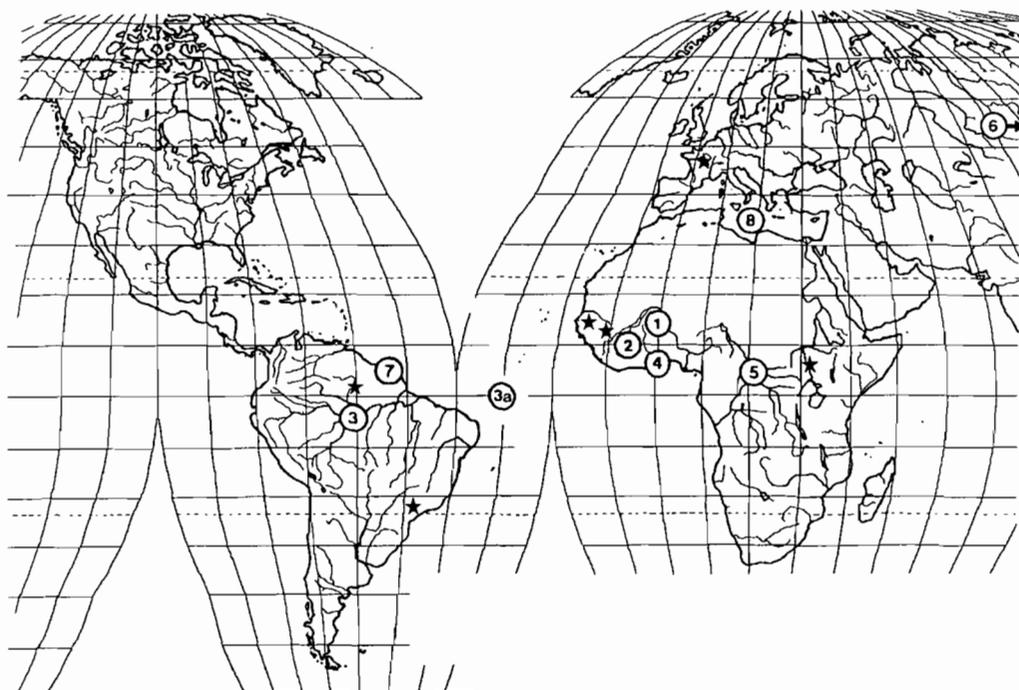
L'Orstom interviendra comme conseiller technique de la société CEIS-Espace, qui fabriquera les stations hydrométriques. Les premières stations sont installées début 1984 (Thiébaux & Manley, 1987). En 1995, ce réseau fonctionne toujours. Sur les 65 stations initiales, environ quarante continuent à émettre en automatique. Les données transmises ne sont plus toujours exploitables du fait du manque d'air comprimé aux limnigraphes pneumatiques mais la robustesse de la chaîne d'émission Argos et sa parfaite adaptation à ce type d'environnement sont bien montrées.

Le projet OMS/Onchocercose

Depuis fort longtemps, les entomologistes médicaux de l'Orstom luttent pour l'éradication de l'onchocercose (maladie qui rend aveugle) en s'attaquant à son agent vecteur, *simulium damnosum*, lorsqu'il n'est qu'à l'état larvaire. Il leur faut connaître le débit de la rivière où ils vont déverser une dose d'insecticide dont la concentration dans l'eau sera suffisamment forte pour détruire les larves mais qui doit être sans danger pour les poissons.

En 1982, le projet d'éradication est devenu un gros projet OMS, avec avions et hélicoptères, pour traiter bon nombre de pays de l'Afrique occidentale. Mais l'imprécision dans la connaissance des débits des rivières conduit soit à surestimer la concentration d'insecticide nécessaire (d'où gaspillage onéreux de l'insecticide et danger pour les poissons) soit à sous-estimer, occasionnant là un traitement insuffisant (Le Barbé, 1982).

En 1983, un projet-pilote est décidé, utilisant la télétransmission: il aura lieu au Togo et comprendra cinq stations hydrométriques équipées pour la télétransmission via



- ★ Emplacement des évaluations et des premiers projets
 - Emplacement des grands projets:
- | | |
|--|-------------------|
| 1: Hydroniger | 5: Météosat-Congo |
| 2: OMS-Oncho | 6: Fleuve Jaune |
| 3: Amazonie brésilienne | 7: Petit Saut |
| 3a: Rocher Saint-Paul | 8: Med-Hycos |
| 4: Modernisation des réseaux hydrologiques | |

Fig. 3 Emplacement des évaluations et des projets de télétransmission par satellite réalisés par les hydrologues de l'Orstom.

Argos et une station de réception directe à Lama-Kara, d'où partent avions et hélicoptères assumant l'épandage de l'insecticide.

Ces cinq stations sont installées en juin 1984. Ce projet-pilote est un succès. L'OMS décidera de confier à l'Orstom le soin de concevoir et d'installer un réseau de 70 appareils sur l'ensemble des neuf pays de la zone traitée (Pouyaud, 1987). Comme pour le projet Hydroniger, les hydrologues de l'Orstom se tourneront vers la société CEIS-Espace. Ensemble, ils mettront au point un produit qui permettra de modifier d'une façon significative les méthodes de gestion des réseaux de mesures hydrologiques en Afrique. L'expérience de l'Orstom, acquise depuis 1980 dans le développement de nouveaux limnigraphes (en collaboration avec la société Elsyde), permet à ce moment de concevoir un ensemble capteur-centrale d'acquisition entièrement électronique. Son association à un émetteur Argos confère à cet équipement une autonomie, une sûreté et un suivi de fonctionnement encore impensables jusqu'alors (Gautier, 1988) (Fig. 3).

Ces nouveaux équipements totalement libérés des contraintes des anciens éléments mécaniques (puits bouchés, enregistrements graphiques défailants, etc.) ont permis une souplesse d'utilisation correspondant aux impératifs de gestion du programme OMS-Oncho.

Dans le cadre de cette opération, une amélioration importante est aussi apportée dans le domaine de la réception directe. Un ordinateur de type PC IBM est couplé aux anciens récepteurs, ce qui rend les nouvelles stations de réception directe totalement autonomes. Ceci permet des transferts directs de données et le traitement automatique des messages reçus (calcul immédiat des doses d'épandage, par exemple).

A l'occasion de ce projet OMS-Oncho, un soin particulier a été apporté aux problèmes de maintenance et d'entretien de ces nouveaux types de réseaux. L'Orstom s'est attaché à former les agents de l'OMS pour leur permettre de devenir rapidement autonomes. Depuis 1987, le réseau est entièrement géré par les hydrologues de l'OMS et donne pleinement satisfaction. Les données sont utilisées en temps réel et plus de 50% des sites équipés devront rester opérationnels jusqu'en 2005.

Le réseau amazonien

Suite à l'évaluation des possibilités de la télétransmission par satellite, le gouvernement brésilien, avec l'aide de la France, décide d'installer un réseau de 23 stations hydrométriques avec télétransmission, toutes situées dans le bassin amazonien (Fig. 4). C'est l'Orstom qui est chargé de cette installation, en coopération avec la DCRH (Division de Contrôle des Ressources en Eau), travail qui s'achèvera en 1988 (Anonyme, 1987) pour reprendre en 1992.

Période 1984-1988 Le projet a pris forme active dès mai 1984, date d'arrivée des premiers matériels.

Comme indiqué plus haut, le système Argos a été choisi à cause de sa facilité d'installation et d'emploi: pas d'horloge ultra-précise dans les émetteurs, messages de capacité suffisante et nombre, également suffisant, de collectes par jour. En outre, le futur projet de satellite brésilien à orbite équatoriale basse prévoit un canal compatible Argos.

La station de réception directe fonctionne depuis septembre 1984 et les premières stations hydrométriques sont installées en juin de la même année.

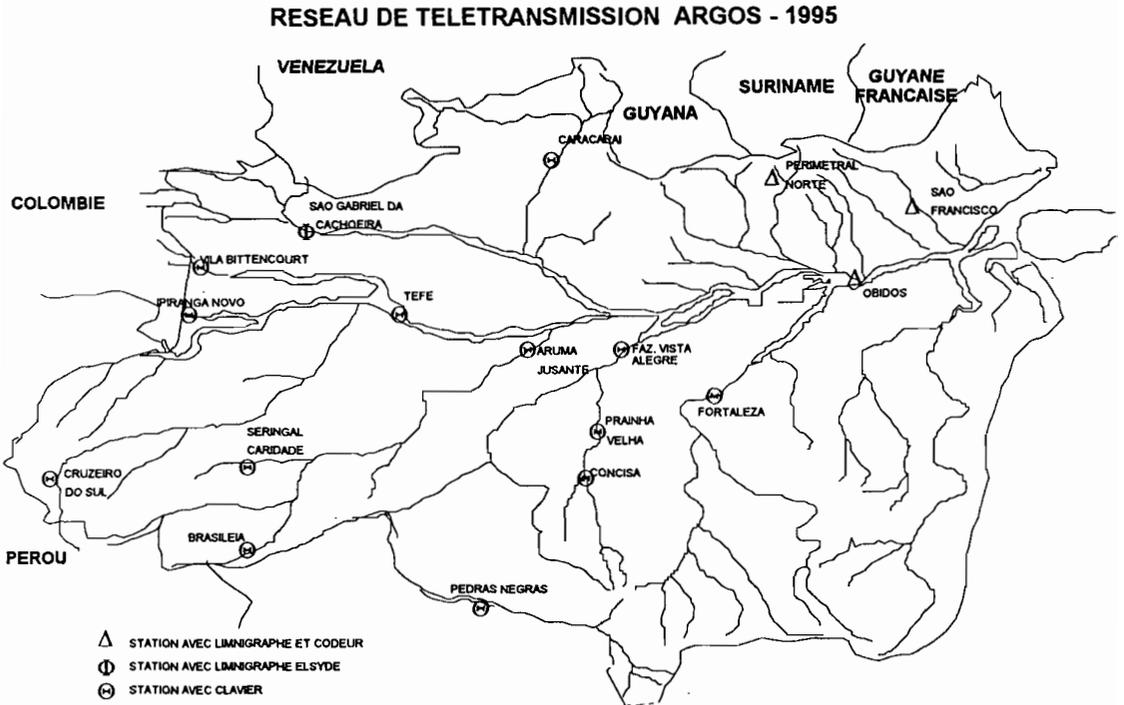


Fig. 4 Le réseau amazonien en 1995.

La station de réception directe fonctionne depuis septembre 1984 et les premières stations hydrométriques sont installées en juin de la même année.

Des matériels annexes sont construits à Brasilia (décodeurs, claviers simplifiés) et le réseau peut être considéré comme opérationnel en mai 1985, bien qu'il manque encore quelques stations.

Un effort particulier est fait du côté des logiciels de traitement des messages reçus par la station de réception directe. Dès mai 1985, ces messages sont validés (ou éventuellement corrigés) et transférables directement dans les fichiers de la banque de données hydropluviométriques du DNAEE (Direction Nationale des Eaux et de l'Énergie Électrique) (Callède, 1986).

Au 1 juin 1986, 20 stations fonctionnent:

- huit avec limnigraphe équipé d'un codeur;
- douze seulement équipées d'un clavier « simplifié » constitué par quatre roues codeuses. Chaque jour, l'observateur indique sur ce clavier le niveau de l'eau de la rivière.

Des difficultés sont rencontrées (Callède, 1988) dans l'électronique (circuits d'interface défectueux, pannes à la station de réception directe) et dans le changement des piles sèches.

Mais durant cette période, il a été facilement démontré qu'il était possible de réaliser en Amazonie, malgré tous les problèmes d'accès aux stations hydrométriques, un réseau de télétransmission simple et peu coûteux (Callède *et al.*, 1986). L'économie de temps et de déplacement des hydrologues, du fait du contrôle à distance du bon fonctionnement

des appareils, est loin d'être négligeable. Il en résulte, principalement, une diminution du coût de fonctionnement du réseau tout en assurant, en temps réel, le suivi du comportement hydrologique du plus grand bassin hydrographique du Monde.

En dehors de ce travail, une station de télétransmission de la pluviométrie est installée, en plein milieu de l'océan Atlantique, sur les rochers Saint-Pierre et Saint-Paul (Brésil) pour les besoins des océanographes de l'Orstom (projet Focal). Les difficultés d'accès imposent un fonctionnement parfait de la station durant une année sur un site uniquement habité par des crabes et des oiseaux. Installée en janvier 1987, la station a rempli sa mission jusqu'à fin 1989 (Morlière *et al.*, 1990).

Période 1989-1992 Durant cette période, le réseau de télétransmission se dégrade progressivement. Le problème du changement des piles n'est pas résolu. Les circuits d'interfaces tombent régulièrement en panne. Une modification dans le format des messages émis par le satellite ne permet plus d'utiliser pleinement la station de réception de Brasília.

Aussi le DNAEE demande à l'INPE (Institut National de Recherches Spatiales) la remise aux nouveaux standards de la station de réception de Brasília et à l'Orstom un nouveau détachement d'un spécialiste en télétransmission. Ces deux demandes sont prises en considération.

La situation depuis 1992 Le problème du changement des piles a été résolu en équipant toutes les stations de télétransmission en panneaux solaires et batteries étanches. Dans le cadre du programme-pilote de conservation de la forêt tropicale brésilienne, le ministère français des Affaires Etrangères a financé l'achat d'une seconde station de réception directe et de trois nouvelles stations hydrométriques modernes à capteur électronique de pression. Pour sa part l'INPE a remis en état la PREMIERE station de réception.

Fin 1994, 22 stations hydrométriques de la télétransmission sont en fonctionnement.

Les logiciels de traitements (issus de ceux réalisés en 1984-85) sont adaptés tant aux configurations des deux stations de réception qu'à celles des nouveaux limnigraphes électroniques. Ils permettent également le traitement des données reçues via le satellite brésilien SCD1, compatible Argos, et qui a été mis sur orbite le 7 février 1993.

Enfin un modèle de prévision des hauteurs d'eau du Rio Negro à Manaus est en cours d'élaboration par l'Orstom à Montpellier (Thépaut, 1994). Déjà, les hauteurs télétransmises sont communiquées chaque jour aux Services de la protection civile.

Projets actuels et futurs Un projet de développement du réseau, à l'échelle du Brésil a été présenté et accepté (Guimarães *et al.*, 1993; Brito *et al.*, 1994), avec comme conséquence une adjudication concernant l'achat de 200 stations. Ces stations sont destinées à travailler avec le satellite brésilien SCD1, puis avec les suivants.

Ceci, qui ne sera qu'une PREMIERE tranche d'équipements, concerne le Brésil tout entier, avec en priorité l'Amazonie, le Pantanal et le bassin du Rio São Francisco. Tous les réseaux anciens (réseaux téléphoniques, réseau du Rio Tocantins avec le satellite géostationnaire GOES) seront équipés de ce nouveau vecteur de transmission.

Avec bientôt 220 stations de télétransmission et son propre satellite de collecte, le Brésil va posséder un des réseaux les plus modernes au Monde. Ce sera surtout un réseau complètement indépendant, affranchi des « ukases » financiers imposés par les gestionnaires internationaux des satellites de collecte.

Les autres grands projets

La modernisation des réseaux hydrométriques nationaux La réussite des nouveaux équipements de télétransmission satellitaire mis en place lors de l'expérience OMS-Oncho a incité un certain nombre de services hydrologiques nationaux à moderniser leur réseau. Ils ont équipé les plus importantes de leurs stations avec des plates-formes d'acquisition automatiques et transmission Argos.

En 1988, c'est le cas du Bénin, puis celui du Sénégal et du Mali dans le cadre du projet OMVS (Office de Mise en Valeur du fleuve Sénégal).

Egalement à cette même époque, les anciennes stations de réception directe Argos, qui équipaient les services nationaux des pays participants à l'opération Hydroniger, sont progressivement remplacées par des nouvelles. Ceci leur permet de recevoir, sans limitation de formats, les données de toutes les stations situées dans leur zone de visibilité. A partir de cette époque, le principe de la libre utilisation des données transmises par satellite est accepté par tous.

Tous ces équipements sont réalisés et financés dans le cadre de projets. Il en va de même pour la redevance Argos qui, à cette période, est de 2500F par an et par balise.

A l'heure actuelle une bonne partie de ces équipements a été volontairement arrêtée du fait du doublement du coût de la redevance Argos (5500 F an⁻¹ balise⁻¹) et de la non-utilisation de la donnée en temps réel.

L'expérience Meteosat-Congo En 1989, le ministère de la recherche a confié à l'Orstom la mise au point d'une plate-forme hydrologique autonome adaptée aux conditions tropicales. Ceci s'inscrit dans le cadre d'une action incitative pour utiliser le satellite Météosat. Comme pour les autres projets antérieurs, les hydrologues de l'Orstom ont fait appel à la société CEIS-Espace qui en a assuré la réalisation. Ce nouveau type de matériel reprenait le volet « hydrométrie » des matériels utilisés par le programme OMS-Oncho. Il était complété d'un certain nombre de capteurs météorologiques, avec aussi la possibilité d'installer des capteurs de mesure de la qualité des eaux (Jacon & Gautier, 1991; Gautier, 1992).

En 1990, les deux premières plates-formes de ce projet ont été installées dans le bassin du Congo. La PREMIERE est sur l'Oubangui à Limassa, station hydrométrique située à 800 km en amont de Bangui et la seconde sur le Congo à Maluku-Trechot, en amont de Brazzaville. Deux stations de réception directe Météosat ont été installées l'une à Bangui, l'autre à Brazzaville. Le rythme d'émission adopté était de un message toutes les 6 h.

Ces deux stations ont fonctionné en autonomie totale pendant une année complète. La transmission des données de la station de Limassa a notamment permis au service des voies navigables de Bangui d'effectuer les prévisions de hauteurs d'eau sur le seuil de Zinga. La preuve a été faite que ce type de matériel était bien adapté aux conditions difficiles de ces régions. Les émetteurs de très bonne qualité n'ont dérivé en temps que de quelques secondes, donc sans aucune intervention de remise à l'heure durant toute la durée de l'expérience. Cette opération n'a pu continuer comme prévu du fait des problèmes d'insécurité rencontrés dans ces régions et du coût très élevé de la redevance satellitaire.

Réseau Fleuve Jaune en Chine (1993) L'Orstom, en association avec le Bureau de la recherche géologique et minière (BRGM) a initialisé, en 1987, un programme scientifique de recherche hydrologique en Chine sur le Fleuve Jaune. La YRCC (Yellow River Conservancy Commission) était la structure chinoise d'accueil et de collaboration. Au titre de ce programme, l'Orstom prévoyait d'installer du matériel hydrologique avec télétransmission via Argos sur le bassin du Fleuve Jaune.

Ce matériel devait être mis en oeuvre et suivi par un chercheur hydrologue Orstom qui aurait été en poste en Chine. Cette affectation ne s'est pas concrétisée. La réalisation du projet de télétransmission via Argos en a été retardée mais maintenue. Au titre de ce programme, l'Orstom a installé sur le fleuve Jaune deux pluviographes et deux limnigraphes équipés de télétransmission via Argos. Une station de réception directe a été installée à Zhengzhou.

Un ingénieur chinois a reçu une formation au Laboratoire d'hydrologie de Montpellier pour l'utilisation et la maintenance de ces nouveaux matériels. Les ingénieurs du Service des transmissions de l'YRCC ont été particulièrement intéressés par l'aspect « télétransmission via Argos », jamais encore utilisée en Chine avant cette date (Gautier, 1993).

Projet Petit Saut en Guyane Dans le cadre des études hydrologiques relatives à la construction du barrage de Petit Saut en Guyane, l'Orstom a installé, pour le compte de l'Electricité de France (EDF), un réseau de limnigraphes et de pluviographes équipés pour la transmission via Argos. Ce réseau, composé de 15 appareils, fonctionne depuis 1990. Depuis la mise en eau du barrage, les équipements en place sont utilisés désormais pour la gestion de la retenue.

Projet WHYCOS (1994) L'OMM, avec le soutien de la Banque Mondiale, a entrepris la promotion d'un système mondial d'observation du cycle hydrologique: WHYCOS (World Hydrological Cycle Observing System). En mai 1995, le Centre Orstom de Montpellier s'est vu confier la charge d'accueillir et d'animer le Centre Régional pilote du réseau Med-Hycos. A terme ce réseau sera constitué de 150 plates-formes, de collecte de données, utilisant le système de transmission Météosat réparties dans les différents pays riverains de la mer Méditerranée et de la mer Noire. L'expérience acquise depuis quinze ans par les hydrologues de l'Orstom dans le domaine des réseaux de mesures télétransmises par voie satellitaire sera un atout certain dans cette opération.

CONCLUSION

En 15 ans, la technique de la télétransmission par satellite est passée rapidement du joyeux bricolage de l'expérimentation à la phase industrielle pour son emploi opérationnel. Ainsi les hydrologues de l'Orstom ont contribué à mettre au point un outil indispensable pour répondre aux nouveaux impératifs de gestion des réseaux hydrométriques modernes des pays tropicaux. Il permet la télésurveillance à faible coût des installations éloignées. Il est aussi utilisé pour la gestion et la prévision hydrologique en temps réel: c'est le cas des opérations Hydroniger, OMS-Oncho, Petit Saut et Amazonie. Il a permis à de nombreux Services hydrologiques nationaux de pays

tropicaux de se familiariser avec les matériels hydrologiques modernes. Ceux-ci permettent une approche plus rationnelle dans la gestion des réseaux par la mise à disposition de la donnée hydrologique en temps réel.

Si actuellement son utilisation principale reste la vérification du bon fonctionnement des stations hydrométriques qui en sont équipées, elle devrait permettre, bientôt, de modifier totalement la philosophie de la gestion des réseaux. La plupart des tournées hydrologiques ne se feraient plus en « aveugle » mais seulement pour remplacer un équipement défaillant (ce n'est pas parce qu'il y a « télétransmission » que les pannes vont disparaître!) ou pour effectuer des jaugeages à des cotes intéressantes. Il en résultera une gestion plus efficace et très certainement une diminution du coût global annuel des tournées. Dans des cas bien particuliers, elle est déjà utilisée pour des tâches plus ambitieuses: calcul des déversements d'insecticide pour le projet OMS-Oncho, future prévision de la hauteur du Rio Negro à Manaus (Brésil).

La grande ombre au tableau de son utilisation provient de la politique financière actuelle des gestionnaires des satellites de collecte (système Argos et Météosat) avec des taux de plus en plus élevés de la redevance à payer. Pour un certain nombre de pays, cette augmentation prohibitive a été un sérieux coup d'arrêt au développement de la télétransmission (et même parfois un arrêt total).

En ce qui concerne Météosat, c'est très simple: pour un pays non-membre de l'Agence Spatiale Européenne, l'achat d'une électronique de transmission Inmarsat-C coûte bien moins cher qu'une seule année de redevance Météosat!

Pour le Service Argos, le coût de la redevance annuelle est fixé arbitrairement par ledit Service. Comme nous l'avons évoqué au chapitre précédent, elle peut être augmentée du simple au double, sans appel. La planification à long terme des coûts d'exploitation d'un réseau de télétransmission Argos est devenue une gageure. L'ajustement des rythmes d'émission en fonction des besoins réels est une certaine façon de limiter les dégâts mais ce n'est qu'un pis aller.

Ceci expliquerait le brusque intérêt manifesté par des utilisateurs, échaudés ou non, pour le système privé Inmarsat-C. Pour le moment l'électronique de transmission est plus chère. Une augmentation du nombre des équipements ne pourra qu'accélérer la tendance à une diminution du coût du matériel. Là le montant de la redevance est fixé non plus de façon arbitraire mais par les autorités nationales des télécommunications des pays concernés, en référence aux tarifs téléphoniques classiques. Et avec une autre souplesse d'utilisation!

Autre solution, adoptée par le Brésil: avoir son propre satellite de collecte (ce qui a été envisagé un moment par l'Orstom).

RAPPEL DES SIGLES UTILISES

ASE	Agence Spatiale Européenne
BRGM	Bureau de la Recherche Géologique et Minière
CEFIGRE	CEntre de Formation Internationale pour la Gestion des Ressources en Eau
CGRH	Coordination Générale des Ressources Hydriques (ex- DCRH) (Brésil)
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
DCRH	Division de Contrôle des Ressources Hydriques (Brésil)

DNAEE	Direction Nationale des Eaux et de l'Energie Electrique (Brésil)
EDF	Electricité de France
FOCAL	Français Océan Atlantique tropical
GARP	Global Atmospheric Research Programme
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GTS	Global Transmission System (Réseau des télécommunications météorologiques)
INPE	Institut National de Recherches Spatiales (Brésil)
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
OMS	Organisation Mondiale de la Santé
OMVS	Office de Mise en Valeur du fleuve Sénégal
ORSTOM	Institut français de Recherches scientifiques pour le Développement en coopération
PNUD	Programme des Nations Unies pour le Développement
WHYCOS	World Hydrological Cycle Observing System
YRCC	Yellow River Conservancy Commission

REFERENCES

- Anonyme (1980) *Actes du séminaire international sur la télétransmission par satellite des données hydrologiques appliquée aux pays en voie de développement*. CEFIGRE, OMM, Orstom, Sophia-Antipolis, France.
- Anonyme (1987) *Actes du colloque international sur la télémétrie et transmission des données hydrologiques*. Conférence WMO-Ministère français de l'Environnement et Service de la navigation de Toulouse (Toulouse, France, mars 1987), 1-609.
- Anonyme (1987) *Cooperação franco-brasileira na Amazônia. Instalação da rede de transmissão via satélite dos níveis de água do Rio Amazonas e seus afluentes*, 1-11. DNAEE et Ambassade de France, Brasília, Brésil.
- de Brito, J. S., de Benevides, V. F., Coimbra, R. M. & de Oliveira, E. (1994) *Rede de teletransmissão via satélite para coleta de dados hidrometeorológicos*, 1-212. Ministerio das Minas e Energia, Brasília, Brésil.
- Callède, J. (1977) *Techniques de télétransmission des mesures hydrométriques utilisées dans la province du Québec*. Orstom, Paris, France.
- Callède, J. (1979) Transmission par satellite des données hydrométriques. Expériences de l'Orstom au Sénégal et esquisse d'une technologie. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* **15**(1), 25-53.
- Callède, J. (1981) *Hydrology study of the Kongor area*. Orstom, Paris, France.
- Callède, J. (1982) Utilisation de la télétransmission par satellite pour le réseau hydrométrique brésilien. Rapport final, Orstom, Paris, France.
- Callède, J., Rentiere, J. & Rouquerol, Y. (1982) L'emploi des balises à mémoire et de la réception directe pour les besoins des Services hydrométriques du Bassin de la Seine. In: *Conférence Utilisateurs Argos* (Paris, France, avril 1982).
- Callède, J., Claudino, J. L. & Fonseca, V. (1986) Transmission par satellite des hauteurs d'eau de l'Amazone et de ses affluents. *Hydrol. Continent.* **1**(2), 95-110.
- Callède, J. (1988) *Rede de transmissão via satélite na Amazônia. Relatório relativo as operações de colocação e de exploração* (Convênio Orstom/CNPq de 1984 à 1988). DNAEE, Brasília, Brésil.
- Chartier, R. (1973) *Utilisation du satellite Eole pour la collecte et la transmission des données pluviométriques et limnimétriques*. Orstom, Brazzaville, Congo.
- Gautier, M. (1988) *Installation des limnigraphes de type Chloe C pour le programme OCP OMS en 1986-1987. Présentation aux journées hydrologiques de l'Orstom*. Montpellier, France, septembre 1988.
- Gautier, M. (1992) *Météosat ou Argos: que choisir? Note relative à la télétransmission des données par satellite destinée au Service des voies navigables du Congo*. Montpellier, France, avril 1992.
- Gautier, M. (1993) *Projet d'équipement télétransmis sur le fleuve Jaune en Chine. Note de présentation et de situation au 25 août 1993*. Montpellier, France, août 1993.
- Guimaraes, V. S., Cudo, K. J. & Callède, J. (1993) *Os avanços da gestão da rede hidrométrica brasileira através da telemetria por satélite*. DNAEE/CGRH, Brasília, Brésil.
- Jaccon, G. & Gautier, M. (1991) *Réalisation d'un système de télétransmission de données hydrologiques par le satellite Météosat* (Compte rendu de fin d'étude d'une recherche financée par le Ministère de la Recherche et de la Technologie). Montpellier, France.

- Le Barbe, L. (1982) *Analyse des problèmes hydrologiques posés par les opérations d'épandage d'insecticide effectuées dans le cadre du programme de lutte contre l'Onchocercose*. Orstom, Lomé, Togo.
- Molinier, M., Hoepffner, M. & Touchebeuf de Lussigny, P. (1974) Expérience de collecte de données hydrométriques et hydropluviométriques. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* **11**(3), 189-204.
- Morlier, A., Callède, J. & Servan, J. (1990) Une station pluviométrique automatique sur les Rochers St-Pierre et St-Paul. In: *Veille climatique satellitaire* (Lannion, France, 1990), **32**, 52-56.
- Pouyaud, B. (1987) La télétransmission au Service du programme de lutte contre l'Onchocercose en Afrique de l'ouest. In: *Télémesure et transmission des données hydrologiques* (conférence WMO, Ministère français de l'Environnement, Service de la Navigation de Toulouse, Toulouse, France, mars 1987), 497-501.
- Roche, M. & Olivry, J.-C. (1981) *Construction de barrages sur les rivières Dalèma et Kobé*. Orstom, Dakar, Sénégal.
- Thepaut, H. (1994) *Prévisions de crue de l'Amazone à Manaus*, 1-65. Publ. Enseehit, Orstom, Montpellier, France.
- Thiebaut, J. R. & Manley, R. E. (1987) Projet Hydroniger. In: *Télémesure et transmission des données hydrologiques* (conférence WMO, Ministère français de l'Environnement, Service de la Navigation de Toulouse, Toulouse, France, mars 1987), 445-455.

Le comportement des bassins versants représentatifs du Nordeste Brésilien bilan de la collaboration entre hydrologues et pédologues

E. CADIER

Mission Orstom, Apartado 1711-6596, Quito, Equateur

J. C. LEPRUN

Centre du Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg Cedex, France

J. F. NOUVELOT

Centre Orstom, BP 5042, F-34032 Montpellier Cedex 1, France

Résumé Dans l'esprit des promoteurs du programme d'étude de bassins versants représentatifs dans le Nord-est du Brésil, dont les premiers appareils ont été installés en 1963, et qui a redémarré en 1973, il s'agissait d'appliquer sur un nouveau continent la technique d'étude de petits bassins mise au point, de manière empirique au cours des 15 années précédentes par Jean Rodier et le service hydrologique de l'Orstom qu'il dirigeait. Grâce à l'impulsion donnée par Dubreuil, un zonage général a été d'abord effectué, suivi d'un plan d'installation pour rationaliser le choix des bassins où furent, bien entendu appliqués les techniques et tout le savoir-faire hydrologique acquis petit à petit sur les bassins d'Afrique. Par la suite, la participation des pédologues a été essentielle pour la compréhension des mécanismes sur les parcelles et bassins expérimentaux et pour la mise au point d'une méthode de transposition hydrologique dont le facteur sol constituait l'un des piliers.

The behaviour of representative watersheds in the northeast part of Brazil

Abstract As far as the promoters of the study programme of representative basins in the northeast part of Brazil are concerned, where the first equipment was installed in 1963 and which took off again in 1973, it was a matter of implementing systematically, in a new continent, the type of small basin study which had been set up empirically during the previous 15 years by Jean Rodier and the Orstom Hydrological Department which he led. Thus began, under the leadership of Pierre Dubreuil, the general regional mapping of the area followed by an installation plan in order to rationalize the choice of basins. Then, the techniques and all the hydrological know-how acquired gradually in the African basins was applied. The participation of pedologists has been essential for understanding the mechanisms on plots and experimental basins and for establishing the methods for hydrological transfer where knowledge of the soils provided an important basis.

LE NORDESTE BRÉSILIEN

Le Nordeste du Brésil couvre un peu moins de 1 600 000 km² avec des précipitations moyennes annuelles qui passent de plus de 2000 mm sur le littoral, à moins de 400 mm à l'intérieur. Délimité grossièrement par l'isohyète 800 mm, le polygone des sécheresses ou Sertão occupe un peu plus de la moitié de la région Nordeste. Sur le flanc ouest, le passage à la région amazonienne se fait très progressivement. En revanche, à l'est, une zone intermédiaire, appelée Agreste, assure une transition, souvent rapide, vers une zone humide appelée zona da Mata. A cette distribution complexe se superpose une irrégularité de la pluviométrie annuelle anormalement forte pour ces latitudes.

Complexe dans le détail, le sous-sol du Nordeste est composé de deux grands types de formations. Les premières, sédimentaires (grès, calcaires), sont couvertes de sols profonds et perméables. Les secondes, issues du socle cristallin précambrien (granites, migmatites, schistes), qui constituent les trois-quarts du Nordeste sec, développent généralement des sols moins épais et peu perméables. Le socle précambrien a continuellement été soumis à une surrection lente, contrairement à son homologue africain qui, lui, est resté tectoniquement stable.

Les altitudes sont relativement faibles puisque plus des 2/3 de la région sont situés au-dessous de 500 m et plus de 90% au-dessous de 800 m. Si le modelé des formations sédimentaires est très plat, celui développé sur le socle cristallin est constitué de versants convexes courts et pentus. Alors que 43% de la superficie comporte des pentes inférieures à 5%, 37% sont occupés par des pentes variant entre 5 et 12% et 20% par des pentes supérieures à 12% (Leprun, 1983).

Dans les zones humides, la forêt naturelle a été presque entièrement remplacée par la monoculture de la canne à sucre ou par des formations végétales secondaires dégradées. Dans l'Agreste, la forêt a cédé la place à quelques cultures fruitières et maraîchères, mais surtout à des zones d'élevage. Enfin, dans le Sertão, la végétation originelle, la *caatinga*, arborée et arbustive, est essentiellement constituée d'espèces xérophiles et épineuses. Dense et peu dégradée, elle est surtout le domaine des *vaqueiros* et de l'élevage extensif. Les zones cultivées sont l'exception et représentent, aujourd'hui, moins de 5% de la superficie totale.

L'eau, entrave majeure au développement de cette région

L'eau a toujours été l'une des entraves au développement des zones sèches du Nordeste brésilien, le problème pouvant parfois atteindre une dimension dramatique. Ainsi, la grande sécheresse de 1878 provoqua la mort de 500 000 personnes dans l'État du Ceará, c'est à dire près de la moitié de sa population (Molinier & Cadier, 1984-1985). Le problème est constitué autant par la faiblesse des ressources hydriques que par l'irrégularité de leur distribution.

De nos jours, comme la sécheresse des années 1992-1993 l'a prouvé, et cela malgré une importante intervention de l'État, une forte sécheresse continue à provoquer des pertes intolérables en vies humaines, en cultures et en bétail, plongeant dans la misère et le désarroi les quelques 20 millions de ruraux de cette région. Leur unique issue est trop souvent l'exode vers les quartiers pauvres des grandes villes côtières qui aggrave encore davantage les problèmes de ces mégapoles (Leprun *et al.*, 1995).

Les solutions dans les zones arides: les açudes, les puits, le choix d'espèces animales et végétales adaptées

Pour tenter de conserver un peu du précieux liquide, les habitants ont, chaque fois qu'ils l'ont pu, construit des petits barrages appelés açudes. Dans les zones dont le sous-sol est imperméable, ces açudes sont maintenant très nombreux, puisque leur nombre est estimé à plus de 70 000. Leur densité est très élevée, proche des records mondiaux observés dans certaines parties de l'Inde (Molle, 1991).

Dans les zones sédimentaires ou dans les fractures des zones cristallines, la solution a été la perforation et l'exploitation de puits. Les puits traditionnels, de faible profondeur, de grand diamètre, souvent revêtu de briques, appelé poços amazonas, que l'on creuse dans les plaines alluviales, côtoient les forages profonds modernes.

L'ETUDE HYDROLOGIQUE DU VAL DU JAGUARIBE: PREMIÈRES ARMES DES HYDROLOGUES ET PEDOLOGUES AU BRÉSIL (1962-1965)

La coopération de l'Orstom en hydrologie dans le Nordeste du Brésil existe depuis plus de 30 ans (Leprun, 1994). En 1962, dans le cadre d'un projet de Coopération dirigé par la SCET-COOP, était créé le « Groupe d'Etudes du Val du Jaguaribe » ou GEVJ, dont le but était d'impulser le développement du bassin de ce fleuve intermittent de 80 000 km² (Dubreuil *et al.*, 1968). Ce projet a été le premier projet d'envergure réalisé dans le domaine des ressources en eau par la coopération franco-brésilienne. L'expertise française a été reconnue. Des liens se sont tissés qui ne se sont jamais rompus depuis.

Pour la première fois, une équipe d'hydrologues, dirigée par Dubreuil et de pédologues, dirigée par Colmet-Daage, vont travailler ensemble au Brésil, mais chacune de son côté, avec pour seul objectif commun, celui de dresser un inventaire le plus exhaustif possible des ressources naturelles disponibles. C'est ainsi que l'équipe pédologique franco-brésilienne devait réaliser une cartographie au 1/250 000 en 13 feuilles destinée prioritairement à la mise en valeur agronomique (Guichard, 1970). Les hydrologues, de leur côté, réaliseront une importante monographie des ressources en eau de la région (Dubreuil *et al.*, 1968). Des cartes géologiques, morphologiques et de végétation furent également produites par interprétation des photographies aériennes. Il s'agissait donc, comme à la même époque en Afrique, d'inventaires longs et systématiques et non d'études de processus et de fonctionnement. Pour répondre au défi posé par l'importance de l'étude, la nouveauté du sujet et la brièveté des délais, ces hydrologues ont su brûler les étapes, adaptant judicieusement l'expérience acquise depuis dix ans en Afrique en mettant en oeuvre trois méthodologies interdépendantes:

- (a) collecter, critiquer, valider les données anciennes;
- (b) étalonner en trois saisons des pluies (heureusement abondantes) les stations hydrométriques du réseau général jugées intéressantes; et
- (c) appréhender les modalités de la formation des écoulements sur divers bassins versants représentatifs (BVR) de régions hydrologiques homogènes installés entre 1962 et 1964.

L'implantation de cinq BVR par le GEVJ avait pour objectif principal de mieux connaître la contribution des deux grandes provinces géologiques (cristalline et

sédimentaire) aux ressources en eau des grands bassins. L'installation de nouvelles stations hydrométriques sur le réseau général n'aurait sans doute pas pu répondre à cette question en deux ou trois ans. La connaissance des mécanismes hydrologiques des petits bassins n'aura été qu'un sous-produit de cet objectif.

Des cartes pédologiques pour l'ensemble des BVR furent élaborées, mais on se rendit compte que les critères de classification des sols alors utilisés à l'Orstom ne permettaient pas d'expliquer de manière pertinente les régimes et mécanismes hydrologiques. La collaboration entre hydrologues et pédologues attendra encore une vingtaine d'années pour se concrétiser. Entre temps, la synthèse de tous les BRE étudiés par l'Orstom fut entreprise, en commençant par le recueil de leurs données (Dubreuil *et al.*, 1972) et par la planification de ces études dans le Nordeste à partir de 1973.

L'ETUDE DES BASSINS REPRESENTATIFS DE L'ENSEMBLE DU NORDESTE: LA COLLABORATION AVEC LA SUDENE (1973-1992)

Historique et articulation des différents programmes d'études de petits bassins

En 1973, la Surintendance pour le Développement du Nordeste (Sudene) demandait à l'Orstom de réaliser des études analogues à celle du GEVJ sur l'ensemble du Nordeste, soit 1,6 millions de km². Ceci impliquait la création d'une banque de données moderne pour regrouper les informations en provenance des 2 ou 3 milliers de stations du réseau hydrométéorologique de base, l'analyse et la cartographie de ces données, ainsi que l'installation d'un ensemble de bassins versants représentatifs conçu pour donner une image du régime hydrologique des petits bassins de l'ensemble du Nordeste. On peut regrouper les études menées dans le domaine de l'hydrologie des petits bassins pendant ces 19 ans selon quatre thèmes:

(a) Planification, installation et exploitation d'un réseau de bassins représentatifs (BVR) en routine (1974-1990) Ce lourd programme d'étude des régimes hydrologiques d'un ensemble de petits bassins représentatifs, aura duré plus de 15 ans, mobilisé une équipe de 10 à 20 personnes et aura servi de base à toutes les autres études. Il a démarré par une planification (Nouvelot, 1974) qui a permis d'identifier les principaux types de bassins et débouché sur un calendrier d'installation des BVR. Dix ensembles de bassins représentatifs ont finalement été installés par le GEVJ et la Sudene, totalisant 84 sous-bassins, 378 pluviomètres, 57 pluviographes et plus de 3500 stations × années de données. Plus de 90% de ce dispositif était situé dans les zones semi-arides, dont les trois quarts sur le socle cristallin, imperméable et propice à la construction des açudes (Fig. 1).

(b) Compréhension et mesure des mécanismes par l'étude de bassins et de parcelles expérimentaux (1980-1990) Avec la fin des travaux d'inventaire, la nécessité d'une prise en compte de paramètres numériques descriptifs du régime hydrique des sols et de leur rôle sur l'écoulement s'impose alors petit à petit. Un dialogue productif s'établit alors avec les pédologues en quête d'une meilleure compréhension des mécanismes aux interfaces sol-plante-eau, et l'utilisation et la mise au point de nouveaux appareils et dispositifs de mesure sont entreprises. En 1980, pour répondre aux préoccupations de

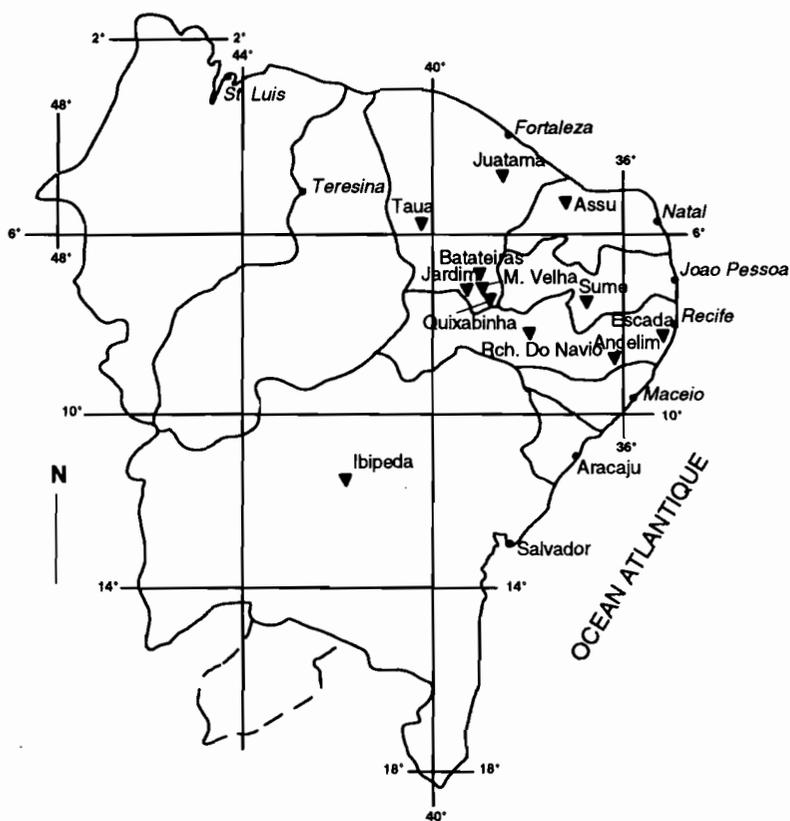


Fig. 1 Carte de situation des bassins versants représentatifs du Nordeste du Brésil.

nos partenaires brésiliens à propos de l'influence de la végétation sur les ressources en eau et en sol, a été installé, en association avec plusieurs universités brésiliennes, un bassin expérimental dans la région semi-aride de Sumé (Cadier *et al.*, 1983), puis un autre à Taua (Ferreira *et al.*, 1989). Entre 1986 et 1989, le bassin expérimental de Sumé a abrité un programme de recherche par contrat ATP-Piren passé entre l'Orstom, le CNRS et divers organismes brésiliens (Molinier *et al.*, 1989). L'ensemble de ces études a impliqué l'installation de 23 parcelles et micro-bassins expérimentaux, ainsi que l'utilisation des techniques de simulation de pluie, de tensiométrie et de mesures neutroniques. Ce programme a constitué le premier vrai travail en commun associant hydrologues et pédologues, dont le but était plus de comprendre les mécanismes que d'inventorier les ressources en eau.

(c) Étude du fonctionnement et définition de normes de dimensionnement et de gestion des petits açudes (1985-1992) A partir de 1985, pour répondre à une demande de nos partenaires et garantir l'application de nos résultats, le centre de gravité des recherches de l'Orstom à la Sudène s'est déplacé vers l'étude du dimensionnement, de la construction et de la gestion des petits açudes et de leur eau (Cadier & Dubreuil, 1986; Cadier *et al.*, 1989; Molle & Cadier, 1992).

(d) Elaboration d'une méthode de transposition hydrologique (1981-1992) La transposition des résultats vers des bassins dépourvus d'information hydrologique constituait l'objectif principal et la justification du programme de bassins représentatifs. Cette synthèse n'aurait pas été possible sans la participation active des pédologues. (Leprun *et al.*, 1983; Assuncao *et al.*, 1984; Barreto *et al.*, 1989). Après des premières tentatives d'utilisation du modèle de simulation global Simples effectuée par Campello (1979), Cadier & Vieira (1985) avaient proposé une première méthode. Elle a été ensuite refondue, complétée et simplifiée. Elle a finalement constitué le point d'orgue de la synthèse générale des études des petits bassins (Cadier, 1993) et servi de base aux méthodes de dimensionnement proposées dans le Manuel du petit açude (Molle & Cadier, 1992).

Voici maintenant quelques indications sur les points forts et les aspects les plus originaux de ces programmes.

Compréhension des mécanismes sur Bassins Versants Expérimentaux (BVE): études conjointes entre hydrologues et pédologues (1980-1990)

En 1980, suite au démarrage d'un nouveau programme d'étude de conservation des sols mené par Leprun (1984-1985) à la Sudene, et à une demande de nos partenaires brésiliens, on lançait un nouveau programme appelé « bassin expérimental ».

Du côté de l'Orstom, l'engouement pour les BVR classiques était retombé, les idées d'une nouvelle génération d'hydrologues et de pédologues se répandaient dans le sens d'une compréhension beaucoup plus fine des mécanismes. On assistait à l'émergence de concepts nouveaux comme les états de surface ou l'utilisation de techniques comme la télédétection. Les premiers programmes de recherche associant hydrologues et pédologues de l'Orstom ont d'ailleurs démarré à cette époque (Collinet & Valentin, 1979).

Ces études sur BVE sont complémentaires du programme hydrologique de BVR cité précédemment et d'un nouveau programme pédologique d'étude de l'érosion, mené par Leprun (1983) entre 1980 et 1984. Ces études visaient à mieux connaître les mécanismes hydrologiques et érosifs sur un ensemble de petits dispositifs expérimentaux (parcelles, micro-bassins et BVR dont les tailles variaient entre 100 m² et plus de 100 km²), à quantifier l'influence des variations de la couverture végétale sur les écoulements et les pertes en terre, en vue de rationaliser la gestion des versants et de leurs ressources hydriques. Pour cela Cadier & Leprun s'inspirèrent et adaptèrent les dispositifs de mesure mis en place par l'Orstom dans le cadre du projet MAB-UNESCO à sur le bassin de Taï, en Côte d'Ivoire (Collinet, 1984).

De fortes crues survenues et correctement mesurées dès la première campagne ont permis de mettre en évidence un accroissement des écoulements variant entre cinq et dix lorsque l'on élimine la végétation. La variation des pertes en terre était plus importante encore. Ces résultats inédits, rapidement obtenus, ont sans doute assuré la continuité de l'ensemble du programme d'étude de petits bassins versants représentatifs qui était fortement remis en question dans ces années 1982-1983. Les données des années suivantes montrèrent la bonne marche du dispositif installé et permirent de préciser et confirmer ces résultats. On a pu ainsi montrer que la dégradation de la surface du sol qui suivait le défrichement pouvait multiplier les écoulements par un facteur pouvant atteindre 20.

Les objectifs de l'opération de recherche de l'ATP-Piren réalisée à Sumé sur le bassin expérimental étaient, de leur côté, d'analyser et de modéliser les mécanismes contrôlant la dynamique et les bilans hydriques et minéraux à différentes échelles (1 m², 100 m², 1 ha et 10 km²), sous divers couverts végétaux et traitements sur un même type de sol, le sol brun eutrophe à rares inclusions de vertisols. Ce travail, où intervenaient pour la première fois dans la région de manière étroite et concertée hydrologues et pédologues, a permis de préciser la circulation de l'eau et des solutés, à diverses échelles emboîtées, sous pluies naturelles et simulées, dans une couverture pédologique homogène et représentative. Les principaux résultats ont mis en évidence et expliqué le rôle et le mode d'intervention de deux facteurs prépondérants dans le déterminisme de la circulation des solutions: le couvert végétal qui règle l'infiltration superficielle et l'organisation pédologique qui règle les circulations internes. Un modèle calé sur les deux sols, bruns et vertisol, quantifie les flux et les intègre dans l'espace. Du point de vue pratique, l'infiltration sur sol nu paraît réglée sur sol nu par la conductivité hydraulique de la structure lamellaire des premiers centimètres de sol et le ruissellement survient rapidement alors qu'à l'inverse, sous végétation, la structure superficielle granulaire du sol permet une infiltration trois fois supérieure. Le ruissellement ne se manifeste alors que lorsque l'humectation de l'ensemble du profil est accomplie. Les résultats obtenus sur le transport des solutés indiquent que les sols sous végétation donnent naissance à des eaux moins minéralisées que lorsqu'ils sont nus. Les flux géochimiques d'entrée par la pluie et de sortie après ruissellement, infiltration et drainage sont fournis. Des recommandations utiles pour la mise en culture et l'irrigation sont émises (Molinier *et al.*, 1989).

Mise au point d'une méthode de transposition avec la participation des pédologues (1981-1992)

Complexité des mécanismes que l'on veut transposer Le principal objectif des études de BVR était l'évaluation des écoulements annuels ou modules et de leur variabilité dans cette région semi-aride de près d'un million de km². L'estimation des paramètres des crues constituait un objectif secondaire.

Les premières tentatives effectuées fin 1979, pour transposer les résultats obtenus sur le bassin représentatif du Riacho do Navio, furent un échec. Malgré un réseau de plus de 70 appareils, suivis pendant 7 ans, accompagné de toutes les mesures physiques et morphologiques recommandées, on s'aperçut que l'on était incapable de comprendre, d'interpréter les différences de comportement entre les divers bassins et, *a fortiori*, de les extrapoler vers un quelconque bassin voisin. La raison principale de cet échec était l'absence de prise en compte des caractéristiques de la couverture végétale et des sols.

Le bassin de Juatama constitue un bon exemple de la complexité possible des toposéquences et des mécanismes hydrologiques (Fig. 2). On observe, en effet, dans ce bassin, deux associations de zones imperméables dont les écoulements sont absorbés par la zone perméable située immédiatement en aval. La première, située en amont, est constituée d'affleurements granitiques, qui surplombent des sols podzoliques perméables qui emmagasinent l'eau. La seconde, située plus bas, associe des solonetz peu perméables, à faible capacité de rétention, à des planosols plus épais qui ne ruissellent que lorsqu'ils sont saturés! Ainsi, en dépit du modelé accentué, par deux fois le long de

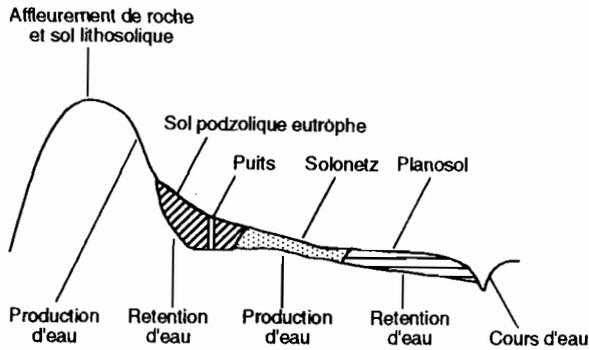


Fig. 2 Toposéquence typique dans le bassin de Juatama.

la pente, l'écoulement se trouve entravé, si bien qu'il est souvent très faible en bas de pente.

Recherche des facteurs conditionnels: réflexions sur le rôle et l'importance des paramètres explicatifs accessibles La transposition des caractéristiques hydrologiques vers des bassins dépourvus d'information hydrologique doit s'effectuer en fonction de caractéristiques physiques et climatiques facilement accessibles. Dans ce qui suit, les principaux résultats et quelques points de réflexion seront livrés, en comparant, quand cela est possible, les résultats du Nordeste avec ceux trouvés en Afrique.

(a) **Le coefficient L_{600} permet de s'affranchir de la pluviométrie** Une relation de forme exponentielle entre la lame écoulée moyenne annuelle (L) et le total pluviométrique moyen annuel (P) a été établie. Trois paramètres suffisent à la définir. Elle s'écrit:

$$L = C L_{600} e^{A(P - 600)} \quad (1)$$

Les coefficients (C) et (A) ont été calculés pour les principales zones climatiques du Nordeste. (L_{600}) correspond à la lame écoulée moyenne annuelle pour une précipitation annuelle moyenne de 600 mm dans le Sertão. C'est donc un coefficient qui permet de caractériser simplement et de comparer l'aptitude à l'écoulement de bassins différents, en s'affranchissant de la pluviométrie moyenne réelle. Rodier (1976) avait procédé de la même façon dans le Sahel africain en ramenant toutes les caractéristiques de ses bassins à une pluviométrie standard de 400 mm.

(b) **Emergence des deux facteurs principaux: sol et végétation** Une analyse multivariée de l'ensemble des facteurs explicatifs de l'écoulement indique clairement, tout comme dans les zones sèches d'Afrique, le rôle prépondérant du sol et de la végétation, qui constituent, avec les précipitations les facteurs explicatifs principaux des volumes écoulés annuels (Fig. 3). Cadier (1993) a proposé l'équation (2), qui explique 75% de la variance des écoulements à partir de deux facteurs représentant l'influence du sol (CSOL) et de la végétation (CVEG):

$$L_{600} = 25,9CSOL + 19,7CVEG - 95 \text{ mm} \quad (2)$$

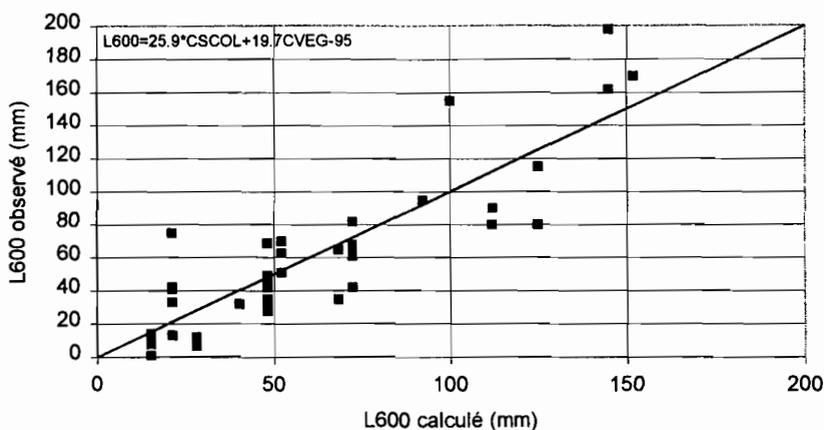


Fig. 3 Explication des écoulements (L_{600}) par le sol (CSOL) et la végétation (CVEG).

La collaboration des pédologues s'est donc avérée essentielle, tout d'abord pour comprendre et quantifier les mécanismes à l'échelle du profil pédologique, du versant élémentaire puis du bassin versant, ensuite pour établir une typologie hydrologique des sols et enfin pour en proposer des valeurs de L_{600} .

Pour cela, Leprun *et al.*, (1983), puis Assunção *et al.*, (1984) ont réalisé une cartographie de toutes les unités de sols de tous les BVR à une échelle variant entre le 1:50 000 et le 1:100 000, accompagnée d'une analyse du fonctionnement hydrique et des mécanismes responsables de la génération de l'écoulement, à l'échelle du profil et du versant. Cette cartographie pédologique a été effectuée dans donnant la priorité aux caractéristiques hydrodynamiques des sols. De nombreuses mesures répétées de perméabilité effectuées par différentes méthodes (Müntz, simulation de pluies, tests de laboratoire) couplées à des observations de terrain (temps de ressuyage, écoulement superficiel) sur 60 types de sol, ont permis de classer ces sols selon leur perméabilité, puis d'en effectuer une première typologie.

La méthode de transposition hydrologique que nous avons finalement proposée a été conçue pour être utilisée dans tout le Nordeste. Pour proposer une valeur de L_{600} à chacun des principaux types de sol recensés, toute l'information hydrologique et pédologique disponible a été utilisée. Il s'agit non seulement de l'information obtenue sur les BVR et BVE mentionnée ci-dessus, mais également celle en provenance du réseau général hydro-météorologique et de la couverture cartographique pédologique de base. Ce travail, relativement complexe est décrit par Cadier (1993). Il serait trop long de détailler ici. La végétation est finalement prise en compte par un simple facteur correctif que l'on peut déterminer en se référant à des couvertures végétales types.

(c) Le rôle des autres facteurs conditionnels L'influence sur l'écoulement moyen annuel des autres facteurs conditionnels est beaucoup moins nette. Le nombre et la densité d'açudes et dans une moindre mesure la surface des bassins tendent à réduire l'écoulement. En revanche, l'échantillon des 42 bassins utilisés n'a pas permis de mettre une évidence une quelconque influence du relief, de l'altitude ou de la densité de drainage.

- (i) *Les açudes* Le stockage de l'eau dans les açudes provoquera, de manière évidente, une diminution des écoulements à la sortie du bassin. Leur influence s'accroîtra les années déficitaires, quand ils retiendront, pour se remplir, une part importante des faibles écoulements, alors que les années excédentaires, ils transmettront, au contraire, vers l'aval toute l'eau qu'ils recevront et qui risquera parfois de provoquer des crues catastrophiques en cas de rupture. Cadier & Dubreuil (1986) ont montré que les açudes diminuent les écoulements et en accentuant l'irrégularité.
- (ii) *La surface du bassin* Une diminution des écoulements a pu être vérifiée lorsque la surface des bassins augmente. Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette diminution: les capacités de drainage des bassins en fonction des sols et du relief, la proportion des zones alluviales planes épaisses et perméables de l'aval et le nombre de petits barrages. Cette diminution est beaucoup moins marquée dans le Nordeste brésilien qu'en Afrique. Elle peut être expliquée par la surrection constante du socle et par la rareté des zones alluviales sableuses dans le Nordeste. En Afrique, l'endoréisme est fréquent, les zones alluviales sont importantes et le nombre de petits barrages est moindre. Pour illustrer ceci, signalons que sur le bassin représentatif de Tauá, on n'observe aucune diminution significative du module quand la taille du bassin passe de 1 ha à 10 km². En revanche, on observe une diminution de l'écoulement proche de 50 % entre ces bassins de moins de 10 km² et le bassin principal de 190 km² ou le grand bassin de 6000 km² du Rio Jaguaribe à Arneiroz. Il semble que ce soient surtout les açudes qui sont responsables de cette diminution.
- (iii) *Le relief* Contre toute attente, le relief n'est pas un facteur explicatif significatif des modules, ce qui amène à penser que:
- en Afrique, ce sont surtout les grandes zones endoréiques qui favorisent une infiltration générale des écoulements et qui donnent l'essentiel de sa consistance à la relation entre le relief et l'écoulement. Ces zones sont rares, voire inexistantes dans le Nordeste;
 - les sols ont été choisis comme facteur explicatif principal. Or le relief influe sur la formation et l'épaisseur des sols, les sols les moins épais se développant souvent sur les reliefs les plus accentués. On peut donc penser que le relief est, dans une certaine mesure, déjà pris en compte par le facteur sol;
 - l'échantillon de bassins dont nous disposons induit probablement un biais. En effet les bassins dont le relief et l'altitude sont les plus forts sont situés sur les bords de plateaux calcaires relativement perméables, qui ne produisent que peu d'écoulement. Ceci induit une influence négative paradoxale dans la relation entre le relief et l'écoulement.
- (iv) *L'altitude* De même, l'échantillon des bassins étudiés n'a pas permis de mettre en évidence une influence significative de l'altitude. Comme pour le relief, on peut soupçonner un biais de cet échantillon.
- (v) *La densité de drainage et la forme du bassin* L'influence de la forme du bassin ou de la densité de drainage sur les volumes écoulés annuels n'a également pas pu être mise en évidence. La densité de drainage est généralement considérée comme un facteur géomorphologique pertinent, mais elle a été estimée dans le Nordeste de manière très hétérogène; il est de plus difficile de comparer des bassins dont les tailles varient entre 1 ha et 400 km².

EN GUISE DE CONCLUSION: QUELLES SONT LES CONVERGENCES DES REGIMES HYDROLOGIQUES ENTRE LE NORDESTE ET LE SAHEL

Outre l'intérêt évident de ces études pour améliorer la connaissance et l'utilisation des ressources en eau du Nordeste semi-aride, une comparaison du milieu, des régimes hydrologiques et des techniques d'étude utilisées sur les continents africain et sud-américain ouvre des perspectives riches d'enseignements. Ces deux grandes zones sèches ont évidemment de nombreux points en commun: climat tropical semi-aride, socle géologique semblable, régimes hydrologiques irréguliers et intermittents, mais également des différences (Leprun & Siveira, 1992) qui sont résumées dans le Tableau 1. Il s'agit de l'irrégularité de plus ou moins grande du climat, de la tectonique, du relief, des sols, de la végétation et les structures foncières.

Les régimes hydrologiques des deux continents présentent des analogies: écoulements faibles, intermittents et irréguliers dans les deux cas, mais il y a des différences bien interprétées par Rodier (1993). On observe dans le Nordeste, sur les petits bassins, une occurrence moindre des effets dus à l'encroûtement et à l'imperméabilisation de la surface du sol, généralement mieux structurée et protégée par la végétation. Pour les plus grands bassins, le relief plus vigoureux déterminera une diminution moins importante des écoulements avec la surface que dans le cas des bassins africains, mais les sols du Nordeste, plus riches chimiquement, exporteront plus de matières dissoutes.

Les techniques hydrologiques et la conception d'ensemble des programmes présentent également des différences. Dans le Nordeste, on a commencé par effectuer un zonage général de l'ensemble de la zone qui a abouti à une planification et un calendrier d'installation des bassins pour représenter les principales zones homogènes identifiées. Les études ont ensuite été directement exécutées par le service hydrologique brésilien de la Sudene, l'Orstom se limitant à un rôle de conseiller. L'objectif principal des études y était l'estimation des écoulements annuels en vue de leur régularisation par de petits barrages. L'estimation des débits de pointe des crues ne constituait qu'un

Tableau 1 Principales différences entre le Nordeste sec et l'Afrique sèche.

Facteurs	Nordeste sec	Afrique sèche
Pluviométrie	Longue période de pluies possibles Très forte irrégularité	Saison des pluies concentrée
Végétation	Couvert dense et étendue (caatinga) Bonne protection du sol	Savane arborée lâche Brûlis annuels
Relief Tectonique	Ondulé à accentué Active (surrection)	Plat à peu accentué Stable
Influence anthropique	Propriétés closes et protégées Très grand nombre d'açudes	Cultures et élevage itinérants Nappes phréatiques fréquentes
Sols	Peu épais, riches, bien structurés en surface	Epais, pauvres, encroûtement superficiel fréquent
Comportement hydrodynamique	Sols drainants, bassins exoréiques, eaux minéralisées	Sols imperméables en surface, grands bassins endoréiques

objectif secondaire, alors qu'il était prioritaire en Afrique. Dans le Nordeste, on a pu utiliser les données d'un réseau général hydropluviométrique plus développé et d'une cartographie pédologique spécifique qui a fait défaut en Afrique.

REFERENCES

- Assunção, M. S. de, Leprun, J. C. & Cadier, E. (1984) Avaliação dos recursos hídricos das pequenas bacias do Nordeste semi-árido: Açú, Batateiras, Missão Velha e Quixabinha; características físico-climáticas. (Síntese dos resultados). *Hidrologia* 22, 52. Recife, Sudene-DRN-HME, Brésil.
- Barreto, F. H., Leprun, J. C., Cadier, E., Calvalcante, N. Ma. da C. & Herbaud, J. J. M. (1989) Classificação hidrológica de pequenas bacias hidrográficas no Nordeste semi-árido. In: *Anais VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH (Foz do Iguaçu, Paraná, Brésil)*, vol. 1, 666-676.
- Cadier, E. (1993) *Hydrologie des petits bassins du Nordeste brésilien semi-aride – Transposition à des bassins non étudiés*. Orstom Etudes et Thèses, Paris.
- Cadier, E. & Dubreuil, P. (1986) Influence de la taille et du nombre de retenues sur le régime hydrologique de petits bassins du Nordeste du Brésil. *XIXe Journées de l'Hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, Paris*.
- Cadier, E., Freitas, R. J. & Leprun, J. C. (1983) Bacia experimental de Sumé; instalação e primeiros resultados. In: *Anais V Simpósio Brasileiro de Hidrologia e de Recursos Hídricos* (Blumenau, Brésil), vol. 1, 69-90.
- Cadier, E. & Vieira, H. J. P. (1985) Método de avaliação dos escoamentos nas pequenas bacias do semi-árido. In: *Anais VI Simpósio Brasileiro de Hidrologia e de Recursos Hídricos* (São Paulo, Brésil), vol. 1, 217-230.
- Collinet, J. (1984) Hydrodynamique superficielle et érosion comparée de quelques sols ferrallitiques sur défriches forestières traditionnelles (Côte d'Ivoire). In: *Challenges in African Hydrology and Water Resources* (ed. par D. E. Walling, S. S. D. Foster & P. Wurzel) (Proc. Harare Symp., July 1984), 499-516. IAHS Publ. no. 144.
- Collinet, J. & Valentin, C. (1979) Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* 18(4), 283-328.
- Dubreuil, P., Chaperon P. & Guiscafré J. (1972) *Recueil des données de base des bassins versants représentatifs et expérimentaux de l'Orstom: années 1951-1969*. Orstom, Paris.
- Dubreuil, P., Girard, G. & Herbaud, J. M. (1968) *Monographie hydrologique du bassin du Jaguaribe (Ceará-Brésil)*. Orstom, Paris.
- Ferreira Filho, W. M., Cadier, E. & Martins, C., Jr (1989) Avaliação de escoamento e erosão na Bacia experimental de Tauá-CE. In: *Anais VIII Brasileiro de Hidrologia e de Recursos Hídricos* (Foz do Iguaçu, São Paulo, Brésil), vol. 1.
- Guichard, E. (1970) *Les sols du Bassin du Rio Jaguaribe*. Mém. Orstom, no. 40, Paris.
- Leprun, J. C. (1983) *Relatório de fim de Convênio de manejo e conservação do solo no Nordeste brasileiro (1982-83)*. Recife, Sudene-DRN.
- Leprun, J. C. (1984-1985) La conservation et la gestion des sols dans le Nordeste brésilien. Particularités, bilan et perspectives. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* 214, 257-284.
- Leprun, J. C. (1994) *Orstom-Bresil, Trente Ans de Coopération Scientifique*. Orstom, Paris.
- Leprun, J. C., Assunção, M. S. & Cadier, E. (1983) Avaliação dos recursos hídricos das pequenas bacias do Nordeste semi-árido. Características físico-climáticas. (Primeira síntese dos resultados obtidos). *Hidrologia*, 15. Recife, Sudene-DRN-HME, Brésil.
- Leprun, J. C., Molinier, M., Cadier, E., Fotius, G., Galindo O., Ramos, F. S. de & Souza, H. R. de (1995) Les sécheresses de la région Nordeste du Brésil et leurs conséquences. *Sécheresse* 1(6), 23-33.
- Leprun, J. C. & Silveira, C. O. da (1992) Analogies et particularités des sols et des eaux de deux régions semi-arides: le Sahel de l'Afrique de l'Ouest et le Nordeste brésilien. In: *L'Aridité, une Contrainte au Développement*, 221-244. Orstom, Didactiques.
- Molinier, M. & Cadier, E. (1984-1985) Les sécheresses du Nordeste brésilien. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 21(4), 23-49.
- Molinier, M., Audry, P., Desconnets, J. C. & Leprun, J. C. (1989) ATP-Piren: Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols. « Projet: Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale » Rapport final. Orstom, Recife, Brésil.
- Molle, F. (1991) Caractéristiques et potentialités des « Açudes » du Nordeste brésilien. Thèse de doctorat USTL, Montpellier.
- Molle, F. & Cadier, E. (1992) *Manual do Pequeno Açude*. Sudene, Coopération Française, Orstom.
- Nouvelot, J. F. (1974) *Planificação da implantação de Bacias Representativas. Aplicação à área da Sudene*. Recife, Rapport Sudene-DRN.
- Rodier, J. A. (1976) Evaluation de l'écoulement annuel dans les régions tropicales sèches d'Afrique occidentale. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 13(4), 269-306.
- Rodier, J. A. (1989) Ecoulements de surface dans les bassins perméables du Sahel. Comparaison avec d'autres bassins perméables tropicaux. *Hydrol. Continent.* 4(2), 123-138.
- Rodier, J. A. (1993) Postface. In: *Hydrologie des petits bassins du Nordeste Brésilien semi-aride – Transposition à des bassins non étudiés* (ed. par E. Cadier), 323-335. Coll. Etudes et Thèses, Orstom, Paris.

2 La pluviométrie et le climat en milieu tropical

(Rainfall and climate in the tropics)

Carte des types de climats « en Afrique Noire à l'ouest du Congo ». Rappels, et extension aux régimes hydrologiques

YANN L'HÔTE

Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5045, F-32032 Montpellier Cedex 1, France

PIERRE DUBREUIL

CIRAD, 42, rue Scheffer, F-75116 Paris, France

JACQUES LERIQUE¹

Résumé La carte présentée fut à l'origine un instrument de travail permettant de situer le climat des bassins représentatifs et expérimentaux (BRE) nouvellement créés, selon une classification simplifiée définie par Dubreuil *et al.* (1972). A l'usage on a constaté que la classification, qui est rappelée, et la carte correspondante, permettent de décrire non seulement les climats des bassins de recherche et d'expérimentation (BRE, superficies de l'hectare à 500-1000 km²), mais aussi ceux de l'ensemble du sous-continent de l'Afrique de l'ouest et centrale. Par ailleurs Rodier (1964) avait montré que les termes de cette classification climatique pouvaient être utilisés pour une description des régimes hydrologiques sur le même espace ouest et centrafricain. On peut avancer que le fait de pouvoir utiliser une même classification tant en climatologie qu'en hydrologie sur des superficies très variables, est à mettre en relation d'une part avec la simplicité de la classification, et d'autre part avec les variations répétitives relativement faibles d'une année à l'autre des caractéristiques pluviométriques et hydrologiques dans cette partie du continent africain. Pour servir de carte de référence des types de climats retenus par les hydrologues en Afrique de l'ouest et centrale, nous en publions ici une version quasi définitive qui est une synthèse de plusieurs travaux non encore rassemblés.

Map of climate types in « Africa west of the River Congo ». Recalling and extending the use of hydrological regimes

Abstract Originally a map was drawn to provide guidance to the climate of new research basins, according to a simple classification defined by Dubreuil *et al.* (1972). After several years of use, hydrologists observed that the classifications used, and the corresponding map, are well adapted to describe not only the climate of research basins (surfaces ranging from 0,01 to 500-1000 km²) but also that of the whole of west and central Africa. At the same time, Rodier (1964) showed that the wording of the classification is able to be used to describe hydrological regimes in this region of Africa. We can say that the use of a single classification for climatological and hydrological purposes in various areas is due to the simplicity of the classification, and also to the recurrent inter-annual low

¹ Décédé.

fluctuations of rainfall and rivers discharges in this part of Africa. In order to provide a reference map of the climate types accepted by the hydrologists of west and central Africa, we publish here an almost final version based on a combination of several publications.

CONTEXTE ET HISTORIQUE DU TRACE DE LA CARTE

Tout d'abord, on aura remarqué que dans le titre du présent article, l'expression désuète « d'Afrique Noire à l'ouest du Congo » est un rappel du titre de la thèse de Jean Rodier (1964), pour désigner ce que l'on nomme aujourd'hui l'Afrique de l'ouest et centrale. Une première version de la carte, objet de la présente publication, a déjà été présentée en 1993 par Nouvelot dans le *Guide des pratiques hydrologiques sur les petits bassins ruraux en Afrique tropicale et équatoriale* pour situer les groupes de bassins existants; cependant, elle n'y figure qu'à titre indicatif et sans réelle précision quant aux limites entre les différents types de climats, principalement en ce qui concerne les états non francophones.

Pour servir de carte de référence, notre intention est ici de publier une version quasi définitive de celle-ci, cette étape étant le résultat de plusieurs travaux non encore rassemblés.

La carte a été tracée et tenue à jour par Vuillaume & L'Hôte entre 1971 et 1984; elle servait d'instrument de travail pour situer le type de climat des bassins représentatifs et expérimentaux (BRE) nouvellement créés. La classification des climats prise en compte était naturellement celle définie dans le *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux* de Dubreuil et al. (1972). Cette cartographie a été complétée en 1990 par Lérique pour ce qui concerne les états du Gabon et du Congo. Enfin pour la présente publication, L'Hôte a précisé plusieurs limites climatiques, en tenant compte de différents travaux récents sur la pluviométrie de l'Afrique de l'ouest et centrale, principalement sur les états du Cameroun, de Centre-afrique, du Gabon, du Ghana, de Guinée et du Nigéria.

TYPES DE CLIMATS DEFINIS EN 1964 ET 1972, RAPPELS ET COMPLEMENTS

Dans sa thèse sur les « Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'ouest du Congo » (1964), Jean Rodier avait longuement traité des régimes climatiques. « En considérant essentiellement les précipitations », il décrivait les caractéristiques de climats qu'il nommait déjà; subdésertique, tropical de transition, tropical pur, équatorial de transition et équatorial pur.

En 1972, dans leur *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux*, Dubreuil et al. présentent pour plus de 100 groupes de bassins, non exclusivement africains, une série de neuf fiches standardisées, parmi lesquelles celle traitant du « climat régional ». Sur cette dernière, les valeurs numériques des principaux éléments du climat (température, humidité, insolation, évaporation), et des précipitations en particulier (moyennes annuelle et mensuelles, hauteurs journalières ponctuelles annuelle et décennale) sont celles d'une station bien observée choisie dans le réseau du Service Météorologique National, pour « représenter les conditions moyennes du climat

régional ». A chaque groupe de bassins est affecté un « type de climat » ainsi défini par les auteurs:

« Il s'agit, à l'aide d'une classification volontairement simplifiée, de situer pour les lecteurs étrangers, le climat régional dans le contexte géographique mondial. On s'est inspiré de la classification des climats de l'Afrique Occidentale, [établie] par la Météorologie Nationale (1957), en lui donnant un caractère plus universel à l'aide de la terminologie employée par Pégué (1970) pour décrire les régimes pluviométriques. Quelques critères de séparation ont été empruntés à Köppen (1936), dont la classification est trop complexe pour nos objectifs.

Voici le système de classification adopté actuellement pour les régions intertropicales et voisines, les seules intéressées par les bassins de l'Orstom. Le régime des pluies a été retenu comme élément principal de classification ».

Pour permettre la lecture du texte ci-dessous en même temps que celles de la Fig. 1 et de la carte (Fig. 2), nous avons inversé l'ordre de présentation des types de climats par rapport à l'original de 1972. Par ailleurs, nous avons mis entre crochets simples quelques termes implicites ou plus synthétiques que dans l'original. Enfin entre crochets doubles, nous avons apporté des compléments ou correctifs, compte tenu de travaux différents de ceux de Dubreuil *et al.* (1972):

- (a) climat désertique [[ou aride]]:
 - pluviosité moyenne annuelle inférieure à 100 mm,
 - aucun mois ne reçoit plus de 50 mm en moyenne;
- (b) climat semi-aride [[ou subdésertique]]:
 - hauteur de pluie annuelle moyenne [comprise entre 100 et 400 mm];
 - 1-2 mois reçoivent plus de 50 mm en moyenne;
- (c) climat tropical semi-aride;
 - hauteur de pluie annuelle moyenne [comprise entre 400 et 700 mm];
 - 3-4 mois reçoivent plus de 50 mm en moyenne;
- (d) climat tropical pur:
 - une seule saison des pluies de 6 mois au plus;
 - 5-6 mois reçoivent plus de 50 mm en moyenne;
 - hauteur de pluie annuelle moyenne comprise entre 700 et 1000 mm environ [[1200 mm sur la côte sénégalaise]];
- (e) climat tropical de transition:
 - une seule saison des pluies d'au moins 6 mois;
 - une seule saison sèche (disparition progressive de la petite saison sèche estivale du type équatorial de transition, [en (f), ci-dessous]);
 - 6-7 mois reçoivent plus de 50 mm en moyenne;
 - [pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1000 mm];
- (f) climat équatorial de transition:
 - les deux saisons sèches [du climat équatorial pur, en (g)] sont d'inégale importance, la plus sévère étant celle d'hiver;
 - [pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1000 mm, [[supérieure à 900 mm, au Sud Togo et Sud Ghana]]];
- (g) climat équatorial pur:
 - deux saisons des pluies;
 - deux saisons sèches d'égale importance;

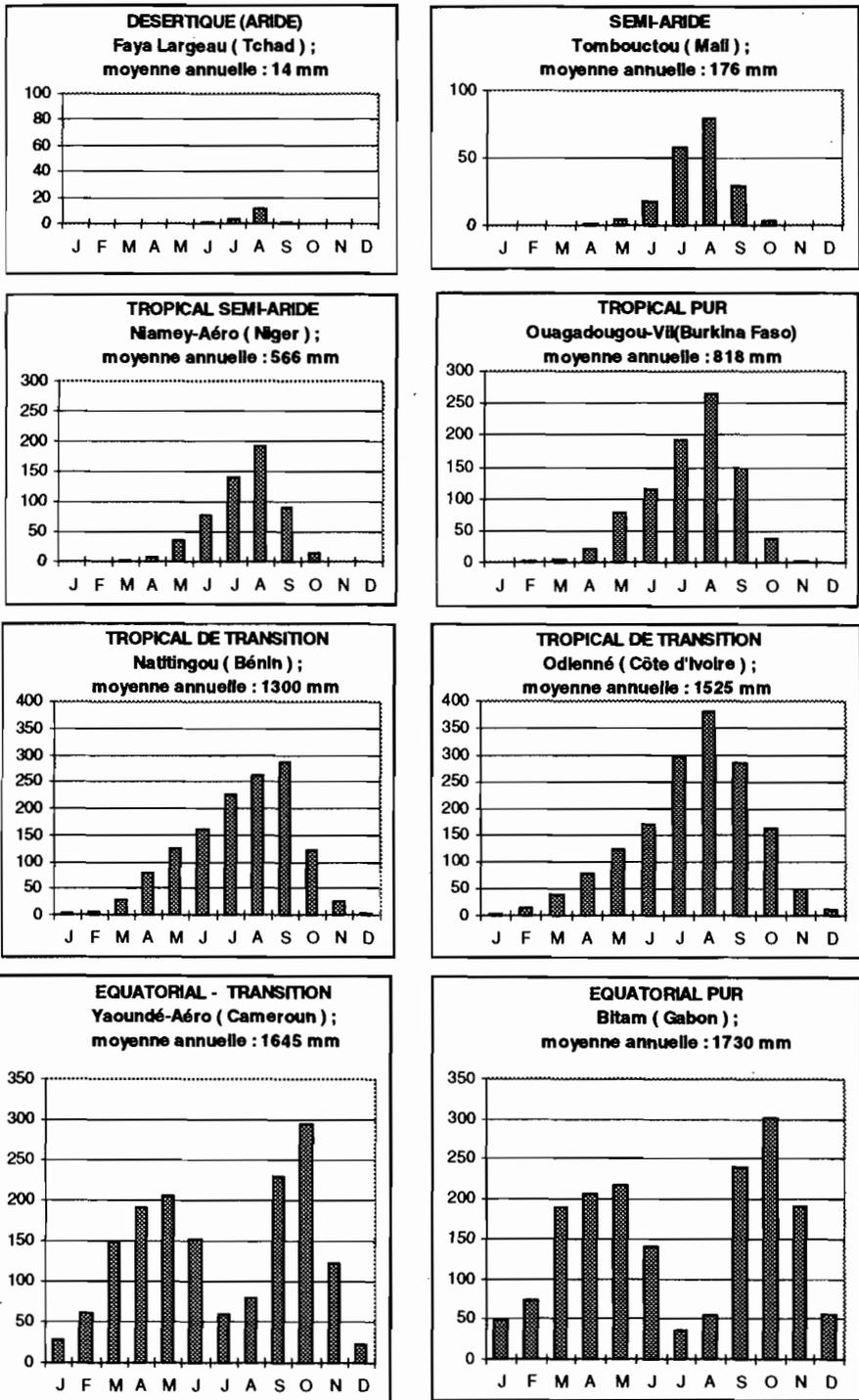


Fig. 1 Histogrammes des précipitations moyennes mensuelles à huit stations, classées selon les types de climats. Les moyennes sont calculées sur la période 1951-1989.

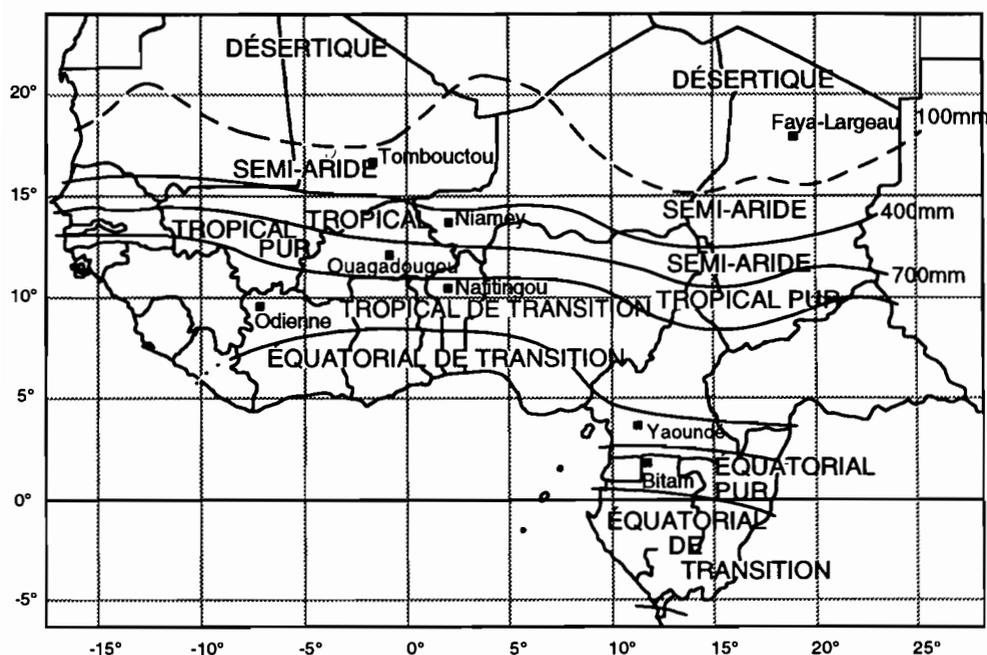


Fig. 2 Répartition géographique des types de climats en Afrique de l'Ouest et Centrale.

- pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1000 mm [[supérieure à 1400 mm]];
- 8 mois reçoivent plus de 50 mm en moyenne.

Chaque type tropical ou équatorial peut être précisé par une des trois variantes suivantes, en prenant en compte la température et l'humidité de l'air; continentale, maritime, d'altitude.

La Fig. 1 représente les histogrammes de la pluviométrie moyenne mensuelle à huit stations synoptiques caractérisant les sept types de climats définis ci-dessus. Les stations, comprenant trois capitales d'états, sont situées sur la carte, Fig. 2.

On notera que la classification proposée par Dubreuil, et adoptée ici, ne contient pas les anciens termes « soudanien » et « guinéen » déjà écartés en 1964 par Rodier. De même le terme « sahélien », pris en compte par les climatologues d'Afrique Occidentale et Rodier (*cf.* Tableau 1), n'a pas été retenu par Dubreuil en 1972. Vu l'actualité de ce terme, il mérite un développement.

Tout d'abord, à l'instar des mots « soudanien » et « guinéen », le nom « Sahel » s'applique en toute rigueur à l'Afrique seule, puisqu'il vient de l'arabe sahil (rivage). D'après le dictionnaire Robert, le Sahel est la zone de transition entre les zones désertiques et celles où règne le climat soudanais.

- Pour les climatologues d'Afrique Occidentale (Tableau 1), le climat sahélien nord est compris entre les isohyètes annuelles 150 et 300 mm, le sahélien sud entre 300 et 750 mm.
- Pour Rodier (Tableau 1), le terme sahélien s'applique à la bande 300 à 750 mm.

Enfin, voici une description plus actuelle – et plus hydrologique – fournie par Brunet-Moret *et al.* (1986): le Sahel est compris entre les isohyètes 300 et 700 mm; il

Tableau 1 La succession des régimes du nord au sud.

Précipitation annuelle	Classification climatologique de l'Afrique Occidentale	Classification hydrologique (J. Rodier)
$H < 100-150$ mm	Saharien	Désertique [~ aride]
$150 \text{ mm} < H < 300$ mm	Sahélien nord	Subdésertique [~ semi-aride]
$300 \text{ mm} < H < 750$ mm	Sahélien sud	Sahélien [~ tropical semi-aride]
$750 \text{ mm} < H < 1200$ mm	Soudanien I	Tropical pur
$H > 1200$ mm	Soudanien II et III	Tropical de transition
Au sud du 8-9°(ex A.O.F.)	Libéro-Dahoméen	Equatorial de transition

y a disparition des cours d'eau à écoulement permanent, apparition de vastes zones inondables, et tendance à l'endoréisme. De plus, du point de vue botanique, au Sahel il y a disparition du karité et apparition des épineux.

PRECISIONS DU TRACE DES LIMITES ENTRE LES TYPES DE CLIMATS

Synthèse des différentes publications citées dans le présent article, la Fig. 2 est la carte de répartition des types de climats acceptés par la plupart des hydrologues travaillant en Afrique de l'ouest et centrale.

Bien qu'elles ne puissent être qu'approximatives par nature, les limites que nous avons tracées ont été définies comme suit, du nord vers le sud: pour les trois premières (entre les climats désertique, semi-aride, tropicaux semi-aride et pur), nous avons choisi respectivement les tracés des courbes isohyètes moyennes annuelles 100, 400 et 700 mm sur la période 1951-1989, d'après L'Hôte & Mahé (1996).

La limite entre les climats tropicaux pur et de transition suit approximativement l'isohyète 1000 mm à l'est du Burkina-Faso, puis progressivement 1100 et 1200 mm à l'ouest de cet état.

La limite entre le climat tropical et équatorial (de transition) a été fixée entre 8 et 9°N sur l'est de la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo, le Bénin et l'ouest du Nigéria, comme cela peut être déduit de plusieurs travaux de synthèse (Jackson, 1961; Rodier, 1964; Griffiths, 1972; Moniod *et al.*, 1977; Asecna Abidjan, 1979; LCHF, 1982; L'Hôte, 1983; Nicholson *et al.*, 1988).

La prolongation de cette limite (tropical-équatorial) à l'ouest et à l'est, et les deux dernières limites (équatoriaux pur, et de transition boréal et austral) ont été tracées d'après la répartition saisonnière des précipitations, et à la suite de plusieurs auteurs (Griffiths, 1972; Olivry, 1986; Lericque (a paraître), Callède *et al.* (a paraître)).

EXTENSION DES DEFINITIONS CLIMATIQUES AUX REGIMES DES COURS D'EAU

Lorsque les données hydrologiques sont peu nombreuses, il est intéressant de rapprocher les histogrammes mensuels des débits des cours d'eau de ceux de la pluviométrie mensuelle; c'est ce qu'a fait Jean Rodier dans sa thèse (1964). Cette approche a été peu suivie par ses successeurs, sans doute parce que l'exercice n'est pas simple sur de grandes superficies, mais aussi parce que l'hydrologue cherche plus à quantifier un régime hydrologique (valeurs de débits) qu'à lui donner un qualificatif.

Dans sa thèse, Jean Rodier constate qu'

« il pourrait sembler au premier abord, qu'il n'y ait rien de commun entre les régimes extrêmes de l'Afrique Noire; entre celui d'un oued de la région de Kidal [Mali, 18°30'N, 1°25'E], dont l'écoulement ne dure que quelques heures par an, et celui d'une petite rivière de la Basse Guinée à écoulement permanent et à fortes crues, ou celui d'un cours d'eau des Plateaux Batékés [Congo, Gabon], à débit presque constant toute l'année Cependant, tous les régimes d'Afrique Noire présentent un certain nombre de traits communs qui contribuent à leur donner une réelle unité. Ils doivent ces ressemblances à l'ensemble des phénomènes que l'on désigne communément par « la mousson » et, à un moindre degré, aux caractères physiques généraux du continent africain; surtout la rareté de massifs montagneux jeunes, et l'imperméabilité fréquente du sous-sol. »

Les caractères communs des régimes des cours d'eau ouest et centrafricains sont les suivants:

« en premier lieu une succession de périodes de hautes et de basses eaux bien marquées se répétant toujours aux mêmes époques, à quinze jours près au maximum. Les crues se produisent en plein été dans les régimes à une seule période de hautes eaux, ou encadrent le milieu de l'été pour les régimes à deux saisons des pluies (été boréal dans l'hémisphère nord, été austral dans l'hémisphère sud). Le schéma général de répartition saisonnière des périodes de hautes eaux se déforme progressivement du désert vers l'Equateur... ».

« Un autre caractère commun, lié également à la mousson, est la valeur relativement faible de l'irrégularité interannuelle. Cette heureuse circonstance facilite les études en réduisant la durée des périodes d'observations minimales... »

Cette dernière remarque doit être aujourd'hui relativisée, particulièrement en ce qui concerne la zone sahélienne et la période sèche sévissant depuis 1970 environ.

Pour tenir compte de la progressivité des transformations du nord au sud du schéma de la répartition annuelle des hautes et des basses eaux, Rodier a distingué deux grandes classes de régimes hydrologiques analogues aux classes de climats:

- les régimes tropicaux; et
- les régimes équatoriaux.

La Fig. 3 représente quatre exemples actualisés de régimes hydrologiques extraits de la thèse de Jean Rodier. On trouve aussi dans cette thèse, de nombreuses descriptions chiffrées de régimes plus ou moins « hybrides ». En ce qui concerne la succession des régimes du nord au sud, l'auteur propose le Tableau 1 [complété pour l'actualiser avec la classification de Dubreuil *et al.*, retenue ici].

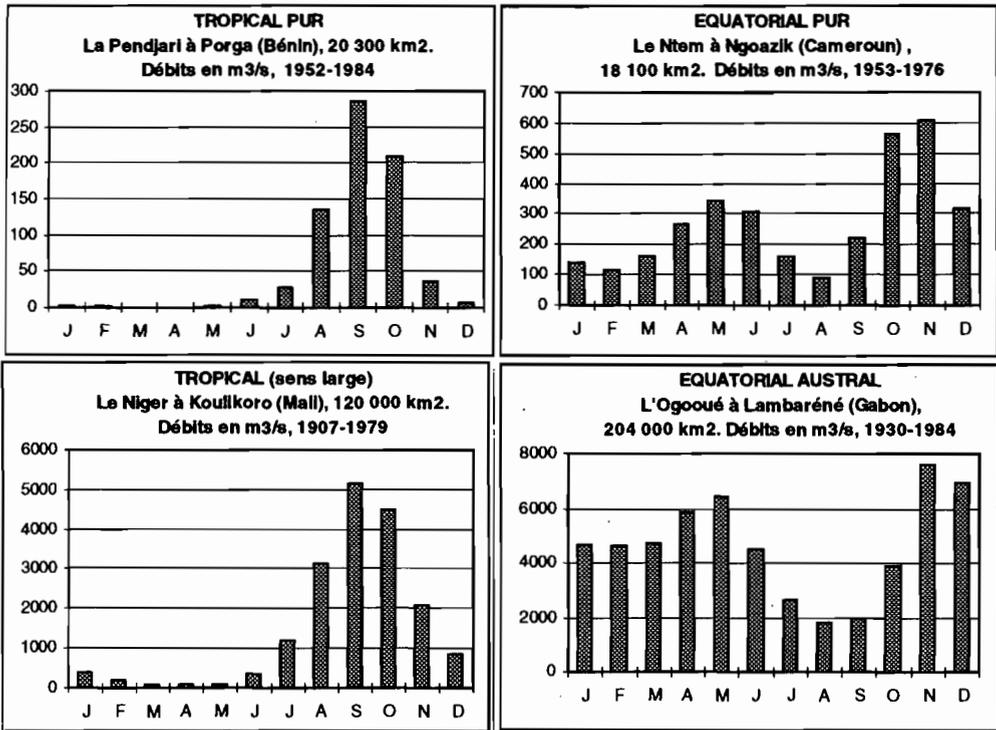


Fig. 3 Quelques exemples de régimes de cours d'eau (d'après Rodier, actualisé).

SITUATION DE LA CLASSIFICATION RETENUE, PARMIS LES AUTRES CLASSIFICATIONS CLIMATOLOGIQUES

Il est intéressant de situer la classification retenue parmi les nombreuses autres classifications climatologiques disponibles. En effet, lorsqu'on consulte la littérature spécialisée en climatologie et en météorologie, on se rend compte qu'il y a non seulement une multitude de classifications – illimitées d'après Grisolle *et al.* (1962) – mais aussi plusieurs typologies (ou regroupements) des classifications, selon le point de vue et les besoins de l'utilisateur. Dans ces conditions, bien qu'il nous ait été matériellement impossible de consulter toutes les publications de cette Organisation, il paraît logique que l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) n'ait apparemment pas proposé une seule classification officielle, mais fasse référence lorsque nécessaire, aux travaux « académiques » pour présenter plusieurs typologies de classifications; par exemples:

OMM (1972): classification génétique, basée sur les processus atmosphériques qui déterminent le climat. On trouve ainsi par exemple, les climats des alizés, des perturbations d'ouest, ...

- Classification empirique, fondée sur les relations entre le climat et en particulier la répartition de la végétation; climats désertique, de la steppe, de l'arbre, ...
- Classification « hydrologique », s'appuyant sur les données relatives aux précipitations et à l'évapotranspiration; classification de Thornthwaite, en particulier.

OMM (1989): classification génétique, déjà définie ci-dessus:

- Classification bioclimatique (ou climatique) prenant généralement en compte deux éléments mesurés du climat, comme les précipitations et la température; les classifications de De Martonne, de Köppen et de Thornthwaite en font partie.
- Classification spéciale, correspondant à des besoins particuliers comme les classifications aéronautique, marine, agronomique, ..., ou à des échelles plus petites relatives à une ville, une implantation industrielle, une aire récréative, ...

Les ouvrages classiques de climatologie consultés (Grisollet *et al.*, 1962; Viers, 1968; Péguy, 1970; Escourou, 1978) présentent des typologies et des classifications assez complètes, cependant nous leur préférons celle proposée dans un cours de météorologie générale (Météo-France & Cned, 1992) pour son actualité, en particulier la description de ce qui est appelé ci-dessus la classification génétique. Les auteurs fondent leur typologie sur le constat que la climatologie a essentiellement trois buts:

- l'analyse des éléments météorologiques qui constituent le climat;
 - la recherche des causes qui expliquent les différents climats et leurs fluctuations;
 - l'analyse de l'interaction du climat avec différents objets d'étude; les sols, les êtres vivants (végétaux, animaux et hommes), l'activité humaine et sociale ...
- (a) Correspondant au premier but (analyse des éléments météorologiques), la climatologie descriptive (ou analytique) est une discipline géographique; elle s'appuie sur des valeurs caractéristiques, des tableaux statistiques, des cartes, voire des atlas.
- (b) Au second paragraphe ci-dessus (recherche des causes des événements climatiques), correspondent la climatologie physique et la climatologie dynamique. Avec la première, on tente de mettre en évidence les mécanismes physiques du comportement atmosphérique; thermodynamique et dynamique atmosphériques, échanges énergétiques, ... Avec la seconde, on cherche à trouver une explication rationnelle aux observations, par des moyens appropriés, et en particulier la modélisation numérique. Aujourd'hui, ces conceptions de la climatologie tendent à devenir des thèmes de recherche importants, principalement dans le cadre des études relatives aux modifications climatiques à l'échelle planétaire (global change).
- (c) A l'analyse de l'interaction du climat avec différents objets d'étude (sols, êtres vivants, activités humaines ...), correspond la climatologie appliquée. On définit ainsi entre autres, la bioclimatologie, l'agrocimatologie, l'hydroclimatologie, la climatologie aéronautique, la climatologie marine, ... Selon le point de vue de l'utilisateur, des nuances sans intérêt pour les uns peuvent devenir importantes pour les autres.

De toute évidence la classification climatique étendue aux régimes hydrologiques proposée ici, qui prend en compte des valeurs statistiques, et qui est appliquée à l'hydrologie, appartient à deux groupes (ou types):

- la climatologie descriptive (ou analytique); et
- la climatologie appliquée (à l'hydrologie).

CONCLUSION: LES TYPES DE CLIMATS ET LA CARTE SONT ILS ENCORE D'ACTUALITE ?

En 1972, dans le cadre des travaux de caractérisation systématique des bassins représentatifs et expérimentaux (BRE) des régions intertropicales et voisines, et en

partant des classifications assez complètes des climatologues (Péguy, Köppen), Dubreuil et ses collaborateurs ont fait un choix simplifié pour obtenir un nombre réduit de types de climats assez proches des régimes hydrologiques étudiés.

A l'usage on a constaté que cette classification et la carte correspondante, permettent non seulement de situer le climat de bassins de recherche et d'expérimentation de petites superficies (BRE, de l'hectare à 500-1000 km²), mais aussi de décrire les climats ainsi que les régimes hydrologiques sur l'ensemble du sous-continent de l'Afrique de l'ouest et centrale. Aujourd'hui dans la pratique, bien qu'ils aient de plus en plus tendance à utiliser le vocabulaire assez complexe de la météorologie tropicale (Dhonneur, 1985), les hydrologues travaillant sur cette partie du continent africain font encore très souvent référence à cette classification simple et claire dans (presque) toutes les monographies hydrologiques et les études de synthèse. On peut avancer que le fait de pouvoir utiliser indifféremment cette classification en climatologie et en hydrologie sur des superficies très variables, est à mettre en relation d'une part avec la simplicité de la classification, et d'autre part avec les variations répétitives relativement faibles d'une année sur l'autre des caractéristiques pluviométriques et hydrologiques, en Afrique de l'ouest et centrale.

Remerciements Comme on l'a vu dans le texte ci-dessus, les premiers travaux pour définir une classification des types de climats utilisable par les hydrologues travaillant en Afrique de l'ouest et centrale, ont été effectués par Jean Rodier, ancien chef du Service Hydrologique de l'Orstom. L'idée d'établir une carte de ces types de climats revient à Gabriel Vuillaume, hydrologue de l'Orstom aujourd'hui décédé.

REFERENCES

- Asecna (1979) *Le climat de la Côte d'Ivoire*. Service Météorologique, Abidjan.
- Brunet-Moret, Y., Chaperon, P., Lamagat, J. P. & Molinier M. (1986) *Monographie hydrologique du fleuve Niger*. Coll. Monographies Hydrologiques de l'Orstom no. 8.
- Callède, J., Boulvert, Y. & Thiébeaux, J. P. (à paraître) *Le bassin de l'Oubangui*. Coll. Monographies Hydrologiques de l'Orstom.
- Dhonneur, G. (1985) *Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale*. Bureau d'étude de l'Asecna, Dakar.
- Dubreuil, P., Chaperon P., Guiscafré, J. & Herbaud, J. (1972) *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer: années 1951-1969*. Orstom, Paris.
- Escourou, G. (1978) *Climatologie pratique*. Masson, Paris.
- Griffiths, J. F. (1972) *Climates of Africa*. World Survey of Climatology, vol. 10. Elsevier, New York.
- Grisollet, P., Guilmet, B. & Arlery, R. (1962) *Climatologie, méthodes et pratiques*. Gauthier-Villars & Cie, Paris.
- Jackson, S. P. (1961) *Atlas climatologique de l'Afrique*. Commission de la coopération technique en Afrique au sud du Sahara, Lagos, Nairobi.
- Köppen, W. (1936) In: *Climatologie, méthodes et pratiques* (ed. par P. Grisollet, B. Guilmet & R. Arlery), 297-301. Gauthier-Villars & Cie, Paris.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France (LCHF) (1982) *République togolaise: Atlas des ressources et besoins en eau*. Programme des Nations Unies pour le Développement.
- Lerique, J. (à paraître) *Fleuves et rivières du Gabon*. Coll. Monographies Hydrologiques de l'Orstom.
- L'Hôte, Y. (1983, non publié) *Analyse de correspondances et classification automatique sur les pluies moyennes mensuelles du Togo*.
- L'Hôte, Y. & Mahé, G. (1996) *Afrique de l'ouest et centrale; précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). Carte à l'échelle 1:6 000 000*. Orstom, Paris.
- Météo-France & CNED (1992) *Formation de base à la météorologie*. Météo-France & Centre National d'Enseignement à Distance, Paris.

- Météorologie Nationale Française (1957) Aperçus sur la climatologie de l'Afrique Occidentale. Cité par Dubreuil *et al.* (1972), p. 33.
- Moniod, F., Pouyaud, B. & Sechet, P. (1977) *Le bassin du fleuve Volta*. Coll. Monographies Hydrologiques de l'Orstom no. 5, Paris.
- Nicholson, S. E., Kim, J. & Hoopingarner, J. (1988) *Atlas of African Rainfall and its Interannual Variability*. Tallahassee, Florida, USA.
- Nouvelot, J. F. (1993) *Guide des pratiques hydrologiques sur les petits bassins versants ruraux, en Afrique tropicale et équatoriale*. CIEH, Orstom, Montpellier, France.
- Olivry, J. C. (1986) *Fleuves et rivières du Cameroun*. Coll. Monographies Hydrologiques de l'Orstom no. 9, Paris.
- OMM (1972) *Recueil de notes de cours de climatologie, pour la formation professionnelle du personnel météorologique de classe IV*. Tech. Publ. no. 327, OMM, Genève.
- OMM (1989) *Guide to Climatological Practices*. Compléments aux éditions de 1983, 1984, 1987. Note WMO no. 100. Genève.
- Péguy, Ch. P. (1970) *Précis de climatologie*. Masson, Paris.
- Rodier, J. (1964) *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'ouest du Congo*. Mém. Orstom, Paris.
- Viers, G. (1968) *Eléments de climatologie*, nouvelle éd. revue. Fernand Nathan, Paris.

Etude de la variabilité spatiale de la pluviométrie en région sahélienne

CHEIKH SADIBOU SOW

EAMAC, BP 746, Niamey, Niger

Résumé On dispose de séries pluviométriques d'une vingtaine d'années pour 15 stations implantées sur un territoire d'une superficie inférieure à celle d'un pixel Meteosat (soit environ 25 km²), au Centre National de Recherche Agronomique de Bambey (Sénégal): l'analyse de ces séries permet de mettre en évidence la grande variabilité de la pluviométrie dans les régions sahéliennes; et les résultats révèlent la grande prudence à accorder aux tracés des isohyètes notamment pour l'estimation des pluies par satellite.

Study of the spatial variability of rainfall in the Sahelian region

Abstract A rainfall series of about 20 years are available for 15 stations located on a surface area smaller than that of a Meteosat pixel (i.e. about 25 km²) in the Centre National de Recherche Agronomique de Bambey (Senegal). The analysis of this series provides evidence of the large variability of rainfall in the sahelian region. The results show that prudence needs to be used in the drawing of isohyets for the estimation of rainfall by satellite.

INTRODUCTION

Beaucoup d'études se rapportant à la pluviométrie dans les régions sahéliennes ont été effectuées ces dernières années, surtout à la suite de la longue et dure période de sécheresse qu'a connue cette zone depuis 1968. Janicot *et al.* (1993), faisant le bilan des 25 dernières années de recherche relative à la variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest, ont fourni une bonne bibliographie concernant ces études. Mais les travaux sur la variabilité spatiale de la pluviométrie dans ces régions sont plutôt rares. De tels travaux nécessitent un réseau très dense généralement indisponible localement.

S'il est vrai que le premier pluviomètre installé à Saint-Louis du Sénégal l'a été dès 1830, il n'en demeure pas moins qu'aujourd'hui, on ne dispose pas au Sénégal de plus de 175 stations pluviométriques opérationnelles pour une superficie de moins de 200 000 km². Notons cependant qu'il s'agit d'un des réseaux les plus denses de l'Afrique au Sud du Sahara.

Plusieurs études de variabilité sur la pluviométrie sahélienne sont en cours dans le degré-carré de Niamey (Niger) après les expériences Epsat-Niger et Hapex-Sahel (Lebel *et al.*, 1992) qui ont mis en oeuvre de très gros moyens (pluviographes automatiques, radar numérisé, avions, stations automatiques ...). Parmi ces études, on peut noter celle de Goutorbe *et al.* (1994) qui ont étudié la variabilité spatiale des mesures

météorologiques de surface pendant la période d'observations intensives d'Hapex-Sahel à l'aide de 12 stations météorologiques automatiques réparties uniformément dans la zone d'expérience (carré de 100 km de côté). Ces auteurs ont observé des écarts parfois importants entre les valeurs observées dans ce réseau: dans les régions sahéliennes, il est fréquent d'observer en deux points très voisins de grandes différences de hauteur de pluie à l'échelle d'une averse. A l'échelle de la journée ou de la décennie, ces différences peuvent se réduire voire s'annihiler. L'objectif de notre étude est d'analyser cette variabilité spatiale aux échelles de la décennie, du mois et de l'année, sur des distances inférieures au kilomètre.

Pour cela, nous disposons de données pluviométriques quotidiennes mesurées en 14 points implantés sur un site d'une superficie totale inférieure au pixel Météosat, au CNRA (Centre National de Recherche Agronomique) de Bambey pendant près d'une vingtaine d'années. Le CNRA de Bambey s'étend sur une superficie de 650 ha; le sol y est sablonneux et plat avec une végétation uniforme. Bambey est situé à 14°42'N de latitude et 16°25'W de longitude, à 100 km à l'est de Dakar. C'est le seul désir des chercheurs de suivre de manière précise les bilans d'eau sur leurs parcelles qui a motivé la multiplication des sites de mesures au CNRA.

Nous présentons dans les deux paragraphes suivants les données et méthodes d'analyse puis les résultats et leur interprétation.

MATERIEL ET METHODES

On dispose de hauteurs quotidiennes des précipitations mesurées en 14 points de 1965 à 1978 et en 15 points de 1978 à 1983, soit 19 années d'observations. Le CNRA de Bambey a décidé de ne plus faire effectuer les relevés pluviométriques sur ce réseau à compter de 1983. A partir de ce fichier de base, on a constitué le fichier des totaux décennaires des mois de juillet, août et septembre, les précipitations des autres mois étant négligeables à Bambey.

La première opération effectuée est le calcul de valeurs moyennes spatiales décennaires, mensuelles et annuelles sur le réseau des 14 stations dont la liste est indiquée au Tableau 1.

Tableau 1 Liste des stations du réseau étudié avec leur numéro.

Numéros de station	Noms de station	Numéros de station	Noms de station
1	Parc Météo	8	Jardin Botanique
2	Cases Lysimétriques	9	Sole L
3	Sole Grillagé W	10	Sole H
4	Sole I Nord	11	Sole A
5	Sole II Nord	12	Sole T
6	Sole III Nord	13	Sole D
7	Sole C	14	Sole entre A et T

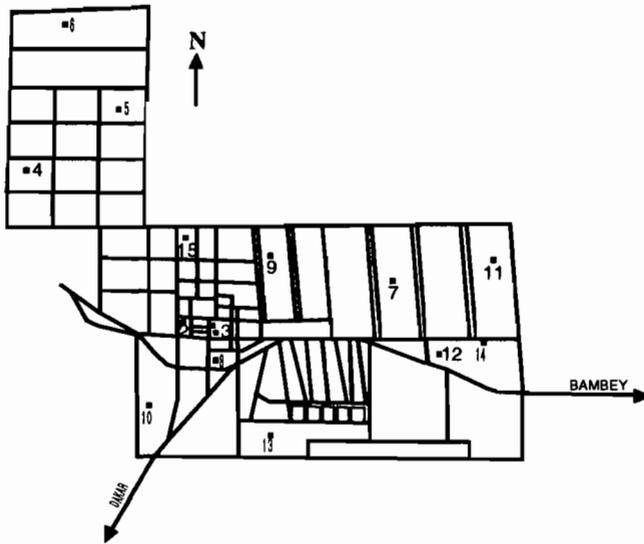


Fig. 1 Plan du CNRA de Bambeï indiquant la position approximative des stations avec leur numéro.

La Fig. 1 représente le plan du CNRA indiquant la position approximative des pluviomètres considérés. La station 15 (Sole B2 Nord) ayant été installée en 1978, nous ne prendrons pas en compte des données de cette station dans cette étude.

Les relevés sont effectués à 8 h et à 18 h UTC à partir de pluviomètres classiques par l'observateur de service (agent de la Direction de la Météorologie ou du CNRA, tous les deux qualifiés).

Le fait qu'on considère la moyenne des 14 points de mesure accorde le même poids à chaque station. Bien que le service météorologique sénégalais ne retienne comme données de Bambeï que celles de la station officielle dénommée Parc Météo, il n'y a aucune raison liée à l'environnement pour qu'*a priori* les mesures en deux points voisins soient différentes.

A chaque échelle de temps, on calcule les grandeurs suivantes:

- la moyenne des 14 points de mesure; et
- l'écart entre la pluviométrie en un point de mesure et cette valeur moyenne.

De plus, on a calculé les coefficients de corrélation linéaire entre les séries de valeurs moyennes et celles de chaque station.

RESULTATS ET INTERPRETATION

Analyse des écarts

En Fig. 2, on présente la série des valeurs moyennes annuelles des 19 années étudiées de même que les séries moyennes des mois de juillet, août et septembre.

Les Figs 3, 4 et 5 représentent respectivement la pluviométrie moyenne de la période 1965-1983 pour les mois de juillet, août et septembre ainsi que la pluviométrie des décades constituant le mois considéré.

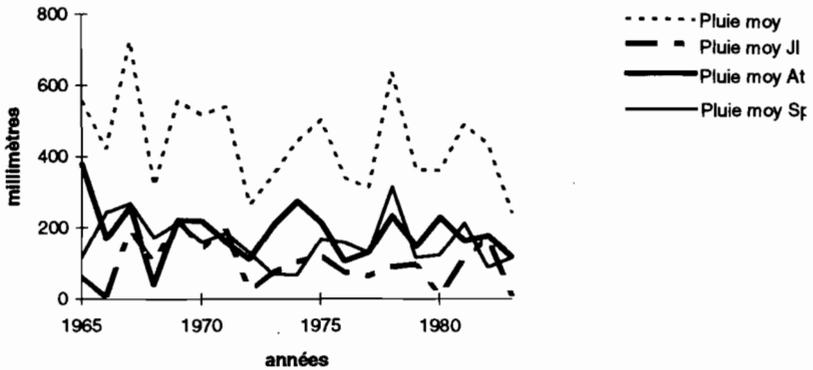


Fig. 2 Variation annuelle de la pluviométrie annuelle en mm des mois de juillet, août et septembre.

La pluviométrie moyenne annuelle de la Fig. 2 rappelle la série chronologique des précipitations annuelles à Bambey de laquelle elle se rapproche en raison des faibles pluies des mois de juin et octobre sur la région. On peut aisément repérer les années particulièrement sèches (1968, 1972, 1976, 1977, 1983) et les années plutôt humides (1967, 1978). Quant aux courbes représentant la pluie moyenne de juillet, août et septembre, elles révèlent une réalité bien connue pour la région: le caractère généralement plus pluvieux du mois d'août opposé à celui des mois de juillet et septembre relativement plus secs.

Sur les Figs 3, 4 et 5 on constate que les valeurs les plus élevées de juillet, août et septembre ne dépassent guère 250 mm. Cependant on peut noter la pointe de septembre 1978 à près de 330 mm et la valeur particulièrement faible d'août 1968.

Les séries présentées dans les quatre premières figures indiquent aussi une variabilité temporelle dont l'étude n'est pas abordée ici.

Pour étudier la variabilité spatiale, on a calculé les écarts $X_i - X_{moy}$ où X_i désigne la valeur de la pluviométrie décadaire, mensuelle ou annuelle, selon le cas, à la station i et X_{moy} la moyenne des 14 stations pour l'échelle de temps considéré.

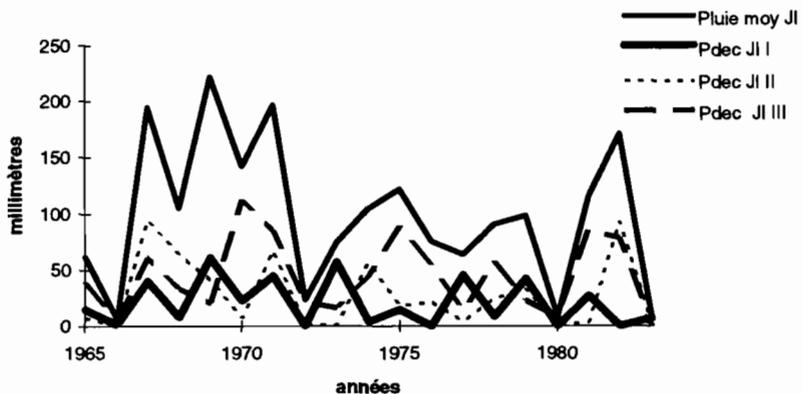


Fig. 3 Variation annuelle de la pluviométrie mensuelle de juillet et des premier, deuxième et troisième décades de juillet (en mm).

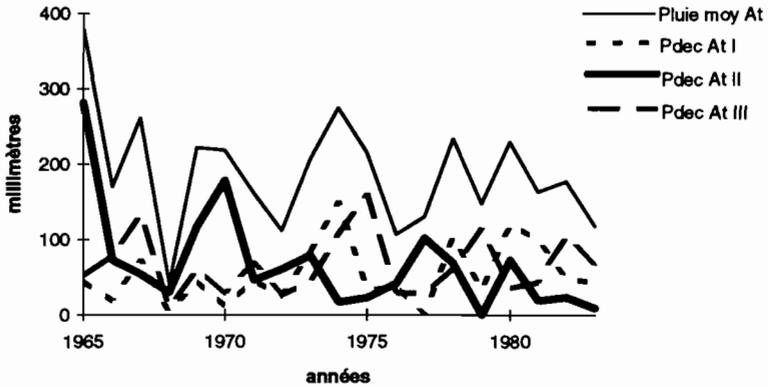


Fig. 4 Variation annuelle de la pluviométrie mensuelle de juillet et des premier, deuxième et troisième décades de septembre.

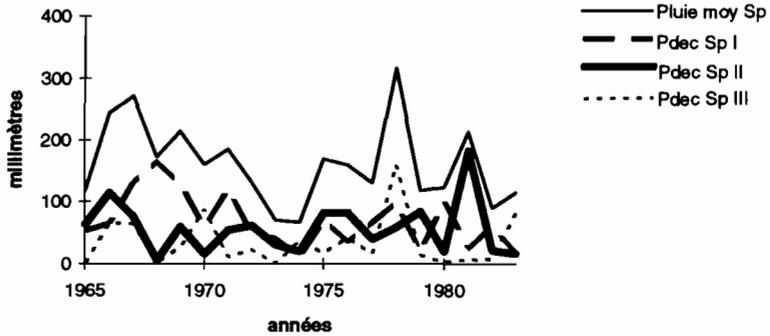


Fig. 5 Variation annuelle de la pluviométrie mensuelle de juillet et des premier, deuxième et troisième décades de septembre.

Le Tableau 2 représente les données annuelles de la pluviométrie dans notre réseau (X_{moy}) et l'écart annuel entre les hauteurs d'eau recueillies dans chaque station et X_{moy} . On y représente aussi l'écart-type σ_a et le coefficient de variation $Cv_a = \sigma_a/X_{moy}$.

Tableau 2 Pluviométrie annuelle en mm de la station moyenne et anomalies (écarts entre hauteurs recueillies dans chacune des 14 stations et la « station moyenne ») pour la période 1965-1983. Les deux dernières colonnes indiquent les valeurs de l'écart-type en mm et du coefficient de variation en %.

Numéro station	Ecart-types de la station σ_s	Numéro station	Ecart-types de la station σ_s
1	16,24	8	28,83
2	33,25	9	27,11
3	22,55	10	27,70
4	30,47	11	29,62
5	24,16	12	33,90
6	26,87	13	28,72
7	21,41	14	28,94

Tableau 3 Ecart-types en mm des 14 stations du réseau.

Année	Station moyen	Station 1	Station 2	Station 3	Station 4	Station 5	Station 6	Station 7	Station 8	Station 9	Station 10	Station 11	Station 12	Station 13	Station 14	σ_a	CV(%)
1965	556,8	13,4	-22,8	-53,4	-48,1	20,3	-8,0	-24,9	80,5	-17,7	11,1	-9,4	55,4	55,4	-51,8	41,87	7,52
1966	420,4	-1,7	28,6	25,5	-53,2	-14,6	-58,6	-7,3	-18,2	8,0	28,5	19,0	47,4	-7,0	3,6	30,23	7,19
1967	727,2	11,4	8,3	2,9	-32,5	-5,8	-17,7	-16,2	-12,4	-21,8	-3,4	43,2	47,4	-7,0	3,6	22,68	3,12
1968	318,6	-4,4	5,0	8,2	-3,9	-7,2	25,4	5,3	-5,6	-22,3	-16,2	-8,6	2,3	31,7	-9,7	14,73	4,62
1969	558,5	37,6	-3,6	-12,4	37,9	11,4	17,8	-32,0	30,8	37,7	-55,3	49,5	-26,5	-9,6	-83,3	39,32	7,04
1970	520,5	22,8	42,6	13,2	-23,3	-12,9	16,5	-21,0	23,0	-14,7	4,0	16,7	0,0	-34,8	-32,1	23,55	4,53
1971	542,4	-19,2	10,2	-12,6	31,9	-41,8	26,9	41,0	-30,5	-43,3	43,7	35,4	-23,0	-19,1	0,4	31,21	5,75
1972	266,0	-4,1	10,1	5,9	18,8	-30,8	12,0	1,6	2,6	-13,0	-3,2	-15,7	1,1	-1,1	15,8	13,26	4,99
1973	350,4	29,7	26,1	-49,2	-18,9	-0,3	-10,6	34,9	-28,1	30,1	17,1	-29,3	18,2	-19,1	-0,6	26,62	7,60
1974	446,0	7,5	-12,0	29,3	-15,4	14,8	33,3	-8,2	-36,9	23,2	4,1	-15,5	14,7	0,9	-39,8	22,62	5,07
1975	505,3	-9,9	-64,2	-1,0	-0,1	20,1	13,8	-2,5	20,1	56,7	35,7	-10,4	-0,2	-24,5	-33,6	29,81	5,90
1976	340,7	6,8	33,4	20,6	-54,7	15,9	19,5	-50,0	-36,8	-41,3	-35,5	20,8	61,4	-70,8	39,7	41,90	12,30
1977	313,5	9,4	10,3	8,7	40,1	47,8	57,2	-12,6	-7,9	-21,5	-52,3	-32,5	37,1	-62,8	-21,0	36,87	11,76
1978	639,3	-12,4	108,7	11,0	28,8	44,5	27,5	-3,7	-21,7	27,8	-26,3	-33,5	-51,8	-34,7	-64,2	45,35	7,09
1979	362,6	17,3	26,3	27,0	13,0	-18,2	-27,9	-0,7	18,0	20,5	-2,2	-31,4	-18,6	2,3	-25,4	21,00	5,79
1980	361,6	16,5	30,0	19,9	22,0	-1,2	6,6	-17,2	25,2	8,8	-15,0	-45,1	-24,8	-8,4	-17,3	22,10	6,11
1981	491,3	-26,0	-4,1	-8,8	15,6	29,8	30,0	-30,4	-10,0	-4,1	-28,1	45,6	54,8	-32,6	-31,7	30,11	6,13
1982	436,9	0,7	10,1	-0,1	10,1	31,3	43,8	-7,9	2,2	-4,1	-13,2	-2,2	-31,2	-22,1	-17,4	19,87	4,55
1983	241,2	-0,5	9,3	-2,6	11,9	-1,7	15,0	-21,9	6,7	8,3	13,0	-16,5	1,2	-4,3	-1,3	10,81	4,48

Dans le Tableau 3, on représente pour chaque station l'écart-type σ_s à la station.

Le coefficient de variation de la station $Cv_s = \sigma_s/m_s$ où m_s représente la moyenne arithmétique des 19 années d'observation. La moyenne à une station quelconque étant très proche de la pluviométrie à la « station moyenne » dont les valeurs sont X_{moy} , on n'a pas représenté Cv_s car le seul examen des écarts-types permet de nous édifier sur la dispersion des données par rapport aux données de pluie aux différentes stations. Ainsi la station de référence semble être plus proche de la « station moyenne » que les autres avec le plus faible écart-type (16,24) contre trois stations avec des écarts-types dépassant 30 mm et 10 stations avec des écarts-types intermédiaires.

La « station moyenne » n'est pas une réalité physique: on appelle ainsi une station dont les hauteurs d'eau associées seraient la moyenne des 14 stations de notre réseau.

En ce qui concerne les coefficients Cv_a , ils ne dépendent pas de la hauteur d'eau recueillie, contrairement à ce que l'on pouvait penser: l'année pluvieuse 1967 a le plus faible Cv_a (3,12%) alors qu'une autre année pluvieuse, 1978 a un des plus forts Cv_a (6,98%). Par contre les années sèches 1972 et 1976 ont respectivement pour Cv_a 4,99 et 12,04% (le plus fort de la série). Ces résultats prouvent que c'est dans la physique atmosphérique et dans les processus de convection des amas pluvieux qu'il faudrait chercher une explication à la forte variabilité spatiale de la pluviométrie observée.

Sur la Fig. 6, on a représenté d'une part la pluviométrie moyenne et d'autre part les écarts pour les stations 1 et 2 ainsi que l'écart le plus élevé observé entre l'une des stations et la « station moyenne ». D'une manière générale les écarts ont une valeur absolue inférieure à 100 mm à comparer aux 500 mm environ de valeur moyenne observée.

La Fig. 7 représente la pluie moyenne d'août, l'écart de cette valeur à la station 1 et l'écart maximum défini comme pour la Fig. 6. On note des écarts ne dépassant pas 50 mm. Le même écart est observé sur la Fig. 8 où sont représentés la pluie moyenne de la deuxième décennie d'août, l'écart à la station 1 et l'écart maximum.

Les données pluviométriques annuelles possèdent un écart-type de 27 mm. Pour les échelles mensuelles et décadaires les écarts-types calculés sont respectivement 14,3 et 8 mm.

En faisant l'hypothèse de ne retenir comme données « admissibles », que les valeurs ne s'écartant pas de plus de deux écarts-types de la valeur moyenne, très peu de données

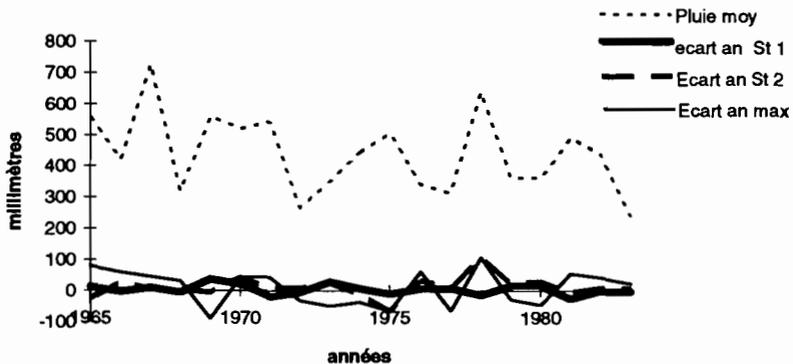


Fig. 6 Variation annuelle de la pluviométrie annuelle en mm et écarts des stations 1 et 2 et écart maximum par rapport à la moyenne (en mm).

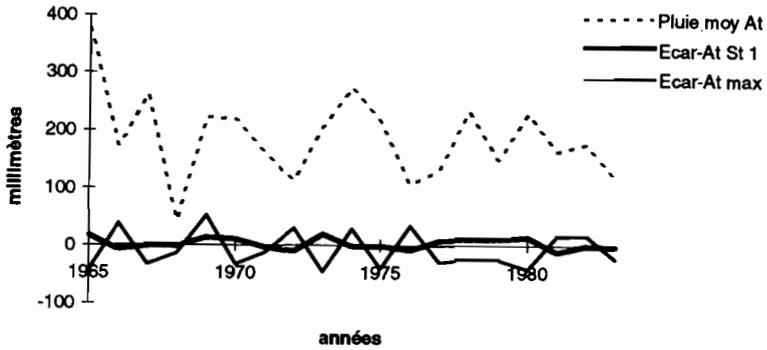


Fig. 7 Variation annuelle de la pluviométrie en mm du mois d'août et écart de la station 1 et écart maximum à la « station moyenne » en mm.

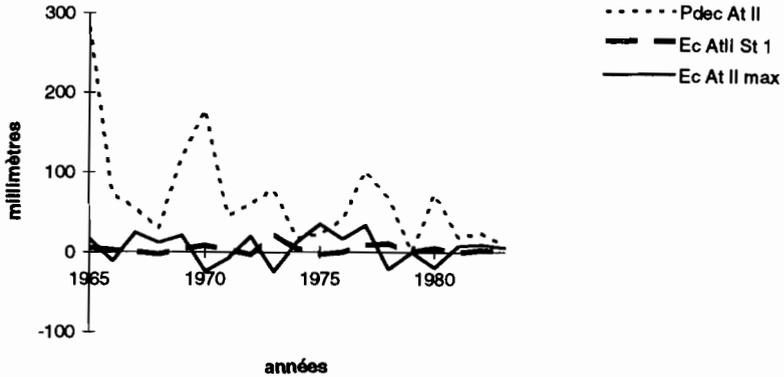


Fig. 8 Variation annuelle de la pluviométrie en mm de la deuxième décennie d'août et écart de la station 1 et écart maximum à la « station moyenne » en mm.

sont éliminées. Ce critère est statistiquement défendable mais ce choix a pour principale conséquence: le fait d'accepter un écart allant jusqu'à deux écarts-types implique qu'on ne peut plus parler d'une valeur de pluviométrie mais d'une classe de valeur allant de $X - 2$ fois l'écart-type à $X + 2$ fois l'écart-type. Pour les échelles décennale, mensuelle et annuelle deux écarts-types valent respectivement 16, 28,6 et 54 mm.

Corrélation linéaire

En plus de l'analyse des séries d'anomalies on a déterminé le coefficient de corrélation linéaire entre les séries de chaque station et la série de la « station moyenne ». Les résultats obtenus pour l'échelle décennale (coefficients compris entre 0,94 et 1 pour 171 valeurs) révèlent la très forte liaison linéaire entre les stations ainsi que la cohérence des données du réseau.

CONCLUSION

Nous venons de montrer le caractère très hétérogène de la pluviométrie à Bambey. Dans ce travail, on a cherché à montrer que si l'on décidait de tenir compte de l'hétérogénéité de cette pluviométrie imputable au milieu (physique des amas nuageux constituant les lignes de grains, champ de vent vertical et horizontal associés à ces perturbations ...) on ne pourrait plus parler de valeur mais d'une classe de pluie. La considération de la classe de pluie dans les modèles agrométéorologiques de prévision de rendement ou de bilan hydrique réduirait les erreurs d'estimation observées dans ces modèles. Cependant on ne pourrait plus se permettre de tracer des isohyètes pour une carte décadaire de 10 en 10 mm alors que la pluie est estimée à 16 mm près. La prise en compte de ces résultats permettra aux chercheurs qui travaillent dans le domaine de l'estimation des pluies par satellite d'obtenir des résultats en meilleure adéquation avec la réalité. Dans un travail très récent Arnaud *et al.* (1994) ont montré la mauvaise corrélation entre la pluviométrie observée et l'estimation à l'échelle du pixel. Il est vraisemblable que si cette dernière étude considérait les classes de pluie, les coefficients de corrélation seraient plus forts.

REFERENCES

- Arnaud, Y., Taupin, J. D. & Laurent, H. (1994) Validation d'estimations de précipitation par satellite avec le réseau dense d'Epsat-Niger. *Comm. X Journées Hydrol. de l'Orstom, Montpellier.*
- Goutorbe, J. P., Péris, P., Bessemoulin, P., Champeaux, J. L. & Puech D. (1994) Variabilité spatiale des mesures météorologiques de surface pendant la période d'observations intensives d'Hapex-Sahel. *Comm. X Journées Hydrol. de l'Orstom, Montpellier.*
- Janicot, S. & Fontaine, B. (1993) L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie série 8(1)*, 28-53.
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Desbois, M., Guillot, B. & Hubert, P. (1992) Estimation des pluies au Sahel: l'expérience Epsat-Niger. *Hydrol. Continent. 6*, 133-144.

La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel: apports de l'expérience EPSAT-Niger

**T. LEBEL, A. AMANI, F. CAZENAVE, J. LECOCQ,
J. D. TAUPIN**

Groupe de Recherches PRAO, Orstom, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France

E. ELGUERO, M. GREARD, L. LE BARBE, H. LAURENT

Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5045, F-32032 Montpellier, France

N. D'AMATO, J. ROBIN

Centre Orstom de Niamey, Niger

Résumé L'expérience EPSAT-Niger est la première de ce type menée en Afrique. Elle a été conçue pour étudier la structure des champs de pluie sahéliens depuis la méso-échelle, telle que définie par les atmosphériques, jusqu'aux échelles fines adaptées aux études hydrologiques de petits bassins versants, grâce à l'association d'un radar météorologique numérisé et d'un réseau dense de pluviographes à mémoire statique. L'expérience a duré 4 ans dans sa période intensive (1990-1993) et elle se poursuit actuellement en mode d'observatoire: le nombre de postes a été réduit à une trentaine et les acquisitions radar ont cessé. On dresse ici un bilan des avancées produites par une première série de travaux menés sur les données de la période intensive. L'intérêt et les limites de l'information radar sont discutés. On montre ensuite que l'événement pluvieux possède des caractéristiques stables d'une année sur l'autre. Ces caractéristiques devraient pouvoir être utilisées comme outils de diagnostic climatique destinés à remplacer les indicateurs liés à l'analyse des seules moyennes annuelles. En se basant sur une approche géostatistique, des abaques d'erreurs d'estimation ont été calculées pour des surfaces de référence en faisant varier la densité du réseau de mesure. Ces abaques font apparaître des seuils critiques de densité en dessous desquels les erreurs d'estimation augmentent très rapidement lorsque la densité décroît. Ces seuils critiques peuvent être utilisés à des fins de dimensionnement de réseau.

Space and time distribution of sahelian rainfall: results from the EPSAT-Niger experiment

Abstract The EPSAT-Niger experiment is the first of its kind in Africa. It was designed to study the structure of the sahelian rain fields over an array of space-time scales. To that end a digitized weather radar system was associated with a dense network of a hundred recording rain gauges.

The intensive period of the experiment lasted for 4 years (1990-1993). A long-term observing period has followed, with a reduced number (30) of gauges, the radar data collection being stopped. This paper is devoted to presenting a survey of the results obtained from the initial stage of the intensive period of data processing. The usefulness and limitations of the radar data are briefly discussed. The analysis of the gauge data leads to the conclusion that the rainfall event is a stable element of the Sahelian rainfall regime. Its statistical properties vary little from one year to another, irrespective of the overall abundance of the rainfall during the rainy season, which is mainly linked to the number of rainfall events. Using a geostatistical approach the uncertainty of the rainfall estimates over areas of varying size for different network densities is assessed. Critical density thresholds are identified for each area. These thresholds may be used as guidance for raingauge network design in this region.

INTRODUCTION

L'expérience EPSAT-Niger (Lebel *et al.*, 1992) marque un tournant dans les études pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Jusque là, la mesure de la pluie était surtout perçue comme un des éléments des études de bassins versants. On installait des pluviomètres, ou des pluviographes, pour fournir une estimation des entrées du système hydrologique considéré. Les systèmes précipitants ne constituaient que très occasionnellement, et de façon marginale, un domaine d'étude en eux-mêmes. De ce fait les dispositifs de mesure n'étaient pas conçus pour faire avancer nos connaissances sur la structure spatio-temporelle des champs de pluie et ne permettaient guère d'en développer des modélisations. La fin de la grande période d'inventaire hydrologique en Afrique aidant, et la prise de conscience que la modélisation hydrologique devait inclure celle des précipitations, il est apparu nécessaire de mettre sur pied des expériences spécifiques pour servir de support à l'étude des systèmes précipitants d'Afrique de l'Ouest. Il faut remarquer que cette évolution avait déjà eu lieu dans d'autres régions du monde, notamment aux Etats-Unis, où l'expérience Face (Barnston & Thomas, 1983) a inauguré le début d'une série d'expériences centrées sur l'étude des systèmes précipitants extra-tropicaux.

En Afrique de l'Ouest, deux expériences ont été consacrées à l'étude des précipitations dans une optique essentiellement atmosphérique: Gate (Woodley *et al.*, 1980) et COPT-81 (Chong *et al.*, 1987). La sécheresse qui sévit depuis le début des années 1970 (Janicot & Fontaine, 1993; Lamb, 1983) a souligné l'importance d'études spécifiques consacrées à la liaison entre circulation atmosphérique, organisation des systèmes précipitants et structure des champs de pluie au sol.

Trois axes majeurs de recherche découlent de cette préoccupation:

- (a) la climatologie, qui inclut la caractérisation et la modélisation des régimes pluviométriques et le diagnostic des causes et des conséquences de leurs éventuelles modifications;
- (b) l'estimation, qui inclut la caractérisation de la distribution spatio-temporelle des champs de pluie aux échelles d'interpolation et le développement de modèles permettant de passer d'une échelle à l'autre;

(c) la liaison entre la circulation atmosphérique et la distribution des précipitations, domaine dans lequel le passage d'échelle est également une préoccupation essentielle.

Pour progresser sur ces trois axes il faut disposer de données recueillies sur des domaines d'étude de taille appropriée, et avec un mode d'échantillonnage adapté.

EPSAT-Niger a été initialement conçue dans une optique d'estimation. Partant de la constatation que les grandes étendues d'accès difficile de l'Afrique de l'Ouest ne permettaient pas une couverture suffisante par les réseaux nationaux, il fallait explorer le potentiel d'autres configurations de mesure, incluant des capteurs tels que le radar ou le satellite, pour améliorer la qualité des estimations pluviométriques sur la région, que ce soit à l'échelle des petits bassins versants ou sur de grandes zones correspondant aux besoins des études climatiques. On a donc associé un radar météorologique, capable de fournir des données quantitativement exploitables sur une surface de 40 000 km² environ, et un réseau dense d'une centaine de pluviographes (Fig. 1). La surface couverte par ce réseau est de 16 000 km².

Dans cette synthèse, écrite au milieu de la phase d'exploitation des données, on met l'accent sur les apports d'EPSAT-Niger dans le domaine de la caractérisation et la modélisation de la variabilité des champs pluviométriques à l'échelle de l'événement

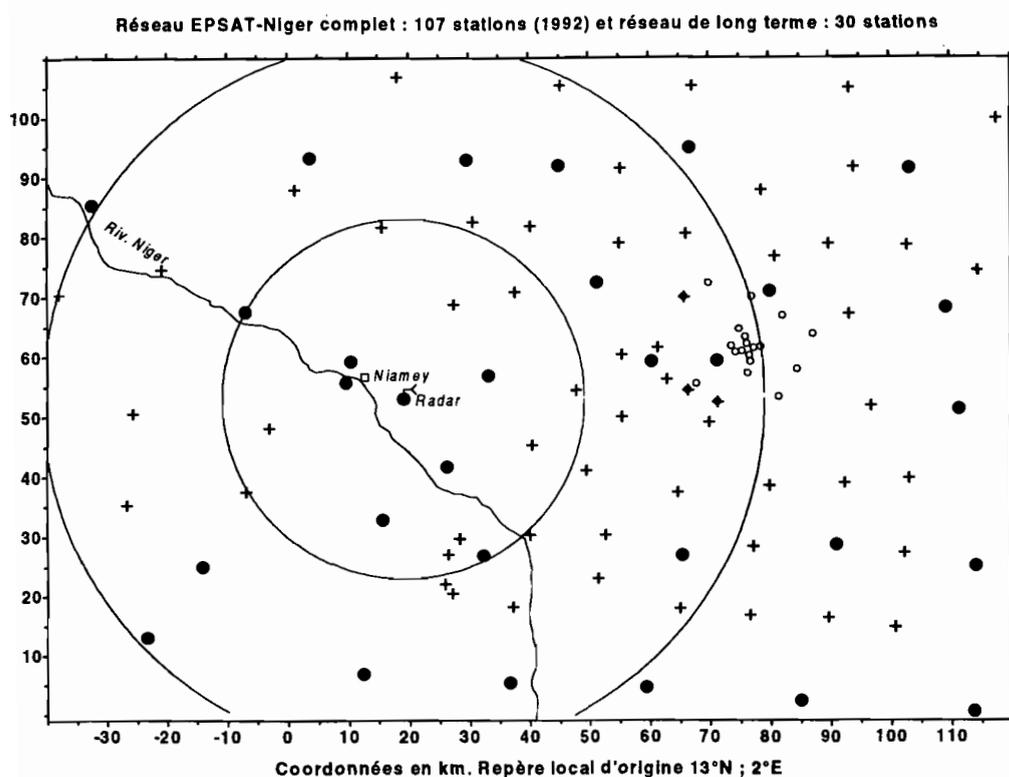


Fig. 1 Le réseau de pluviographes EPSAT-Niger en 1992. Les ronds noirs correspondent aux stations du réseau de suivi à long terme (30 stations sur la période 1990-1996, et, éventuellement, au delà). Les petits ronds blancs sont les stations de la cible centrale. Les grands cercles correspondent aux distances de 30 et 60 km du radar.

pluvieux. La durée moyenne de ces événements étant nettement inférieure à la journée (6 h environ) l'intérêt d'un réseau dense de pluviographes est à cet égard évident. Des résultats intéressants ont été également obtenus dans la caractérisation de l'intermittence temporelle et de la distribution des intensités. Tous ces résultats ont fait l'objet de publications spécifiques où sont décrits en détail les approches suivies et les développements méthodologiques qu'elles ont nécessités. Ces publications sont citées au fur et à mesure et l'on pourra s'y reporter pour obtenir les détails qu'on souhaiterait. Plusieurs études sont en cours pour étendre les résultats obtenus sur le pas de temps de l'événement à des échelles de temps plus fines et pour mieux caractériser la forme des hyétogrammes associés aux différents types de systèmes convectifs répertoriés au cours de l'expérience.

DISPOSITIF DE MESURE ET DONNEES ACQUISES

Zone et période d'étude

Le dispositif de mesure a été implanté dans la région de Niamey (Niger), où la pluie moyenne interannuelle sur la période 1905-1989 a été de 560 mm. Les quarante dernières années ont été caractérisées par la succession d'une séquence humide (moyenne interannuelle de 655 mm entre 1950 et 1967) et d'une séquence sèche (moyenne interannuelle de 495 mm entre 1968 et 1989). La zone couverte par le réseau de pluviographes est délimitée par les latitudes 13° et 14°N, d'une part, par les longitudes 1,40° et 3°E, d'autre part (Fig. 1). Le radar est situé dans la partie ouest de la zone d'étude, ce qui permet d'éviter les effets d'atténuation sur site (les pluies viennent systématiquement de l'est) et d'assurer que toutes les stations sol soient incluses à l'intérieur du cercle de rayon 120 km au delà duquel la mesure quantitative par radar n'est plus possible.

Le réseau de pluviographes

Deux années d'études préliminaires, 1988 et 1989, ont permis de tester et fiabiliser le dispositif. A partir de 1990, on a disposé d'une centaine de pluviographes à acquisition numérique. Ces appareils ont été répartis, d'une part, sur un réseau de base de 72 appareils, disposé selon une grille sensiblement régulière de 12,5 km de côté et, d'autre part, sur trois aires-cibles, dont la principale (carré le plus grand en Fig. 1) mesure 400 km² et sur laquelle sont installées 20 stations selon une densité croissante vers le centre où l'inter-distance est réduite à 1 km. A partir de 1993, le réseau de base a été réduit à 30 appareils. Des expériences locales ont été menées avec les appareils restant: Arcol en 1993 et Kobong en 1994 et 1995 (voir Lebel *et al.*, 1995, et Taupin *et al.*, 1995, pour plus de détails sur ces deux opérations). Le réseau de base de 30 appareils sera maintenu en 1996 et, dans la mesure du possible, au delà, ceci pour obtenir une climatologie d'au moins 10 ans sur cette région et pour servir de validation éventuelle aux missions satellitaires TRMM (Simpson *et al.*, 1988) et Tropiques (Desbois, 1994).

Les données pluviographiques résultent d'une intégration spatiale sur 400 cm², que l'on pourra assimiler à une mesure ponctuelle, et d'une intégration temporelle sur une durée qui varie avec l'intensité de la pluie. En effet la donnée acquise est le temps,

mesuré à la seconde près, séparant deux basculements consécutifs d'un auget (0,5 mm de pluie). La période d'intégration varie ainsi de 30 min pour une intensité de 1 mm h⁻¹ à 5 min pour une intensité de 30 mm h⁻¹ et 15 s pour une intensité de 120 mm h⁻¹.

Quatre saisons des pluies (10 avril-10 octobre) ont été suivies lors de la période intensive (1990-1993). Au cours de ces quatre saisons, le taux de fonctionnement moyen des pluviographes s'est établi à un peu moins de 95%. Les comparaisons effectuées sur deux sites entre pluie au sol et pluie à 1,50 m (hauteur standard des pluviographes d'EPSAT-Niger) ne révèlent aucune différence significative (Taupin *et al.*, 1993b). Conformément à ce qui est le plus souvent observé, et malgré un réglage régulier de tous les appareils, le cumul de la mesure par augets surestime systématiquement, bien que dans des proportions variables d'un appareil et d'une saison à l'autre, le cumul pluviométrique recueilli dans les seaux situés à la sortie du tuyau de vidange des appareils. Cette surestimation est en moyenne de l'ordre de 5%. Pour les pas de temps supérieurs à 24 h, les données augets sont donc corrigées par les valeurs de contrôle au seuil.

Le Tableau 1 fournit un récapitulatif des statistiques caractérisant chacune des années de mesure. On observe que, mis à part l'année 1994, les quatre autres années de la période 1990-1994 sont nettement déficitaires par rapport à la période de référence 1950-1989. La variabilité d'un point à un autre est très marquée, puisque le cumul saisonnier varie d'un facteur 2 entre le minimum et le maximum enregistrés pour chacune des années. Ceci prouve que la très forte intermittence qui caractérise l'événement pluvieux se retrouve sur des périodes de cumul bien plus longues (le mois, la saison), et ce constat a fortement orienté le travail de modélisation en cours.

Les données radar: échantillonnage et aspects métrologiques

Le radar utilisé fonctionne en bande C ($\lambda = 5,4$ cm). L'ouverture du faisceau principal est de 1,5° et la durée d'impulsion de 2 μ s. En mode standard l'acquisition du signal

Tableau 1 Statistiques (en mm) des mesures enregistrées par le réseau de base EPSAT-Niger (espacement des stations de 12,5 km environ) sur la période 10 avril-10 octobre, comparées aux statistiques de la série temporelle de Niamey-Aéroport (NA). Les deux dernières colonnes donnent le cumul saisonnier sur le degré carré (13-14°N; 2-3°E), avec son écart-type d'estimation par krigeage, et aux deux stations de Niamey-Aéroport et Niamey-Orstom.

Echantillon	Moyenne (μ_p)	Ecart-type (s)	Minimum (m)	Maximum (M)	CV (%) (s/μ_p)	$(M - m)/\mu_p$ (%)	Lame d'eau degré carré	Niamey Aéroport /Orstom
EPSAT 1990	396	63	292	659	16,0	93	396 ± 2	474/399
EPSAT 1991	523	95	341	725	18,2	74	522 ± 4	434/541
EPSAT 1992	513	71	389	782	13,9	77	511 ± 3	607/488
EPSAT 1993	459	83,9	315	622	18,6	65	460 ± 5	399/447
EPSAT 1994	662	90	492	856	13,5	55	663 ± 5	653/670
NA 50-89	566	123	294	980	22,0	114		
NA 50-67	654	145	454	980	22,0	74		
NA 68-89	495	108	294	689	22,0	80		

rétro-diffusé s'effectue sur des portes de 500 m (Sauvageot & Despau, 1990). La résolution spatiale de la donnée radar varie en conséquence linéairement de 500×500 m pour une distance de 20 km de l'émetteur à 500×1500 m pour une distance de 60 km. La mesure est aussi intégrée verticalement, de telle sorte que les précipitations contenues dans le volume d'intégration vont arriver au sol en s'étalant sur une durée de quelques minutes (entre 1 et 5 min selon la vitesse de chute et la distance au radar).

Sur la période 1990-1993, 112 événements ont été suivis par radar. Malheureusement, des problèmes répétés d'alimentation électrique ont altéré la qualité des acquisitions de 1990 et, pour partie, de 1991. L'exploitation de ces données à des fins quantitatives est difficilement envisageable, sauf peut-être de façon très globale. A compter du mois d'août 1991 le radar a très bien fonctionné, permettant une bonne couverture de la Période d'Observation Intensive d'Hapex-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994) et l'acquisition de données sur une quinzaine de lignes de grains (on se reportera à Lebel *et al.*, 1995; Taupin *et al.*, 1993b, pour des commentaires plus détaillés sur le fonctionnement du radar).

Le site de Niamey est *a priori* très favorable à la mesure des précipitations par radar, du fait de l'absence de bande brillante aux altitudes de mesure et d'un relief très peu marqué. Malgré ces conditions favorables, deux sources d'erreur majeures demeurent:

- (a) l'instabilité de la chaîne de réception qui entraîne des variations d'étalonnage d'une acquisition à l'autre; et
- (b) l'atténuation du signal, non négligeable du fait de la longueur d'onde utilisée (5,4 cm) et de l'intensité des précipitations observées.

Un recalage de la chaîne de réception a tout d'abord été effectué en se basant sur les échos de sol, renvoyés essentiellement par les lobes secondaires du faisceau radar. Cette procédure a confirmé la bonne qualité des données acquises en 1992 et 1993, le niveau des échos de sol variant peu d'un événement à l'autre, par contraste avec celles de 1990

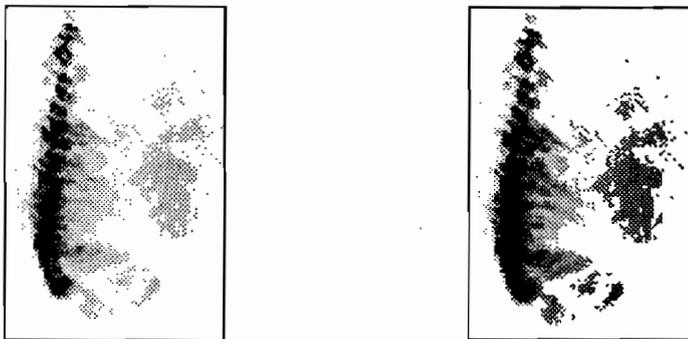


Fig. 2 Image radar de la ligne de grains du 17 août 1993 à 21:10 UTC, avant et après correction d'atténuation. Valeurs moyennes estimées sur le degré carré: image brute (en haut) = $5,2 \text{ mm h}^{-1}$; image calibrée et corrigée des effets d'atténuation (en bas) = $11,2 \text{ mm h}^{-1}$. Les valeurs d'intensités sont représentées en dégradé de gris, les intensités de plus de 20 mm h^{-1} étant figurées en noir. Correction d'atténuation par la relation $K = 2 \times 10^3 R^{1,15}$, et transformation en taux de pluie par la relation $Z = 411 R^{1,33}$, où K , R et Z sont respectivement le taux d'atténuation (dB km^{-1}), le taux de précipitation (mm h^{-1}) et la réflectivité radar ($\text{mm}^3 \text{ m}^{-6}$).

et 1991, pour lesquelles les échos de sol sont d'un niveau moyen de 24 dB inférieur et varient fortement (Taupin *et al.*, 1993b; Lecocq *et al.*, 1994).

La deuxième correction à effectuer est celle de l'atténuation, qui est d'autant plus forte que la longueur d'onde utilisée est faible. La bande C (longueurs d'onde autour de 5 cm) constitue de ce point de vue un cas intermédiaire: l'atténuation est significative mais il est envisageable de la corriger à l'aide d'un algorithme récursif de type (Hitschfeld & Bordan, 1954). Les études approfondies menées par Benichou (1995), reprenant les travaux de Delrieu *et al.* (1992) (voir aussi Benichou *et al.*, 1995), ont montré qu'il existait en réalité une atténuation tellement forte que dans certains cas l'algorithme de correction diverge pour des raisons numériques. On est alors obligé de contraindre la correction et d'en limiter l'amplitude, ce qui est bien sûr une source d'incertitude supplémentaire pour l'utilisation quantitative de ces réflectivités corrigées. On montre en Fig. 2 un champ radar, transformé en intensités de pluie, avant et après correction de l'atténuation. On a affaire à une ligne de grains, constituée à l'avant d'un front de cellules convectives associées à des intensités de pluie pouvant atteindre plusieurs centaines de mm h^{-1} , suivi par une traîne stratiforme au sein de laquelle les intensités ne dépassent guère quelques mm h^{-1} . Le seuil critique d'atténuation, et la divergence de l'algorithme de correction qui en résulte, se produisent lorsque le faisceau radar intercepte une ou plusieurs cellules convectives de forte intensité. Des simulations ont permis de montrer que la divergence se produisait presque systématiquement en cas de pic convectif dépassant 100 mm h^{-1} pour des cellules dont le diamètre serait de l'ordre de 10 km. Il semble bien cependant que les cellules constitutives des lignes de grains sahéliennes soient moins grandes que cela (leur diamètre étant généralement inférieur à 5 km) et il est donc très difficile de déterminer a priori si l'atténuation peut-être corrigée de façon satisfaisante ou non. Un seuil maximum de correction, égal à 9 dBZ, a donc été introduit dans l'algorithme. Lorsqu'il est dépassé, on considère qu'il y a divergence. Le cas ci-dessous est un cas moyen pour lequel le nombre de radiales divergentes de l'algorithme de correction ne dépasse pas 10%. La pluie moyenne sur le degré carré est estimée à $5,2 \text{ mm h}^{-1}$ avant correction et à $11,2 \text{ mm h}^{-1}$, soit plus du double, après correction. Cette différence provient d'une forte sous-estimation à l'arrière de la partie convective et dans la partie stratiforme du fait d'une atténuation significative au cours de la traversée du front convectif.

Parmi les treize événements sélectionnés en 1992 et 1993 pour leur intérêt hydrologique, cinq se sont avérés impossibles à corriger correctement pour obtenir une adéquation raisonnable avec le champ de précipitations mesuré par les pluviographes. (Beaucoup d'autres événements sont exploitables, mais, pour la phase initiale de recherches sur le traitement du signal radar, on s'est limité à un nombre restreint de cas intéressants afin de limiter la quantité de données à manipuler.) Ceci souligne qu'il existe des situations où un radar bande C effectuant des mesures dans l'axe de déplacement d'une ligne de grains, et en avant de celle-ci, est trop fortement atténué au travers du front convectif pour que les données obtenues puissent ensuite être corrigées de l'atténuation par un algorithme récursif classique. Bien entendu le problème est encore pire lorsque le faisceau radar intersecte le front convectif dans sa longueur. Dans ce cas seuls les 10-20 premiers km sont alors visibles alors que le front peut s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres. Il s'agit là d'une limitation sérieuse à l'utilisation des radars bande C en zone tropicale. En même temps, la logistique nécessaire à la mise en oeuvre des radars bande S (10 cm de longueur d'onde), dont l'antenne doit être très

grande pour garder une largeur de faisceau raisonnable, ne laisse guère la possibilité de travailler à des longueurs d'onde non atténuées. En conséquence la phase de traitement et de correction des données qui doit précéder toute exploitation quantitative des données acquises en bande C est particulièrement importante.

Bases de données

L'acquisition conjointe de données radar et pluviométriques pose la question de leur archivage et de leur gestion de telle sorte qu'elles puissent être aisément superposées. Une réflexion a été engagée qui a conduit à développer deux logiciels de banque de données, l'un dénommé Badora (Banque de Données Radar, Valero, 1991; Cazenave, 1995) et l'autre Badinage (Banque de Données INTégrée pour l'analyse des Grains et Evénements pluvieux, Valero, 1992).

Le logiciel Badora a été utilisé pour constituer la banque de données radar d'EPSAT-Niger (Braniger), dont les images sont accessibles par le WEB (serveur prao.img). La structure d'archivage est la suivante: un premier niveau de classification est celui de la saison; ensuite on répertorie au sein d'une saison toutes les acquisitions correspondant à un événement pluvieux; au sein de ces événements, enfin, on distingue les images qui correspondent à un tour d'antenne du radar. Lors de la constitution de la banque on peut filtrer les acquisitions incomplètes ou de mauvaise qualité (instabilité du site par exemple).

La structure de Badinage est comparable à celle de Badora, les données étant pareillement structurées en saison, événements et « images ». Une image est constituée des cumuls sur un intervalle de 5 min enregistrés par le réseau sol. La superposition des données sol et radar est de ce fait immédiate, puisque si l'image radar existe il suffit d'aller chercher l'image sol correspondante (qui, elle, existe toujours), c'est à dire le cumul sur les 5 min qui incluent la minute d'acquisition radar.

Parallèlement à ces développements concernant EPSAT-Niger les recherches de Le Barbé & Tapsoba (1994) ont conduit à mettre au point un logiciel de banque de données pluviométriques spatialisées. Ce logiciel, dénommé Pluviom-NG (Valero, à paraître), gère des données pluviométriques journalières à l'aide du SGBDR Oracle, l'interface utilisateur étant développée sous Netscape. On peut accéder aux données indifféremment par le nom des stations, des critères géographiques ou administratives, ou par période. Outre son interface Hypertext, l'originalité de Pluviom-NG est de permettre la manipulation par l'utilisateur des grilles précalculées et rentrées avec leurs écart-types d'estimation. Ces grilles peuvent être cumulées à volonté pour construire des champs de pluie pentadaires, décadaires, mensuels, Des grilles de paramètres statistiques (moyennes et écart-types interannuels journaliers, décadaires, mensuels, nombre moyen d'événements sur une période) sont également intégrées et gérées par Pluviom-NG.

Le logiciel Pluviom-NG a été utilisé pour créer deux banques de données. La première est Aispass (Archivage, Intégration et Spatialisation des Précipitations de l'Afrique Soudano-Sahélienne) où sont actuellement stockées les données d'un grand nombre de pays d'Afrique de l'Ouest, depuis la date de démarrage de la station jusqu'à 1990. L'actualisation jusqu'en 1994 est prévue. Cette banque est un outil de travail du groupe PRAO qui n'assure aucune activité d'archivage en mode opérationnelle et encore

moins de diffusion. Les données y figurent avec l'accord des pays auxquelles elles appartiennent.

La seconde banque gérée par Pluviom-NG est Aspen (Archivage et Spatialisation des Pluies EPSAT-Niger). Cette banque est complémentaire de celle gérée par Badinage. Il s'agit en effet uniquement des données journalières. Ces données sont corrigées par les lectures « seuil » effectuées à l'occasion des tournées périodiques de surveillance du réseau, correction qui n'existe pas sous Badinage car de telles corrections n'ont pas de sens pour des cumuls en 5 min. L'utilisateur désirant travailler aux pas de temps inférieurs à la journée utilisera Badinage, alors que les applications à un pas de temps égal ou supérieur à la journée se feront avec Aspen, dont les fonctionnalités de spatialisation sont très performantes.

CARACTERISATION DE LA DISTRIBUTION DES PLUIES AU SEIN DES SYSTEMES CONVECTIFS SAHELIENS

Comment définir un événement pluvieux?

Les pluies sahéliennes sont presque exclusivement d'origine convective. Elles se présentent sous forme d'événements bien séparés les uns des autres et que l'on peut classer en deux grandes catégories: les systèmes mobiles, organisés à la méso-échelle, qui sont qualifiés de Systèmes Convectifs de Méso-échelle (SCM); et les événements convectifs locaux, ne présentant pas de dynamique d'ensemble bien visible et dont l'intermittence interne est forte (zones étendues de pluies nulles au sein de la zone touchée par l'orage). Ces deux catégories d'événements ne sont pas toujours faciles à différencier. La convection locale est en effet à l'origine de la formation des SCM et il existe donc des stades d'évolution intermédiaires pour lesquels tant le critère dynamique que le critère d'intermittence peuvent être difficiles à interpréter. La fenêtre d'observation joue alors un grand rôle, seul un suivi sur une période de plusieurs heures et à l'échelle régionale permettant de suivre la maturation des systèmes locaux et leur transformation en SCM. Un observateur isolé et immobile ne peut utiliser que des critères locaux, de type eulériens, pour séparer deux événements pluvieux, alors qu'un réseau sol dense couvrant une étendue de plusieurs milliers de km², ou, mieux, un suivi radar ou satellitaire, permettent de délimiter un événement dans le temps et dans l'espace. L'imagerie satellitaire peut néanmoins laisser subsister des ambiguïtés pour les convections isolées que l'utilisation combinée d'informations sol et télédéteçtées permet de lever. Dans le cas d'EPSAT-Niger, le réseau est suffisamment dense pour définir l'événement pluvieux sur la base de critères simples de continuité spatiale du champ de pluie: il faut tout d'abord qu'au moins 30% des stations du réseau de base enregistrent une pluie supérieure à 1 mm sans qu'une interruption de plus d'une demi-heure n'apparaisse sur l'ensemble du réseau (autrement dit il peut ne pleuvoir à un instant donné que sur 10% du réseau, ou il peut même y avoir un laps de temps, inférieur à 30 min, durant lequel aucune station n'est touchée). Si une interruption totale de plus d'une demi-heure est enregistrée, et que la pluie réapparaît en un point quelconque du réseau, on considère qu'il s'agit du début d'un nouvel épisode. La valeur des critères (30%, 1 mm, 30 min) a été fixée après une investigation de type heuristique qui a fait apparaître une sensibilité modérée à la valeur du seuil de pluie, et plus forte à celle du

pourcentage de stations touchées. Sur cette base de calcul on a enregistré 170 événements pluvieux entre 1990 et 1993, et 96 événements supplémentaires en 1994 (55) et 1995 (41). Ces événements représentent plus de 95 % de la pluie enregistrée au cours de la saison. Les 5 % restant proviennent de pluies isolées c'est à dire ayant touché moins de 30 % des stations.

Aperçu sur la distribution des cumuls par événement

La distribution des cumuls par événement a été analysée sur chacune des 30 stations du réseau de suivi à long terme (ronds noirs sur la Fig. 1) à partir de l'échantillon des 170 événements de la période 1990-1993. Il ne pleut pas à toutes les stations pour chacun de ces événements. Les chiffres du Tableau 2 montrent que le pourcentage moyen de pluies nulles, noté $F0$, au cours d'un événement est de 25 % (ce chiffre est une moyenne d'une distribution comprise entre 0 % et 70 %, intermittence maximale autorisée pour définir un événement). Ceci a pour conséquence que la série de cumuls par événement à une station donnée comporte en moyenne 25 % de valeurs nulles, cette valeur n'étant bien sûr pas uniforme. Ainsi sur les 30 stations du réseau de suivi à long terme, celle ayant le plus faible taux de valeurs nulles ($F0 = 20\%$) a enregistré 136 valeurs non nulles et celle ayant le plus fort taux ($F0 = 33,5\%$) a enregistré 113 valeurs non nulles (Tableau 3). Le calcul de la fréquence de pluies nulles est tributaire du rapport entre la fenêtre de vision (c'est à dire la zone instrumentée) et la taille moyenne des systèmes précipitants. Les événements pluvieux peuvent être très étendus mais ne toucher que marginalement la zone d'étude, ce qui occasionne une surestimation de $F0$. Le recours aux images radar, qui montrent ici leur intérêt qualitatif, permet de détecter de telles situations qui sont relativement rares (moins de 10 cas, soit environ 5 % des événements de la période 1990-1993). En conséquence le biais sur le calcul de $F0$ ne peut être déterminé avec exactitude, mais il ne doit pas dépasser quelques pour-cents. On verra par ailleurs dans la section suivante que les événements pluvieux peuvent être classés en fonction de $F0$, ce qui permet dans les travaux de modélisation d'écarter les événements très intermittents qui, soit sont liés à des convections locales, soit correspondent à des systèmes plus développés circulant en marge de la fenêtre d'observation.

Tableau 2 Statistiques des événements pluvieux ayant touché plus de 30 % des stations du réseau EPSAT-Niger (pluie en mm; durées en h:min). La moyenne sur le degré carré est celle de la série des n lames d'eau estimées par krigeage des valeurs ponctuelles pour chaque événement de la saison. Elle est accompagnée de l'écart-type de la série. $F0$ est le pourcentage de valeurs nulles enregistrées au cours d'un événement.

	Nombre (n)	Moyenne sur le degré carré	$F0$ (%)	Maximum sur le degré carré	Maximum en un point	Durée minimale	Durée maximale
1990	38	9,6 ± 7,4	24,8	27,2	103	2:50	11:10
1991	45	10,5 ± 8,4	20,1	36,4	162	2:10	16:40
1992	49	10,0 ± 9,5	30,3	43,4	92	1:35	11:45
1993	38	10,5 ± 8,5	28,2	37,3	96	0:30	09:05
1994	55	10,3 ± 11,5	24,9	54,0	120	0:50	14:30

Tableau 3 Statistiques pour les 30 stations du réseau de suivi à long terme, sur les événements pluvieux ayant touché plus de 30% des stations du réseau EPSAT-Niger (en mm).

Stations	Moyenne	Ecart-type	Nombre év. non nuls	Moyenne cd à 0	Ecart-type cd à 0	CV cd à 0	f0	Moyenne cd à 1	Ecart-type cd à 1	f1
Alkama	9,41	12,85	117	13,7	13,5	0,99	31,2	15,0	13,5	34,7
Banizoumbou	9,78	13,20	126	13,2	13,8	1,05	25,9	15,2	13,8	35,9
Berikoira	11,69	13,97	130	15,2	14,2	0,93	22,9	16,9	14,0	31,2
Berkiawel	10,07	12,48	134	12,8	12,8	1,00	21,2	14,4	12,8	30,6
Bololadie	9,72	13,46	130	12,7	14,1	1,11	23,5	14,5	14,3	33,5
Boubon	10,60	13,86	130	13,9	14,4	1,04	23,5	16,0	14,4	34,1
Darey	9,93	13,33	123	13,7	13,9	1,01	27,7	15,4	13,9	35,9
Debere Gati	9,14	13,11	123	12,6	13,9	1,10	27,7	14,7	14,1	38,2
Fandou Beri	10,00	13,27	124	13,7	13,8	1,01	27,1	15,7	13,8	36,5
Gamonzon	11,23	17,79	130	14,7	19,1	1,30	23,5	17,1	19,7	34,7
Gardama	8,70	12,27	117	12,6	13,0	1,03	31,2	14,4	13,0	40,0
Gorou Gous.	9,73	12,40	118	14,0	12,7	0,91	30,6	15,7	12,5	38,2
Guilahel	12,45	17,66	133	15,9	18,5	1,16	21,8	16,6	18,7	25,3
Harikanassou	10,81	12,86	132	13,9	13,0	0,94	22,4	15,9	12,9	32,4
IH Mil	11,40	12,81	136	14,3	12,8	0,90	20,0	15,8	12,7	28,2
Kaligorou	9,83	13,10	122	13,7	13,6	1,00	28,2	15,4	13,6	36,5
Kare	9,89	12,37	122	13,8	12,6	0,92	28,2	15,3	12,5	35,9
Kokorbe Fan.	9,02	12,67	113	13,6	13,4	0,99	33,5	16,03	13,3	44,1
Kollo	10,14	12,07	136	12,7	12,3	0,97	20,0	14,1	12,2	28,2
Koure Koba.	9,52	12,8	113	14,3	13,3	0,93	33,5	16,9	13,0	44,1
Koure Sud	10,77	13,13	130	14,1	13,4	0,95	23,5	15,7	13,3	31,8
Koyria	8,59	11,20	123	11,9	11,6	0,98	27,7	13,7	11,5	37,7
Massikoubou	9,24	14,51	123	12,8	15,7	1,23	27,7	15,6	16,2	41,2
Niamey Aero	10,02	12,82	132	12,9	13,2	1,02	22,4	15,0	13,2	33,5
Niamey IRI	10,46	13,81	129	13,8	14,4	1,04	24,1	15,9	14,4	34,7
Niamey Orst.	10,21	12,32	133	13,05	12,5	0,96	21,8	15,2	12,4	33,5
Sandideye	10,19	14,51	116	14,9	15,4	1,03	31,8	16,4	15,5	38,2
Tanaberi	11,21	15,5	129	14,8	16,1	1,09	24,1	17,1	16,2	34,7
Torodi	11,67	14,14	130	15,3	14,4	0,94	23,5	17,2	14,2	32,4
Yillade	9,43	11,94	123	13,3	12,3	0,94	27,7	14,8	12,1	36,5
Moyenne 30	10,16	13,40	126	13,7	13,9	1,01	25,9	15,6	13,9	35,2
Ecart-type 30	0,93	1,46	7	0,93	1,67	0,09	3,94	0,93	1,81	4,29

Note: Moyenne et écart-type sont respectivement les moyenne et écart-type non conditionnels, c'est à dire incluant les valeurs nulles. Viennent ensuite les statistiques conditionnelles calculées sur les échantillons tronqués aux pluies non nulles (« cd à 0 ») et sur les échantillons tronqués aux pluies supérieures à 1 mm (« cd à 1,0 mm »). On a aussi fait apparaître les fréquences des valeurs en dessous de ces deux seuils (f0: fréquence de valeurs nulles; f1: fréquence de valeurs inférieures à 1 mm). La moyennes de ces différentes statistiques pour les 30 stations est indiquée en bas du Tableau.

La distribution des valeurs non nulles à une station donnée est exponentielle. L'exemple de Banizoumbou (117 valeurs non nulles, soit un pourcentage de 70% environ, légèrement inférieur à la moyenne) est donné en Fig. 3. Un test de distance développé par d'Amato (à paraître) montre que l'hypothèse d'une distribution exponentielle de paramètre identique pour les 30 stations peut être retenue. La moyenne de cette distribution, qui est donc la moyenne conditionnelle à une pluie non nulle du cumul par événement en un point, est de 13,7 mm sur l'ensemble de l'échantillon des 30 stations (Tableau 3). Il faut noter que l'incertitude sur le calcul de $F0$, discutée plus haut, n'influe pas sur le calcul des statistiques conditionnelles qui apparaissent remarquablement stables d'une année sur l'autre, malgré une pluviosité d'ensemble contrastée. Ces statistiques apparaissent donc comme des outils de diagnostic climatiques robustes et pertinents.

On remarquera que la moyenne par événement sur le degré carré, donnée dans le Tableau 2 est très stable d'une année et que cette moyenne (10,2 mm) est égale à la moyenne non conditionnelle en un point (Tableau 3: 10,16 mm) calculée sur 30 stations. Le cumul pluviométrique par événement peut donc être considéré comme une variable aléatoire stationnaire dont les valeurs non nulles sont distribuées exponentiellement.

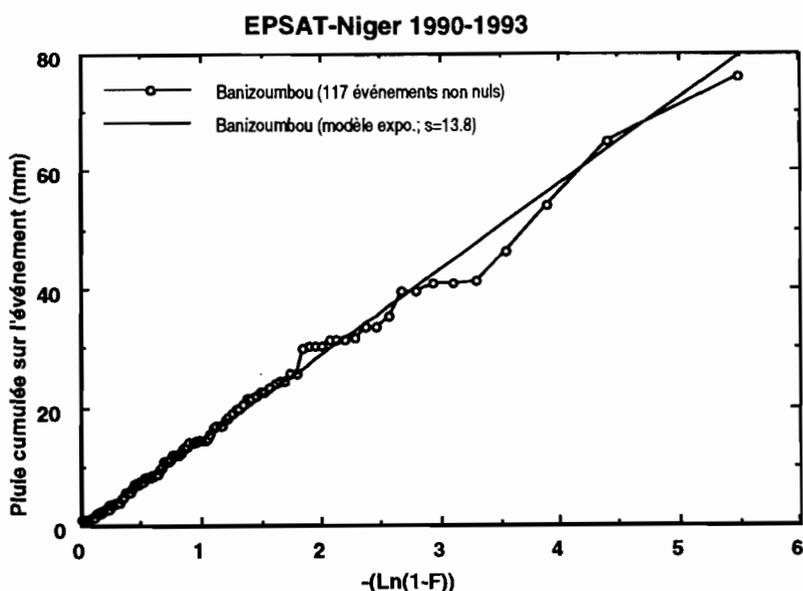


Fig. 3 Ajustement d'une loi exponentielle aux cumuls par événement, non nuls, enregistrés à la station de Banizoumbou sur la période 1990-1993; s est le paramètre unique de la loi exponentielle, égal à la moyenne et à l'écart-type de la population des valeurs non nulles.

Classification

Au delà de l'homogénéité des séries ponctuelles de cumul par épisode, l'analyse des données d'EPSAT-Niger a montré qu'il existait des groupes d'événements pluvieux aux caractéristiques bien différentes tant sur le plan de la pluviosité moyenne que de

l'organisation interne. L'utilisation combinée de l'information radar et des données pluviographiques a permis d'étudier ces caractéristiques et de définir des paramètres moyens qui, comme le cumul par événement, se révèlent d'une très grande stabilité interannuelle.

Différentes approches ont été suivies par Amani (1995) pour classifier objectivement les événements pluvieux sahéliens à partir d'observations denses au sol. Deux séries de critères sont finalement apparus les plus pertinentes: une liée à l'organisation spatiale du champ pluvieux, caractérisée par des paramètres simples tels que le coefficient de variation ou FO , ou par des fonctions telles que le variogramme ou la distribution spatiale seuillée; l'autre série de critères est liée à la magnitude de l'événement qui peut s'exprimer par sa moyenne ou sa valeur maximale. Bien que tout critère, ou combinaison de critères, présente des inconvénients (réductionnisme, arbitraire des frontières, ...) il est apparu dans le cas sahélien qu'une classification basée sur un unique critère d'intermittence était possible. En effet la variabilité spatiale du champ précipitant est liée à son intensité. Par exemple la corrélation (Fig. 4) entre la moyenne et l'écart-type spatiaux de 85 événements de la période 1990-1992, sélectionnés sur la base d'un seuillage à $FO < 30\%$, est de 0,84 (r^2). En utilisant la fréquence de pluies nulles mesurée par le réseau de base EPSAT-Niger (soit 70 stations environ, n'incluant pas le sur-échantillonnage local au niveau des aires cibles) pour chaque événement on obtient trois groupes d'événements aux statistiques bien distinctes (Tableau 4). La stabilité d'une année sur l'autre des statistiques conditionnelles à l'intérieur de chaque groupe fait

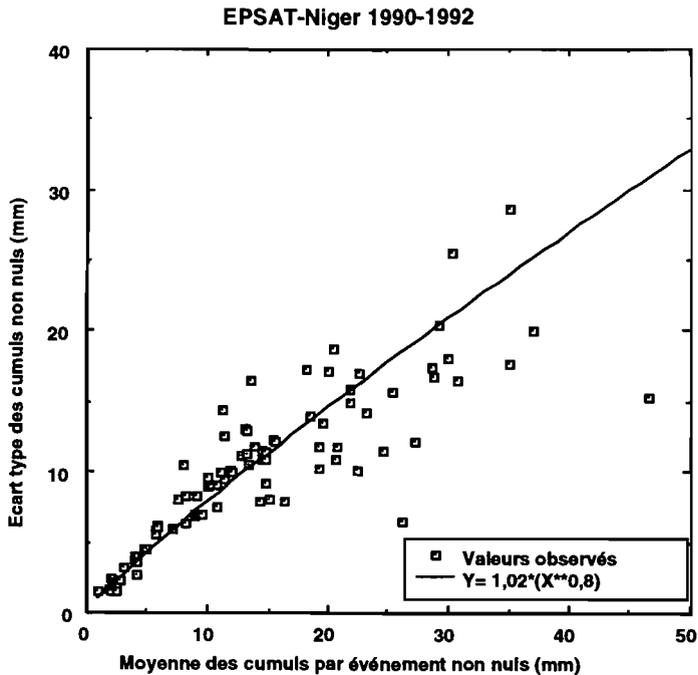


Fig. 4 Relation entre moyenne (M) et écart-type (ET) des cumuls non nuls enregistrés au cours d'un événement pluvieux (calculée pour les événements ayant moins de 30% de valeurs nulles): $ET = 1.02 M^{0,8}$.

Tableau 4 Statistiques d'ensemble sur 4 ans (1990-1993) et pour tout le réseau de base après classification des événements en trois groupes.

Groupe	Moy cd	Ecart cd	CV cd	Moy ncd	Ecart ncd	CV ncd	F0
1	27,4	14,6	0,53	26,7	14,7	0,55	2,03
2	12,7	10,3	0,85	11,7	10,3	0,95	9,1
3	8,6	8,8	1,05	4,9	7,8	1,7	44,9

Groupe 1 : événements avec moins de 5% de valeurs nulles. Groupe 2 : événements dont la proportion de valeurs nulles est comprise entre 5 et 20%. Groupe 3 : événements avec plus de 20% de valeurs nulles.

penser qu'elles ont une portée d'ordre climatologique et peuvent être utilisées comme outils de diagnostic. Les premiers travaux de Le Barbé & Lebel (1996) et Lebel *et al.* (1996), poursuivis par d'Amato (à paraître) indiquent que l'abondance de la saison des pluies est surtout déterminée par la variation du nombre d'événements pluvieux, la moyenne conditionnelle des événements variant peu entre une année sèche et une année humide.

Intermittence spatiale et temporelle aux échelles fines

Le paramètre *F0* est une mesure de l'intermittence spatiale globale d'un événement pluvieux à l'intérieur de son périmètre d'influence. Le nombre d'événements enregistré au cours d'une saison des pluies (qui a varié d'un minimum de 38 en 1993 à un maximum de 55 en 1994) définit de son côté l'intermittence temporelle inter-événements. On a vu que cette intermittence est le principal facteur déterminant l'abondance de la saison des pluies. Aux échelles plus fines, qui sont importantes en hydrologie, il est beaucoup plus difficile d'étudier l'intermittence spatiale. Les images radar indiquent que les cellules convectives sont d'une taille avoisinant le kilomètre et d'une durée de vie de quelques minutes, ce qui rend très aléatoire leur détection par un réseau de pluviographes. On retrouve la trace de la variabilité liée à ces cellules en étudiant les variogrammes des champs de cumul par événement où une pépite non négligeable de l'ordre de 15% est visible (Taupin *et al.*, 1993; Lebel & Barbé, 1996). Une exploitation plus systématique des données radar et de celles fournies par les dispositifs Arcol-93 et Kobong 94-95 permettra peut-être de mieux décrire, puis modéliser, cette variabilité.

L'étude de l'intermittence temporelle à l'intérieur de l'événement pluvieux est plus aisée. Le pluviographe enregistre en effet le signal pluviométrique ponctuel en continu. Le pas d'échantillonnage est certes fonction de l'intensité, comme cela a été signalé plus haut, mais ce mode d'échantillonnage ne filtre guère les hautes fréquences, puisque, par exemple, pour être détectée une intensité de 60 mm h⁻¹ doit durer au moins 30 s, alors qu'une intensité de 600 mm h⁻¹ doit durer seulement 3 s. En supposant les intensités constantes sur l'intervalle de temps séparant deux basculements consécutifs, on peut reconstituer la distribution des intensités à une station au cours d'une saison des pluies. Cette procédure a été suivie pour toutes les stations séparément pour chaque année. En superposant toutes les distributions d'une année donnée on fait apparaître deux distributions enveloppes pour chaque année (Sandideye, ronds vides, et Tanaberi, croix,

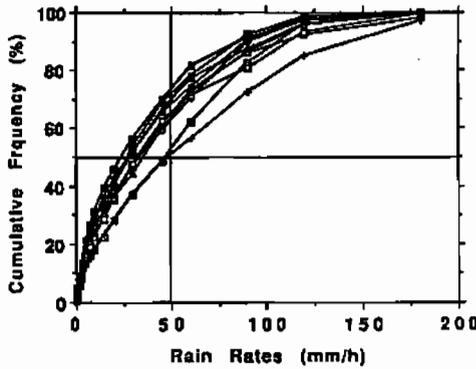


Fig. 5 Exemples de courbes de distributions d'intensité pour la saison 1990 (10 stations couvrant l'ensemble du spectre de variation).

pour l'année 1990 montrée en Fig. 5). Les distributions enveloppe de chaque année sont assez similaires (Fig. 6), ce qui, compte tenu des écarts de pluviosité entre 1990 et 1992 par exemple, dénote une certaine indépendance de la distribution des intensités et de la pluviosité globale d'une année donnée. Deux chiffres, déduits de cette analyse, résument assez bien l'intensité des pluies convectives: 50% du cumul saisonnier tombe avec une intensité de plus de 35 mm h⁻¹ et 35% avec une intensité de plus de 50 mm h⁻¹. La courbe de distribution des intensités a sa fonction duale qui est la courbe de distribution

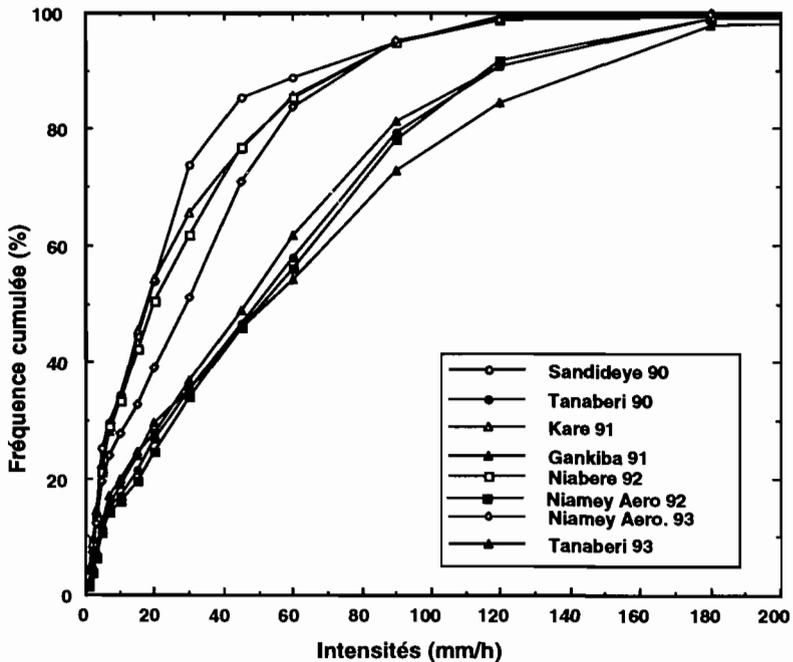


Fig. 6 Courbes enveloppes des distributions d'intensité pour les saisons 1990 à 1993. On notera la relative similitude entre les enveloppes basses, d'une part, et les enveloppes hautes, d'autre part, de chaque saison.

des intervalles de temps entre basculements consécutifs, $F_b(t)$. Cette courbe de fréquence cumulée permet de calculer directement le temps de pluie effectif correspondant à un certain pourcentage, q , du total saisonnier:

$$T_p = F_b^{-1}(q) \quad (1)$$

Pour obtenir $T_p(q)$, il suffit de classer par ordre croissant les temps t séparant deux basculements consécutifs pour toute une saison des pluies à une station donnée. Soit N le nombre total de basculements à cette station. Le pourcentage q du total saisonnier est atteint pour un nombre de basculements N_q :

$$N_q = \frac{qN}{100} \quad (2)$$

On définit le temps effectif de précipitation $T(q)$ comme le temps au cours duquel sont tombées les $q\%$ précipitations les pluies intenses (c'est donc la somme d'intervalles disjoints correspondant à différents événements):

$$T(q) = \sum_{i=1}^{N_q} t(i) \quad (3)$$

Dans le cas de Niamey (Fig. 7); on voit que plus de 50% du cumul saisonnier tombe en moins de 5 h de pluie effective. Les ordres de grandeur sont semblables pour les autres stations, ce qui souligne bien la forte intermittence temporelle à l'intérieur de l'événement pluvieux et montre qu'un bon échantillonnage temporel est aussi important qu'un bon échantillonnage spatial (sur les questions d'échantillonnage et leur importance dans le domaine de l'estimation des pluies par satellite, voir Jobard & Desbois, 1992 et Arnaud et al., 1994).

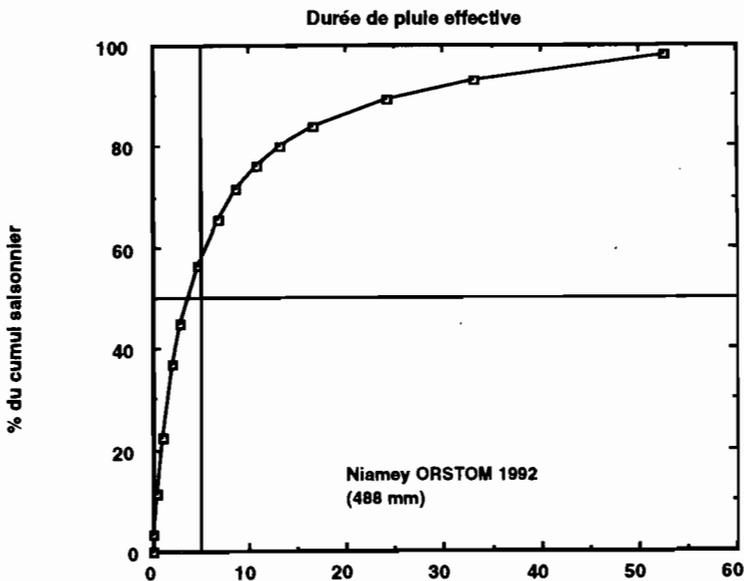


Fig. 7 Temps de pluie cumulés effectifs sur Niamey. 50% du total saisonnier tombe en moins de 5 h.

ESTIMATION DES LAMES D'EAU MOYENNE ET EVALUATION DE L'INCERTITUDE

Algorithmes d'estimation et calculs d'incertitude

L'estimation d'une lame d'eau moyenne sur une surface donnée à partir d'un semis de mesures ponctuelles est le point de départ de nombreuses applications. Dans le contexte d'EPSAT-Niger deux sont particulièrement importantes:

- le calcul d'une entrée réaliste pour les modèles de bilan hydrique fonctionnant tant à l'échelle locale (inférieure à 1 km²) qu'à celle des super-sites (de l'ordre de quelques centaines de km²) ou de l'ensemble du degré carré; et
- la fourniture d'une vérité sol pour valider les estimations satellitaires. Dans les deux cas une évaluation de l'incertitude doit accompagner l'estimation. En effet le jugement des performances des modèles de bilan hydrique doit prendre en compte les erreurs qui en parasitent les entrées, et la précision des algorithmes satellitaires doit pouvoir être comparée à celle des algorithmes basées sur les données sol.

Les algorithmes d'estimation qui reposent sur la caractérisation de la structure spatiale des champs de précipitations et la minimisation d'une variance d'estimation fournissent directement le critère d'incertitude recherché, sous forme de la variance minimisée. En géostatistique, la structure spatiale des champs considérés est modélisée par le variogramme ou la covariance généralisée, en cas de dérive sous-jacente du processus. On se reportera à l'abondante littérature existant sur le sujet (voir entre autres, pour l'interpolation des champs pluvieux, Delhomme, 1976; Creutin, 1979; Lebel, 1984; Obled, 1986). Les travaux de Thauvin (1992), Taupin *et al.* (1993) et Lebel & Le Barbé (1996) ont montré qu'au Sahel et à l'échelle de l'événement pluvieux les hypothèses nécessaires à l'interpolation par krigeage simple (pas de dérive du processus; modélisation de la structure à l'aide d'un variogramme) étaient admissibles. On peut en conséquence calculer un estimateur linéaire de la pluie sur une surface A :

$$\hat{P}(A) = \sum_{k=1}^K \lambda_k P_k \quad (4)$$

où $\{P_k\}$ sont les pluies observées aux stations k et $\{\lambda_k\}$ les coefficients de pondération correspondants. La variance d'estimation est alors définie par:

$$\sigma_e^2(A) = E[\hat{P}(A) - P(A)]^2 \quad (5)$$

Cette variance d'estimation est fonction de la densité et de la géométrie du semis des points de mesure, de la surface sur laquelle on estime la pluie et des caractéristiques du champ pluviométrique. Cette dépendance peut se noter de la façon suivante:

$$\sigma_e^2(A) = f(\{\beta_i\}, \{\lambda_i\}, A) \quad (6)$$

où $\{\beta_i\}$ sont les paramètres qui définissent le variogramme.

Pour une surface donnée A , la sensibilité de $\sigma_e^2(A)$ (ou $\sigma_e(A)$) à une modification du réseau de mesure (enrichissement ou dégradation) peut-être étudiée à partir du moment où on a déterminé le jeu de paramètres $\{\beta_i\}$. Or, le réseau EPSAT-Niger a permis d'analyser la variabilité spatiale des champs pluvieux sur une gamme de distances comprises entre quelques kilomètres et plus de 100 km. En dessous, la variabilité n'est

connue que globalement et représentée dans le modèle de variogramme par un effet de pépite égal à environ 15% de la variance du champ. Le modèle de variogramme le mieux adapté est de type exponentiel:

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= \beta_1 + (\beta_2 - \beta_1)[1 - \exp(-h/\beta_3)] \text{ pour } h > 0, \text{ et} \\ \gamma(h) &= 0 \text{ pour } h = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

La formulation climatologique du krigeage (Bastin *et al.*, 1984); Lebel *et al.*, 1987) permet de définir un variogramme moyen pour un ensemble de champs issus d'un même processus. La démarche a été appliquée avec succès aux événements pluvieux tels que $FO < 30\%$ (Lebel & Barbé, 1996), conduisant à définir un variogramme moyen normé pour ces événements qui représentent plus de 80% du total annuel. Les paramètres de ce variogramme sont: $\beta_1 = 0.15$; $\beta_2 = 1$; $\beta_3 = 15$.

On a représenté en Fig. 8 l'évolution de $\sigma_e(A)$ en fonction de la densité du réseau de mesure pour cinq surfaces caractéristiques. Elles permettent de déterminer des seuils de densité critique. On voit par exemple que pour des surfaces de 100, 400 et 750 km² il faut des densités de respectivement plus de 100, 65 et 40 postes sur 1000 km², pour que l'écart-type d'estimation standard du cumul par événement soit inférieur à 10%. Ces densités sont bien supérieures à celle du réseau de base d'EPSAT-Niger (sept postes sur 1000 km² environ). Ce résultat justifie donc a posteriori le renforcement du réseau décidé sur ces aires cibles. Par contre sur les surfaces de plus de 10 000 km², le réseau de base d'EPSAT-Niger est d'une densité suffisante pour fournir des estimations de pluie moyenne cumulée sur un événement avec une précision qui sera généralement comprise entre 5 et 10%.

On distingue également sur ces abaques des seuils de densité en deçà desquels l'écart-type d'estimation se met à croître rapidement. Ces seuils peuvent être utilisés comme la limite de densité sous laquelle il ne faudrait pas descendre. Leur valeur n'est pas une fonction linéaire des surfaces considérées. Pour de petites surfaces (< 100 km²) ce n'est d'ailleurs pas la densité qui est le critère pertinent de dimensionnement du dispositif de mesure, mais plutôt un nombre minimum de postes à installer, quelle que soit la surface (cette conclusion ne s'applique qu'aux surfaces plus étendues que 10 km² environ, puisque les structures fines dont la superficie serait inférieure à 10 km² n'ont pas encore été analysées dans le détail).

Evaluation des incertitudes

L'écart-type d'estimation standard $\sigma_e(A)$ est un critère pratique pour comparer des estimateurs obtenus à partir de réseaux de différentes densités sur une même surface ou sur des surfaces de taille variable. Il ne constitue pas en soi une mesure de l'incertitude d'estimation, qui doit être ramenée à la lame d'eau estimée. Pour ce faire on utilise la relation entre la moyenne et l'écart-type spatiaux de la Fig. 4:

$$\sigma_{p(A)} = 1,02 \cdot P(A)^{0,8} \quad (8)$$

et l'incertitude d'estimation devient:

$$E_r[P(A)] = \frac{\sigma_e(A) \cdot \sigma_{p(A)}}{P(A)} \quad (9)$$

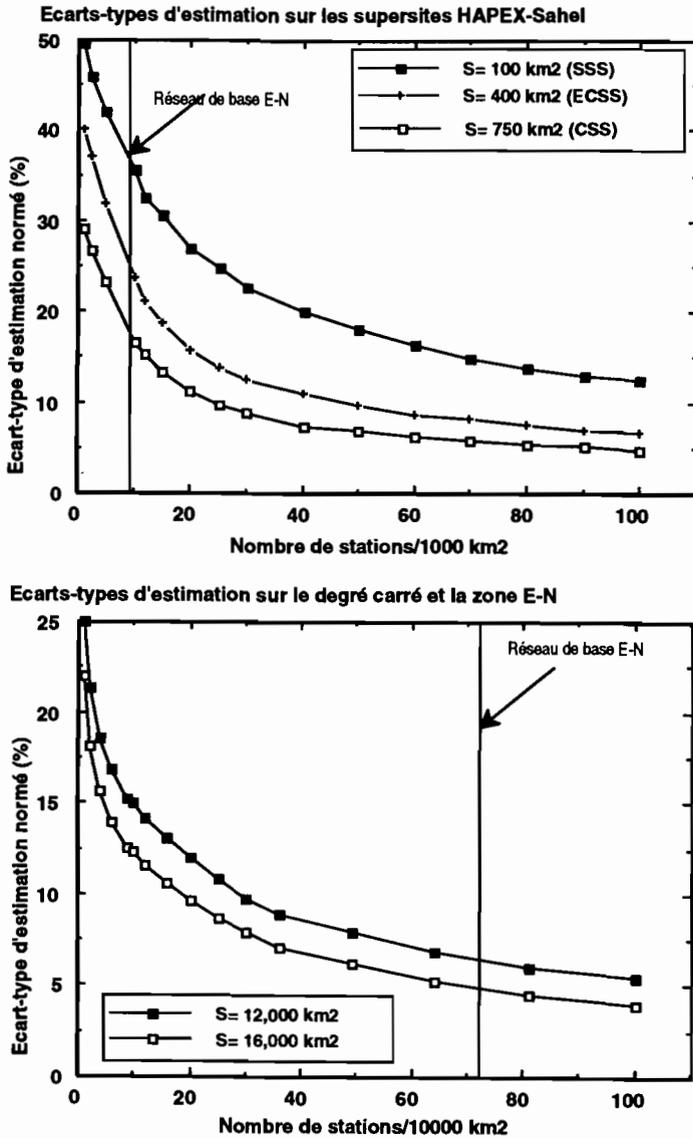


Fig. 8 Abaqués montrant les écarts-types d'erreur d'estimation pour quelques surfaces caractéristiques de l'expérience Hapex-Sahel (super-sites en haut, ensemble des zones d'étude en bas). On remarquera que si le réseau de base EPSAT-Niger était correctement dimensionné pour fournir des estimations sur les sites de plus de 10 000 km², par contre il était insuffisant sur les super-sites (écarts-types supérieurs à 15%), ce qui justifie a posteriori le renforcement du réseau sur ces aires cibles.

Les incertitudes d'estimation calculées de cette manière sont représentées en Fig. 9 pour des réseaux dont le nombre de stations est constant (respectivement 1, 2, 4, 8 stations), ces stations étant réparties sur des surfaces de taille croissante (entre 10 × 10 km² et 110 × 110 km², ou 1° × 1°). On constate qu'avec deux stations, une pluie standard de 15 mm est estimée avec une incertitude variant de 25 à 40% lorsque la

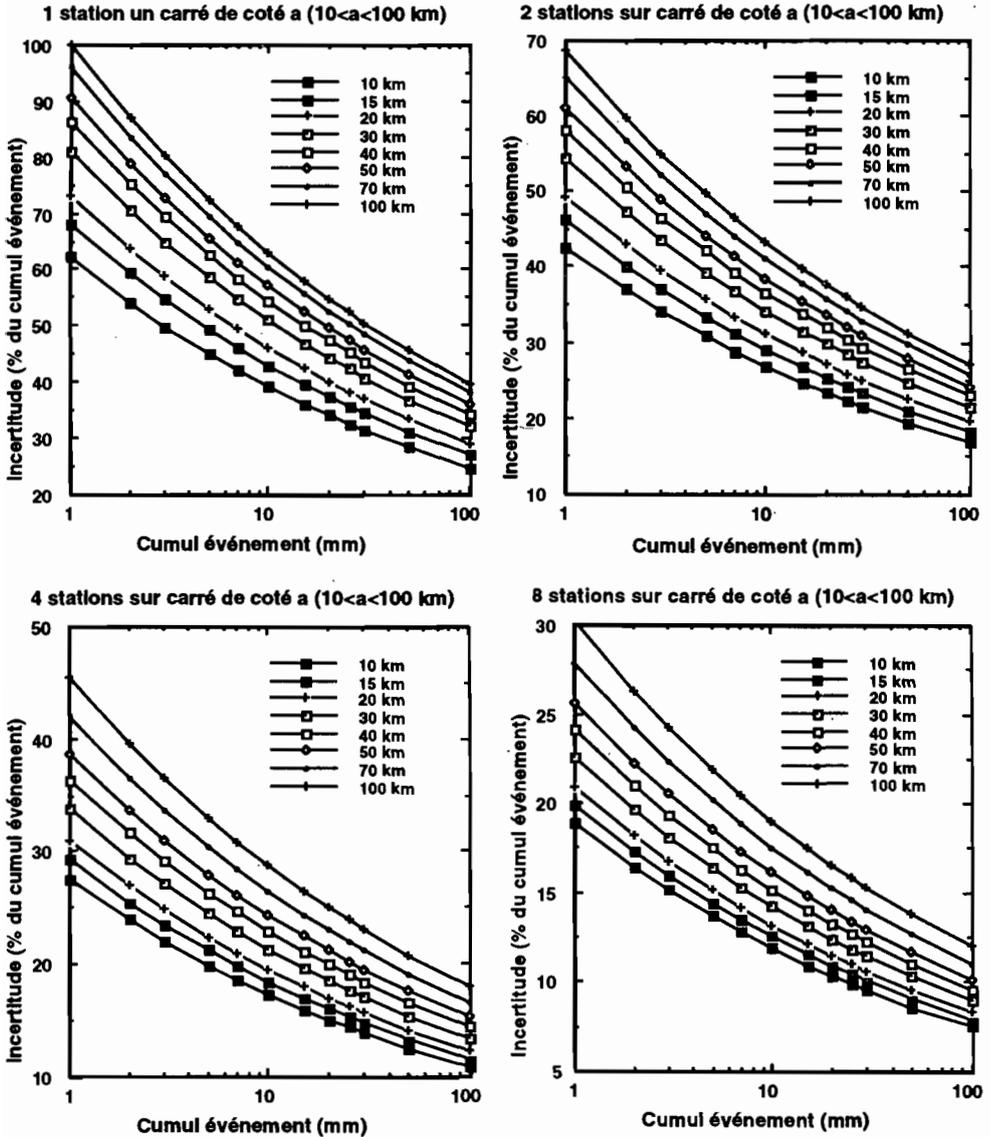


Fig. 9 Incertitude d'estimation de la lame d'eau moyenne (cumul sur un événement) sur des surfaces carrées dont le coté est compris entre 10 et 110 km (1° en latitude). L'incertitude est donnée en % de la lame d'eau estimée. On considère quatre réseaux (R1, R2, R4, R8) dont le nombre de stations est constant (1, 2, 4, 8 stations). Ces stations sont réparties régulièrement sur le carré considéré. Pour un réseau donné (par exemple R8), la densité du réseau décroît donc avec la surface.

surface passe de 100 à 10 000 km². Avec huit stations, la même pluie standard de 15 mm est estimée avec une incertitude variant de 11 à 20% lorsque la surface passe de 100 à 10 000 km². Ces valeurs s'appliquent à des cumuls par événement. On se reportera à Lebel & Barbé (1996) pour le passage aux cumuls décennaux et mensuels.

CONCLUSION

En montrant qu'au Sahel, les fluctuations pluviométriques sont essentiellement liées à la fréquence des systèmes convectifs, plutôt qu'à leur intensité, l'expérience EPSAT-Niger ouvre la voie à une modélisation cohérente des régimes pluviométriques à des fins climatologiques et à celle des champs précipitants associés à un événement particulier (problématique de l'estimation et de la simulation de ces champs). Ces travaux sont en cours et ouvrent déjà des perspectives intéressantes. C'est ainsi que la hauteur de pluie moyenne par événement calculée directement à partir des données EPSAT-Niger, d'une part, et celle déduite, d'autre part, d'une modélisation à partir des données des réseaux nationaux sur une plus longue période (1950-1989), sont pratiquement identiques, de l'ordre de 14 mm. La démarche suivie consiste à analyser les données EPSAT-Niger et à développer conjointement des modèles qui peuvent être testés sur des données indépendantes, par exemple les séries pluviométriques des réseaux opérationnels.

À côté de ces perspectives prometteuses dans le domaine de la modélisation, une première série de résultats concrets concernant tant la climatologie que les méthodes d'estimation a été présentée ici. On en retiendra qu'il existe des paramètres stables, tant dans l'espace que d'une année sur l'autre, essentiellement à l'échelle de l'événement pluvieux (intermittence moyenne, moyenne et écart-type conditionnels). Par contre, les fluctuations à l'intérieur des événements sont très fortes et se manifestent jusque dans les cartes de cumul saisonnier où des gradients locaux très importants ont été détectés.

L'exploitation des données à échelle fine (données radar correctement étalonnées et corrigées, données des expériences Arcol-93 et Kobong 94-95) permettra de mieux cerner ces fluctuations de petite échelle et, éventuellement, d'en déduire comment les représenter au mieux dans les modèles d'estimation ou de simulation de champs pluvieux.

REFERENCES

- Amani, A. (1995) Estimation des pluies au Sahel: quelques problèmes de modélisation analysés à partir des données de l'expérience EPSAT-Niger. PhD Thesis Génie civil, Ecole Polytechnique, Univ. Montréal, Canada.
- Arnaud, Y., Taupin, J. D. & Laurent, H. (1994) Validation d'estimations de précipitation par satellite avec le réseau dense d'EPSAT-Niger. In: *Interactions surface continentale/atmosphère: l'Expérience Hapex-Sahel* (ed. par Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny), 521-532. *Comm. X Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier*. Orstom, Paris.
- Barnston, A. G. & Thomas, J. L. (1983) Rainfall measurement accuracy in Face: a comparison of gage and radar rainfalls. *J. Appl. Met.* **22**, 2038-2052.
- Barnston, A. G., Woodley, W. L., Flueck, J. A. & Brown, M. H. (1983) The Florida area cumulus experiment's second phase (Face 2). Part I: The experimental design, implementation and basic data. *J. Appl. Met.* **22**, 1504-1528.
- Bastin, G., Lorent, B., Duqué, C. & Gevers, M. (1984) Optimal estimation of the average areal rainfall and optimal selection of raingauge locations. *Wat. Resour. Res.* **20**(4), 463-470.
- Benichou, H. (1995) Utilisation d'un radar météorologique bande C pour la mesure des pluies au Sahel: étude du phénomène d'atténuation. In: *Mécanique des milieux géophysiques et environnement*. Mémoire de DEA, Univ. Joseph Fourier, Grenoble.
- Benichou, H., Lecocq, J. & Delrieu, G. (1995) Rainfall climatology in tropical Africa using a C-band Weather radar: (1) the attenuation problem. In: *Hydrological Applications of Weather Radar* (Proc. 3ème conférence, Sao Paulo, Brazil).
- Cazenave, F. (1995) *Badora, Version 2.0. Manuel général de l'utilisateur*. Orstom, Groupe PRAO, Grenoble.
- Chong, M., Amayenc, P., Scialom, G. & Testud, J. (1987) A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in west Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-doppler radar data. *Mon. Weath. Rev.* **115**, 670-694.
- Creutin, J. D. (1979) Méthodes d'interpolation optimales de champs hydrométéorologiques; comparaison et application à une série d'épisodes cévenols. PhD Thesis Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Delhomme, J. P. (1976) Application de la théorie des variables régionalisées dans les Sciences de l'eau. PhD Thesis Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, France.

- Delrieu, G., Creutin, J. D. & Andrieu, H. (1992) Analysis of various algorithms for correcting attenuation effects. In: *Hydrological Applications of Weather Radar* (Proc. 2nd conférence, Hannover, Germany), Paper L1.
- Desbois, M. (1994) Tropiques, a small satellite for the study of the variability of water and energy cycles in the intertropical band. In: *European Symposium on Satellite Remote Sensing* (Rome, September 1994), Paper 2317-14. SPIE-Europto series.
- Goutorbe, J. P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, H., Engman, E. T., Gash, J. H. C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y. H., Monteny, B., Prince, S., Saïd, F., Sellers, P. & Wallace, J. (1994) Hapex-Sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophys.* **12**, 53-64.
- Hitschfeld, W. & Bordan, J. (1954) Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Met.* **11**, 58-67.
- Janicot, S. & Fontaine, B. (1993) L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récentes des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie Ser.* **8**(1), 28-53.
- Jobard, I. & Desbois, M. (1992) Remote sensing of rainfall over tropical Africa using Meteosat infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sens.* **13**(14), 2683-2700.
- Lamb, P. J. (1983) Subsaharan rainfall update for 1982. Continued drought. *J. Climatol.* **3**, 419-422.
- Le Barbé, L. & Lebel, T. (1996) Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.* (in press).
- Le Barbé, L. & Tapsoba, D. (1994) Une méthode de caractérisation des fluctuations pluviométriques interannuelles du Sahel - L'exemple du Burkina Faso. In: *Interactions surface continentale/atmosphère: l'Expérience Hapex-Sahel* (ed. par M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny), 383-400. *Comm. X Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier*. Orstom, Paris.
- Lebel, T. (1984) Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant: estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes. PhD Thesis Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Lebel, T. & Le Barbé, L. (1996) Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *J. Hydrol.* (in press).
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C. & Creutin, J. D. (1987) On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Wat. Resour. Res.* **23**(11), 2123-2138.
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Desbois, M., Guillot, B. & Hubert, P. (1992) Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-Niger experiment. *Hydrol. Sci. J.* **37**(3), 201-215.
- Lebel, T., Taupin, J. D. & d'Amato, N. (1996) Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.* (in press).
- Lebel, T., Taupin, J. D. & Gréard, M. (1995) Rainfall monitoring: the EPSAT-Niger set-up and its use for Hapex-Sahel. In: *Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans Hapex-Sahel: Dispositif de mesures au sol et premiers résultats* (ed. par T. Lebel), 43-82. Orstom, Paris.
- Lecocq, J., d'Amato, N., Cazenave, F. & Lebel, T. (1994) Résultats préliminaires de la campagne EPSAT-Niger pour la calibration d'un radar bande C. In: *Interactions surface continentale/atmosphère: l'Expérience Hapex-Sahel* (ed. par M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny), 547-562. *Comm. X Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier*. Orstom, Paris.
- Sauvageot, H. & Despaux, G. (1990) Sanaga, un système d'acquisition numérique et de visualisation de données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitation. *Veille Climat. satellit.* **31**, 51-55.
- Simpson, J., Adler, R. F. & North, G. R. (1988) A proposed Tropical Measuring Mission (TRMM) satellite. *Bull. Am. Met. Soc.* **69**, 278-295.
- Taupin, J. D., Amani, A. & Lebel, T. (1993a) Small scale spatial variability of the annual rainfall in the Sahel. In: *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales* (ed. par H.-J. Bolle, R. A. Feddes & J. D. Kalma) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 593-602. IAHS Publ. no. 212.
- Taupin, J. D., Bonef, E. & Robin, J. (1995) *EPSAT-Niger, Suivi à long terme, campagne 1994*. Orstom-DMN.
- Taupin, J. D., Lebel, T., Cazenave, F., Greard, M., Kong, J., Lecocq, J., Adamson, M., d'Amato, N. & Ben Mohamed, A. (1993b) *EPSAT-Niger, campagne 1992*. Rapport Orstom-DMN.
- Thauvin, V. (1992) Etude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger. Application à la détermination de la précision des moyennes surfaciques au pas de temps de l'événement pluvieux. PhD Thesis Doctorat, Univ. Sci. et Techn. du Languedoc, France.
- Valero, T. (1991) *Badora, Version 1.1. Manuel de l'utilisateur*. Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, Montpellier, France.
- Valero, T. (1992) *Badinage, banque de données intégrée pour l'analyse des grains et événements pluvieux. Manuel de l'utilisateur*. Orstom.
- Woodley, W. L., Griffith, C. G., Griffin, J. S. & Stromatt, S. C. (1980) The inference of Gate convective rainfall from SMS-1 imagery. *J. Appl. Met.* **19**, 388-408.

Procédures d'identification de « ruptures » dans des séries chronologiques – modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne

J. E. PATUREL, E. SERVAT, B. KOUAME, J. F. BOYER
Antenne Hydrologique Orstom, 06 BP 1203 Cidex 1, Abidjan 06, Côte d'Ivoire

H. LUBES NIEL
Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

J. M. MASSON
Laboratoire Géofluides-Bassins-Eau, URA-CNRS 1765, Université Montpellier II, place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex, France

Résumé Dans le cadre du projet FRIEND-AOC, le programme ICCARE (Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en Afrique de l'ouest non sahélienne) a pour objet l'identification d'une éventuelle « rupture » dans les séries chronologiques pluviométriques et hydrométriques. L'analyse faite ici a porté sur les précipitations annuelles de quatre pays riverains du Golfe de Guinée: Bénin, Côte d'Ivoire, Ghana et Togo. Les données couvrent les décennies 1950 à 1980 incluses. Des méthodes statistiques de détection de ruptures au sein de séries chronologiques et des représentations graphiques nous ont permis de mettre en évidence une modification du comportement moyen de la pluviométrie: on observe une chute brutale de la pluviométrie autour de l'année 1970. Les représentations cartographiques montrent le net glissement des isohyètes vers le Sud et rend bien compte de la dimension régionale du phénomène de baisse du régime pluviométrique déjà observé à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest sahélienne.

Tests for detecting "discontinuities" in hydrological time series – changes in the rainfall regime in non sahelian western Africa

Abstract This paper presents the first processing and results of the research programme ICCARE (Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en Afrique de l'ouest non sahélienne). This programme is included in the FRIEND-AOC Project and attempts to identify discontinuities in rainfall and hydrometric time series. The work is based on the analysis of annual rainfalls and rainfall indices from four countries lining the Gulf of Guinea: Ivory Coast, Ghana, Benin and Togo. The study period is the four decades from the 1950s to the 1980s inclusive. Statistical tools for detecting discontinuities in data series and mapping procedures bring to light the modification of the average behaviour of the rainfall system in the region. The results reveal a sharp fall in the rainfall totals around 1970. At a regional scale, mapping the results shows a clear shift of the isohyets towards the south. This is in accordance with the findings of many hydrological studies in west Africa.

INTRODUCTION

Dans les régions soudano-sahéliennes, une tendance à la baisse de la pluviométrie et des écoulements est observée depuis plus de vingt ans (Hubert *et al.*, 1987, 1989; Sircoulon, 1987; Demarée, 1990). Plus au sud, dans les pays situés en bordure du Golfe de Guinée, les effets de cette sécheresse se font également ressentir (Sutcliffe *et al.*, 1987; Nicholson *et al.*, 1988; Mahé *et al.*, 1991; Olivry *et al.*, 1993). Une telle perturbation dans le régime des pluies, comme des écoulements, peut avoir des conséquences non négligeables voire tragiques: risque de pénaliser les projets de développement liés à l'agriculture et de nuire au bon fonctionnement des aménagements réalisés antérieurement à ces changements qualifiés *a priori* de climatiques.

La présente étude s'inscrit dans le programme ICCARE (Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en AfRIque de l'ouest non sahélienne) du projet FRIEND-AOC/UNESCO qui a pour objet d'identifier des variations d'ordre climatique en Afrique de l'Ouest non-sahélienne (Servat, 1994). La caractérisation de ces fluctuations climatiques repose sur l'analyse statistique des séries chronologiques de pluie (ou de débit) à différents sites, sur des périodes les plus longues possibles. De simples représentations graphiques peuvent également les mettre clairement en évidence. L'étude de la pluviométrie sur quatre pays qui bordent le Golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Ghana, Togo et Bénin) illustrera notre propos.

METHODES STATISTIQUES DE DETECTION DE RUPTURES

Une « rupture » peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologique étudiées (Lubes *et al.*, 1994).

Le choix des méthodes retenues repose sur la robustesse de leur fondement et sur les conclusions d'une étude de simulation de séries aléatoires artificiellement perturbées (Bonneaud, 1994). Elles permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série. A l'exception de l'approche de Pettitt, elles supposent un non-changement de la variance de la série étudiée. Ces méthodes ne sont pas toutes adaptées à la recherche de plusieurs ruptures dans une même série.

Test de Pettitt (Pettitt, 1979)

L'approche de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle.

La mise en oeuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et $t + 1$ à N appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$ définie par:

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

où $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\text{sgn}(x) = 1$ si $x > 0$; 0 si $x = 0$ et -1 si $x < 0$.

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

Méthode bayésienne de Lee & Heghinian (Lee *et al.*, 1977)

La méthode bayésienne de Lee & Heghinian propose une approche paramétrique. Elle nécessite une distribution normale des valeurs de la série. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle.

Le modèle de base de la procédure est le suivant:

$$x_i = \begin{cases} \mu + \epsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \epsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

Les ϵ_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 ; t et d représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La méthode établit la distribution de probabilité *a posteriori* de la position dans le temps d'un changement. Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

Statistique U de Buishand (Buishand, 1982, 1984)

La procédure de Buishand fait référence au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Heghinian.

En supposant une distribution *a priori* uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique U de Buishand est définie par:

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} (S_k^* / Dx)^2}{N(N+1)}$$

où:

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})$$

pour $k = 1, \dots, N$ et Dx désigne l'écart type de la série.

En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test.

Outre cette procédure, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de (x_i) . La variable S_k , définie au-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N-k)N^{-1}\sigma^2$, $k = 0, \dots, N$ sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (x_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance contenant la série des S_k .

Segmentation de Hubert (Hubert et al., 1989)

La procédure de segmentation de séries chronologiques est quant à elle appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. Elle fournit au moyen d'un algorithme spécifique une ou plusieurs dates de rupture (éventuellement aucune) qui séparent des segments contigus dont les moyennes sont significativement différentes au regard du test de Scheffé (Dagnélie, 1975).

REPRESENTATIONS CARTOGRAPHIQUES RETENUES POUR NOTRE ETUDE

Les représentations choisies sont:

- des courbes isohyètes interannuelles par décennie depuis 1950;
- des courbes d'isovaleurs d'indices pluviométriques. Pour évaluer les variations de la pluviométrie annuelle, Nicholson et al. (1988) a défini un indice pluviométrique qui, calculé chaque année sur la période 1950-1989, s'exprime par:

$$\frac{(x_i - \bar{x})}{s}$$

où x_i désigne la pluviométrie de l'année i , \bar{x} la pluviométrie moyenne sur la période 1950-1989 et s l'écart-type de la pluviométrie sur la période 1950-1989. Le tracé des

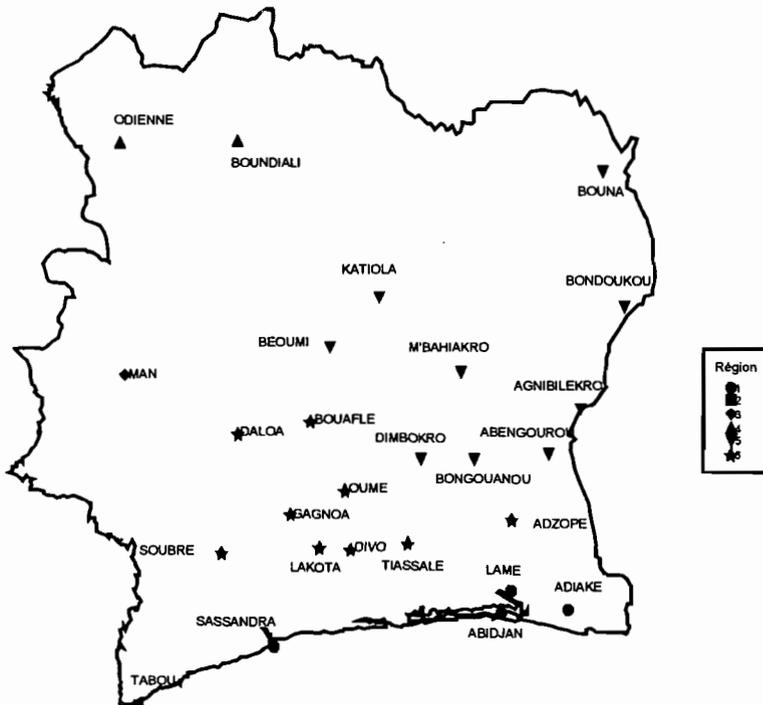
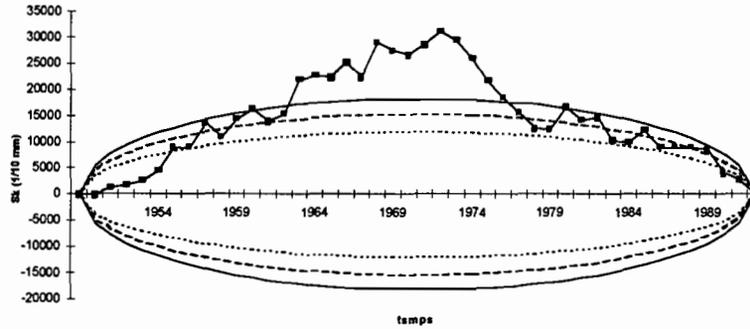
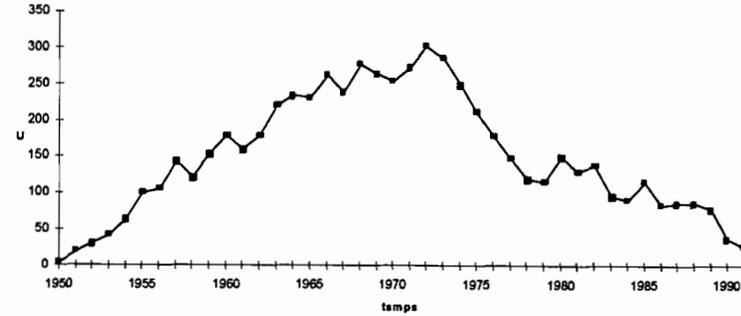


Fig. 1 Implantation des postes analysés en Côte d'Ivoire.

Ellipses de contrôle à 85, 90 et 80% - variable U de Bulshand
Cumul des hauteurs de pluie sur l'année entière - 1090005200 BOUAFLE



Evolution de la variable U du Test de Pettitt
Cumul des hauteurs de pluie sur l'année entière - 1090005200 BOUAFLE



ORSTOM / Abidjan Antenne Hydrologique
Résultats des procédures de détection de rupture dans des séries chronologiques
 Nom de la station : 1090005200 BOUAFLE
 Variable étudiée : Cumul des hauteurs de pluie sur l'année entière
 la période d'observation s'étend de 1950 à 1992
ETAPE N° 1 : vérification du caractère aléatoire des séries
 Autocorrélation test effectué
 Corrélation sur le rang test effectué
 valeur de la variable de calcul : -2.83613
 Série non aléatoire au seuil de 95%
 Série non aléatoire au seuil de 90%
 Série non aléatoire au seuil de 80%
ETAPE N° 2 : détection de ruptures
 Test de Bulshand test effectué
 rupture détectée au seuil de 10%
 rupture détectée au seuil de 5%
 rupture détectée au seuil de 1%
 Test de Pettitt test effectué
 rupture détectée dans la série
 Année supposée de rupture : 1972
 Probabilité de dépassement : 2.40E-03
 Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian test effectué
 Année supposée de rupture : 1972
 Probabilité d'une rupture : 0.315258

Segmentation de Hubert test effectué		
niveau de signification : 0.05		
Début	Fin	
1950	1972	
1973	1992	

Procédure de Lee et Heghinian - Distribution a posteriori de la position d'un changement
Cumul des hauteurs de pluie sur l'année entière - 1090005200 BOUAFLE



Fig. 2 Application des tests de détection de rupture – exemple de Bouafilé.

indices pluviométriques interannuels calculés par décennie traduit un déficit ou un excédent de la pluviométrie.

DONNEES DE L'ETUDE

Les données de pluie proviennent des réseaux pluviométriques nationaux des quatre pays concernés. Les données couvrent les décennies 1950 à 1980 incluses. Les seules stations prises en compte sont celles qui répondent à des critères de pourcentages de lacunes faibles et de longues durées d'observation. Les données traitées sont les totaux annuels précipités.

Concernant l'application des méthodes statistiques de ruptures, seuls les résultats de la Côte d'Ivoire sont présentés soient 26 postes de mesure. Les stations ont été

Tableau 1 Résultats des tests de détection de ruptures sur des stations de Côte d'Ivoire.

Station	Période d'observation	Date de rupture	Déficit exprimé en % de la moyenne
<i>Classe 1</i>			
Abidjan	1938-1992	1982	22
Adiaké	1945-1993	1982	25
Lamé	1930-1984	1968	24
Sassandra	1923-1993	1971	18
<i>Classe 2</i>			
Tabou	1935-1992	pas de rupture	
<i>Classe 3</i>			
Man	1923-1992	1966 (anomalie)	13
<i>Classe 4</i>			
Boundiali	1934-1992	1975	20
Odienné	1933-1993	1979-1982	23
<i>Classe 5</i>			
Abengourou	1920-1992	pas de rupture	
Agnibilékro	1945-1992	pas de rupture	
Béoumi	1940-1992	1963-1964	15
Bondoukou	1937-1980	pas de rupture	
Bougouanou	1948-1992	pas de rupture	
Bouna	1920-1980	pas de rupture	
Dimbokro	1922-1992	1968	13
Katiola	1949-1991	1968	22
M'Bahiakro	1945-1992	pas de rupture	
<i>Classe 6</i>			
Adzopé	1945-1992	1968	15
Bouaflé	1924-1992	1972	18
Daloa	1920-1992	1971	16
Divo	1946-1992	1972	18
Gagnoa	1930-1993	1966	12
Lakota	1945-1992	1970	25
Oumé	1945-1992	1976-1979	17
Soubré	1940-1992	1970	21
Tiassalé	1930-1982	1969 (anomalie)	17

regroupées en six classes homogènes par la méthode de classification hiérarchique ascendante (Fig. 1). La classification obtenue se rapproche de celle correspondant aux régimes pluviométriques traditionnellement identifiés en Côte d'Ivoire en fonction de l'abondance des précipitations et de leur répartition saisonnière.

Concernant les représentations graphiques, 68 postes ont été utilisés pour les différents tracés de courbes isovaleurs sur les quatre pays du Golfe de Guinée.

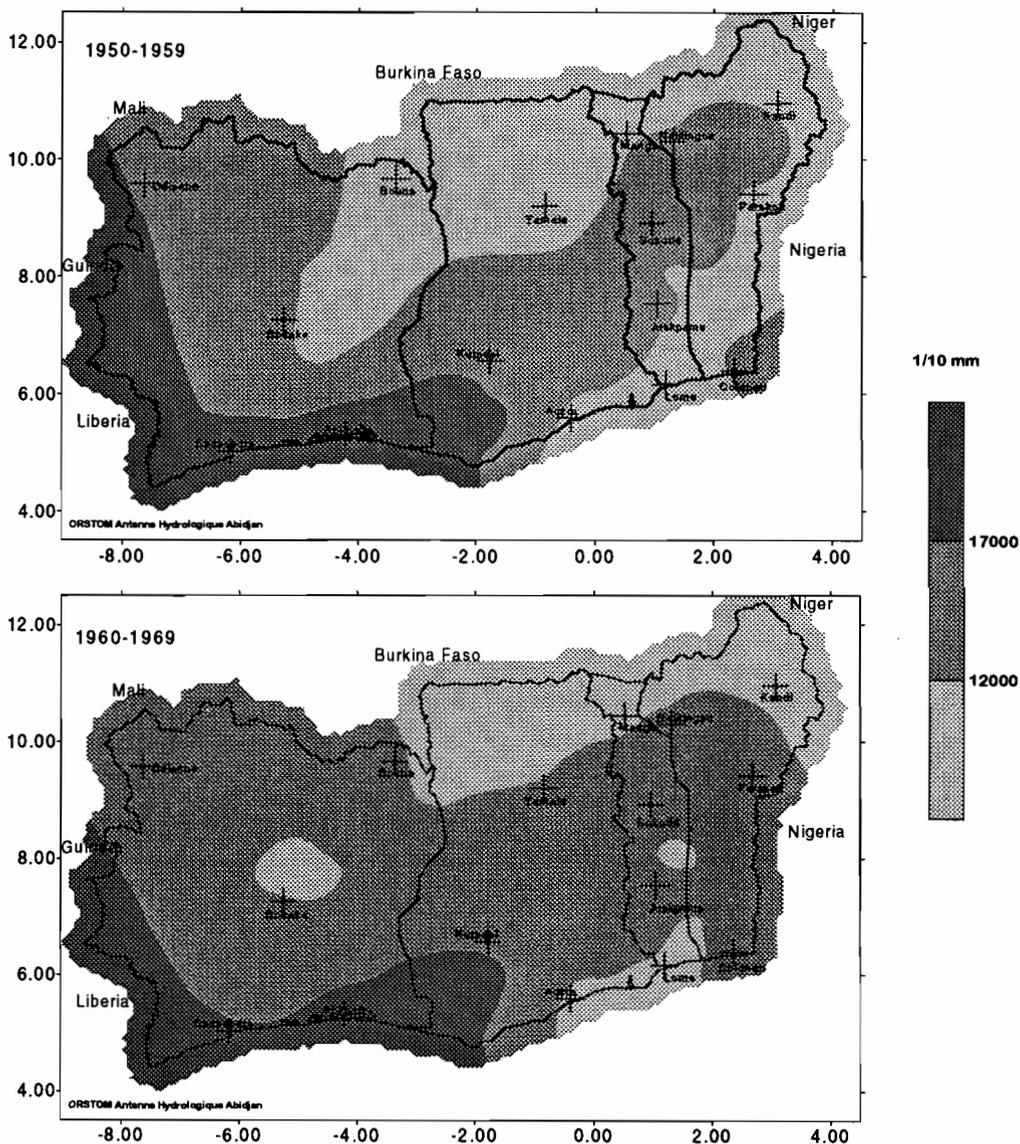


Fig. 3 Pluviométrie annuelle sur les décennies 1950 et 1960.

APPLICATION DES METHODES DE DETECTION DE RUPTURES

La station de Bouaflé est montrée comme exemple sur la période 1950-1992 (Fig. 2). Une feuille « résultats » reprend les principaux résultats des méthodes employées. Les quatre méthodes s'accordent pour détecter une « rupture » dans la série pluviométrique de cette station qui se situerait au cours de l'année 1972. Les résultats ponctuels obtenus sont interprétés d'un point de vue régional.

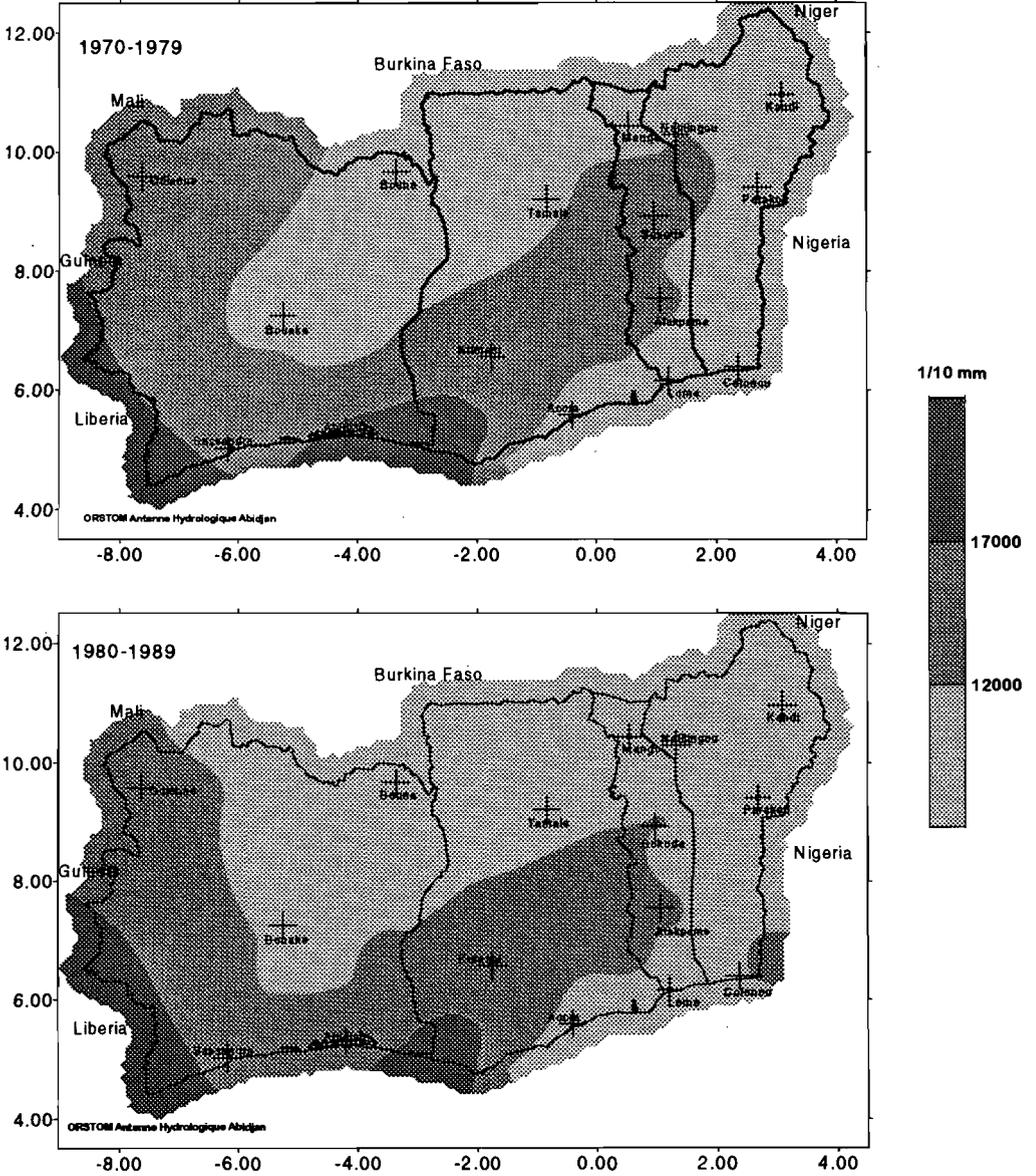


Fig. 4 Pluviométrie annuelle sur les décennies 1970 et 1980.

Dans le Tableau 1 qui synthétise les résultats, une « rupture » désigne un changement significatif de moyenne dans la série des précipitations annuelles identifié par l'ensemble des procédures appliquées. Le terme « anomalie » qualifie un changement non détecté par la totalité des tests.

Pratiquement, la totalité du territoire ivoirien a vu sa pluviométrie moyenne diminuer à l'exception de la région nord-est (Abengourou-Bongouanou) et l'extrême sud-ouest (tabou). Ces deux régions s'opposent par leur pluviométrie: la première est la région la moins arrosée alors que la seconde est la plus arrosée. Les trois stations de

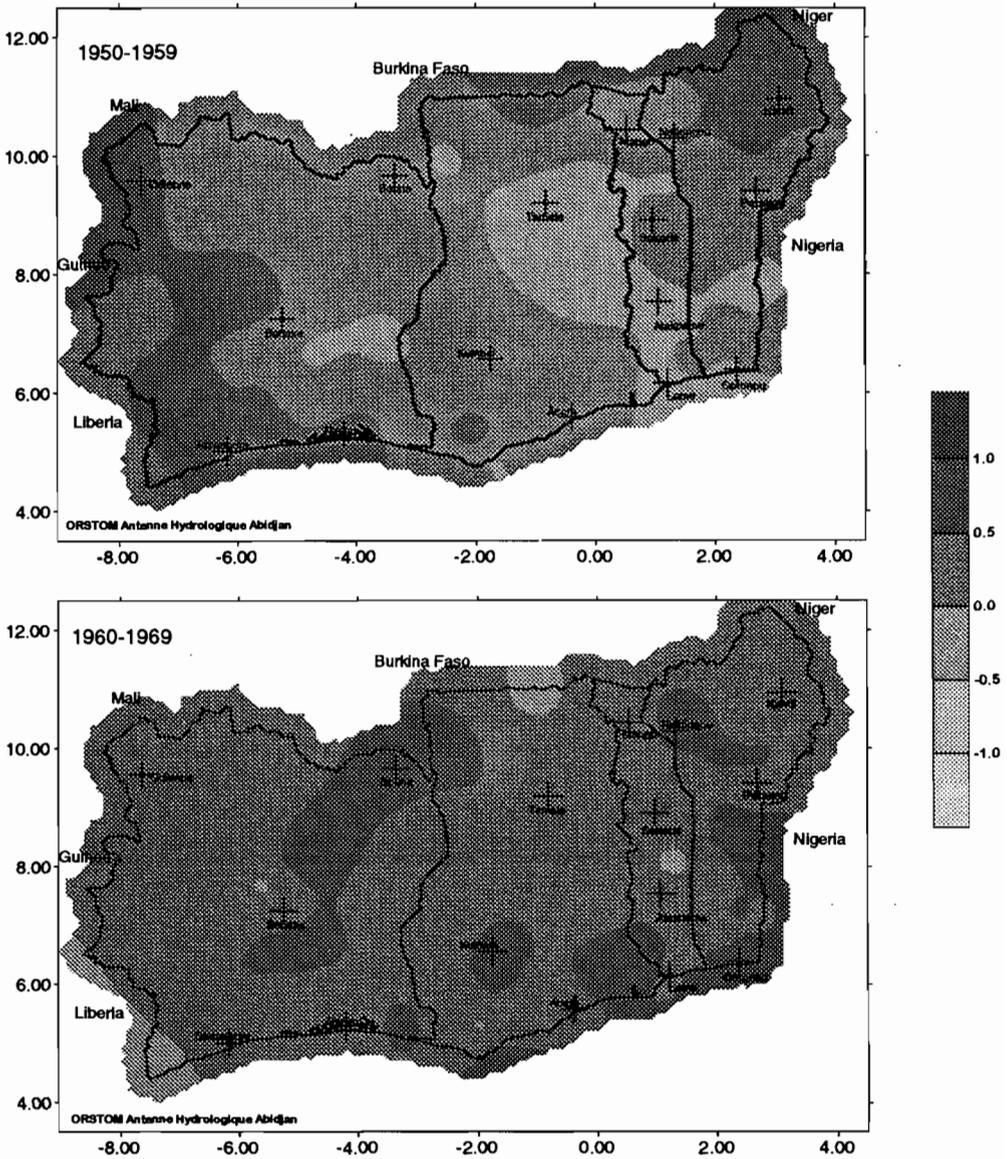


Fig. 5 Indices pluviométriques sur les décennies 1950 et 1960.

la classe 5 qui présentent une rupture sont situées en limite de la classe 6 où l'existence d'une rupture est générale.

Les dates des changements observés se situent majoritairement autour de l'année 1970. Pour quelques stations (Béoumi), ce changement est parvenu plus tôt vers 1965. Alors que pour d'autres, il n'est intervenu que vers 1980 (Abidjan).

La précision des dates est bien sûr fonction de la qualité des données et de la longueur des séries mais il semble indéniable qu'un changement (diminution) dans le

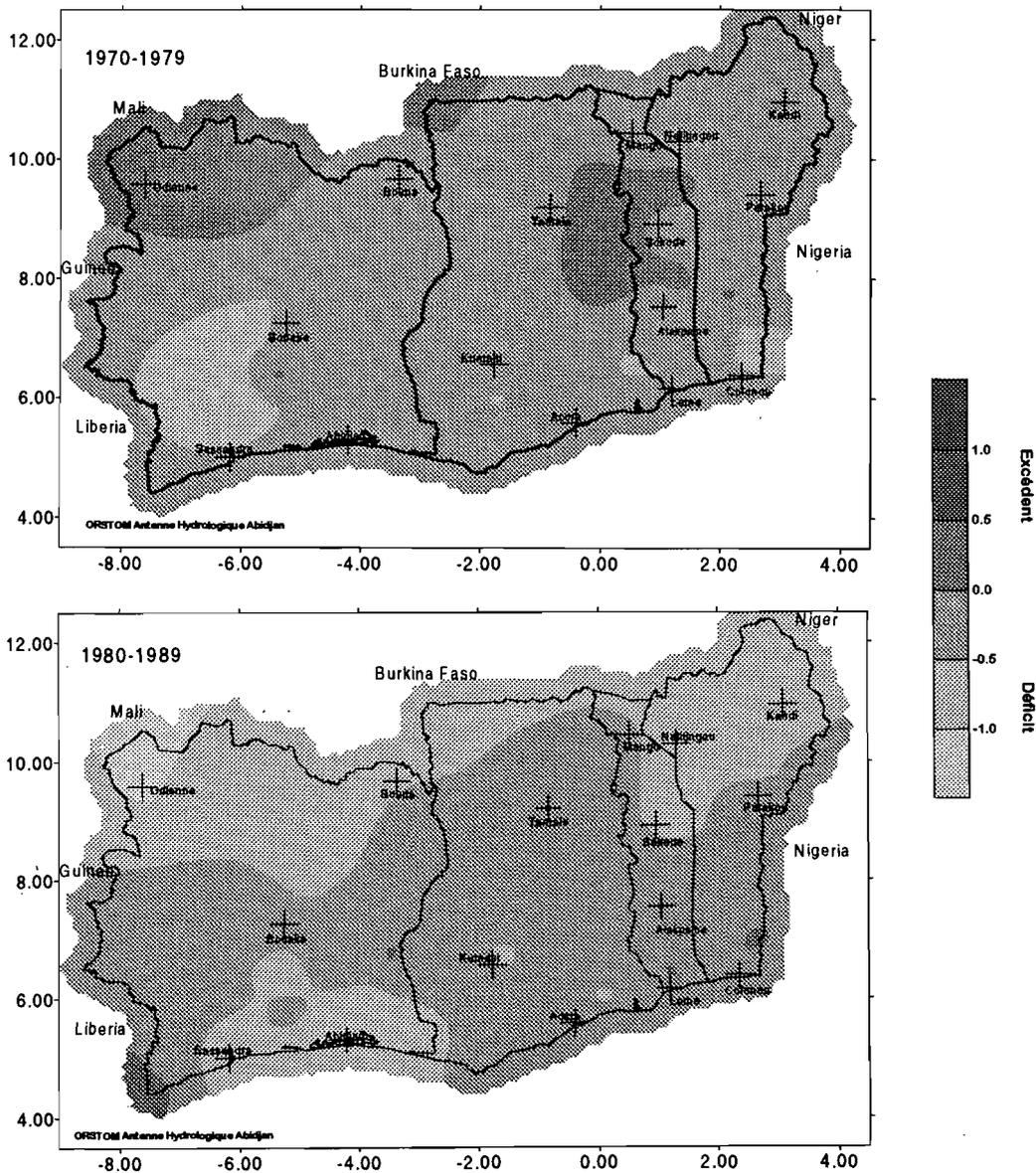


Fig. 6 Indices pluviométriques sur les décennies 1970 et 1980.

régime des précipitations annuelles ait eu lieu comme pour les pays sahéliens où l'on a parlé de phénomène de sécheresse.

REPRESENTATIONS GRAPHIQUES DES RESULTATS DE L'ETUDE

Les représentations graphiques confirment les résultats obtenus par les méthodes statistiques de détection de ruptures sur la seule Côte d'Ivoire.

Les tracés des isohyètes (Figs 3 et 4) mettent en évidence une diminution de la pluviométrie sur les quatre pays qui bordent le Golfe de Guinée. La décennie 1960 semble avoir été particulièrement arrosée. Mais dès 1970, la pluviométrie a brutalement baissé et ce phénomène a perduré durant la dernière décennie. Dorénavant seules deux régions ont une pluviométrie annuelle supérieure à 1700 mm: le sud-ouest de la Côte d'Ivoire (région de tabou) et une zone à l'ouest du Cap des trois-Pointes au Ghana. Pratiquement l'ensemble du Bénin et du Togo a une pluviométrie annuelle inférieure à 1200 mm.

Le tracé des courbes d'isovaleurs d'indices pluviométriques (Figs 5 et 6) calculés par décennie traduit également la tendance générale à la baisse de la pluviométrie annuelle à partir de la décennie 1970. Celle-ci s'est aggravée au cours de la décennie suivante: tous les pays n'ont pas été touchés de la même manière. La Côte d'Ivoire et la moitié nord du Bénin ont ressenti le plus fortement cette diminution des précipitations annuelles, en particulier dans la région d'Odienné au nord-ouest de la Côte d'Ivoire pendant la décennie 1980.

CONCLUSION

L'ensemble de ce qui précède démontre que le sentiment généralement ressenti localement d'une modification à la baisse du régime pluviométrique dans les pays riverains du Golfe de Guinée est parfaitement fondé. Cette brutale chute des précipitations à la fin de la décennie 1960, dans ces régions que l'on pensait relativement épargnées par la sécheresse, se traduit, localement, par de nettes modifications au sein des séries chronologiques d'indices pluviométriques. L'analyse régionale du phénomène montre, d'une manière générale et durant les décennies 1970 et 1980, l'important glissement vers le sud et le sud-ouest des isohyètes et l'apparition de zones extrêmement déficitaires. Ces éléments doivent, d'ores et déjà, dans ces pays non sahéliens, attirer l'attention des aménageurs et des gestionnaires (de barrages à vocation hydroélectrique ou agricole) par exemple) quant aux risques de défaillances prévisibles pour des équipements imaginés ou conçus dans un contexte climatique plus favorable.

Remerciements Nous tenons à remercier Gil Mahé et Luc Le Barbé de l'Orstom, Grégoire Alé du Service Hydrologique du Bénin et Mike Hulme de l'Université de Norwich qui ont mis à notre disposition une partie des données qui nous ont servi à réaliser cette étude.

REFERENCES

- Bonneaud, S. (1994) *Méthodes de détection des ruptures dans les séries chronologiques*. Projet de Fin d'Etudes, Institut des Sciences de l'Ingénieur de Montpellier, Montpellier, France.
- Buishand, T. A. (1982) Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.* **50**, 11-27.
- Buishand, T. A. (1984) Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J. Hydrol.* **73**, 51-69.
- Demarrée, G. (1990) An indication of climatic change as seen from the rainfall data of a Mauritanian station. *Theoret. Appl. Climatol.* **42**, 139-147.
- Hubert, P. & Carbonnel, J. P. (1987) Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'ouest. *J. Hydrol.* **95**, 165-183.
- Hubert, P., Carbonnel, J. P. & Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométriques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *J. Hydrol.* **110**, 349-367.
- Lee, A. F. S. & Heghinian, S. M. (1977) A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables – A Bayesian approach. *Technometrics* **19**(4), 503-506.
- Lubès, H., Masson, J. M., Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B. & Boyer, J. F. (1994) *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques*. Etude Bibliographique, Orstom, Montpellier, France.
- Mahé, G. & Olivry, J. C. (1991) Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale du mensuel à l'interannuel. In: *Hydrology for the Water Management of Large River Basins* (ed. par F. H. M. van de Ven, D. Gutknecht, D. P. Loucks & K. A. Salewicz) (Proc. Vienna Symp., August 1991), 163-172. IAHS Publ. no. 201.
- Nicholson, S. E., Kim, J. & Hoopingarner, J. (1988) *Atlas of African Rainfall and Its Interannual Variability*. Dept Meteorology, Florida State University, Tallahassee, Florida, USA.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P. & Mahé, G. (1993) Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide. In: *Hydrology in Warm Humid Regions* (ed. par J. S. Gladwell) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 67-78. IAHS Publ. no. 216.
- Petitit A. N. (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Statist.* **28**(2), 126-135.
- Servat, E. (1994) Programme ICCARE (Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en Afrique de l'ouest non sahélienne) – Présentation du Programme. Orstom, Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Sircoulon, J. (1987) Variation des débits des cours d'eau et des niveaux des lacs en Afrique de l'ouest depuis le début du 20ème siècle. In: *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources* (ed. par S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver Symp., August 1987), 13-25. IAHS Publ. no. 168.
- Sutcliffe, J. V. & Knott, D. G. (1987) Historical variations in African water resources. In: *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources* (ed. par S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver Symp., August 1987), 463-475. IAHS Publ. no. 168.

3 Les régimes hydrologiques tropicaux

(Tropical hydrological regimes)

Addressing arid zone problems

A. J. ASKEW

Hydrology and Water Resources Department, WMO, CP 2300, CH-1203 Genève 2, Switzerland

J. C. RODDA

International Association of Hydrological Sciences, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

Abstract During his half a century in hydrology, Jean Rodier spent a considerable amount of time and effort attending to the problems of the arid and semiarid areas of the world. Much of his work was for Orstom, but part of it was for the World Meteorological Organization (WMO) and for other international bodies. This paper outlines some of Jean Rodier's interests in this area, particularly in the WMO context. It considers his views of the hydrological aspects of drought and his work for the Operational Hydrology Programme. It reports several of WMO's subsequent activities in hydrology and water resources in relation to climate change. The paper goes on to deal with more recent events concerned with desertification and drought in the context of the follow up to the UN Conference on the Environment and Development (UNCED). It considers the role of the several bodies active in the field and leads on to discuss the Convention to Combat Desertification. It concludes with a review of WMO's recent studies, supported by Orstom and several other bodies, on water availability in dry lands for the International Panel of Experts on Desertification (IPED) of the Intergovernmental Negotiating Committee for a Convention to Combat Desertification.

L'étude des problèmes rencontrés dans les zones arides

Résumé Pendant un demi siècle d'activité en hydrologie, Jean Rodier a consacré beaucoup de temps et d'efforts à l'étude des problèmes rencontrés dans les zones arides et semi-arides du monde. L'essentiel de ses travaux a été accompli dans le cadre de l'Orstom, mais une partie le fut également avec l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et d'autres organisations internationales. Cette communication présente quelques uns des points auxquels Jean Rodier s'est intéressé dans ce domaine et plus particulièrement ceux qui relèvent des activités de l'OMM. Elle considère ses vues sur les aspects hydrologiques de la sécheresse et ses travaux pour le Programme d'hydrologie opérationnelle. Elle relate plusieurs des activités développées ensuite par l'OMM en hydrologie, en relation avec l'étude du changement climatique. Enfin, cette communication aborde des événements plus récents, relatifs à la désertification et à la sécheresse, dans le contexte des suites données à la Conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement

(CNUED). Elle considère le rôle de plusieurs organisations travaillant dans ce domaine. La discussion s'oriente sur la convention pour combattre la désertification. En conclusion, on se livre à une revue des études sur la disponibilité en eau dans les régions sèches, que l'OMM, appuyée par l'Orstom et d'autres organismes, a entrepris récemment pour le Groupe international d'experts de la désertification (IPED), du Comité intergouvernemental de négociation chargé d'élaborer une convention sur la lutte contre la désertification.

THE ARID ZONE

In his introduction of « Aspects of arid zone hydrology », Jean Rodier (1985) captured succinctly the challenges which are facing this arid third of the world's surface, covering the deserts, the savannah, the dry forests and the semi-desert scrubs.

« During the course of history, humanity has learned to adapt its life and its activities to these arid and semiarid conditions. In the fields of agriculture, and particularly pastoralism, there are many instances where man and his activities are perfectly adjusted to these conditions. But during the last century, the population living in these areas has increased enormously and resources have become increasingly stretched and previously tried solutions have not proved suitable for solving many of the present problems. It is even possible to say that, in many cases, agriculture is not able by itself to maintain properly the equilibrium of the economy and of the country. In many countries, the problem of water resources remains crucial and knowledge of these resources is essential, particularly the amounts of precipitation (including condensation), surface water and groundwater, which can be utilized (either separately or combined) to the maximum benefit, even if these resources appear ridiculously small upon first examination ».

This plea for greater knowledge of the water resources of arid zones is even more urgent now than it was ten years ago.

Of course, if we are to discuss the arid zone, we must be able to define its extent. One of the most widely used methods was devised within the framework of the UNESCO MAB Programme. This method employs the ratio of the measured precipitation to the estimated potential transpiration computed by the Penman (1948) method. A version of this approach adopted by UNEP is shown in Table 1 and it indicates clearly the extent of the areas of the world involved. They range from the rainless dry rocks or shifting sands of the eastern Sahara to the semi-desert scrub that surrounds most deserts. In some regions differences of relief are very important, because there are locally important sources of water in the higher areas. In others, the water resources are dependent on the juxtaposition of mountains and on the rivers which drain these areas and cross the dry lands.

JEAN RODIER AND WMO

Jean Rodier was most closely associated with Orstom, and it was in the context of that agency's work in overseas countries that he developed his great knowledge and sensi-

Table 1 Aridity zones by *P/PET* ratios.

Climate zone	$R = P/PET$ ratio	% of world covered
Hyper-arid	$R < 0.05$ Very limited human activity around oases	7.5
Arid	$0.05 R < 0.20$ Pastoralism is possible but highly susceptible to interannual climate variability or groundwater resources	12.5
Semiarid	$0.20 R < 0.50$ Sustainable pastoralism. Agriculture susceptible to high degree of interannual climate variability	17.5
Dry sub-humid	$0.50 R < 0.65$ Wide range rain fed agricultural activities practised	9.9

vity to the problems of undertaking hydrological work in developing countries. It is not surprising, therefore, that he found a natural outlet for these concerns within the framework of WMO's international activities in hydrology. In the 1960s there was considerable debate as to the nature and extent of these activities and Jean Rodier was amongst those who championed the cause of a stronger role for WMO in the field. France designated him as a member of what was initially called the Commission on Hydrological Meteorology and which is today the Commission for Hydrology (CHy). In 1961, the First Session of the Commission elected him to chair the Working Group on Network Design: one of the basic topics of concern to the Commission at that time, and still one on which much remains to be done, both as regards the theory and the practice.

When plans for WMO's participation in the International Hydrological Decade (IHD) were being made, J. A. Rodier (France) was named to serve on the Panel of Experts established by the WMO Executive Committee to oversee WMO's contributions to the Decade.

For the Second Session of CHy, which was held in Warsaw in 1964, Jean Rodier chaired one of the two committees established to conduct the business of the meeting. Subsequently, CHy appointed him chairman of the Working Group on Representative and Experimental Basins, thus drawing on another of his fields of expertise and establishing another link to the IHD. He was re-appointed to chair the same Working Group at the Commission's third session in 1968, and again at its fourth session in 1972. When he finally relinquished the position in 1976, he had been chairing CHy working groups for 15 consecutive years.

Of equal, if not greater importance, was his election as Vice-President of the Commission for the period 1968 to 1972. As Vice-President of CHy, Jean Rodier played an important part in the convening of the Technical Conference of Hydrological and Meteorological Services (Geneva, 1970). This Conference brought together the heads of the world's Hydrological Services to discuss the co-ordination of their activities and how WMO might assist in this task. It made a number of recommendations for strengthening the role of hydrology in WMO which, in due course, led to a number of decisions that were taken by the Seventh World Meteorological Congress in 1975. Principal amongst these was an amendment to the basic legal document of the

Organization; the WMO Convention, so as to include hydrology more clearly as part of the remit of the Organization. Over more than a decade, therefore, Jean Rodier worked to give hydrology a sound basis within WMO and it is to his credit that this basis has served so well over the subsequent two decades. These and similar events are recorded in the report of the Silver Jubilee of the Commission for Hydrology that was celebrated in July 1986 (WMO, 1986).

Other WMO activities where Jean Rodier played a significant part are less well documented. This is because in many of them he was more the facilitator than the principal actor. In particular: he facilitated the participation of Orstom staff in international programmes, as well as the participation of hydrologists from other agencies in France and that of hydrologists from other French-speaking countries in various aspects of the WMO Hydrology and Water Resources Programme. Through these means, his contribution to WMO was very broadly based. The activities of working groups, the proceedings of workshops and symposia and the contents of various publications benefitting from an input by Jean Rodier, or originating with him. Strangely, he was the author of only one WMO publication, in fact the co-author (with Max Beran) of a joint WMO-UNESCO publication on hydrological aspects of drought (Beran & Rodier, 1985).

DROUGHT

Recently published statistics for the period 1963 to 1992 (DHA, 1994) indicate that drought, taken world-wide, is one of the worst of natural disasters globally (Fig. 1). They also show that it is very important in vulnerable regions, such as western Africa (Fig. 2), where drought causes more damage and affects more people than any other type of disaster.

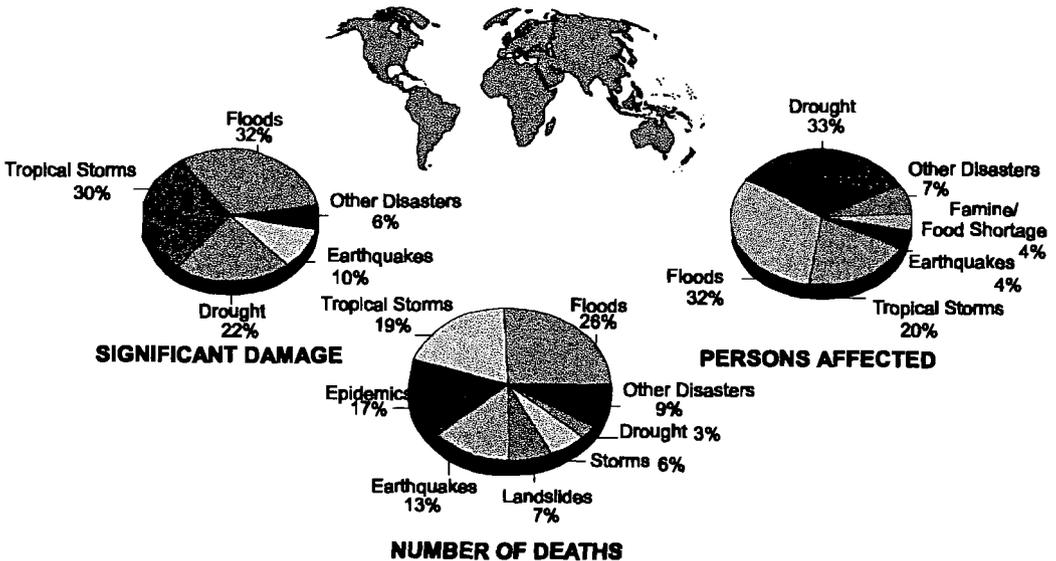


Fig. 1 Major disasters around the world 1963-1992 (% of significant disasters by type: damage, persons affected, number of deaths) (DHA, 1994).

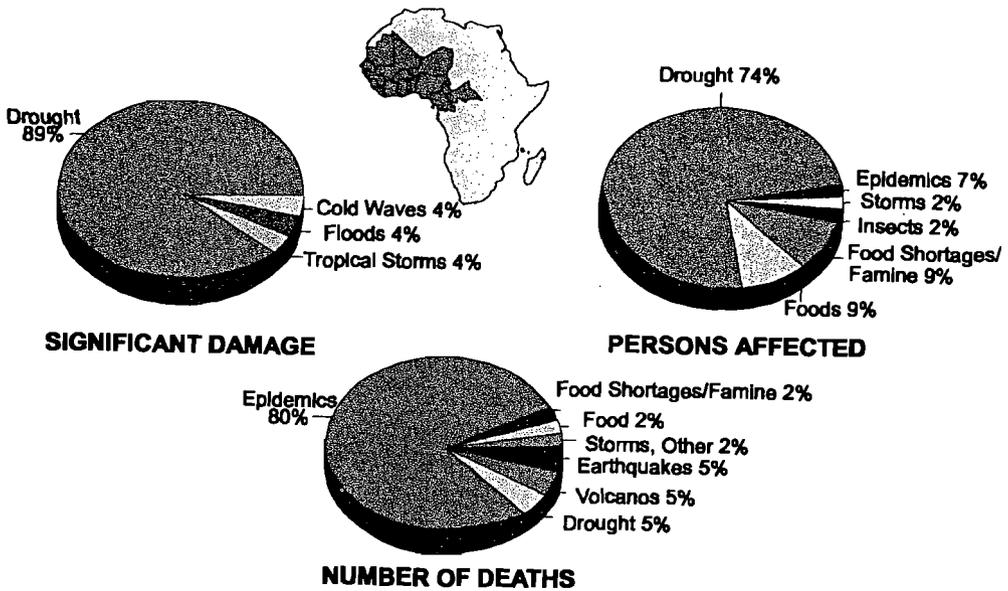


Fig. 2 Major disasters by region, 1963-1992, western Africa (% of significant disasters by type and category) (DHA, 1994).

Of course, as Beran & Rodier (1985) and many others have pointed out, there is great difficulty in defining drought. Definitions of drought abound, one starting point being: prolonged absence or marked deficiency of precipitation (UNESCO/WMO, 1992). Beran & Rodier (1985) quote six versions of the definition of hydrological drought (Table 2) and there are many others falling under headings such as « meteorological drought » and « agricultural drought ». Severity may vary throughout a

Table 2 Types of hydrological drought (Beran & Rodier, 1985).

1	A three-week to three-month runoff deficit during the period of germination and plant growth. This could be catastrophic for farming that is dependent upon irrigation drawn directly from the river without the support of reservoirs.
2	A minimum discharge significantly lower or more prolonged than the normal minimum but not necessarily advanced much in its position relative to the growing season. Because the germination period is not affected this type of drought is of less consequence to agriculture.
3	A significant deficit in the total annual runoff. This affects hydropower production and irrigation from large reservoirs.
4	A below normal annual high water level of the river. This may introduce the need for pumping for irrigation. This type of drought is related to Type 3 – deficit in annual runoff.
5	Drought extending over several consecutive years as with the « Secas » of northeast Brazil. Discharge remains below a low threshold or the rivers dry up entirely and remain dry for a very long time.
6	A significant natural depletion of aquifers. This is difficult to quantify because observation of the true level of the aquifer is disturbed by the over-utilization of groundwater during the drought.

drought and hydrological processes may act to maintain the drought: the phenomenon of persistence which has been found in many time series, but not in all of course. There are variations in space during a drought, as well as in time, a factor which makes droughts more difficult to characterise than floods, for example. Spatial heterogeneity is one reason why drought intensity is frequently presented in the form of maps of rainfall depth, or rainfall deficiency, defined for example as the measured rainfall for the period as a percentage of the corresponding long term mean.

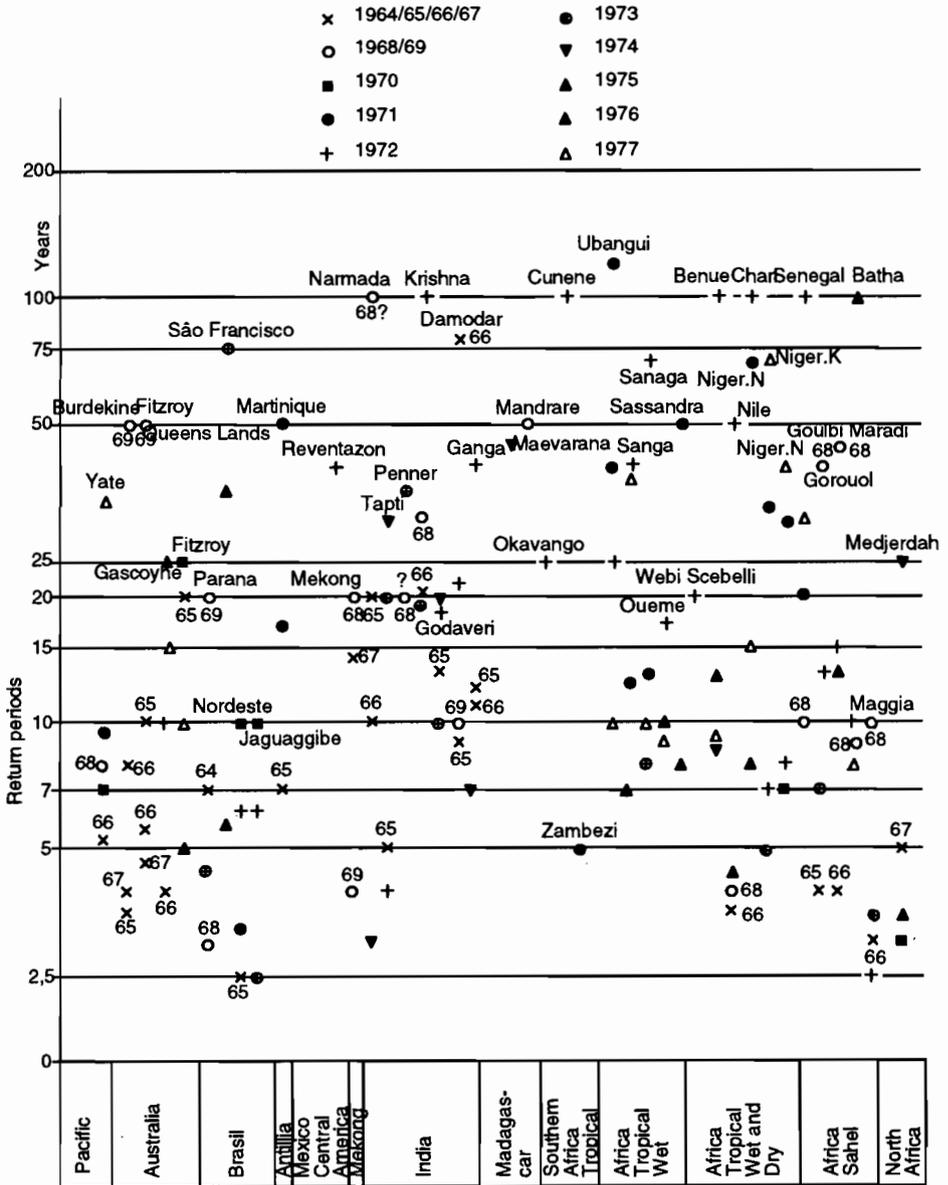


Fig. 3 Return periods of mean annual discharge for selected rivers world-wide during the recent drought (Beran & Rodier, 1985).

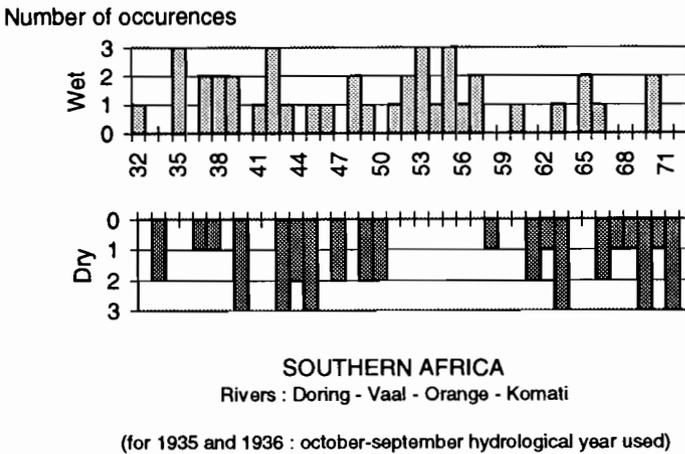
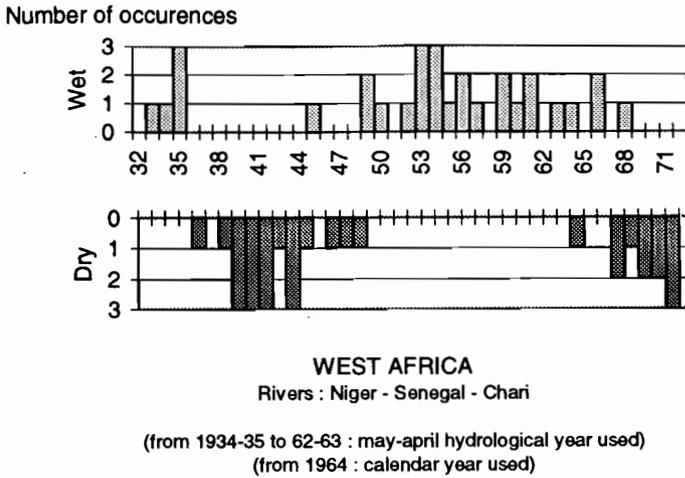


Fig. 4 Frequency of variation with time of the ten highest and ten lowest flows based on river flow data for west and southern Africa (Beran & Rodier, 1985, based on Bredenkamp, 1974).

Beran & Rodier (1985) gave attention to rainfall deficits, but they also looked at runoff deficiencies as a measure of drought. They investigated the return period of the mean annual discharge for selected rivers world-wide for the driest year during the 1960s and 1970s (Fig. 3). They also examined the variations in time of the ten highest and ten lowest flows for rivers in west and southern Africa (Fig. 4). In considering the relation between drought and climate change they stressed that, even under a different climatic regime, drought is expressed as a departure from normal.

DROUGHT AND CLIMATE CHANGE

Although Beran & Rodier (1985) did not dwell on the possibility that the African droughts of the 1970s and 1980s were indicative of climate change or that future changes

in climate would alter the incidence of drought in Africa, this is something that others have considered. For example, Sircoulon (1991) has asked « Has there been a significant statistical change in the rainfall or discharge time series in the sahelian region during the last 100 years when global temperatures are observed to have increased? »

In considering this question, it is important to recognize that, quite apart from any question of climate change, the world faces a serious water crisis. We can but applaud the successes of modern hygiene and medicine which have led in the last few decades to a significant drop in the death rate, and hence to an unprecedented increase in the world's population. We must also recognize, however, that this means more people to provide with drinking water and greater demands for water for crop production so that those same people might have food to eat. Add to this the understandable aspirations of all peoples to improve their standard of living and we have the complication of increased demand for water per capitum. This is not only a problem of the quantity of water, but also the quality of water as pollution levels rise alarmingly, particularly in developing countries and newly independent states which do not have the resources to combat this threat.

The most recent studies reviewed in support of the work of the IPCC (Lang, 1995) note that these developments have made societies more sensitive and vulnerable to any variability in water supplies. The floods and droughts which, in the past, might have caused some inconvenience because a temporary high water levels or a shortage of water, now threaten the very lives of whole communities. Any change in climate would influence the hydrological cycle and very likely add an extra stress to this fragile situation. It is in this sense that the threat of climate change is so important for hydrology and water resources.

This threat is the greater in arid and semiarid areas because the very delicate balance of precipitation, evapotranspiration, infiltration and runoff is particularly sensitive to climate variations. The percentage of precipitation that runs off or infiltrates is much smaller than in other regions and can easily be reduced to zero as the result of a small, but significant, reduction in rainfall or an increase in temperature. Sircoulon (1990) has estimated that in the sahelian zone of west Africa the supply of water over the next few decades might vary by $\pm 30-40\%$, but the demands on this supply are likely to increase by 250-500%!

It can be argued that hydrological modelling will clarify and even quantify the extent of such problems and threats, but here we face several serious problems.

First, the predictions of change in precipitation and temperature are not precise enough in space and time to allow us to interpret them in terms of changes in soil moisture, aquifer levels and streamflow.

Secondly, the great majority of hydrological models have been developed in temperate climates and, while the hydrological processes are the same the world over, their relative importance varies enormously and many models fail to truly represent the hydrological regimes of arid regions. For example, most of the classical models have great difficulty in reproducing the regimes of rivers which flow only intermittently after major rare storms and are dry for 90-95% of the time. Yet it is precisely such rivers as this which can be of greatest importance for the survival of societies in many regions of the world.

A third problem is that in the arid zone the networks of instruments and the measurements they make are amongst the poorest in the world, rarely reaching the

standards recommended by WMO (1994). Consequently, we lack much of the data needed to characterize these areas hydrologically in the same manner as we do for many other parts of the globe (Rodda, 1995).

The call therefore is for more research on the hydrology of arid regions which would lead to a better ability to predict the potential impact of climate change, and more data from such regions to support this research.

Some skill has now been developed in making seasonal predictions of rainfall. These are in very general terms, but they are still in terms that can be of great value to those responsible for agricultural activities and water resources management. There are great hopes for further improvements in this regard but, as always, there is need for improved data and research efforts if these improvements are to be achieved. An interesting aspect of this is that the data needed, such as sea surface temperatures, must be collected over large areas, often far from the regions that can benefit from the forecasts. This presents a real challenge for international solidarity: one that we can hope the national agencies and international organizations involved will rise to with conviction.

While there is much variation in the various estimates of the impacts of climate change on the water balance of the regions of the world, something that seriously limits our ability to interpret them in terms of hydrological systems, there is fairly general agreement that the dry regions will become warmer, particularly in the higher latitudes, and hence more arid – a worrying prospect for those facing the dual problems of drought and desertification in these regions.

NATURAL DISASTERS

The United Nations has declared the 1990s as the International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR). When one considers the nature of the major disasters around the world (see Fig. 1) it is clear why WMO has been so involved in the Decade since its very conception. What is more, the statistics clearly show that disasters of hydrological origin such as floods and droughts are responsible for two thirds of the persons affected and over half of the damage caused. Although they are listed as causing only one third of the deaths, one has to ask how many of those who died from epidemics or other medical causes did so because of their resistance was lowered as a result of starvation during droughts.

The danger of flooding in arid areas is often underestimated, or even ignored, because floods of any significant magnitude are so rare. Widespread flooding can occur, however, and can cause extensive economic damage, especially if the water lies on the ground for long periods during critical growing seasons for crops. Of greater danger to life, are the flash floods which are very difficult to monitor and to predict. Nevertheless, there is no doubt that the major threat in arid zones is that of drought. This is clearly demonstrated in the statistics for western Africa (see Fig. 2): a region with which Jean Rodier was particularly associated. This led WMO many years ago to establish the project entitled « Agrometeorology and operational hydrology and their applications (Agrhymet) », based in Niamey, and in more recent times, the Drought Monitoring Centres in Nairobi and Harare where efforts are now being made to interpret present meteorological condition and limited climate predictions in terms which can be used to minimize the impact of both meteorological and hydrological droughts.

Again, the call is for data which can be used to sustain and improve the work of these centres and the will of government departments to act on their advice.

DESERTIFICATION

In recent years, the focus of attention has switched to the growing threat of desertification, with its links to famine and sustainable development. Although he did not use the word « desertification » himself, Rodier obviously included this process in his thinking about the arid zone. Had he used the word, undoubtedly he would have identified the problem of water resources as being crucial to desertification. This is in marked contrast to the recently agreed International Convention to Combat Desertification, where the drafters seemed to be largely unaware that absence of water resources is one of its prime causes. To a hydrologist, what could be more of an enigma?

In recent times, WMO has been working closely with the International Panel of Experts on Desertification that has been set up by the International Negotiating Committee for the Convention. The aim has been to introduce appropriate references in both the background documents and the action plans to water and to water resources. As a contribution to this effort, Jacques Claude, an Orstom expert, has prepared a report for WMO in which he notes that in fact the importance of water in the International Convention to Combat Desertification is masked by the fact that references to it are distributed throughout the text and are generally implicit in all activity areas. Water is certainly a renewable resource, but it is not the same as other natural resources:

- it is not a resource which is directly productive (it is a non-biotic element), but it is an indispensable factor in production and, in arid zones, the primary factor limiting biological production;
- it does not in itself offer the potential for economic development, but provides the necessary conditions for the development and exploitation of biological resources;
- it is not available everywhere and in each location, its spatio-temporal distribution being discrete. It is therefore necessary to manage its distribution, even to modify it, in order to make rational use of it in arid zones, it is often a factor in the degradation or destruction of bio-productive resources or their infrastructure (soil erosion, salinization, flooding ...);
- it is also a reservoir and vehicle for the dissemination of so-called "water-borne diseases" which at one stage or another in their development pass through water. This is a major factor in health risk. It is therefore also necessary to control its harmful powers (Claude, 1995)

There is evidence that desertification is spreading, the process that sparked the Convention and the process which the Convention seeks to halt and reverse. This is because the already difficult conditions in the arid zone have been exacerbated by the recurring and protracted droughts of recent years, rendering ineffective the indigenous methods of adaption employed traditionally during droughts.

Desertification is now a direct threat to over 250 million people across the world, and an indirect threat to a further 750 million (Williams & Balling, 1994). The UN Conference on Environment and Development held in Rio de Janeiro in 1992 defined desertification as « land degradation in arid, semiarid and dry sub-humid areas resulting from various factors, including climate variations and human activities ».

At the time of the UN Conference on Desertification (UN, 1977) the view was that desertification was principally the result of poor management of land and human resources. The call was for the governments concerned to take account of the fragility of the land in such regions and to implement policies, particularly those concerning farming and grazing techniques and the movement of populations, so as minimize the threat to these lands. In 1977 little was said about the possibility of « natural causes » for desertification and there was no doubt that the emphasis was then on governments to accept the major responsibility.

This was before the recent great interest in climate and climate change. The pendulum can easily swing the other way, of course, and governments can point to climate change as the real cause – a tempting option as it would allow them to abrogate their responsibility in the matter.

It would appear that the truth lies somewhere in between and current thinking is to give clear recognition to the importance of climate variability and, if proven also to, climate change, in the whole process but to recognize that there is little we can do at the local scale to prevent this and so governments and local communities should continue and strengthen their efforts to halt the processes of desertification.

The interaction between desertification and climate is a close and complex one. There is always the possibility of desertification influencing the climate, but it is generally agreed that the influence is local rather than continental or global in nature. On the other hand, there is no doubt that climate is one of the main factors affecting desertification.

Climate has a major impact on soils, vegetation and water resources in dry lands and consequently on land use. The soils in these regions are inherently vulnerable to desertification processes because of the sparse vegetation and low levels of organic matter. The result is a great vulnerability to erosion by wind and by water.

Lack of knowledge here, as everywhere, is one of the limiting factors in combating desertification and it is important that not only more research is undertaken, but that national agencies in the regions concerned maintain long-term programmes for monitoring desertification processes and the accompanying geophysical characteristics such as precipitation, temperature, radiation, soils moisture, groundwater levels and streamflow. Making such observations requires considerable capital investment and then a long-term commitment to the maintenance of the networks. This is expensive, far more expensive than is often taken into account at the outset. The result is that, all too often, monitoring programmes last only a few years or, in the case of developing countries, until external support is no longer available. This is one of the reasons why WMO and others are working to establish a World Hydrological Cycle Observing System (WHyCOS) (Rodda *et al.*, 1993). Short records are of very limited value and there is a fundamental need for all countries in the world to establish and maintain adequate monitoring programmes of all factors of national importance. Knowledge is power – so we are told. Knowledge such as is referred to above gives governments the power to make the right decisions. The lack of data and hence of knowledge leaves the authorities without the power to control their own resources and hence their own destinies.

KNOWLEDGE BASE

The International Conference on Water and the Environment (Dublin, 1992) called for

« fundamental new approaches to the assessment, development and management of fresh-water resources » and included in its « Action Agenda » a recognition of the importance of data and information under the heading:

« the knowledge base: measurement of components of the water cycle, in quantity and quality, and of other characteristics of the environment affecting water are an essential basis for undertaking effective water management. Research and analysis techniques, applied on an interdisciplinary basis, permit the understanding of these data and their application to many uses.

With the threat of global warming due to increasing greenhouse gas concentrations in the atmosphere, the need for measurements and data exchange on the hydrological cycle on a global scale is evident. The data are required to understand both the world's climate system and the potential impacts on water resources of climate change and sea level rise. All countries must participate and, where necessary, be assisted to take part in the global monitoring, the study of the effects and the development of appropriate response strategies ».

Arid countries, faced as they are with the threat of drought and desertification, should see climate and water resources data as a national treasure to which they can add year by year, for a price surely, but at a very moderate price when one considers the cost of making wrong decisions in the face of such worrying threats to the life and safety of their populations.

Jean Rodier was a strong and articulate advocate of increasing our knowledge of water resources and hydrological processes, in particular in arid zones. There can be no better way of recognizing his contributions to the science and practice of hydrology than to strengthen the hydrological monitoring networks and water resources studies in these zones, where the existence of life itself is so closely linked to the availability of such resources.

REFERENCES

- Beran, M. A. & Rodier, J. A. (1985) *Hydrological Aspects of Drought*. WMO-UNESCO Panel Report, Studies and Reports in Hydrology, UNESCO Press, Paris.
- Claude, J. (1995) Gestion de la ressource en eau. WMO (draft of February 1995).
- DHA (1994) Disasters around the world - a global and regional view. *Information Papers no. 4, Department of Humanitarian Affairs, United Nations, New York*.
- Hare, F. K. & Ogallo, L. A. J. (1993) *Climate Variations, Drought and Desertification*. WMO, Geneva.
- Lang, H. (1995) Personal communication.
- Penman, H. L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Lond.* A193, 120-146.
- Rodda, J. C., Pieyns, S. A., Sehmi, N. S. & Matthews, G. (1993) Towards a world hydrological cycle observing system. *Hydrol. Sci. J.* 38(5), 373-378.
- Rodda, J. C. (1995) Guessing or assessing the world's water resources. *J. Chart. Instn Wat. Environ. Manage.* 9, 360-368.
- Rodier, J. A. (1985) Aspects of arid zone hydrology. Chapter 8 in: *Facets of Hydrology II* (ed. par J. C. Rodda), 205-247. Wiley, Chichester, UK.
- Sircoulon, J. (1990) *Impact possible des changements climatiques à venir sur les ressources en eau des régions arides et semi-arides*. WCAP Report no. 12, Tech. Doc. no. 380, WMO, Geneva.
- Sircoulon, J. (1991) *Climate Water and Development in Climate Change: Science Impacts and Policy* (ed. par J. Jäger & H. L. Ferguson) (Proc. Second World Climate Conference), 242-252. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- UNESCO/WMO (1992) *International Glossary of Hydrology*, second edn. UNESCO/WMO, Paris/Geneva.
- United Nations (1977) *Report of the United Nations Water Conference* (Mar del Plata, March 1977). E/CONF 70/29, United Nations, New York.
- Williams, M. A. J. & Balling, R. C. (1994) *Interactions of Desertification and Climate*. WMO/UNEP, Geneva/Nairobi.
- WMO (1986) *Silver Jubilee of the WMO Commission for Hydrology*. Technical Reports to the Commission for Hydrology no. 22, WMO, Geneva.
- WMO (1994) *Guide to Hydrological Practices*. Publ. no. 168, WMO, Geneva.

Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel

J. C. DESCONNETS, S. GALLE, C. LEDUC & C. PEUGEOT

Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

Résumé Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel (Niger), les principaux processus de redistribution des eaux de surface et leur variabilité spatio-temporelle ont été étudiés à différentes échelles (de 100 m² à 10 000 km² et de la minute jusqu'à l'année) en liaison avec les états de surface, la couverture végétale et les précipitations. Quelle que soit l'échelle d'observation, il existe une forte discontinuité spatio-temporelle de l'infiltration. La redistribution de l'eau sur le versant se fait par un ruissellement hortonien qui est ensuite concentré dans les ravines. La présence d'une zone d'épandage à mi-versant entraîne d'importantes pertes lors du transfert des eaux de ruissellement vers une mare endoréique. Lorsque le ruissellement n'est pas totalement infiltré dans le réseau de drainage, il se concentre dans les mares où il est soit repris par évaporation, soit drainé vers la nappe phréatique. Fortement liée à l'intermittence temporelle des précipitations, la recharge annuelle de la nappe se réalise essentiellement par l'infiltration des eaux des mares et constitue moins de 10% du bilan annuel régional.

Water redistribution processes in Sahelian zone: hydrology in the Hapex-Sahel experiment

Abstract During the Hapex-Sahel experiment (Niger), water redistribution processes were detailed at various scales of space (from 100 m² to 10 000 km²) and time (from a minute to a year) in relation to surface features, vegetation cover and rainfall. All observational scales demonstrated that a marked discontinuity exists in infiltration in space and time. Runoff, mainly by Hortonian overland flow, concentrates into gullies which are generally degraded at mid-slope into spreading zones. Runoff that does not infiltrate within the drainage network reaches the endoreic pools where it either percolates to groundwater or evaporates. Related to the high temporal variability of the rainfall and intermittent nature, the annual aquifer recharge is mainly due to infiltration through these pools but amounts to less than 10% of the regional water balance.

INTRODUCTION

Dans l'espace, les mesures ont été effectuées de la parcelle expérimentale de quelques centaines de mètres carrés à un degré carré et, dans le temps, de la fraction de minute à plusieurs années.

A l'est du fleuve Niger, il n'existe pas de cours d'eau significatif, même temporaire. La région est une mosaïque de petits ensembles endoréiques. Selon l'intensité de la pluie et l'état de la surface, une fraction variable de ces bassins contribue aux écoulements qui peuvent parfois complètement disparaître et se reconstituer plus ou moins à l'aval pour finalement aboutir à une mare temporaire, lieu privilégié de recharge de la nappe phréatique. La structure et le fonctionnement hydrologique de cette région sont hérités de la forte intermittence du régime des précipitations et d'un paysage au relief peu prononcé.

En effet, le paysage de la partie centrale du degré carré (deux tiers en surface) dans laquelle s'est concentrée la majorité des études de l'expérience Hapex-Sahel est morphologiquement caractérisé par de larges vallées à faible pente (0,3-0,8%) creusées dans le Continental Terminal et recouvertes d'un manteau éolien qui a été déposé et remanié à différentes époques (Gavaud, 1966). En amont, les vallées sableuses sont limitées par le relief tabulaire: les plateaux sommitaux à cuirasse ferrugineuse. Une toposéquence représentative du paysage du degré carré a été décrite par Courrault *et al.* (1990). Elle est schématisée en Fig. 1. De cette toposéquence, on retiendra trois grandes unités (de l'amont vers l'aval):

- le plateau à cuirasse ferrugineuse à brousse tigrée, de petits systèmes dunaires et du talus qui est une zone de forte pente faisant la transition avec l'unité aval;
- son glacis sableux constitué d'un piémont dégradé souvent dans la continuité topographique du talus, le cône d'épandage sableux qui traduit la disparition de l'écoulement concentré issu des ravines et les surfaces agricoles: champs et jachères;

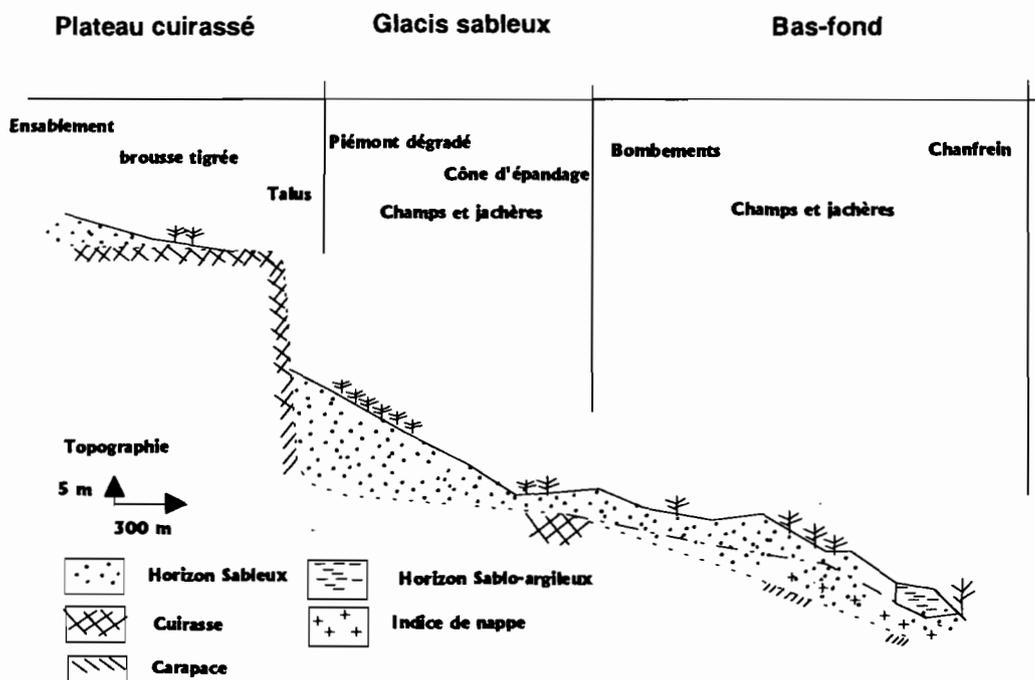


Fig. 1 Toposéquence représentative du paysage du degré carré (d'après Courrault *et al.*, 1990).

- le bas fond que l'on peut décomposer en deux domaines: les bombements ou zones dégradées aussi marquées par des replats ou des contre pentes, le chanfrein qui est la zone de raccord entre l'axe de drainage principal et la zone de bombements.

Le dispositif expérimental est installé sur la partie amont de la toposéquence. Il est composé de trois parcelles de ruissellement disposées sur le sol nu de plateau, le glacis sableux en jachère et le glacis sableux cultivé en mil d'un transect de tubes d'accès pour humidimètres neutroniques et de cinq petits bassins versants incluant les unités amont précédemment citées (superficie inférieure à 1 km²). Seul le transect humidimétrique couvre l'ensemble de la toposéquence.

ETUDE A L'ECHELLE DE LA PARCELLE

En zone sahélienne, les processus hydrologiques sont sous la dépendance quasi-exclusive de l'état de la surface du sol: encroûtement, micro-relief, végétation ... (Casenave & Valentin, 1989, 1992). L'étude des formations superficielles est pour cela un préalable indispensable à la compréhension des processus à l'échelle locale. Trois parcelles de ruissellement (zones rectangulaires, 5 × 20 m, délimitées par une bordure métallique et destinées à l'étude locale du ruissellement) ont été installées sur trois des principaux types de surface représentés dans la région: sol nu de plateau, jachère et champ de mil sur un glacis sableux (Peugeot, 1995).

Le plateau, de pente faible, est caractérisé par un couvert végétal concentré en bandes, grossièrement parallèles aux courbes de niveau, qui alternent avec de larges bandes de sol nu. La parcelle située dans le sol nu permet de montrer que l'infiltration ne dépasse pas le premier mètre du fait de la présence d'un fort encroûtement superficiel. A l'échelle de la saison des pluies, la lame ruisselée sur le sol nu représente plus de la moitié de la lame précipitée (Fig. 2). Ce ruissellement se transfère vers l'aval et s'arrête dans la bande qui bénéficie en conséquence d'une alimentation en eau, estimée en 1993 à plus de trois fois la pluie annuelle.

Sous la végétation, l'eau s'infiltré au-delà de la profondeur maximale des mesures d'humidité (6 m). Le stock d'eau mesuré dans le sol au moment de la dernière pluie, augmenté de l'estimation de l'infiltration profonde (au-delà de 6 m) représente 2,5 fois la lame précipitée. L'infiltration profonde est évaluée à partir des profils de teneur en eau, sous l'hypothèse de gradient unitaire de pression de l'eau du sol, selon la méthode proposée par Klaij & Vachaud (1992). Une fraction de l'eau infiltrée est restituée à l'atmosphère par évapotranspiration en saison des pluies (85% de la pluie), puis en saison sèche, le reste pouvant drainer en profondeur. La partition exacte entre ces deux processus n'a pu être établie.

Sur le glacis sableux, l'encroûtement prononcé de la parcelle de jachère limite la profondeur d'infiltration à 2 m. Au pas de temps de la saison, le ruissellement représente 21-25% de la lame précipitée, la quantité restante étant entièrement restituée à l'atmosphère par évaporation (Fig. 3).

Sur la parcelle de mil (glacis sableux), le travail du sol (semis, sarclage) induit une forte variabilité temporelle et spatiale de l'infiltration et du ruissellement. Grâce à la destruction des croûtes, on constate une augmentation significative de l'infiltration après les sarclages, mais au fur et à mesure des averses successives et de la reconstitution des pellicules superficielles, le ruissellement augmente. A partir d'un cumul pluviométrique

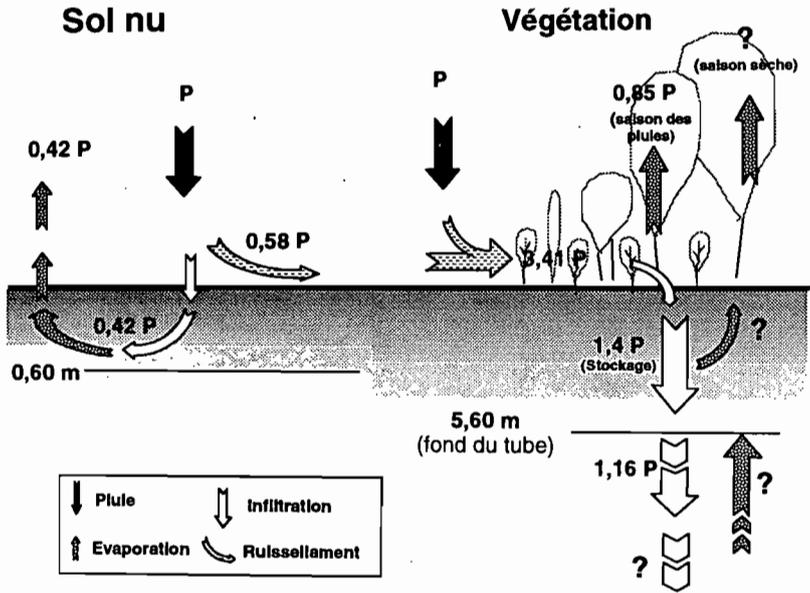


Fig. 2 Bilan hydrologique dans un système sol nu/végétation de plateau, saison 1993.

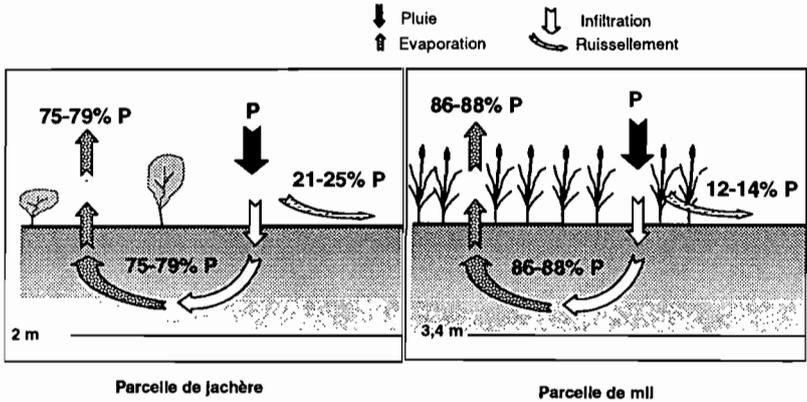


Fig. 3 Bilan hydrologique saisonnier sur les parcelles de jachère et mil, saison 1992 et 1993.

de 80 mm environ, il apparaît que l'effet bénéfique du sarclage sur l'infiltration est annihilé. Au pas de temps annuel, le ruissellement sur la parcelle de mil représente 12-14% environ de la lame précipitée (Fig. 3). L'infiltration atteint la profondeur maximale des mesures (3,40 m), mais l'eau du sol est entièrement extraite par l'évaporation en saison sèche.

ETUDE A L'ECHELLE DU VERSANT

Le suivi des variations d'humidité du sol d'une toposéquence typique du paysage central

du degré carré permet d'étendre et de compléter la connaissance des processus observés à l'échelle de la parcelle. Le suivi des profils hydrique du sol a été effectué par la méthode neutronique, jusqu'à une profondeur standard de 3,40 m qui a été augmentée à 5,50 m dans les zones de forte infiltration. La calibration des mesures a été faite *in situ*, elle est détaillée dans Cuenca *et al.* (1996). Le suivi s'est effectué avec un pas de temps dépendant de la pluie afin de mesurer systématiquement le contenu en eau du sol: le lendemain de la pluie, 3 jours après, puis à une fréquence plus lâche, pour devenir mensuelle durant la saison sèche. Les mesures ont été réalisées durant quatre années (1991-1994).

La teneur en eau du sol a été mesurée sur les unités suivantes: le plateau à cuirasse ferrugineuse (13 tubes), le glacis sableux cultivé en mil (neuf tubes) ou en jachère (deux tubes), le cône d'épandage (quatre tubes), la zone de bas-fond (deux tubes), le talweg (deux tubes) et une mare temporaire (deux tubes).

Les principaux enseignements sont les suivants:

- La valeur minimum du stock hydrique est atteinte en fin de saison sèche, elle reste très stable pour chaque site d'une année sur l'autre. La saison sèche est suffisamment longue pour évapo-transpirer toute l'eau mobilisable dans le profil concerné par les mesures, quelle que soit la quantité d'eau tombée et infiltrée au cours d'une saison précédente.
- La valeur maximum est atteinte avant la fin de la saison des pluies, lorsque les pluies sont encore régulières; elle varie chaque année. Cette valeur maximale dépend du total pluviométrique annuel et de sa distribution saisonnière. Aussi, la concentration de pluies en fin de saison favorise l'infiltration (la conductivité hydraulique est maximale sur un sol humide). Ceci se vérifie pour l'ensemble de la toposéquence.

Comportement hydrodynamique le long de la toposéquence

En amont de la toposéquence, le plateau est recouvert d'une végétation naturelle organisée en bandes qui induit une répartition répétitive de l'eau: bande de végétation – bande de sol nu (échelle d'une cinquantaine de mètre). Les relations entre le stock hydrique et la végétation sont décrits par Seghieri *et al.* (1994). Les surfaces de sol nu génèrent un ruissellement qui est en grande partie absorbé par les bandes de végétation (Galle & Peugeot, 1994). La fraction de ruissellement non intercepté se concentre en ravines dans le sol meuble des glacis.

Le stock hydrique du cône d'épandage (Fig. 1) atteint 900 mm en fin de saison des pluies pour la couche de sol 0-340 cm, alors que celui du glacis sableux cultivé situé en amont varie entre 200 et 350 mm (Fig. 4).

Le bas-fond, situé en aval, ne bénéficie pas d'apport par ruissellement. Ces faibles stocks hydriques (compris entre 150 et 200 mm) sont la conséquence d'une mauvaise capacité d'infiltration de sols en jachère, qui s'encroûtent sous l'action de pluies de forte intensité. Ces stocks hydriques mesurés dans le bas fond sont comparables à ceux mesurés sur les glacis sableux en jachère (160-190 mm, non représentés sur la Fig. 4). On atteint ensuite le talweg principal, qui présente un stock hydrique de 800 mm.

La toposéquence montre trois zones de fort stock hydrique: les fourrés de brousse tigrée, le cône d'épandage à mi-versant et le talweg principal. Parmi les autres zones,

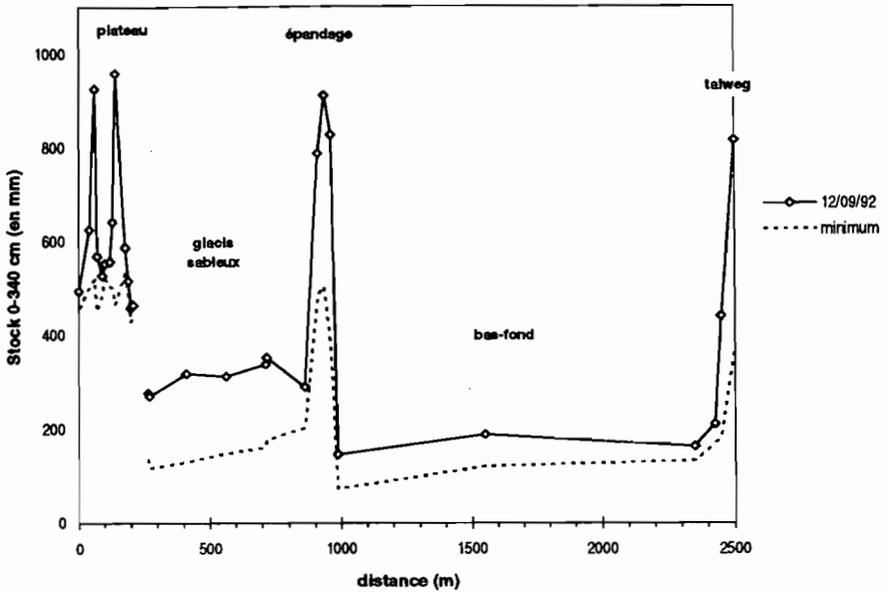


Fig. 4 Stock hydrique le long de la toposéquence de Banizoumbou le 12 septembre 1992.

l'opposition culture/jachère est liée au travail du sol qui empêche l'encroûtement et favorise ainsi l'infiltration. Nous n'avons pas pu mettre en évidence une différence bas-fond/glacis sableux. La Fig. 4, sur laquelle sont portés les stocks d'eau maximum le long de la toposéquence en 1992, illustre la variabilité spatiale de l'infiltration à cette échelle.

Enfin, l'analyse des crues en ravine (Peugeot, 1995) montre que l'infiltration à travers le fond du lit des ravines concerne des volumes d'eau significatifs, à tel point que l'écoulement peut être nul aux stations les plus en aval. Au pas de temps de la saison des pluies, la lame d'eau infiltrée sous une ravine est estimée, par modélisation hydrologique, à environ 11% de la lame précipitée sur le bassin versant. Un second fait marquant est la discontinuité spatiale de l'écoulement: l'eau transitant dans les ravines est totalement absorbée dans le cône d'épandage sans s'écouler au-delà (Peugeot *et al.*, 1996).

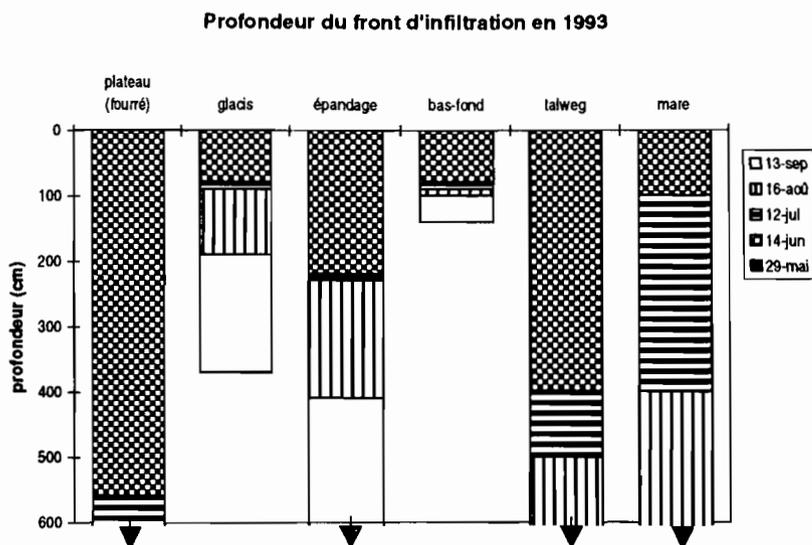
Drainage profond

Même dans le cas d'une saison des pluies favorable à l'infiltration (année 1992, par exemple), la profondeur du front d'infiltration dépasse difficilement 3,40 m sous le mil (profondeur racinaire 1,50 m). (Le front d'infiltration est la limite entre le sol humidifié et le sol sec sous-jacent. La teneur en eau du sol humidifié dépend de la chronologie des événements pluvieux et du type de sol.) En 1992, le stock d'eau au delà de 3,4 m a été estimé à moins de 30 mm (Peugeot, 1995). Cette eau est entièrement reprise par évaporation durant la saison sèche.

Dans le cône d'épandage les quantités d'eau infiltrées, provenant du ruissellement, sont importantes et le front d'infiltration descend rapidement.

L'évolution du front d'infiltration au cours de la saison 1993 est schématisée en Fig. 5. Après les premières pluies de la saison, totalisant 100 mm, la redistribution des eaux de surface est assez inégale le long de la toposéquence et révèle déjà les points d'infiltration préférentiels dans le paysage. Ainsi, on constate qu'au 14 juin 1993 le front d'infiltration est déjà de 5 m dans le cône d'épandage et 4 m dans le talweg. L'amplitude observée entre les différents points de la toposéquence tend à augmenter au fur et à mesure de la saison.

La totalité de l'eau infiltrée dans ces unités est évaporée ou transpirée. Dans les zones de concentration du ruissellement (cône d'épandage et talweg), le front d'infiltration dépasse 5,50 m et nous n'avons pas eu la possibilité de mesurer directement les quantités infiltrées. Mis à part les mares temporaires, dont le fonctionnement est détaillé plus loin, les fourrés des plateaux, le cône d'épandage et le talweg sont les seuls éléments du paysage où l'infiltration peut exister. La part de cette infiltration qui atteint vraiment la nappe n'a pu être calculé.



ETUDE A L'ECHELLE DU SYSTEME ENDOREIQUÉ

En l'absence d'écoulement hors des bassins versants, l'établissement du bilan hydrologique des mares temporaires est apparu nécessaire pour intégrer les écoulements de surface au bilan hydrologique régional et comprendre la recharge de la nappe phréatique.

Le suivi hydrologique des mares s'est effectué sur une zone de 600 km² à l'intérieur de laquelle un inventaire a permis d'évaluer à environ une soixantaine le nombre des mares temporaires. Elles sont réparties préférentiellement sur les plateaux à cuirasse ferrugineuse, dans les lits des anciens cours d'eau actuellement non fonctionnels et les bas-fonds de vallée « verrouillée » par les sables.

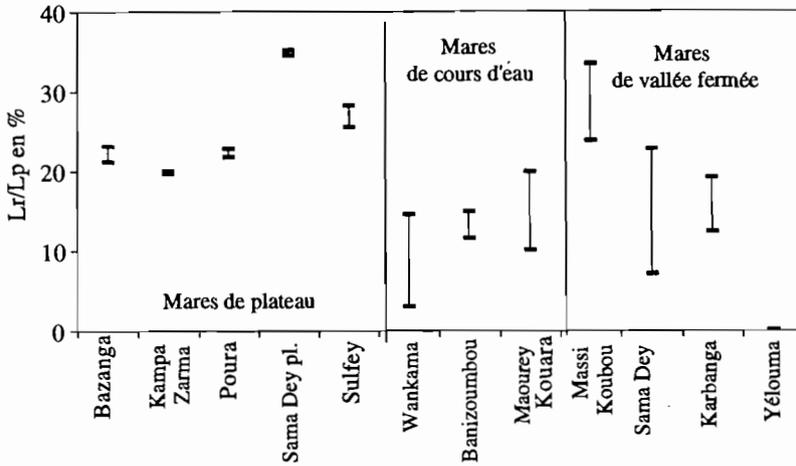


Fig. 6 Ecart maximum des coefficients annuels (Lr/Lp – lame ruisselée à la mare/lame précipitée sur le bassin) de ruissellement aux mares étudiées.

Un ensemble de 12 mares représentatives de la zone a été instrumenté afin de suivre les variations de niveau dont trois avec des enregistreurs en continu. Sur deux de ces dernières, un suivi chimique et isotopique des eaux ainsi qu'une mesure de l'évaporation sur bac ont permis d'estimer avec précision les flux évaporatoires des plans d'eau tout au long de la saison sèche.

L'étude fine des processus de déstockage a montré qu'en saison des pluies la vidange des mares est essentiellement induite par un processus d'infiltration dont l'intensité est proportionnelle au débordement du niveau hors de la zone argileuse colmatant le fond du lit de la mare. Ainsi, des intensités de vidange instantanées de 15 cm jour^{-1} (milieu latéritique) à 100 cm jour^{-1} (milieu sableux) ont été observées (Desconnets *et al.*, 1996). En terme de bilan hydrologique à la mare, ce fonctionnement se traduit par des lames infiltrées annuelles représentant entre 76 et 92% des lames annuelles écoulées selon que l'on s'intéresse aux systèmes endoréiques de plateau ou à ceux des bas-fond sableux. Les écoulements annuels d'un système endoréique sont extrêmement variables selon le substratum du bassin et la distribution saisonnière des précipitations. Sur l'ensemble des systèmes endoréiques observés, l'estimation des lames écoulées met en évidence un transit des eaux pluviales vers la mare variant de 0,1 à 34% de la lame précipitée sur le bassin avec une variabilité interannuelle très élevée en ce qui concerne les écoulements sur bassin sableux de l'ordre de 50% (Fig. 6).

Concernant les échanges entre la mare et la nappe phréatique, un intérêt tout particulier a été porté sur les mares de bas-fond où plusieurs dispositifs de suivi des flux hydriques sous la mare (zone non saturée) et des niveaux piézométriques (zone saturée) ont complété les suivis de variation de niveau.

La Fig. 7 présente l'évolution des lames infiltrées à la mare de Wankama (saison 1993) avec en parallèle l'évolution des niveaux piézométriques à 30 et 500 m de la mare. Ce sont essentiellement les volumes infiltrés dans les zones perméables qui contribuent à la recharge de la nappe. Les suivis piézométriques à proximité de plusieurs mares montrent que les réactions locales de l'aquifère sont d'amplitude variable d'une mare à l'autre, d'une dizaine de centimètres à une dizaine de mètres, et se manifestent tout au long de la saison des pluies.

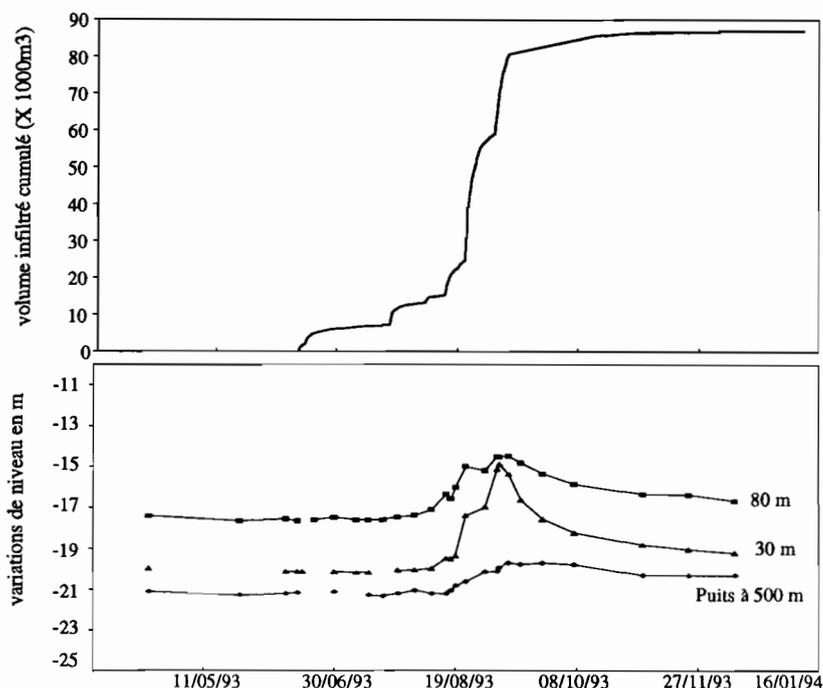


Fig. 7 Evolution des niveaux de la mare de Wankama et des niveaux piézométriques à proximité de la mare (saison 1993).

La régionalisation du bilan annuel nous a permis de quantifier la réalimentation de la nappe par les pluies (Tableau 1). En considérant une occupation de 80% de la zone d'étude des mares par les systèmes endoréiques de vallée (tous systèmes confondus), les lames infiltrées calculées à partir de cinq mares de vallée observées sont respectivement de 10% de la pluie annuelle en 1992 et 6% en 1993. Sur la base de la variation piézométrique annuelle médiane observée, on estime (porosité moyenne du réservoir aquifère de 15%) à la recharge annuelle égale à 10% des précipitations en 1992 et à 3,5% en 1993. La concordance entre ces deux démarches tend à prouver le rôle majeur des mares dans les processus de recharge à l'échelle régionale.

Tableau 1 Comparaison de la recharge annuelle de la nappe et des lames infiltrées dans les mares de vallée.

	Précipitation annuelle moyenne (mm)	Recharge médiane annuelle (% des précipitations)	Lame infiltrée médiane dans les mares de vallée (% des précipitations)
Année 1992	500	10	10
Année 1993	470	3.5	6

Le calcul est réalisé avec les paramètres suivants: porosité efficace de l'aquifère de 15%; pas de participation des plateaux à la recharge; 80% de la surface de la zone étudiée drainée par les mares de vallée.

ETUDE A L'ECHELLE DU DEGRE CARRE: HYDRODYNAMIQUE ET RECHARGE DE LA NAPPE PHREATIQUE

Les profils d'humidité réalisés le long du versant de Wankama ont montré que l'eau s'infiltré bien davantage à proximité immédiate de la mare. Les bilans hydrologiques (Desconnets, 1994) ont confirmé l'importance des volumes quittant les mares vers la nappe. Ce rôle fondamental des mares dans la réalimentation de la nappe phréatique a été démontré et précisé par les mesures hydrogéologiques, entreprises selon deux échelles d'observation spatiale:

- Le degré carré dans son ensemble (Leduc *et al.*, 1996). Au nord du fleuve Niger, plus de 250 puits ont été régulièrement mesurés pendant plusieurs années afin de décrire les particularités hydrodynamiques des diverses zones, apprécier l'impact de la saison des pluies sur la nappe phréatique et prendre en compte l'évolution interannuelle.
- Quelques sites expérimentaux centrés sur une mare temporaire. Disposant de plusieurs points de mesure rapprochés, ils permettent une approche fine de la géométrie du dôme piézométrique créé par l'infiltration sous la mare (Fig. 8) et par là, la quantification locale de la recharge. Une telle démarche nécessite l'installation d'enregistreurs en continu.

La nappe, rencontrée à une profondeur variant entre 0 et 75 m (médiane de 35 m), est presque toujours déconnectée hydrauliquement du réseau hydrographique temporaire et les échanges ne peuvent se faire que de la surface vers le souterrain.

La variabilité des fluctuations saisonnières de la nappe, tant à l'échelle du degré carré qu'à l'échelle locale, a été exposée précédemment (Leduc & Karbo, 1995).

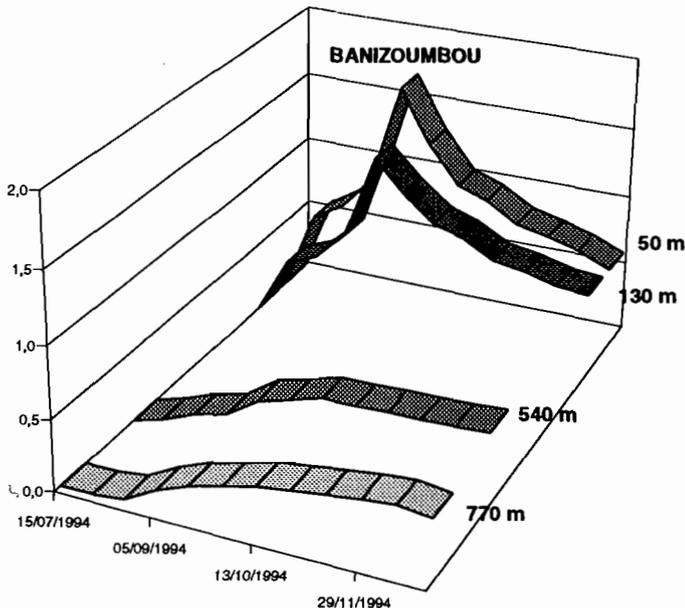


Fig. 8 Dôme piézométrique à la mare de Banizoumbou et son évolution du 15 juillet 1994 au 1 janvier 1995 (amplitude piézométrique et distance à la mare en m).

Rappelons que l'amplitude annuelle est généralement de l'ordre de quelques décimètres mais peut atteindre 9 m et dépend principalement des caractéristiques hydrodynamiques locales. Le niveau le plus haut est souvent atteint durant la saison des pluies mais parfois quelques semaines ou quelques mois après sa fin. Quelles que soient les disparités locales, les processus observés sont les mêmes: en dehors des mares, l'infiltration diffuse semble être extrêmement lente et réduite; par contre, à proximité des mares, les fluctuations de la nappe sont significatives et liées à l'arrivée, parfois rapide, d'eau de la mare.

Au niveau du degré carré, la permanence de certaines singularités hydrogéologiques comme la dépression piézométrique de la région de Dantiadou souligne la faiblesse des transferts horizontaux. Un calcul annuel peut donc négliger les échanges latéraux de et vers l'extérieur du degré carré. La précision de cette estimation dépend directement de celle de la porosité, très peu mesurée *in situ*.

L'analyse des teneurs en tritium, qui sera détaillée dans un prochain article, amène à des valeurs moyennes d'infiltration sur les dernières décennies légèrement plus basses (inférieure à 5%) mais cohérentes que les calculs basés sur les fluctuations piézométriques; elle montre également qu'il existe au moins un facteur 10 entre les taux extrêmes de renouvellement de la nappe dans le degré carré.

CONCLUSION

Une partie importante des observations hydrologiques de l'expérience Hapex-Sahel a été réalisée à l'échelle de quelques parcelles et petits bassins versants. Elles ne peuvent donc figurer à l'environnement sahélien aux environs de Niamey dans toute sa diversité et sa complexité mais elles sont représentatives des principaux processus d'écoulement et d'infiltration du paysage central du degré carré (soit environ deux tiers).

L'étude hydrologique à l'échelle des parcelles puis à celle du versant montre qu'il existe des zones sur lesquelles le ruissellement est prépondérant (sol nu de plateau, jachère, mil) et des zones dans lesquelles l'infiltration est profonde et rapide, qui correspondent à des zones d'accumulation temporaire d'eau (végétation de plateau, ravine, cône d'épandage et talweg), susceptibles de contribuer à la recharge de l'aquifère. L'utilisation du modèle hydrologique distribué à bases physiques Swatch (Morel-Seytoux & Alhassoun, 1987) a permis d'estimer à 12% des précipitations en 1993, la lame globale infiltrée sous le plus grand des bassins versants étudiés (0,9 km²).

L'étude de quelques systèmes endoréiques et plus particulièrement du bilan de leur mare temporaire montre que la contribution des mares à la recharge annuelle de la nappe est primordiale, notamment en 1992 où les lames infiltrées dans les mares de bas-fond permettent à elles seules d'expliquer la recharge profonde de la nappe (Tableau 1). En 1993, le bilan régional des mares temporaires de la région est moins significative (3,5% des précipitations, voir Tableau 1) mais suit la même tendance que l'estimation de la recharge annuelle. A la vue de la concordance des estimations entre la recharge annuelle et la lame infiltrée sous les mares, la contribution des arcs de végétation, des ravines et des cônes d'épandage dans la recharge profonde est faible avec des transferts nécessairement plus lents que ceux observés sous les mares.

Outre l'estimation régionale (degré carré) de la recharge de la nappe, le suivi hydrogéologique a amené la connaissance et la compréhension des processus de transferts

locaux à partir des mares. L'étude hydrogéologique a permis de saisir la variabilité spatio-temporelle des processus de recharge au niveau régional et de mettre ainsi en évidence la composante des mouvements piézométriques à moyen terme qui se conjugue avec les variations strictement annuelles. Cette double origine, locale et régionale, de la fluctuation de la nappe en fait le paramètre le plus intégrateur des phénomènes hydrologiques à l'échelle du degré carré. La recharge de la nappe représente moins de 10% du total pluviométrique annuel.

PERSPECTIVES

Comme il a été souligné dans les paragraphes précédents, des interrogations demeurent notamment en ce qui concerne la part de l'infiltration qui va rejoindre la nappe dans des arcs de végétation de brousse tigrée et dans les cônes d'épandage à mi-versant. Sans pouvoir y répondre directement, la continuité du suivi de quelques mares et d'une centaine de puits en 1994 et 1995 apportera des éléments nouveaux pour affiner la compréhension et la quantification des processus de recharge.

Après l'étude des processus de redistribution des eaux de surface, la modélisation du bilan hydrologique régional, avec la prise en compte des processus de la surface et du souterrain, nécessite la mise en place d'un système d'information géographique. D'une part, il permettra de rassembler et gérer des données hydrologiques cartographiques et satellitaires. D'autre part, il favorisera la mise en commun des produits scientifiques élaborés tel que les champs pluviométriques et piézométriques et surtout, il donnera la possibilité d'organiser une approche commune pour intégrer l'ensemble des résultats obtenus aux différentes échelles d'espace.

Remerciements Les auteurs remercient Michel Estèves pour la mise à disposition et l'analyse des données de crues sur les petits bassins versants et l'équipe Epsat Niger qui a bien voulu nous fournir les données pluviométriques.

REFERENCES

- Casenave, A. & Valentin, C. (1989) *Les états de surface de la zone sahélienne. Influences sur l'infiltration*. Orstom, Paris.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1992) A runoff capability classification based on surface features criteria in semiarid areas of west Africa. *J. Hydrol.* 130, 231-249.
- Cuenca, R. H., Brouwer, J., Chanzy, A., Galle, S., Gaze, S., Sicot, M., Stricker, H., Angullo-Jaramillo, R., Boyle, S. A., Bromley, J., Chebhouni, A. G., Cooper, J. D., Dixon, A. J., Fies, J. C., Gandah, M., Gaudu, J. C., Laguerre, L., Soet, M., Stewart, H. J., Vandervaere, J. P. & Vauclin M. (1996) Soil measurements during Hapex-Sahel intensive observation period. (Accepté pour publication dans *J. Hydrol.*)
- Desconnets, J. C. (1994) Caractérisation hydrologique de quelques systèmes endoréiques en milieu sahélien (degré carré d'Hapex-Sahel, Niger). Thèse de doctorat, USTL Montpellier, France.
- Desconnets, J. C., Taupin, J. D., Lebel, T. & Leduc, C. (1996) Hydrology of Hapex-Sahel central super site: surface drainage and aquifer recharge through the pool systems (accepté pour publication dans *J. Hydrol.*)
- Galle, S. (1993) Distribution spatiale du stock hydrique sur le bassin versant de Banizoumbou. Premiers résultats de la campagne de 1992. In: *Campagne de mesure Hapex-Sahel, SuperSite Central Est* (ed. par B. Monteny). Rapport Orstom no. 115.
- Goutorbe, J. P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, A. J., Engman, E. T., Gash, J. H. C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y. H., Monteny, B., Prince, S., Saïd, F., Sellers, P. & Wallace, J. S. (1994) Hapex-Sahel: a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophys.* 12, 53-64.

- Klajj, M. C. & Vachaud G. (1992) Seasonal water balance of a sandy soil in Niger cropped with pearl millet, based on profile moisture measurements. *Agric. Wat. Manage.* **21**, 313-330.
- Leduc, C. & Desconnets, J. C. (1994) Variability of groundwater recharge in sahelian climate: piezometric survey of the continental terminal aquifer near Niamey (Niger). In: *Future Groundwater Resources at Risk* (ed. par J. Soveri & T. Suokko) (Proc. Helsinki Symp., June 1994), 505-511. IAHS Publ. no. 222.
- Leduc, C. & Karbo, A. (1995) Variabilité spatio-temporelle de l'impact de l'infiltration sur la nappe phréatique du Continental Terminal (Hapex-Sahel, Niger). *Dixièmes Journées Hydrologiques Orstom, Montpellier*, septembre 1994.
- Leduc, C., Bromley, J. & Schroeter, P. (1996) Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the Hapex-Sahel hydrodynamic survey (Niger). (Accepté pour publication dans *J. Hydrol.*)
- Morel-Seytoux, H. J. & Alhassoun S. (1989) Swatch: a multi-process watershed model for simulation of surface and subsurface flows in a soil-aquifer-stream hydrologic system. *Report no. 87.3, Hydrowar reports division, Hydrology days publications*. Reprinted 1992.
- Peugeot, C. (1995) Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations *in situ* et modélisation. Thèse, Université Grenoble I, France.
- Peugeot, C., Estèves, M., Galle, S., Rajot, J. L. & Vandervaere, J. P. (1996) Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central SuperSite of the Hapex-Sahel experiment. (Accepté pour publication dans *J. Hydrol.*)
- Seghier, J., Galle, S. & Rajot, J. L. (1994) *La brousse tigrée dans le Sahel nigérien: Etude de la co-fluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle*, 509-532. Orstom, Coll. Colloques et Séminaires.

Les écoulements non pérennes sur les petits bassins du Sénégal

J. ALBERGEL

Orstom, BP 434, 1004 El Menzah, Tunis, Tunisie

H. DACOSTA

Université de Cheikh Anta Diop, Faculté des Sciences et Techniques, Dakar, Sénégal

Résumé Le réseau hydrographique sénégalais est essentiellement constitué de rivières à écoulement non pérenne, à l'exception des fleuves Sénégal et Gambie dans leur bassin amont. Dans ce contexte, la maîtrise et la gestion rationnelle de la ressource en eau nécessite une meilleure connaissance de ces écoulements temporaires. Cet article propose, après un découpage du territoire sénégalais en zone hydrologiques homogènes, une analyse du régime hydrologique des petits bassins versants basée sur l'information existante. Une méthode pratique de prédétermination de la crue décennale est proposée pour quelques unes des zones homogènes.

Non-perennial runoff on small catchments of Senegal

Abstract In Senegal the network of stream channels is formed mostly by non-perennial rivers, except for the upstream basins of the two main rivers: Senegal and Gambia. With such conditions, rational water management requires a good knowledge of ephemeral stream flows. In this paper, the Senegalese territory is divided into homogeneous hydrological units and the water regime of the small basins is analysed using existing information. Useful diagrams are drawn to define the parameters of the 10-year flood for some homogeneous units.

INTRODUCTION

La maîtrise des eaux de surface est indissociable du développement économique et social (ICWE, 1992). En Afrique tropicale, les grandes rivières ont fait l'objet de nombreux projets d'aménagement pour développer l'agriculture, produire de l'énergie ou favoriser la navigation. Les rivières et marigots à écoulements intermittents n'ont été aménagés, jusqu'à une date récente, que pour offrir un petit réservoir, ici ou là, à des pasteurs ou à une communauté villageoise. Par contre leurs crues violentes, mettant en péril les nouveaux axes routiers et ferroviaires, ont toujours retenu l'attention des ingénieurs du génie civil.

Depuis quelques années, devant une certaine déception des performances économiques des grands périmètres irrigués, la petite et moyenne hydraulique devient la favorite des penseurs du développement rural (Conac *et al.*, 1984; Dumont, 1986; Rochette, 1989; Banque Mondiale, 1993). La prédétermination des pluies, des

écoulements et la maîtrise des volumes d'eau résultants devient alors une préoccupation constante. Mais la jeunesse des réseaux pluviométriques et hydrométriques et la difficulté de leur gestion sur le long terme constituent un handicap sérieux à une bonne connaissance de la ressource offerte par les rivières temporaires.

A la demande du développement économique en Afrique francophone, les hydrologues de l'Orstom se sont intéressés, d'abord aux crues des petits bassins (Rodier & Auvray, 1965), puis à leurs écoulements annuels (Rodier, 1975). Plus récemment, c'est l'ensemble de l'hydrosystème représenté par le petit bassin qui devient leur objet d'étude (Pouyaud *et al.*, 1995; Albergel *et al.*, 1995).

Depuis les 1950s, un grand nombre de bassins versants représentatifs ont été étudiés en Afrique de l'ouest et centrale, mais leur répartition n'a pas permis de couvrir tous les écosystèmes tropicaux et leurs nuances (Dubreuil, 1972). Cet article, en hommage au pionnier de cette recherche, se fonde sur les données existantes au Sénégal, pour dégager les particularités hydrologiques et pour prédéterminer, au mieux, les paramètres de l'écoulement et des crues des rivières intermittentes de ce pays.

SITUATION ET CONTEXTE CLIMATIQUE

Situation géographique

Le Sénégal, finistère ouest-africain situé entre 11°30' et 17°30'O et 12°20' et 16°30'N (Fig. 1), s'étend pour l'essentiel sur le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien, sauf

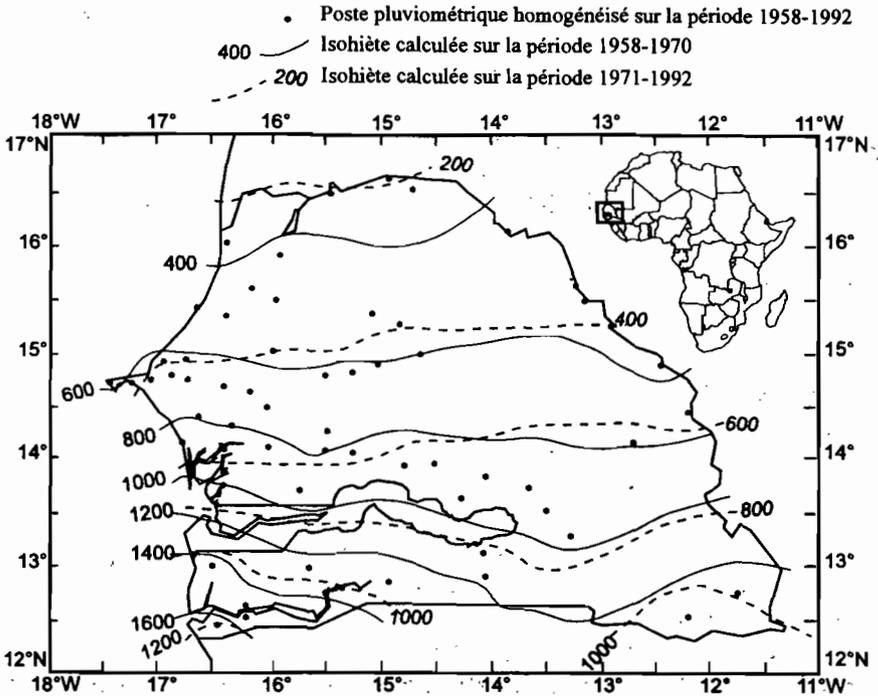


Fig. 1 Evolution pluviométrique au Sénégal.

dans sa partie sud-est où affleurent les formations du socle. Si l'évolution géologique de ce bassin remonte au Secondaire, le Quaternaire a fortement marqué les formations littorales dont celles des estuaires (Casamance, Saloum et Sénégal) avec les transgressions marines lutétienne et nouakchottienne. Ces épisodes expliquent la répartition des formations superficielles sur l'étendue du territoire sénégalais (Michel, 1960, 1973). Cette longue évolution géologique a donné naissance à différentes formations superficielles qui définissent des zones aux comportements hydrologiques différents.

Du point de vue climatique, le Sénégal est à cheval sur les domaines subguinéen, dans sa partie sud-ouest, sahélien, au nord et soudanien au centre. La trame climatique est rythmée par la migration saisonnière du Front Intertropical alternativement vers le tropique du Cancer au nord, en été boréal, et vers le tropique du Capricorne au sud, en hiver boréal. En hiver boréal, sous l'impulsion de l'anticyclone des Açores, des alizés septentrionaux, frais et secs, touchent le littoral. La cellule maghrébine émet un alizé continental, l'Harmattan, qui balaie le Sahara, et se charge de poussières donnant les brumes sèches, très fréquentes en cette saison (Leroux, 1983).

En été boréal, l'anticyclone de Sainte-Hélène prend le relais émettant un flux d'alizé plus méridional qui se transforme en mousson après la traversée de l'Equateur géographique. Son parcours océanique le charge de vapeur d'eau et de chaleur latente qui le rend instable. L'activation de cet énorme potentiel d'eau précipitable dépendra des perturbations (lignes de grains) qui l'animeront (Sagna, 1988).

Le régime des précipitations

Le régime des précipitations au Sénégal est unimodal, les pluies tombant uniquement en été boréal. Les premières pluies surviennent vers le 15 mai en Casamance, au sud-ouest du pays, et progressent vers le nord où elles sont attendues vers la fin du mois de juin. Trois types de précipitations intéressent particulièrement le Sénégal: les précipitations liées aux lignes de grains, en début et en fin de saison; les pluies de mousson, quand la saison est bien installée; et les pluies dites « pluies des mangues », beaucoup plus rares mais observées quelques années entre les mois de décembre et mars.

Les précipitations annuelles ont beaucoup varié depuis deux décennies. La période 1958-1970 conférait au Sénégal des pluies annuelles moyennes variant de 1600, au sud-ouest, à 400 mm au nord. Durant la période 1971-1992, cette moyenne n'est plus que de 1200 à 200 mm, soit une diminution allant de 400 à 200 mm par endroit (Fig. 1).

La détérioration des conditions pluviométriques annuelles se répercutent sur l'écoulement au même pas de temps. En ce qui concerne les crues ponctuelles, des études maintenant nombreuses dans tout le Sahel, montrent que les pluies ponctuelles les plus fortes ont la même probabilité d'apparition dans la période sèche que dans la période humide (Albergel, 1986; Dacosta, 1989; Valentin *et al.*, 1994; Pérez, 1994).

DECOUPAGE EN ZONES HYDROLOGIQUES HOMOGENES

Toutes les rivières du Sénégal n'ont pas fait l'objet d'un suivi hydropluviométrique. Parmi celles qui sont observées, la période d'observation n'est pas toujours la même. Les impératifs de la connaissance de la ressource conduisent à la transposition des

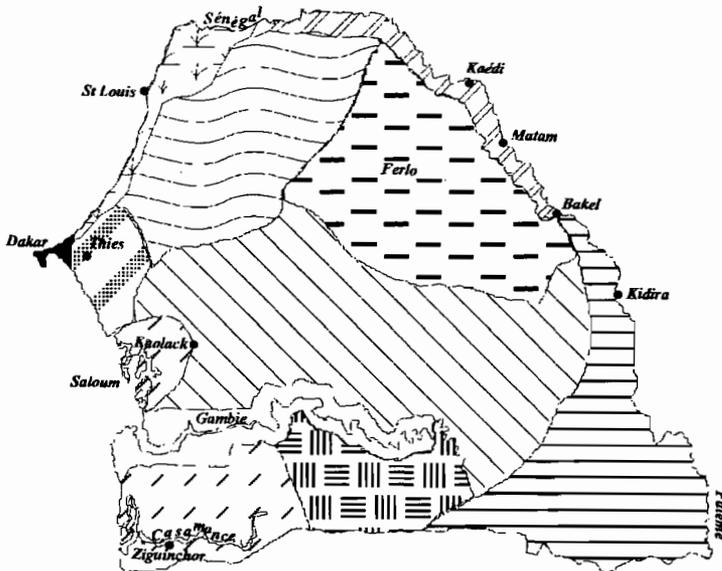
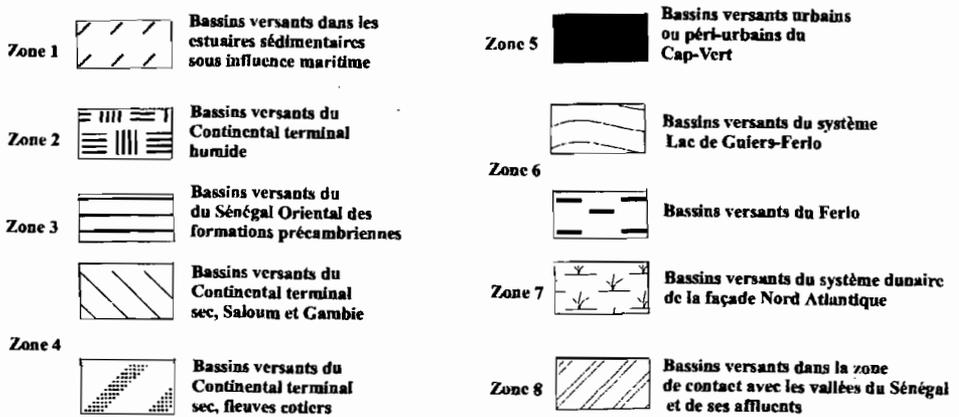


Fig. 2 Zone hydrologiques du Sénégal pour les eaux de surface non pérennes.

observations. Cette opération obéit à des règles très contraignantes, parmi lesquelles l'impérieuse nécessité d'opérer à l'intérieur de zones climatiques homogènes et sans trop de disparités du point de vue du substrat géologique. Le respect de ces règles nous a amené à diviser le territoire sénégalais en huit zones homogènes (Fig. 2):

- **Zone 1:** les bassins versants estuariens de la Casamance maritime et du Saloum, composés de bas-fonds larges et à faibles pentes longitudinale et transversale qui entaillent des formations sédimentaires du Continental Terminal. Ils sont bien arrosés avec des pluviométries interannuelles allant de 900 à 1500 mm.
- **Zone 2:** les bassins du Continental Terminal des régions humides regroupés dans les bassins hydrographiques de la haute Casamance et de la Kayanga. Cette zone reçoit environ 1000 mm par an.

- **Zone 3:** les bassins du Sénégal Oriental humide (bassins hydrographiques de la haute Gambie et Falémé). Ces rivières coulent sur les formations du socle précambrien. La pluviométrie annuelle est comprise entre 800 et 1000 mm.
- **Zone 4:** les bassins du Continental Terminal sec. Il s'agit des têtes de vallées dans les réseaux hydrographiques du Sine, du Saloum et des affluents de la Gambie: Niériko et Sandougou. Dans cette zone assez sèche (entre 500 et 900 mm de pluviosité interannuelle), la ressource en eau est très sensible à l'état de dégradation des sols et de la végétation. On associe à cette zone celle des bassins côtiers du sud de la péninsule du Cap-vert.
- **Zone 5:** la péninsule urbanisée du Cap-Vert. Résultant de formations volcaniques reliées au continent par des cordons sableux, la péninsule du Cap-Vert regroupe 22% de la population sénégalaise. Une série de villes satellites à Dakar y sont installées. La population de cette région a connue une croissance spectaculaire ces trente dernières années. Les problèmes de ravitaillement en eau douce et d'assainissement urbains y sont très aigus. L'université Cheikh Anta Diop et l'Orstom y ont initié en 1994 un programme d'hydrologie urbaine. La pluviométrie interannuelle est, dans les années récentes, voisine de 400 mm.
- **Zone 6:** les petits bassins des vallées fossiles au sud du fleuve Sénégal. Partant du fait que les sols sont très perméables et les pluies rares (pluviométrie annuelle entre 200 et 400 mm), aucun système d'observation des écoulements de surface y a été réalisé. De plus l'importance des nappes souterraines suffit à la demande en eau d'une population très dispersée. L'aménagement de ce vaste territoire et les projets de sa remise en eau par le Sénégal devraient pourtant prendre en compte les écoulements locaux. De nombreux témoignages montrent que certaines années des crues importantes y sont observées. La géologie subdivise cette zone en deux: à l'ouest un ensemble dunaire ogolien (Sall, 1983) recouvre le Continental Terminal alors que ce dernier affleure à l'est. Le manque de données hydrologiques ne permet pas de prendre en considération cette subdivision.
- **Zone 7:** sur une bande de quelques kilomètres de large, de Dakar à la frontière mauritanienne, des alluvions récentes quaternaires recouvertes de dunes de sables forment une région à l'hydrologie très particulière. Un ensemble lacustre interdunaire offre une ressource en eau importante exploitée par des maraîchers. Certains lacs isolés de la mer par des cordons littoraux sont très saumâtres. Aucune donnée en hydrologie de surface n'est disponible pour tirer des éléments du bilan en eau.
- **Zone 8:** les bassins versants de la zone de contact avec les vallées du Sénégal et de ses affluents (territoire situé près du Sénégal ou de la Falémé). Plus que pour des considérations de ressource en eau, les ruissellements locaux dans cette région occasionnent de nombreux dégâts aux ouvrages de franchissement (route de Matam-Bakel-Kidira). Aucune observation hydrologique de petits bassins n'a été réalisée dans cette zone. Les pluies peuvent être abondantes. La zone se situe entre les isohyètes 250 et 800 mm.

LES ECOULEMENTS NON PERENNES

L'étude des écoulements non pérennes peut être réalisée à partir des observations des bassins versants représentatifs et de celles des stations du réseau contrôlant des bassins

versants de surface inférieure à 5000 km². Les études de bassin versant au Sénégal sont très peu nombreuses, excepté en Casamance. Les données du réseau sur les stations de petits bassins sont très lacunaires.

Les domaines estuariens (zone 1)

Les réseaux hydrographiques des fleuves Casamance et Saloum fonctionnent comme de vastes rias remontées par les eaux marines jusqu'à environ 200 km de leur embouchure. Dans ces estuaires, les affluents serpentent à travers une forêt de palétuviers formant un laciis de bras deltaïques appelés bolons. L'onde de marée semi-diurne se propage, amortie et retardée dans cet ensemble de chenaux.

Ces chenaux servent également d'exutoire à de nombreux bas-fonds où les habitants cultivent du riz avec une maîtrise séculaire des apports en eau douce. Pour améliorer cette maîtrise et récupérer de grandes superficies de sols sulfatés-acides, de nombreux barrages anti-sels de différentes tailles ont vu le jour, suscitant des études et des suivis hydrologiques (SOMIVAC/USAID/ISRA, 1984; Albergel, 1992; Montoroi *et al.*, 1993).

En Basse et Moyenne Casamance, 23 petits bassins ont fait l'objet de prédétermination des caractéristiques de l'écoulement et de la crue décennale (Tableau 1). Sur 11 d'entre eux des observations hydrologiques ont été réalisées et extrapolées aux 12 autres. Au niveau du delta du Saloum, seuls deux bassins versants

Tableau 1 Caractéristiques de la crue décennale sur quelques bassins versants de la Casamance.

Bassin	Surface (km ²)	Lr (mm)	Tm (h)	Tb (h)	Q ₁₀ (m ³ s ⁻¹)	Q _{s10} (l s ⁻¹ km ⁻²)
Essom	125	9,7	10	>50	17	136
Madina	316	7,5	10	>50	26	85
Tanaff	445	6	15	>50	30	67
Toumiataba	31	10,8	7,5	38	9,5	306
Sansakouta	13,4	11,8	5	20	8	597
Samine	122	9,7	10	>50	16	131
Ndiana	170	9,1	12	>50	18	106
Boukiling	203	7,6	13	>50	22	108
Diatok	11,9	11,9	4,7	20	7,5	630
Balingor	21	10,6	6,5	30	8,5	405
Djimandé	6,5	11,9	4	15	6	923
Toukara*	324	7,7	20	84	16,8	52
Sindian*	11,9	17,4	4,5	24	7,65	640
Sandougou*	85,7	8,5	11	70	8,3	100
Djilakoun*	25,2	8,3	10	36,5	5,22	174
Djiguinoum*	16,8	8,3	5	30	1,9	108
Le Brusq*	2,56	14,1	0,75	3,92	7,2	2667
Djinonaye*	11	22,2	2,75	12	14,2	1285
Tankoron*	43	10,5	8,5	43	7,3	170
Diango*	135	9,2	12	66	13,1	96,8
Diarone*	16,5	12	5,5	26	5,3	320
Badiouré*	24,5	11,9	7	34	5,95	243
Akintou*	7	21,7	2,17	10	10,55	1500
Bakoundi*	30	11,5	7,5	36	6,7	220
Bindaba*	3,2	34,2	0,83	4	19,2	6000

ont été suivis (Djikoye et Néma Ba). La forme générale de ces bassins est celle d'une ellipse dont le grand axe est celui du collecteur principal. La pente longitudinale des bassins est très faible, de l'ordre de 0,5%, tandis que la pente transversale est plus accusée, mais reste inférieure à 2%. Les versants sont de forme convexe et légèrement plus pentus dans la partie aval. Dans leur partie haute les bassins sont formés d'interfluves larges de 2-3 km et longs de 2-10 km. Leur altitude varie entre 20 et 50 m. Les parties basses sont formées d'un bas-fond quasiment plat d'altitude inférieure à 5 m. Ce bas-fond (défini au sens de Raunet, 1985) qui collecte les eaux de surface et l'écoulement des nappes est formée de deux zones bien distinctes:

- (a) une zone fluvi-marine soumise à l'influence océanique directe (eau de surface) et indirecte (eau souterraine) et pour laquelle la construction d'un barrage anti-sel peut supprimer l'influence marine de surface;
- (b) une zone plus continentale bordant la première soit par un raccordement direct avec les versants, soit par l'intermédiaire de terrasses peu élevées.

Les parties hautes des interfluves sont formées de sols rouges ferrallitiques sous forêts. La plus grande partie des versants et les bas-fonds appartient au domaine ferrugineux hydromorphe. De nombreuses déterminations de la perméabilité (anneaux Muntz, BCEOM, 1985, parcelles de ruissellement ou simulation de pluies, Albergel *et al.*, 1993; Montoroi, 1994) montrent que les zones de plateaux sont très perméables alors que les zones de versants le sont moyennement, mais leur perméabilité décroît avec leur mise en culture. Les zones de bas-fonds très argileuses et toujours saturées en eau (mer en saison sèche et eau douce en hivernage) sont quasi imperméables.

La similitude de tous les bassins observés a permis de mettre en oeuvre une méthode de prédétermination des écoulements annuels et de la crue décennale (Olivry & Dacosta, 1984; Albergel, 1992; Albergel *et al.*, 1992). L'écoulement annuel est fortement lié à la pluie annuelle et au rapport de surface « zone de bas-fond » sur « zone de plateau ». Le débit spécifique de pointe de la crue décennale, comme ses autres paramètres peuvent être liés à la surface du bassin et à la hauteur de la pluie journalière de récurrence décennale (Figs 3 et 4). La morphologie des bas-fonds très larges induit un fort amortissement des débits de pointe.

Pour la prédétermination des écoulements annuels les relations suivantes ont été validées (Albergel *et al.*, 1993):

$$Le(\text{mm})(\text{décennale sèche}) = \frac{(0,002 P_s)(S_b - S_{zi})}{S_b} + \frac{(0,8 P_s S_{zi})}{S_b}$$

$$Le(\text{mm})(\text{médiane}) = \frac{(0,06 P_m)(S_b - S_{zi})}{S_b} + \frac{(0,8 P_m S_{zi})}{S_b}$$

$$Le(\text{mm})(\text{décennale humide}) = \frac{(0,1 P_h)(S_b - S_{zi})}{S_b} + \frac{(0,8 P_h S_{zi})}{S_b}$$

où P_s , P_m et P_h sont respectivement les pluviométries annuelles de fréquence 0,1, 0,5, 0,9; S_b est la surface du bassin (km^2); et S_{zi} la surface inondable du bas-fond (km^2). Le représente la lame écoulée annuelle en mm.

Les surfaces des bassins versants étudiés varient entre 3,2 et 500 km^2 . Sur 14 bassins où un nombre suffisants d'événements « averse/crue » a été observé la crue décennale a été déterminée à partir du modèle de l'hydrogramme unitaire. Sur les autres

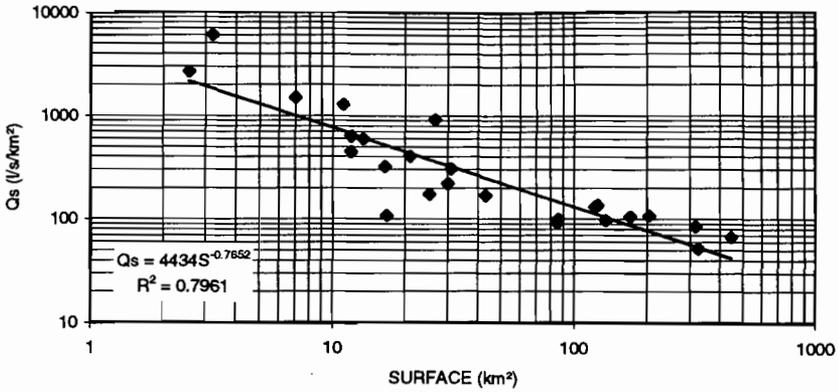


Fig. 3 Relation entre surface des bassins versants et débit spécifique de la pointe de crue décennale (zone 1).

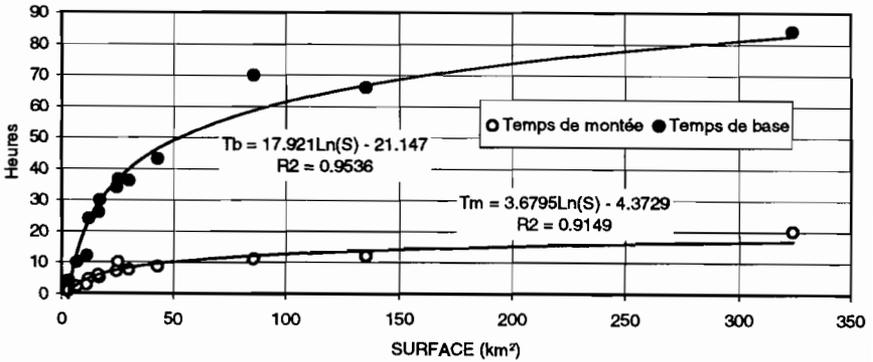


Fig. 4 Abaque de prédétermination des temps caractéristiques de la pointe de crue décennale (zone 1).

bassins la méthode de Rodier & Auvray (1965) a été utilisée en appliquant un coefficient d'amortissement de la pointe de crue. Cet échantillon de bassin versant a permis de construire deux abaques (Figs 1, 2) pour faciliter l'estimation des débits spécifiques de crue décennale, des temps de montée et de base.

L'extrapolation de ces données pour l'estuaire du Saloum, région plus sèche peut apporter une surestimation et doit être faite avec précaution. Les résultats des observations sur les bassins de la Néma et du Djikoye devraient montrer si ces abaques sont réellement utilisables pour le Saloum.

Zone sédimentaire continentale humide de Casamance et Kayanga (zone 2)

Les hauts bassins de la Casamance et de la Kayanga sont formés par la réunion de petits marigots à une altitude de 50 m. Leur lit est à peine marqué au milieu de vallons effacés à fond plat. Le réseau hydrométrique du fleuve Casamance et de la Kayanga est l'un des plus anciens du pays, après celui du Sénégal, puisque sa création remonte à 1964.

Malheureusement les observations hydrologiques disponibles sur 10 bassins versants, dont les superficies varient de 30 à 850 km², sont assez lacunaires.

L'analyse des écoulements annuels ne montre pas de relation entre lame écoulée, pluviométrie et surface du bassin. Les lignes de partage des eaux de la nappe phréatique ne coïncident pas avec les lignes de crête des bassins hydrographiques. Sur ces terrains très perméables, le drainage des nappes, hors des bassins hydrographiques, crée un déficit d'écoulement important. Les lignes de crête principales sont orientées est-ouest, les lignes de partage des eaux de sub-surface sont orientées de la même façon mais décalées vers le sud. A surface égale, les bassins à drains orientés vers le nord ont un écoulement souvent pérenne tandis que ceux orientés vers le sud tarissent en saison sèche. Avant 1970, ces bassins avaient un écoulement pérenne appréciable, mais avec l'installation de la sécheresse et l'amplitude des variations de la pluviométrie d'une année à une autre, l'intermittence de l'écoulement est devenue une règle, y compris à la station de Kolda (Dacosta, 1989). Le Tableau 2 présente les lames d'eau annuelles de diverses fréquences et les modules correspondants.

Tableau 2 Caractéristiques de l'écoulement sur les moyens et hauts bassins de la Casamance.

Station	Surface (km ²)	P (mm)	Le _(0,1) (mm)	Le _(0,5) (mm)	Le _(0,9) (mm)	Q _(0,1) (m ³ s ⁻¹)	Q _(0,5) (m ³ s ⁻¹)	Q _(0,9) (m ³ s ⁻¹)
Kolda	3700	1100	9,5	32,3	62,1	1,12	3,79	7,29
Saré Sara	815	1200	19,2	50	84	0,747	1,29	2,17
Madina Omar	385	1100	17,5	47,3	82,7	0,214	0,578	1,01
S. Koutayel	640	1050	2,2	7,1	14	0,044	0,145	0,283

P = précipitation annuelle; Le_(x) = lame écoulée annuelle de fréquence x, Q_(x) débit journalier maximum de la crue de fréquence x.

Pour des pluviométries moyennes observées et pour les bassins de superficie comprise entre 100 et 800 km², il est possible de faire quatre classes de bassins et de proposer un ordre de grandeur de l'écoulement annuel en fonction de la pluviométrie annuelle (Tableau 3).

Tableau 3 Lame écoulée annuelle (mm) sur les bassins de la haute Casamance et de la Kayanga.

	P (mm) = 1100-1300	P (mm) = 850-1100
	Le moyenne	Le moyenne
Bantakountou ou Saré Sara	110 mm	de 20 à 30 mm
Boukiling ou Saré Koutayel	de 20 à 30 mm	de 5 à 10 mm
Koda ou Madina Omar	de 60 à 80 mm	de 15 à 25 mm
Kayanga	200 mm	30 mm

P = précipitation annuelle; Le = lame écoulée.

L'étude de la crue du 5 septembre 1969 provoquée par une pluie journalière de probabilité nettement plus rare que la centennale à certains postes sur ces bassins permet de donner un ordre de grandeur des débits de pointes pour une crue exceptionnelle que l'on pourrait qualifier de centennale (Brunet-Moret, 1970): $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour un bassin de 200 km^2 , $260 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour un bassin de 800 km^2 .

L'écoulement est ici fortement dépendant des impulsions données par les averses. La dégradation du couvert végétal sur une grande partie du bassin a accru la puissance des crues. La longue période d'observation des stations de Kolda et ses affluents en amont permet de donner les caractéristiques des maximums de crue. Cette analyse porte sur les maxima maximorum de chaque année. La crue maximale observée à Kolda et Saré Sara, était respectivement de 116 et $160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La distribution statistique donne les résultats consignés au Tableau 4.

Tableau 4 Débits fréquentiels des maxima de crues ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) sur la Casamance.

Bassins	Débit maximum ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) pour une période de retour:					
	Médiane	10 ans	20 ans	25 ans	50 ans	100 ans
Kolda	11,5	49,1	77,4	88,5	130	185
Saré Sara	5,85	19,4	25,3	27,2	33	38,9
Madina Omar	3,71	10,2	13,8	15	19,4	24,5

Les bassins sur formations protérozoïques et paléozoïques de la zone humide, sud-est (zone 3)

Les observations réalisées sur cinq bassins contrôlés par le réseau national dans le bassin hydrographique de la Gambie et sur deux bassins versants représentatifs, affluents de la Falémé, permettent de donner un ordre de grandeur des écoulements et des crues. Les

Tableau 5 Caractéristiques de l'écoulement sur les formations de la zone 3.

Station	Surface (km^2)	P (mm)	$Le_{(0,1)}$ (mm)	$Le_{(0,5)}$ (mm)	$Le_{(0,9)}$ (mm)	$Q_{(0,1)}$ ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	$Q_{(0,5)}$ ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	$Q_{(0,9)}$ ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
Silj	90	1250	137	202	733	8	21	36
Diarha	760	1250	122	241	467	63	104	156
Thiokoye	950	1250	89	217	380	45	92	128
Diaguéry	1010	1250	62	159	310	23	60	109
Niokolokoba	3000	900	11	41	77	30	65	109
Daléma*	645	1300	-	-	250	-	-	830
Koila Kobé*	1600	1400	-	250	-	-	-	930

P = précipitation annuelle; $Le_{(x)}$ = lame écoulée annuelle de fréquence x , $Q_{(x)}$ débit journalier maximum de la crue de fréquence x ; *: bassin versant représentatif.

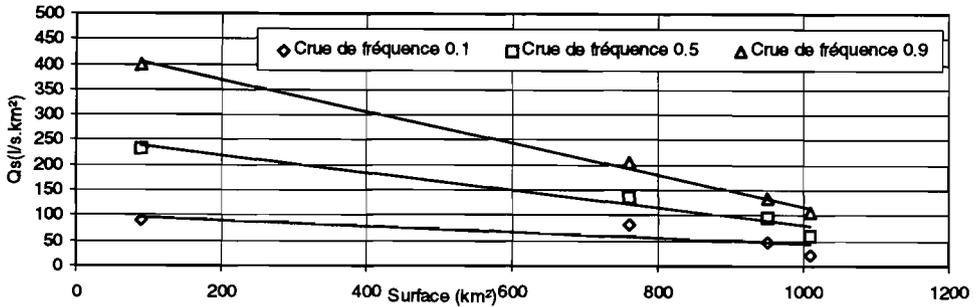


Fig. 5 Relation entre surface des bassins versants et débit spécifique de la pointe de crue (zone 3).

précipitations sont assez abondantes dans cette région. Elles varient entre 1000 et 1400 mm. Signalons que la saison des pluies commence généralement par cette zone, dès le début du mois de mai. Le Tableau 5 donne les caractéristiques de l'écoulement dans cette partie sud-est du pays.

Il s'agit de rivières puissantes, bien alimentées dont l'écoulement devient pratiquement continu en saison des pluies à partir d'une surface drainante de 500 km². Le coefficient d'écoulement interannuel varie entre 15 et 20% excepté pour le Niokolokoba (5%) dont le bassin est à la fois dans une région plus sèche et à pente plus modérée. Quant à la crue décennale, il est possible de distinguer trois types de bassins, ceux d'altitude (altitude moyenne entre 500 et 600 m) comme la Daléma et le Koïla Kobé, ceux de collines ou plateau (altitude moyenne inférieure à 300 m), et ceux comme le Niokolokoba se situant entre 100 et 300 m. Dans ces trois cas les débits spécifiques de pointes de la crue décennale semblent suivre une loi de décroissance en fonction de la superficie du , mais le nombre de points observés ne permet pas d'en calculer l'expression (Fig. 5).

Les bassins de la Daléma et du Koïla Kobé, affluents de la Falémé, ont des écoulements beaucoup plus importants. Quant au Niokolokoba, la grande extension de son bassin joue un rôle de pondération compte de la variation des pluies du sud au nord.

Les bassins du Continental Terminal en zone sèche (500-900 mm) (zone 4)

Dans cette zone, nous disposons d'observations de l'écoulement sur des bassins contrôlés par des stations du réseau (affluents de rive droite de la Gambie, rivières côtières) et sur des bassins versants expérimentaux. L'écoulement est très épisodique sur ces bassins. Les sols sont très perméables et le réseau hydrographique est très lâche, notamment dans la partie ouest de cette zone. Il faut des averses à forte intensité pour déclencher le ruissellement.

Le modelé général de la région est un ensemble de vastes plateaux tabulaires de 30 à 60 m d'altitude, entaillé par un réseau de larges vallées à faible pente (Michel, 1973). Au Quaternaire, les pédogénèses successives se sont imprimées sur les facettes de ce modelé (Bertrand, 1972; Angé, 1991).

Les plateaux, dont la partie centrale est dépourvue de cuirasse, ont des sols ferrugineux tropicaux, jadis couverts d'une savane arborée dense, mais aujourd'hui soumis

à un défrichement intense. Les talus sont riches en éléments grossiers qui les rendent impropres à la culture. Une brousse arbustive plus ou moins dégradée y subsiste, constituée principalement de combrétacées. Au pied des talus, les versants se composent d'un glacis amont (sols peu évolués d'apport colluvial) et d'une terrasse très étendue faite de sols ferrugineux tropicaux, lessivés, remaniés, sur colluvio-alluvions. Elle constitue le lieu d'occupation humaine traditionnelle. Les berges qui relient la terrasse au bas-fond ont une pente qui varie de 3 à 4%. Elles sont formées de sols peu évolués, d'apport alluvial. Sableux et pauvres chimiquement, ces sols sont pourtant mis en culture car faciles à travailler et offrant de bonnes possibilités d'enracinement pour les cultures. Dans les bas-fonds proprement dits, les sols sont peu évolués, d'apport alluvial, hydromorphes sur alluvions récentes.

La dégradation s'exprime dans toutes les unités de paysage par une érosion hydrique importante, plutôt sous forme de ruissellement généralisé diffus dans les parties hautes des toposéquences, sous forme de ravinements aux ruptures de pentes et de dépôts de sables localisés dans les bas-fonds.

Les bassins versants élémentaires (quelques ha au km²) sont drainés par des ravines d'érosion qui alimentent des bassins au réseau hydrographique bien marqué dans le paysage par une forêt galerie. Le bassin versant élémentaire, où les relations pluie/débit sont simples, ont une surface de 10-15 km². Il coule vers des rivières installées sur des réseaux de failles parcourant le bassin sédimentaire. Ces rivières coulent dans de grands bas-fonds larges occupés par des chapelets de mares temporaires. L'écoulement dépend principalement de l'état de remplissage des mares avant la pluie.

La prédétermination des caractéristiques de l'écoulement a été réalisée à partir d'ajustements statistiques pour les stations du réseau et à partir de transformations « pluie-débit » pour les BVRE. Le Tableau 6 présente ces résultats.

Tableau 6 Caractéristiques de l'écoulement sur les formations de la zone 4.

Station	Surface (km ²)	P (mm)	$Le_{(0,1)}$ (mm)	$Le_{(0,5)}$ (mm)	$Le_{(0,9)}$ (mm)	$Q_{(0,1)}$ (m ³ s ⁻¹)	$Q_{(0,5)}$ (m ³ s ⁻¹)	$Q_{(0,9)}$ (m ³ s ⁻¹)
Sima	495	950	<0,1	10	25	<0,1	4	10
Koussanar	2300	900	<0,1	0,15	0,66	<0,1	1,05	16
Niaoulé Tanou	1230	850	<0,1	5	13	2	6	11
Sandougou	6900	800	0,11	0,35	1,08	<0,1	3	7
Ndiba*	16,2	700	11	20	31	2	5	70
K. S. Diama*	75,6	700	8,4	13	23	<1	3	160
Sonkoron*	7,7	700	10	18	37	1	5	12
Somone	419	500	0	0,1	17	0	4	10
B. Bambara*	88,5	500	3	11	35	8	25	55
Kipe-Kipe*	43	500	-	-	33	-	-	60
Damboussane*	84,5	500	-	-	24	-	-	55

P = précipitation annuelle; $Le_{(x)}$ = lame écoulée annuelle de fréquence x; $Q_{(x)}$ débit journalier maximum de la crue de fréquence x; *: bassin versant représentatif.

La faible pente et la grande infiltrabilité des sols rendent le coefficient de ruissellement très sensible aux conditions d'humidité, à l'état de dégradation de sols et à la nature des couverts végétaux. Les relations entre écoulement et surface des bassins dépendent largement de l'état de dégradation des réseaux hydrographiques et des endoréismes locaux. Pour les bassins élémentaires (surface inférieure à 50 km²) l'écoulement interannuel varie entre 2 et 5% et le débit de pointe de la crue décennale entre 1000 et 5000 l s⁻¹ km⁻². Entre 50 et 5000 km², l'écoulement est très irrégulier et dépend avant tout des événements pluvieux les plus forts ou très rapprochés dans le temps lorsque les mares sont pleines.

Pour les plus grands bassins, un rôle régulateur par les écoulements de nappes apparaît. L'écoulement peut devenir pérenne entre les isohyètes 700 et 950 mm les bonnes années. Les crues ne sont jamais très violentes. Les débits spécifiques des crues décennales sont de l'ordre de 20 l s⁻¹ km⁻² pour les bassins intermédiaires et entre 5 et 10 l s⁻¹ km⁻² pour les plus grands (Tableau 6).

La Fig. 6 montre la relation entre débit spécifique de la pointe de crue décennale et la surface du bassin. La dispersion des points est due aux divers états de dégradation des versants et du réseau hydrographique.

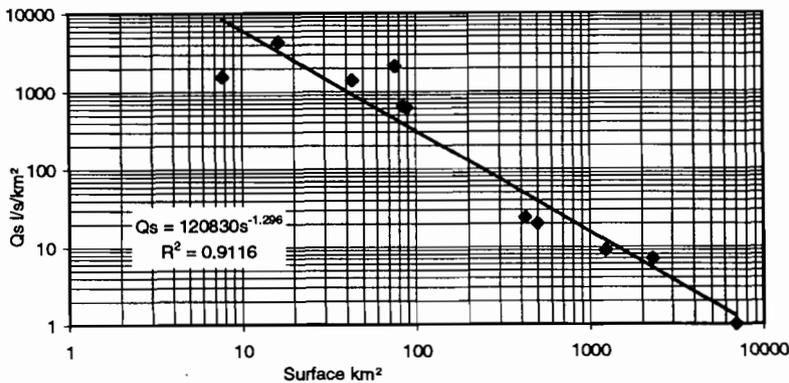


Fig. 6 Relation entre surface des bassins versants et débit spécifique de la pointe de crue décennale (zone 4).

La zone urbanisée de la péninsule du Cap-Vert (zone 5)

De près d'un million d'habitants en 1976, la population dakaroise est passée en 1988 à 1 428 084 habitants. Avec un rythme d'accroissement de 3,1% par an, la population pourrait atteindre 6 millions d'âmes en l'an 2010. Les villes de Pikine et Rufisque, satellites de Dakar, connaissent une même croissance. L'espace bâti dans la péninsule du Cap-Vert connaît une extension de 7% par an (Mairie de Dakar).

La pression démographique accroît le rejet des eaux usées alors que le développement de l'espace bâti augmente le ruissellement des eaux de pluies. Dakar, Pikine et surtout Rufisque (en raison de sa faible altitude) connaissent de plus en plus de difficultés dans l'assainissement et l'évacuation des eaux pluviales.

Ces eaux mal évacuées créent de nombreux problèmes du fait de leur stagnation au niveau des points bas, stagnation suivie d'une infiltration vers les nappes souterraines.

Tableau 7 Paramètres de la crue décennale du bassin versant de Fann-Mermoz.

Pluie (mm)	Intensité (mm h ⁻¹)	Débit maximum (m ³ s ⁻¹)	Volume écoulé (m ³)	Coefficient de ruissellement %
120	138	4	3000	25

Bas-fonds et nappes souterraines, principaux milieux récepteurs, après le milieu marin, connaissent ainsi une dégradation accélérée de leur qualité.

En 1994, une étude d'hydrologie urbaine a démarré en partenariat entre l'Université de Dakar et l'Orstom (Bassel *et al.*, 1994). Ses objectifs sont la caractérisation du ruissellement en zone urbaine et l'identification des éléments chimiques, facteurs de pollution. Une première campagne de mesure durant l'hivernage 1994 a permis d'évaluer les paramètres de la crue décennale sur un bassin versant de 1 km² en zone résidentielle « Fann-Mermoz » (Tableau 7).

Les petits bassins des vallées fossiles au sud du fleuve Sénégal (zone 6)

On peut diviser cette zone en deux parties: une partie est et une partie ouest. La partie ouest est dominée par des formations sableuses dunaires à travers lesquelles les anciennes vallées, souvent envahies par le sable, se frayent péniblement un chemin. Dans les dépressions interdunaires on trouve des sols hydromorphes. Dans la partie est, les principaux sols rencontrés sont les sols minéraux bruts sur cuirasse ferrugineuse, les sols ferrugineux tropicaux peu lessivés sableux et sablo-argileux du Continental Terminal remanié dans les axes alluviaux et les sols hydromorphes sur plateaux cuirassés ou dans les axes alluviaux.

L'importance des nappes souterraines suffit à la demande en eau d'une population très dispersée. Aucune observation des ruissellements de surface n'a été entreprise, les aménagements pastoraux ayant misé sur des forages qui ont été réalisés en grand nombre. Autour de ces forages, la dégradation du milieu est très importante à cause du sur-pâturage (disparition de la végétation naturelle et le piétinement des troupeaux), accélérant le ravinement dû au ruissellement de surface.

Les grands projets de remise en eau de ces vallées fossiles à partir des disponibilités nouvelles dans la vallée du Sénégal (construction des barrages de Manantali et de Diama) sont à l'ordre du jour. Les crues sont évidemment rares dans cette région pré-désertique, mais peuvent être très violentes comme l'indiquent tous les ravinements existants. Le Tableau 8 donne une statistique des pluies journalières dans le Ferlo, pluies dont l'importance peut présager de crues dévastatrices.

Les bassins de la façade Nord Atlantique (zone 7)

Dans toute cette zone les dunes récentes forment des impluviums très filtrants. Les eaux de pluie sont stockées dans ces massifs sableux puis restituées très lentement dans les zones interdunaires. Les bas-fonds interdunaires sont des milieux très humides. Des accumulations de tourbe sont fréquentes dans ces bas-fonds.

Tableau 8 Pluie journalières de fréquence rare dans le Ferlo.

Station	Fréquence 0,5 (mm)	Fréquence 0,9 (mm)	Fréquence 0,05 (mm)	Fréquence 0,01 (mm)	Nombre années observées
Yang-Yang	72	105	120	154	63
Linguère	64	90	116	128	59
Barkedji	63	90	117	129	45
Vélingara F.	72	102	115	146	30

La proximité des centres urbains (Dakar au Sud et St Louis au Nord) a transformé tous les espaces interdunaires en véritables jardins. Lorsque l'eau restituée par les dunes ne suffit pas, les maraîchers ont pris l'habitude d'utiliser soit l'eau de la conduite du lac de Guiers-Dakar, soit des forages profonds, ou bien les effluents des centres urbains. Une bonne connaissance des bilans en eau de ces systèmes permettrait une rationalisation dans le développement de cette agriculture péri-urbaine.

Les bassins sur formations protéro-paléozoïques de la zone de Matam-Kidira (zone 8)

Il n'y a pas eu de suivi hydrologique à proprement dit sur les petits bassins de cette zone, l'attention des aménageurs et du service de l'hydraulique étant focalisée sur le cours du fleuve Sénégal. Pourtant il ne se passe pas une année sans que la route Matam-Kidira ne soit détruite en certains points de franchissement de ces petites rivières.

Les premières estimations de l'écoulement sur les bassins le long des profils routiers Matam-Bakel et Bakel-Kidira datent de 1962 et 1963 (Orstom/Rhein-Rhur). La route repose sur les formations sablo-limoneuses avec localement des sols beaucoup plus argileux. Le relief est accentué à cause de la grande abondance des collines de grès ferrugineux dont l'altitude moyenne de 75 m. L'importance des pentes introduit une grande variété dans les écoulements suivant leur éloignement par rapport au tracé de la route.

Les estimations des débits décennaux ont été réalisées sur tous les marigots franchis par la route. Quelques bassins représentatifs ont fait l'objet d'un suivi hydrologique léger (étude de la variation de la vitesse en fonction de la section mouillée). Nous présentons ci-dessous les résultats de cette étude (Tableau 9 et Fig. 7). Les nombreuses ruptures des points de franchissement sur cette route appelle les questions suivantes:

- (a) les ouvrages ont-ils été bien dimensionnés en fonction des estimations hydrologiques?
- (b) quelle est la validité de ces estimations?
- (c) le régime hydrologique de ces marigots a-t-il varié avec la dégradation des couverts végétaux?

Seul un dispositif de bassins versants représentatifs bien suivi pourrait donner la réponse à ces questions et apporter une solution à la réfection de cet axe routier qui prend une importance de plus en plus grande avec le développement économique de la vallée du Sénégal. C'est par cet axe routier que la vallée du fleuve Sénégal peut faire la jonction avec la voie ferrée Dakar-Bamako (gare de Kidira).

Tableau 9 Crues sur les bassins de l'axe routier Matam-Kidira.

Nom de bassin versant	Surface (km ²)	Long. (km)	Pente moyen (m km ⁻¹)	Crue décennale		Crue annuelle	
				Q_{s10} (m ³ s ⁻¹ km ⁻²)	$Q_{\max 10}$ (m ³ s ⁻¹)	$Q_{s\text{ an}}$ (m ³ s ⁻¹ km ⁻²)	$Q_{\max \text{ an}}$ (m ³ s ⁻¹)
Ogo	420	33	1,8	0,32	134	0,262	82
Sinthiou	38	11	3,3	1,4	53	0,76	29
Garba Sinthiou	33	8,2	4	1,65	55	0,85	28
Fourme Hari 1	25	9	4,5	1,9	47,5	1,1	27
Fourme Hari 2	7,6	4,7	3,3	3,4	26	1,9	14,5
Sinthiou Bamambe	355	23	2,6	0,35	122	0,212	75
Semme 1	7	4,5	7,3	5,45	38	3,4	24
Semme 2	5,6	4	7,8	5,8	34	3,6	20
Aoure	50	12	3,4	1,55	78	0,88	44
Diamounguel 1	12,6	5,1	9	5,4	68	2,95	37,2
Bakeladji	312	31	2,5	0,38	118	0,167	70
Tianiafo 1	6,8	3,8	4,6	4,2	28,5	2,4	16,3
Tianiafo 2	4,8	2,7	6,1	11	54	7,9	38
Bandji	109	16	4,2	0,88	96	0,54	58
Tourime 1	38	8,3	6,6	2,7	102	1,4	53
Tourime 2	6,2	4,1	12	9,4	58	5,6	35
Madina Torobe	32	10,4	3,2	0,9	28,8		
Senopalel	23	7,3	3,1	1	23		
Ndiendouri	24,5	6,7	2,7	1	24,5		
Vindou Bosseabe	118	17	1,8	0,35	41,5		
Diamounguel 2	30	11,5	2,9	0,9	27		
Dounde Koussem	11,6	5,5	4,1	1,1	12,8		
Yerimale	10	5	2	1	10		
Fadiara	15	6,1	2,1	1,2	18		
Tianiafo 3	51	9,8	4,1	0,75	38,4		

Q_{s10} = débit spécifique de récurrence décennale; $Q_{\max 10}$ = débit maximal de récurrence décennale;
 $Q_{s\text{ an}}$ = débit spécifique de récurrence annuelle; $Q_{\max \text{ an}}$ = débit maximal de récurrence annuelle.

CONCLUSION

Malgré l'existence de grands bassins hydrographiques comme ceux des fleuves Sénégal, Gambie ou Casamance, la plupart des rivières au Sénégal ont un écoulement non

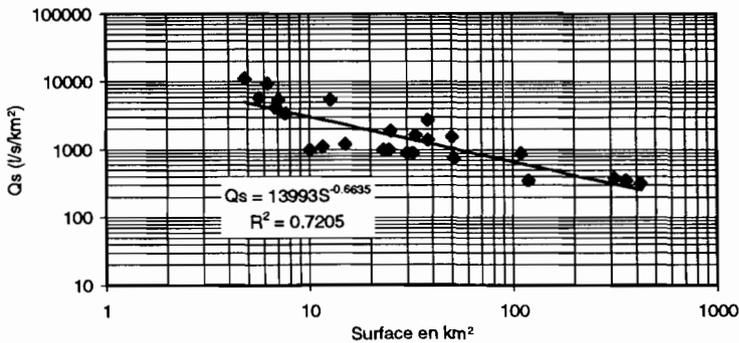


Fig. 7 Relation entre surface des bassins versants et débit spécifique de la pointe de crue décennale (zone 7).

pérenne dont le tarissement est devenu plus fréquent et plus précoce avec la sécheresse actuelle. Ces rivières représentent à la fois un potentiel de ressource en eau réparti dans tout le territoire mais également un risque pour les infrastructures et particulièrement les routes.

Cet article, qui fait la synthèse des résultats obtenus sur l'ensemble du territoire national, met en évidence l'insuffisance des observations et leur mauvaise répartition géographique. Si, en ce qui concerne la moitié sud du pays, allant de la Casamance et du Sénégal oriental au Sine Saloum, la connaissance du régime hydrologique est d'un niveau acceptable, il n'en va pas de même de la partie nord du pays où l'indigence des observations est criante et rend peu fiable toute recherche de relation entre données physiographiques des bassins et débits. La mise en place de bassins versants représentatifs et un suivi sérieux des stations dites secondaires du réseau hydrométrique national doit être une priorité de la recherche hydrologique et un préalable aux aménagements hydrauliques. Les hypothèses sur les changements globaux de climats comme les modifications importantes de l'occupation des sols doivent inciter le suivi du bilan hydrologique sur bassins versants représentatifs observés sur de longues durées.

Les abaques et les formules que nous avons pu tirer des observations existantes au Sénégal sont perfectibles même pour les régions les mieux connues. Leur utilisation doit être faite avec beaucoup de précaution, après une visite minutieuse sur le terrain, et une comparaison des conditions morphoclimatiques entre bassins. En effet les cas particuliers ou les exceptions sont plus fréquentes que ne l'auraient aimé les techniciens.

Malgré la multiplication des méthodes de prédétermination des paramètres hydrologiques sur petits bassins versants et l'utilisation d'outils de plus en plus sophistiqués (télé-détection spatiale, SIG, ...), la comparaison à un bassin connu reste le moyen le plus sûr pour appréhender le fonctionnement d'un marigot sur lequel on ne veut pas faire de mesure. Les programmes d'installation et d'observation de bassins versants représentatifs initiés en 1959 par Jean Rodier devrait trouver un second souffle avec les nouvelles préoccupations d'aménager le territoire en conservant l'environnement.

REFERENCES

- Albergel, J. (1986) Evolution de la pluviométrie en Afrique soudano sahélienne. Exemple du Burkina Faso. In: *Coll. internationale sur la révision des normes hydrologiques suite aux incidences sur la sécheresse*. CIEH, Ouagadougou.
- Albergel, J. (1991) Une méthode « expert » pour la conception des barrages « anti-sel » dans les bas-fonds de basse et moyenne Casamance. *Séminaire Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance* (ed. par Pegrin, Pomerlot & Albergel) (22-26 octobre 1990, Ziguinchor, Sénégal). UICN.
- Albergel, J., Dacosta, H. & Pépin, Y. (1992) Régionalisation des paramètres hydrologiques à prendre en considération pour l'aménagement d'un bas-fond rizicole dans l'estuaire de la Casamance Sénégal. *J. Hydrol. Montpellier* (Régionalisation en hydrologie: application au développements) 8, 291-306.
- Albergel, J., Diatta, M., Grouzis, M., Pérez, P. & Sène, M. (1995) Réhabilitation d'un hydrosystème semi-aride au Sénégal par les aménagements du paysage. In: *L'Homme peut-il refaire ce qu'il a défait?* (ed. par R. Pontanier, A. M'Hiri, N. Akrimi, J. Aronson & E. Le Floch), 293-306. John Libbey Eurotext, Paris.
- Albergel, J., Lamachère, J. M., Lidon, B., Mokadem, A. I. & Van Driel, W. (1993) Mise en valeur agricole des bas-fonds au Sahel. Typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles. *Rapport final d'un projet CorafR3S*, CIEH, Ouagadougou.
- Angé, A. (1991) Gestion de la fertilité des sols et stratégies de mise en valeur des ressources naturelles. Exemple du mil dans les systèmes de culture du sud du bassin arachidier sénégalais. In: *Terres de savane, terres fertiles?*, 155-164. Cirad CA Publ.
- Banque Mondiale (1993) Gestion des ressources en eau. In: *Doc. de politique générale de la Banque Mondiale*.
- Bassel, M., Pépin, Y. & Thiébaux, J. P. (1994) Rapport de campagne 1994. *Bassin urbain de Dakar*. Dakar.
- BCEOM (1985) Aménagement de la plaine de Baïla.

- Bertrand, R. (1972) Morphopédologie et orientations culturelles des régions soudanaises du Sine-Saloum (Sénégal). *Agron. Trop.* 17(11), 1115-1190.
- Brunet-Moret, Y. (1970) *Etude hydrologique en Casamance*. Rapport définitif, Orstom, Paris.
- Conac, G., Savonnet Guyot, C. & Conac, F. (1984) Les politiques économiques de l'eau en Afrique. Développement agricole et participation paysanne. *Acte du colloque de la Sorbonne 1983*. Economica edn.
- Dacosta, H. (1989) Précipitations et écoulements sur le bassin de la Casamance. Thèse de doctorat de 3ème cycle géographie, UCAD.
- Dubreuil, P., Chaperon, P., Guiscafré, J. & Herbaud, J. (1972) *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux: années 1951-1969*. Orstom, Paris.
- Dumont, R. (1986) *Pour l'Afrique, j'accuse. Terre humaine*. Plon, Paris.
- ICWE (1992) *The Dublin Statement and Report of the Conference*. Conférence préparatoire au Sommet de la Terre. Organisation Météorologique Mondiale, Genève.
- Leroux, M. (1983) *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion, Paris.
- Michel, P. (1960) Recherche géomorphologique en Casamance et en Gambie méridionale. Rapport BRGM, Dakar.
- Michel, P. (1973) *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique*. Mém. Orstom no. 63, Orstom, Paris.
- Montoroi, J. P., Albergel, J., Dobos, A., Fall, M. & Sall, S. (1993) Rehabilitation of rice culture in the acid sulfate soils of Casamance. In: *IV Congrès international de l'AISS, sur les sols sulfatés acides* (ed. par D. L. Dent & M. E. F. Mensvoort) (Ho Chi-Minh, Vietnam, février 1992), 196-203. Selected Papers Publ. 53.
- Montoroi J. P. (1994) Dynamique de l'eau et géochimie des sels d'un bassin versant aménagé de Basse-Casamance (Sénégal). Conséquences sur la gestion durable de l'écosystème de mangrove en période de sécheresse. Thèse de doctorat (Pédologie), Université Nancy I, France.
- Olivry, J. C. & Dacosta, H. (1984) Le marigot de Baïla: bilan des apports hydriques et évolution de la salinité. Campagnes 1980-1983. Rapport Orstom, Dakar.
- Pérez, P. (1994) Genèse du ruissellement sur les sols cultivés du Sud Saloum (Sénégal). Thèse de Doctorat, Ensam Montpellier, France.
- Orstom/Rhein Ruhr (1963) Etude hydrologique des bassins versants sur les profils routiers de Matam-Bakel et Bakel-Kidira Dakar.
- Pouyaud, B., Albergel, J., Camus, H., Chevallier, P. & Lamachère, J. M. (1995) Réhabilitation des régimes hydriques et hydrologiques des terres semi-arides dégradées. In: *L'homme peut-il refaire ce qu'il a défilé?* (ed. par R. Pontanier, A. M'Hiri, N. Akrimi, J. Aronson & E. Le Floch), 49-64. John Libbey Eurotext, Paris.
- Raunet, M. (1985) Bas-fonds et riziculture en Afrique. Approche structurale comparative. *Agron. Trop.* 40(3), 181-200.
- Rochette, R. M. (1989) *Le Sahel en lutte contre la désertification: leçons d'expériences*. CILSS, PAC, GTZ, Berlin.
- Rodier, J. A. (1975) *Evaluation de l'écoulement annuel dans le Sahel Tropical Africain*. Trav. & Doc. de l'Orstom, Paris.
- Rodier, J. A. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits des crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale*. Orstom-CIEH, Paris.
- Rodier, J. A. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficies inférieures à 20 km² en Afrique Occidentale*. Orstom-CIEH.
- Sagna, P. (1988) Etude des lignes de grains au Sénégal. Thèse de doctorat de 3ème cycle de Géographie, UCAD, Dakar.
- Sall, M. (1983) Dynamique et morphogenèse actuelles au Sénégal Occidentale. Thèse de doctorat d'Etat-ès-Lettres, Université Louis Pasteur de Strasbourg, France.
- SOMIVAC-USAID-ISRA (1985) Actes de la deuxième table-ronde sur les barrages anti-sel. Ziguinchor, 12-15 juin 1985.
- Valentin, C., Collinet, J. & Albergel, J. (1994) Assessing erosion in west African savannas under global change: overview and research needs. In: *15th World Congress of Soil Science* (Acapulco, Mexico, 10-16 July 1994), 7a, 255-274.

Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Koulikoro (Mali)

J. P. BRIQUET, G. MAHE, F. BAMBA

Laboratoire d'Hydrologie, Centre Orstom, BP 2528, Bamako, Mali

J. C. OLIVRY

Laboratoire d'Hydrologie, Centre Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex 1, France

Résumé Depuis une vingtaine d'années, le bassin du fleuve Niger et ceux des principaux cours d'eau africains sont soumis à un déficit pluviométrique important. La chronique des débits enregistrés à Koulikoro (120 000 km²) montre une décroissance persistante des écoulements. Cependant la baisse des pluies n'est que de 20% en valeur moyenne décennale entre 1951/1960 et 1981/1989, alors que celle des écoulements est de 55%. Si les conditions du ruissellement superficiel ont été peu modifiées durant la sécheresse, l'écoulement souterrain a lui fortement diminué comme l'indique l'augmentation du coefficient de tarissement. La réduction des modules annuels et des maximums de crue peut être logiquement reliée à la diminution des apports souterrains. Cette hypothèse est confirmée en 1994: des pluies de 15% supérieures à la moyenne 1951-1989 (fréquence vicennale) ne produisent qu'une crue moyenne tant en pointe qu'en module. Par rapport à la moyenne de cinq années de pluies équivalentes sur le bassin versant, la lame écoulée est plus faible de 28% en 1994/1995, tandis que le coefficient de tarissement reste élevé, et supérieur à la normale.

Recent climatic changes and modification of the hydrological regime of the Niger river at Koulikoro (Mali)

Abstract Over the last 20 years, the Niger river basin as well as all the other African rivers has experienced a serious shortage of rainfall. For the Niger river at the station of Koulikoro (120 000 km²) the time series of runoff shows a continuing diminution. However, considering the decadal mean values, precipitation was reduced by 20% between 1951/1960 and 1981/1989, while the runoff decrease was 55% during the same period. The flood flows were not altered during the recent drought, but the baseflows strongly decreased as indicated by the increase of the recession coefficient. The reduction both the of mean annual discharges and of the values of the maximum peak flows can be assumed to be a result of the reduction of the baseflow. That hypothesis was verified in 1994: 15% higher rainfalls, compared to the 1951-1989 mean (return period of 20 years), only produced a mean level annual discharge and maximum peak flood. In comparison with the mean value calculated for the past five years for the same annual rainfall, the depth of runoff was 30% lower in 1994/1995, and the recession coefficient remained high, above the inter-annual mean.

INTRODUCTION

Depuis plus de 20 ans, l'Afrique connaît une baisse constante de ses ressources en eau de surface. Malgré un retour à une pluviosité plus proche de la normale à la fin de la dernière décennie, les écoulements de surface ne paraissent pas suivre la même tendance aussi bien en Afrique de l'ouest qu'en Afrique centrale (Olivry *et al.*, 1993). La relation pluie-débit est plus profondément modifiée pour les fleuves tropicaux que pour les fleuves équatoriaux. Olivry (1993) fait l'hypothèse que le changement durable de la relation pluie-débit est dû à une réduction de l'écoulement de base.

Avec l'exemple du fleuve Niger à Koulikoro, station historique de l'Afrique de l'ouest, nous nous proposons de vérifier cette hypothèse à l'occasion de la saison des pluies 1994 qui a été généralement excédentaire dans toute l'Afrique de l'ouest.

BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU NIGER A KOULIKORO SUR LA PERIODE 1951-1989

Caractéristiques physiques du bassin

Le Niger est le troisième fleuve d'Afrique par sa longueur. Il s'étend de 8°30' à 14°N et de 7°30' à 11°30'O (Fig. 1).

Il prend sa source vers 800 m d'altitude, sur le versant nord de la Dorsale guinéenne. L'altitude maximale du bassin est légèrement supérieure à 1500 m, alors qu'à Koulikoro, l'altitude est de 290 m. Cinquante pour cent du bassin se trouve compris entre 400 et 500 m d'altitude.

Issu du massif du Fouta Djallon, le Niger est constitué par quatre branches mères (Fig. 1): le Tinkisso, le Niger lui-même ou Djoliba, le Niandan, et le Milo.

Après son arrivée en territoire malien, le fleuve est grossi par le Sankarani (5, Fig. 1) dont le bassin versant, d'origine essentiellement guinéenne, a une superficie de 35 000 km². Cet affluent est régulé depuis 1984 par le barrage de Sélingué dont la retenue a une capacité de 2 milliards de m³ (Brunet-Moret *et al.*, 1986). Les écoulements mesurés depuis cette date à Koulikoro sont donc influencés par ce barrage. Aussi, nous pourrions être amenés à utiliser les données du Niger à Banankoro, station située à l'amont de la confluence Sankarani-Niger et qui possède un régime naturel non influencé.

A Koulikoro le fleuve suit un régime tropical de transition (Rodier, 1964), la superficie de son bassin est de 120 000 km² et sa longueur de 570 km. L'année hydrologique débute le 1 mai. Le débit d'étiage est assez soutenu et la période de hautes eaux prolongée sur plusieurs mois. Les principales caractéristiques du bassin sont données dans le Tableau 1 pour la période 1951-1990.

Pluviométrie

Méthodologie de calcul des précipitations annuelles Les précipitations annuelles sont calculées suivant une méthode automatique décrite par Mahé (1993) et Mahé *et al.* (1994), sur la base d'un fichier de données annuelles couvrant la période 1951-1989, et

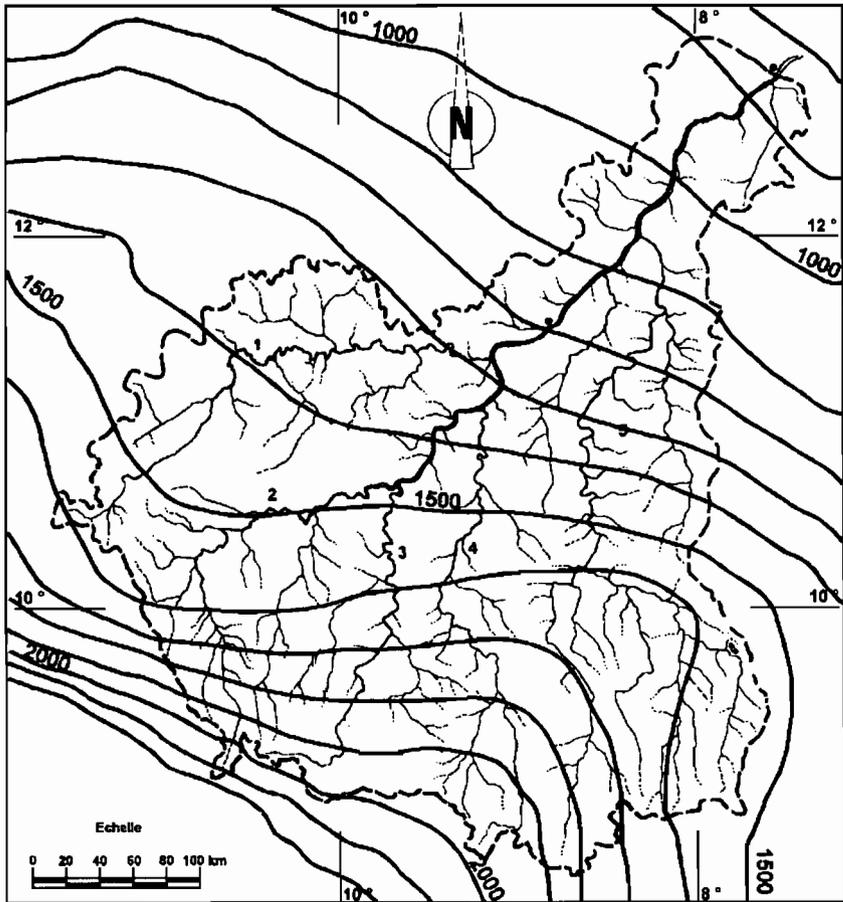


Fig. 1 Bassin versant du Niger à Koulikoro et isohyètes interannuelles moyennes 1951-1989.

constitué essentiellement de valeurs observées mais également de valeurs reconstituées par la Méthode du Vecteur Régional (MVR) (Cochonneau *et al.*, 1993; Wotling *et al.*, 1995). A partir des données aux stations, des grilles de valeurs interpolées sont calculées par méthode spline (pas de 1 degré). Les valeurs aux points de grille situés à l'intérieur des limites géographiques du bassin versant sont moyennées pour obtenir la lame précipitée. Mahé *et al.* (1994), montrent que les valeurs obtenues par cette méthode sont très proches de celles obtenues par la méthode des polygones de Thiessen.

Tableau 1 Caractéristiques du bassin versant du Niger à Koulikoro.

Superficie	Longueur	Module	Minimum mensuel	Maximum mensuel	Volume écoulé	Pluviométrie	Ke	K3
(km ²)	(km)	(m ³ s ⁻¹)	(m ³ s ⁻¹)	(m ³ s ⁻¹)	(km ³)	(mm)	(%)	
120 000	570	1360	18,5	8030	42,9	1445	24,7	2,65

Tableau 2 Valeurs de retour des maximums de crue, des modules, des étiages en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ et de la pluviométrie en mm.

	Fréquence de retour sèche				Médiane	Fréquence de retour humide			
	100	50	20	10		2	10	20	50
Maximum	2260	2675	3300	3850	4290	7735	8290	8910	9320
Module	329	600	753	958	1360	1770	2000	2190	2510
Etiage	15,8	23,6	29,2	37,8	61,8	101	131	162	242
Pluviométrie	1087	1175	1225	1291	1440	1589	1678	1753	1893

Pluviométrie sur le bassin et évolution sur la période 1951-1989 La pluviométrie annuelle moyenne sur le bassin versant (Fig. 1) s'élève à 1 445 mm sur la période 1951-1989. Les isohyètes pour la période vont de 850 mm vers Koulikoro à plus de 2100 mm sur le massif guinéen. Les valeurs extrêmes ont été calculées pour les deux années les plus sèches et les plus humides. La pluviométrie maximale observée sur la période est de l'ordre de 1750 mm (1951 et 1954, période de retour de l'ordre de la cinquantennale humide, Tableau 2), avec des isohyètes de 1000-2400 mm. La pluviométrie minimale est de l'ordre de 1190 mm (1983 et 1984, période de retour de l'ordre de la cinquantennale sèche, Tableau 2), avec des isohyètes de 600 à 1850 mm.

Depuis 1950, les totaux annuels évoluent suivant une tendance décroissante (Fig. 2 et Tableau 3): la moyenne de la première décennie de 1951 à 1960 est de 10% plus élevée que la moyenne 1951-1989, entre 1961 et 1970 l'excédent moyen est de 4%, entre 1971 et 1980, le déficit est également de 4%, et durant la dernière décennie le déficit passe à 10%. Ces déficits sont relativement modestes en comparaison de ceux observés dans les régions voisines d'Afrique de l'ouest. De fait, dans l'est de la Guinée, où se situe l'essentiel du haut bassin du Niger, la diminution pluviométrique des deux dernières décennies a été très atténuée (Mahé & Citeau, 1993; Mahé et al., 1995).

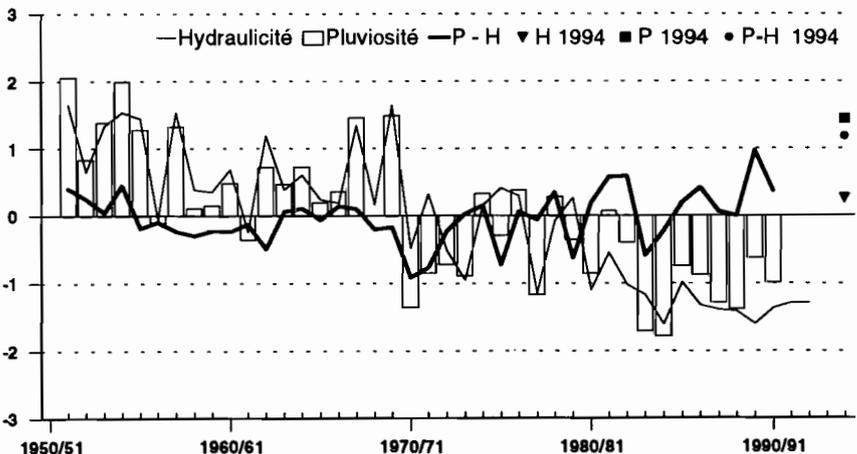


Fig. 2 Variation de l'hydraulicité et de la pluviosité du Niger à Koulikoro (variables centrées réduites) pour la période de référence et 1994.

Tableau 3 Valeurs de pluviométrie et d'écoulement par décennie sur le bassin du Niger.

	Pluviométrie (mm)	Lame écoulée (mm)	<i>Ke</i> (%)
Décennie 50	1590	472	28,6
Décennie 60	1503	420	27,5
Décennie 70	1380	327	23,3
Décennie 80	1294	212	16,1

Écoulements

Jusqu'à une période récente, on a pensé que la variabilité de l'écoulement annuel constituait, par l'intégration spatiale du régime des précipitations qu'il suppose sur l'ensemble d'un bassin versant, un paramètre de choix dans l'étude des fluctuations climatiques (Olivry 1983; 1987). De fait, les déficits pluviométriques se sont largement répercutés, et généralement amplifiés, dans l'écoulement des bassins fluviaux au point que dans la période la plus récente les paramètres hydrologiques ne sont plus en phase avec la variation pluviométrique annuelle (Fig. 2).

Les débits, comme la pluviométrie, diminuent depuis 1950 et se répartissent globalement autour de trois paliers de valeurs décroissantes. Le premier couvre la période 1951/1952 à 1969/1970: les modules sont presque toujours au-dessus de la moyenne depuis 1951. Le second couvre la décennie 70 jusqu'en 1981/1982, période pendant laquelle des débits très faibles apparaissent mais, pour certaines années, la moyenne est légèrement dépassée. Depuis la crue de 1982/1983 les modules sont chaque année inférieurs aux valeurs minimales des années 1970.

Soulignons qu'après le « *minimum minimorum* » de 1984, le module le plus bas sur le Niger est observé en 1989.

Les fluctuations récentes montrent que la ressource en eaux de surface a diminué de moitié sur la dernière décennie (Tableau 3). Le régime hydrologique du Niger, comme les fleuves d'Afrique intertropicale, est directement influencé par celui des précipitations et subit aussi, avec un effet retard, l'incidence du cumul de déficits pluviométriques.

Les valeurs caractéristiques ont été calculées sur la série complète des débits du Niger à Koulikoro, de 1907 à 1994 (Tableau 2). Le débit maximum journalier a été observé en 1925, avec une fréquence de retour de plus de 100 ans. Le minimum journalier, enregistré en 1980, a également une période de retour de 100 ans. Les modules extrêmes excédentaires et déficitaires (1967-1970; 1989-1990) ont des périodes de retour d'environ 50 ans.

Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique pour le bassin versant du Niger à Koulikoro est présenté par décennies sur le Tableau 3. Entre la première et la dernière décennie, la différence de pluviométrie est de 20%, la différence d'écoulement de 55%. Cette tendance persistante à la baisse doit être soulignée car elle montre une dégradation durable du système hydrologique malgré un retour assez sensible à de meilleures précipitations.

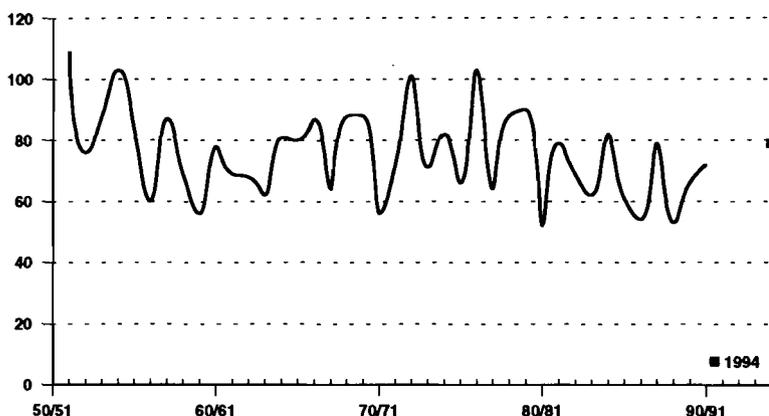


Fig. 3 Variation du nombre de jours pour lesquels le débit est supérieur à la moitié du débit maximal.

D'après Pouyaud (1987), sur des petits bassins versants de superficie inférieure à 500 km² où l'écoulement est constitué presque exclusivement de ruissellement superficiel, les caractéristiques de l'écoulement ne sont pas modifiées par la diminution de la pluviométrie.

Pour le Niger à Koulikoro, on considère le nombre de jours pour lesquels le débit est supérieur à la moitié du débit maximal comme une variable en relation principalement avec l'écoulement superficiel. Cette variable ne suit pas de tendance régulière pour la période et produit des valeurs identiques pour des décennies de pluviométrie totalement différentes (Fig. 3). Par conséquent, la diminution des maximums de crue, qui suit la même tendance décroissante que celle des modules, semble peu en liaison avec le décalage observé dans la relation pluie-débit.

Il faut donc chercher préférentiellement dans l'écoulement de base, provenant des stockages souterrains, l'origine de la modification du régime du fleuve.

Tarissement

Après transfert à la station d'observation des écoulements rapides (ruissellements), on observe à partir d'un certain stade de la décrue de l'hydrogramme annuel, une décroissance régulière des débits ou phase de tarissement. Celle-ci correspond à la période où la vidange des nappes souterraines constitue la seule contribution à l'écoulement des cours d'eau de la région.

Pour les cours d'eau tropicaux, cette décroissance des débits est représentée par une loi exponentielle (loi de Maillet):

$$Q_i = Q_o e^{-\alpha(t_i - t_o)}$$

avec Q_i et Q_o , débits aux instants t_i et t_o exprimés en jours, et α , coefficient de tarissement dépendant des caractéristiques physiques et géométriques de l'aquifère qui a la dimension de l'inverse d'un temps.

Le tarissement principal, par les volumes qu'il implique et sa représentativité de l'ensemble des aquifères du bassin, constitue une caractéristique importante du régime

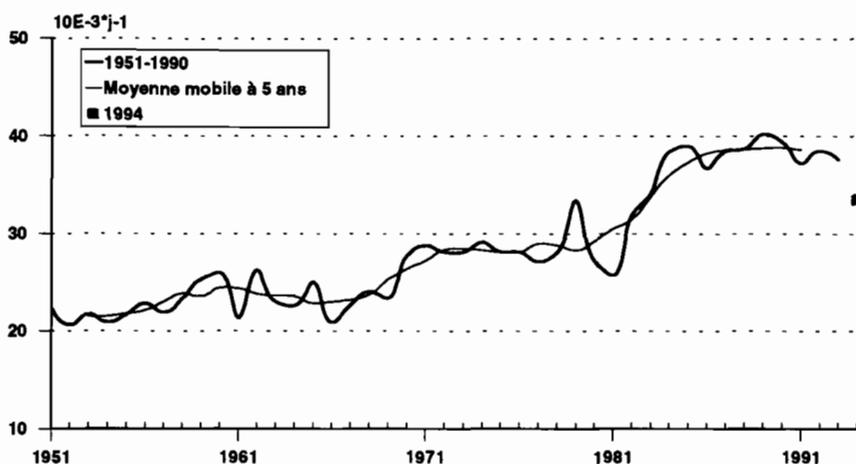


Fig. 4 Evolution du coefficient de tarissement α du Niger à Koulikoro.

hydrologique tropical. L'étude des coefficients de tarissement montre jusqu'aux années 1972/1973 une relative régularité des valeurs avec un coefficient moyen de $0,023 \text{ jour}^{-1}$ (Olivry *et al.*, 1995). Dans la période actuelle, après 8 années à coefficient moyen d'environ $0,028 \text{ jour}^{-1}$, on observe une montée brutale dans l'évolution des coefficients de tarissement jusqu'à des valeurs de $0,040 \text{ jour}^{-1}$ au début des années 1990. Les valeurs récentes ont été déduites de l'étude du Niger à Banankoro qui a conservé son régime naturel (Fig. 4).

Cet affaiblissement des étiages traduit un amenuisement croissant des réserves souterraines des bassins fluviaux résultant du cumul des déficits pluviométriques.

COMPARAISON DE LA SAISON 1994/1995 PAR RAPPORT A LA MOYENNE DES ANNEES ANTERIEURES

Pluviométrie

En 1994 la crue du Niger a atteint une cote inégalée depuis de nombreuses années, bien qu'à peine supérieure à la normale du siècle. Ceci nous a amené à considérer les pluies sur le bassin, malgré la difficulté à regrouper des données complètes sur l'année 1994. La moitié des postes environ a pu être obtenue. Les précipitations pour 1994 sont présentées à quatre postes du bassin sur la Fig. 5. Pour Bamako au nord du bassin, le total est de 1250 mm, soit un excédent de plus de 20% par rapport à la moyenne 1951-1989. A Bougouni dans le centre est, le total de 1350 mm correspond à un surplus pluviométrique de 15%. Les données incomplètes de la Guinée laissent entrevoir elles aussi une pluviométrie supérieure à la moyenne. A Siguiri dans le centre ouest, le total annuel peut être estimé aux alentours de 1600 mm, soit 25-30% d'excédent. Enfin à Kankan, dans le centre du bassin, le total peut être estimé à environ 1750 mm, soit 10-15% d'excédent. Nous n'avons pas reçu d'informations sur l'extrême sud du bassin. Les mois d'août et de septembre sont excédentaires à très excédentaires aux quatre postes présentés, mais également dans la majeure partie des autres stations. C'est

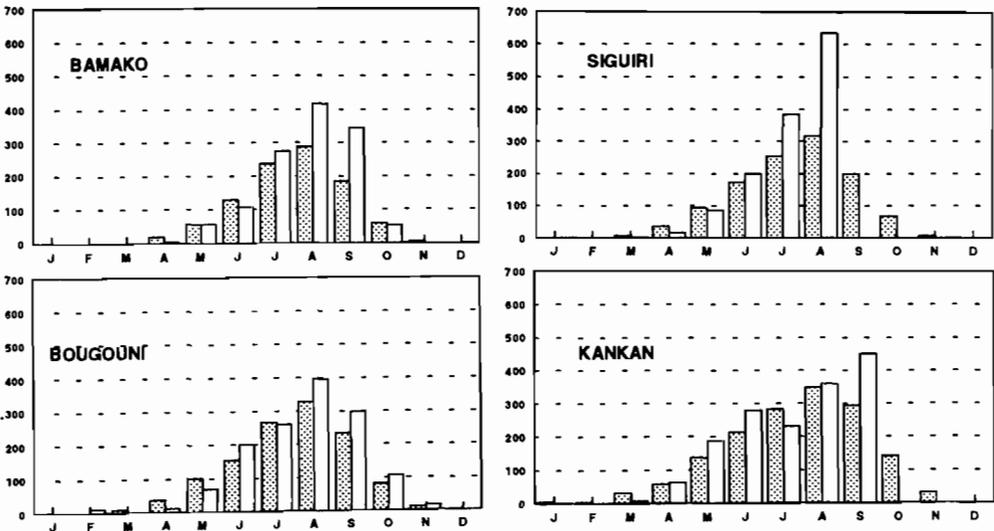


Fig. 5 Pluviométrie de l'année 1994 pour quelques stations du Niger supérieur comparée à la moyenne 1951-1989.

principalement l'excédent de septembre qui entraîne un décalage d'environ deux semaines du maximum de crue (Fig. 6).

Le total pluviométrique annuel 1994 sur l'ensemble du bassin serait d'environ 1670 mm, supérieur de 15% à la normale 1951-1989; cela place l'année 1994 au cinquième rang des pluies les plus fortes enregistrées durant la série, suivant en cela une période de retour vicennale humide. Sur l'ensemble de la période 1951-1989, quelques années (1953, 1955, 1957, 1967 et 1969) affichent un total pluviométrique annuel similaire à 1994. Ces années excédentaires présentent le même décalage dans leur hydrogramme de crue que 1994/1995. Pour simplifier la suite de l'exposé, nous parlerons d'« année

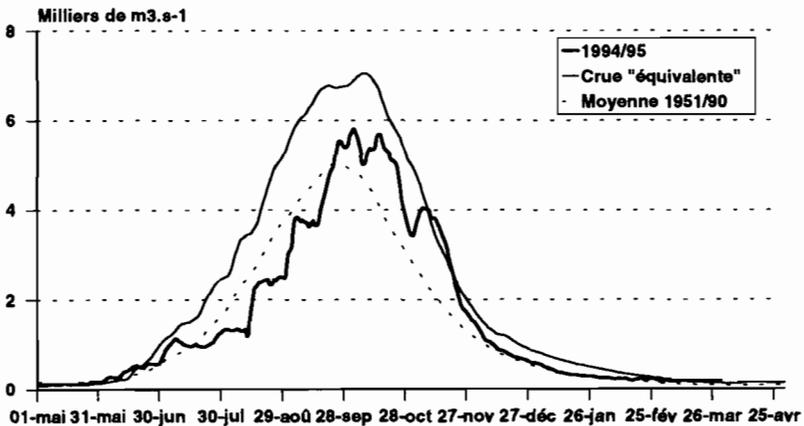


Fig. 6 Hydrogrammes de crue de l'année 1994/1995, de la crue moyenne 1951-1990 et d'une crue « moyenne » (années 1953, 1955, 1957, 1967 et 1969) de pluviométrie équivalente.

équivalente », moyenne de ces 5 années et qui donne un total pluviométrique de 1660 mm. Il est certain que ces 5 années n'ont pas été hydrologiquement strictement identiques, ni entre elles ni par rapport à la saison 1994/1995. Nous utilisons ce procédé à simple titre de comparaison, pour situer empiriquement l'année pluviométrique 1994 par rapport au reste de la série. L'année équivalente obtenue est donc seulement un aperçu de ce que pourrait être le comportement hydrologique moyen d'une année pluviométrique de type 1994 (pluviométrie très supérieure à la moyenne), à supposer que l'« événement 1994 » soit suffisamment comparable à ceux de l'année équivalente. Il s'agit bien là d'un exercice qualitatif et non quantitatif. Ce premier aperçu des variations du régime du fleuve Niger doit bien entendu appeler à une étude approfondie sur la variabilité de la ressource en eau sur le bassin, et sur son évolution depuis le début du siècle.

Écoulement

Le maximum de crue a été de $5800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, légèrement supérieur à la moyenne 1951-1990 ($5200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Il s'agit là de la plus forte crue observée depuis 1979 ($5930 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) et de la quatrième en importance depuis les années déficitaires 1972 et 1973 (1974, $6300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 1975, $6890 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 1979 déjà citée). La crue de 1994/1995 (Fig. 6), avec un module de $1430 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, est une crue moyenne, à peine supérieure à la normale ($1360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). L'hydraulicité est de 1,05 alors que la pluviosité est de 1,15. Il y a donc là une variation importante de la relation pluie-débit puisqu'une pluviométrie moyenne de fréquence quasi vicennale ne produit plus qu'un écoulement médian.

Bilan

Le bilan de la crue 1994/1995 est résumé dans le Tableau 4. La saison 1994/1995 est comparée à la moyenne 1951-1990 et à une « année équivalente ». Le coefficient d'écoulement de la crue 1994 est inférieur de 9% par rapport à la moyenne 1951-1990 pour une pluviométrie supérieure de 15%. Par rapport à « l'année équivalente », le coefficient d'écoulement est inférieur de 30% et le coefficient de tarissement supérieur de 50%.

Tableau 4 Comparaison de la saison 1994/1995 avec 1951-1990 et la moyenne des années de pluviométrie équivalente.

	1951-1990	1994/1995	Pluviométrie équivalentes
Pluviométrie (mm)	1445	1670	1660
Lame écoulée (mm)	357	376	537
Coefficient d'écoulement (%)	24.7	22.5	32.3
Tarissement (an)	28.5	33.5	22.2

CONCLUSIONS

La saison des pluies 1994/1995 de fréquence vicennale humide, après une très longue période de déficit pluviométrique, illustre de façon exceptionnelle les changements dans la relation pluie-débit pour le Niger et plus généralement les fleuves d'Afrique tropicale. Les coefficients de tarissement, traduisant un effet mémoire de la sécheresse actuelle, restent à des valeurs très supérieures à celles observées en période humide avant 1970.

Le retour à des débits plus soutenus en saison sèche suppose d'abord la reconstitution des aquifères. Celle-ci ne peut-être immédiate et cela se voit bien dans la faible incidence d'une meilleure pluviométrie sur le tarissement. Il n'y a pas concordance entre les variations de l'indice pluviométrique et celles du coefficient de tarissement. Du fait même des aquifères, les réactions sont plus lentes dans la restitution des basses-eaux; elles nécessitent un temps de réponse de plusieurs années et ne sont effectives qu'avec le cumul de variations climatiques de même sens.

REFERENCES

- Brunet-Moret, Y., Chaperon, P., Lamagat, J. P. & Molinier, M. (1986) *Monographie hydrologique du fleuve Niger*; tome I: *Niger supérieur*; tome II: *Cuvette lacustre et Niger moyen*. Coll. Monogr. Hydrol. no. 8, Orstom, Paris.
- Cochonneau, G., Hiez, G., Sechet, P. & L'Hôte, Y. (1993) *MVR 1.5. Logiciel pour la critique, l'homogénéisation et la synthèse d'observations pluviométriques*. Collection LOGOrstom, Paris.
- Mahé, G. (1993) *Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle. Analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes*. Coll. Etudes et Thèses. Orstom, Paris.
- Mahé, G. & Citeau, J. (1993) Relation océan-atmosphère-continent dans l'espace africain de mousson atlantique. Schéma général et cas particulier de 1984. *Veille Climatologique Satellites* 44, 34-54.
- Mahé, G., Delclaux, F. & Crespy, A. (1994) Elaboration d'une chaîne de traitement pluviométrique et application au calcul automatique de lames précipitées (bassin versant de l'Ogooué au Gabon). *Hydrol. Cont.* 9, 2.
- Mahé, G., L'Hôte, Y., Olivry, J. C. & Wotling, G. (1995) A new regional approach of the interannual rainfall fluctuations in West and Central Africa, from 1951 to 1989. (Soumis à *Global and Planetary Change*).
- Olivry, J. C. (1983) Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux Iles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* 20(1), 47-70.
- Olivry, J. C. (1987) Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hypersalinisation de la basse Casamance. In: *The Influence of Climate Change and Climate Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources* (ed. par S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver Symp., August 1987), 501-512. IAHS Publ. no. 168.
- Olivry, J. C. (1993) De l'évolution de la puissance des crues des grands cours d'eau intertropicaux d'Afrique depuis deux décennies. In: *Journées hydrologiques de Grenoble: Centenaire Maurice Pardé (22-24 septembre 1993)*.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P. & Mahé, G. (1993) Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? In: *Hydrology in Warm Humid Regions* (ed. par J. S. Gladwell) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 67-78. IAHS Publ. no. 216.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P., Bamba, F. & Diarra, M. (1995) Le régime hydrologique du Niger supérieur et le déficit des deux dernières décennies. In: *Actes du colloque PEGI-GBF* (novembre 1993), 251-266. Coll. Colloques et Séminaires, Orstom, Paris.
- Pouyaud, B. (1987) Variabilité spatiale et temporelle des bilans hydriques de quelques bassins versants d'Afrique de l'ouest en liaison avec les changements climatiques. In: *The Influence of Climate Change and Climate Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources* (ed. par S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver Symp., August 1987). IAHS Publ. no. 168.
- Rodier, J. (1964) *Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo*. Mémoire no. 6, Orstom, Paris.
- Wotling, G., Mahé, G., L'Hôte, Y. & Le Barbé, L. (1995) Analyse par les vecteurs régionaux de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine. *Veille Climatologique Satellites* 52, 58-73.

Analyse statistique de l'évolution des écoulements en Côte d'Ivoire

A. AKA, B. KOUAME, J. E. PATUREL, E. SERVAT

Antenne Hydrologique Orstom, 06 BP 1203 Cidex 1, Abidjan 06, Cote d'Ivoire

H. LUBES

Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex 1, France

J. M. MASSON

Laboratoire Géofluides-Bassins-Eau, URA-CNRS 1767, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

Résumé Les écoulements de quatre stations hydrométriques de Côte d'Ivoire (superficie comprise entre 5930 et 66 500 km²) ont été analysés à l'aide d'un ensemble de méthodes statistiques de détection de rupture dans les séries chronologiques. Les variables étudiées sont les modules et différents types de débits caractéristiques. D'un point de vue quantitatif, on note l'existence d'une rupture nette dans les séries de modules au début de la décennie 1970, date à partir de laquelle les écoulements diminuent sensiblement. Un examen plus qualitatif des résultats montre que les basses eaux sont plus affectées que les hautes eaux par cette variabilité du régime. Cette fluctuation climatique paraît être en phase avec les phénomènes de sécheresse observés à la même époque plus au nord, au sahel. Ces variations s'inscrivent probablement dans une évolution globale climatique de l'Afrique de l'ouest.

Statistical analysis of the evolution of runoff in the Ivory Coast

Abstract The streamflow at four Ivory Coast hydrometric stations (covering basins between 5930 and 66 500 km²) was analysed using a set of statistical methods for the detection of breaks in the time series. The treatment concerned the average annual discharge and different types of characteristic discharges. From a quantitative standpoint, the existence of a clear break in the series of average annual discharges at the beginning of the 1970s is revealed. From this date, a significant decrease in runoff is noted. A more quantitative study of the results shows that low flows are more affected than high flows by this variability of the regime. This climatic fluctuation appears to be in keeping with the drought phenomenon observed further to the north in the Sahel. These variations are probably induced by the overall evolution of the western African climate.

INTRODUCTION

Dans les régions de l'Afrique soudano-sahélienne, une baisse sensible des écoulements des cours d'eau est observée depuis la fin des années 1960. Les conséquences de cette

perturbation sont souvent tragiques (Sircoulon, 1987; Olivry, 1987): dysfonctionnement et baisse de la rentabilité des aménagements réalisés à partir de données enregistrées lors de périodes plus humides, par exemple. De façon similaire, cette tendance est ressentie dans les pays de l'Afrique de l'ouest en bordure du Golfe de Guinée. Cette région n'a pas encore suscité l'intérêt scientifique qu'a connu la zone sahélienne. Pourtant, l'importance de la ressource en eau pour l'économie de ces pays ne fait l'objet d'aucun doute. En Côte d'Ivoire par exemple, les industries sont alimentées à 60% par l'énergie électrique d'origine hydraulique (Servat *et al.*, 1993).

La présente étude analyse le comportement de cours d'eau ivoiriens. La méthodologie adoptée a pour objectif de rechercher les éventuels changements intervenus sur quelques caractéristiques de l'écoulement après détection des ruptures. Des méthodes statistiques sont utilisées pour rechercher les singularités dans les séries chronologiques.

METHODOLOGIE ET DONNEES UTILISEES

Description de la zone d'étude

Les caractéristiques hydroclimatiques de la Côte d'Ivoire varient progressivement suivant un axe nord-sud. Le climat, influencé par la mousson et l'harmattan, passe du climat équatorial de transition au sud au climat tropical de transition au nord. Au niveau de la végétation, la forêt dense succède à la savane dans le sud du pays. La pluviométrie diminue du nord au sud et influence énormément les régimes des cours d'eau.

Le réseau hydrographique (Fig. 1) est réparti en quatre principaux bassins (Cavally, Sassandra, Bandama et Comoé). Ces grands fleuves coulent du nord vers le sud. Ils

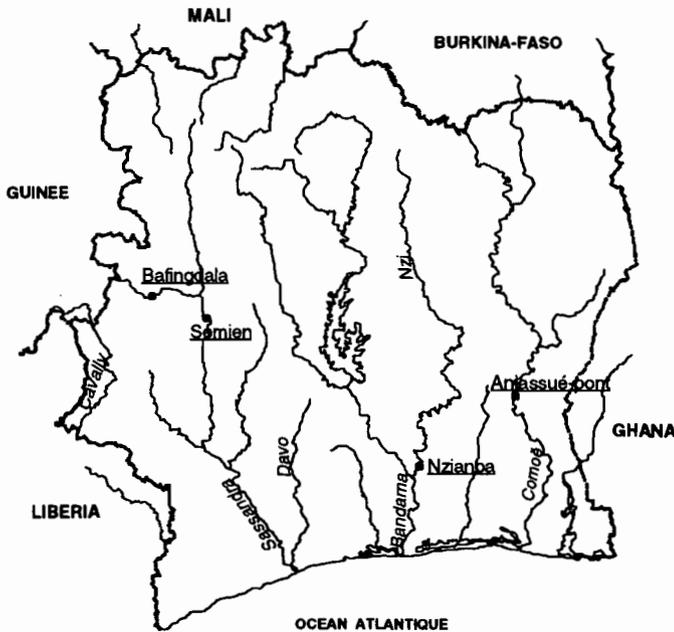


Fig. 1 Réseau hydrographique de la Côte d'Ivoire et stations étudiées.

subissent donc l'influence de plusieurs régimes pluviométriques. Ce qui rend difficile la caractérisation de leurs régimes.

Présentation des données

Cette étude porte sur trois des quatre principaux bassins de la Côte d'Ivoire: Sassandra, Bandama et Comoé. Le choix des stations repose sur la durée des observations disponibles et la facilité à reconstituer les lacunes relevées au moyen de techniques classiques. Quatre stations ont été retenues (Fig. 1).

Le Tableau 1 présente quelques caractéristiques des bassins retenus et la période des observations disponibles. Les quelques 4% de lacunes journalières observées sur l'ensemble de ces stations ont été reconstituées au moyen de simples régressions linéaires. Ces modèles lient le débit journalier à une station expliquée aux débits journaliers observés à des stations voisines situées sur le même cours d'eau que la station expliquée et/ou de ses affluents. La validation des ajustements ainsi réalisés a été jugée acceptable au regard des coefficients de détermination et des moyennes des carrés des résidus.

Tableau 1 Quelques caractéristiques des bassins étudiés.

Nom de la station	Cours d'eau	Superficie (km ²)	Période d'observations	Bassin principal
Bafingdala	Bafing	5930	1962-1993	Sassandra
Semien	Sassandra	29 300	1955-1993	Sassandra
Nzianoa	Nzi	35 000	1954-1993	Bandama
Aniassué	Comoé	66 500	1954-1993	Comoé

Méthodes de détection de rupture

Une « rupture » peut être définie par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné (Lubes *et al.*, 1994). Pour l'ensemble des méthodes utilisées: test de Pettitt (1979), statistique U de Buishand (1982; 1984) et procédure Bayésienne de Lee & Heghinian (1977), la non-stationnarité des séries chronologiques est définie par l'existence d'une singularité traduite par un changement de moyenne.

Le test de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. Sa mise en oeuvre suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et $t + 1$ à N appartiennent à la même population. Elle repose sur le calcul de la variable $U_{t,N}$ définie par:

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

où $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\text{sgn}(z) = 1$ si $z > 0$; 0 si $z = 0$ et -1 si $z < 0$, et la probabilité de dépassement du maximum des $U_{t,n}$.

La statistique U de Buishand et la procédure Bayésienne de Lee & Heghinian nécessitent une distribution normale des valeurs de la série. Elle repose sur le modèle de base suivant:

$$x_i = \begin{cases} \mu + \epsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \epsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

Les ϵ_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 . τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La procédure Bayésienne se fonde sur la distribution marginale *a posteriori* de τ et δ .

Quant à l'approche de Buishand, elle est basée sur la statistique U définie par:

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} (S_k/D_x)^2}{N(N+1)}$$

où

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})$$

pour $k = 1, \dots, N$ et D_x désigne l'écart type de la série.

Le choix de ces méthodes repose sur la robustesse de leur fondement et sur les conclusions d'une étude de simulation de séries aléatoires artificiellement perturbées (Bonneaud, 1994). Elles ne conviennent pas à la recherche de plusieurs ruptures au sein d'une même série chronologique.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Écoulement annuel

Evolution du module: l'étude de l'autocorrélation a pour objectif de déterminer la dépendance linéaire entre les valeurs successives de la série. Cette étude a été réalisée avec le test d'Anderson (Yevjevich, 1972). La mise en oeuvre de ce test au seuil de 5% ne relève pas l'existence d'un effet persistant dans les séries de modules contrairement aux séries de la même variable observée dans les régions sahéliennes (Hubert & Carbonnel, 1987).

Le Tableau 2 présente des caractéristiques du module aux quatre stations. On note une forte dispersion de l'écoulement annuel traduit par les fortes valeurs du coefficient

Tableau 2 Caractéristiques des modules.

Station	Module interannuel ($m^3 s^{-1}$)	Coefficient de variation	Maximum du module ($m^3 s^{-1}$)	Année d'occurrence du maximum	Minimum du module ($m^3 s^{-1}$)	Année d'occurrence du minimum
Aniassué	183	0,64	466	1968	17,2	1983
Nzianoa	68,5	0,80	261	1968	5,8	1983
Semien	207	0,32	366	1957	96,9	1983
Bafingdala	56,7	0,25	84	1968	29,2	1983

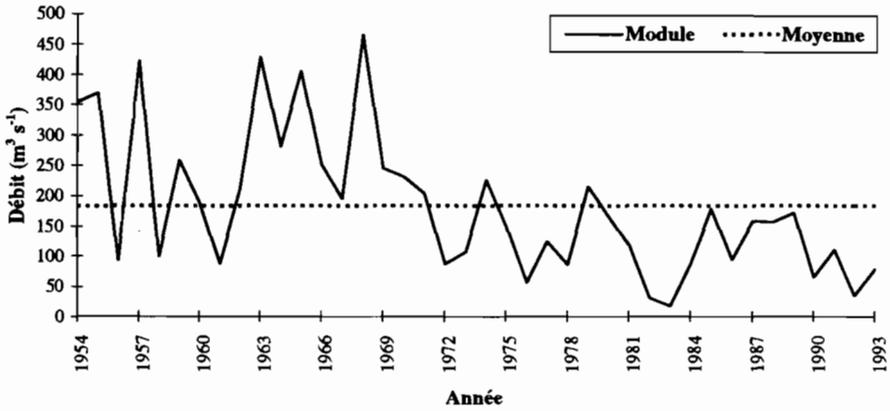


Fig. 2 Evolution du module de la Comoé à Aniassué.

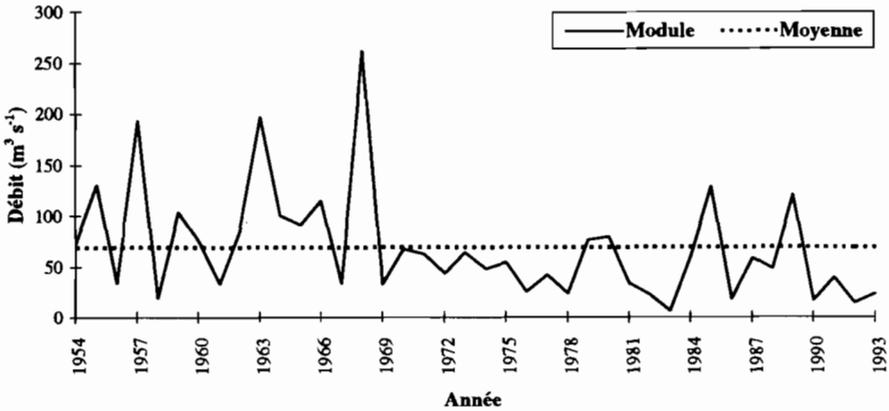


Fig. 3 Evolution du module du Nzi à Nzianoa.

de variation. Il apparaît également un synchronisme dans le comportement des quatre cours d'eau aux stations étudiées en ce qui concerne l'année d'occurrence du plus faible module. Il s'agit de l'année 1983 qui, en Côte d'Ivoire, serait le paroxysme de la sécheresse. Quant au maximum du module, il est observé en 1968 pour les stations étudiées sauf sur leassandra à Semien. Les Figs 2 et 3 représentent quelques évolutions du module au cours du temps.

A la vue de ces graphiques, il ressort que les modules après 1969 restent, pour la plupart, inférieurs au module interannuel. Durant onze années consécutives (1969-1979), les débits annuels sont inférieurs à la moyenne sur le Nzi à Nzianoa. Dans l'ensemble, le même constat se dégage sur les autres stations après 1970.

Le poids des modules successifs observés dans l'estimation du module interannuel peut être apprécié à partir du simple cumul. Le simple cumul SC_k de l'année k est défini par la moyenne des coefficients modulaires $C_k(Q_k/Q_{moy})$ observés depuis l'origine des observations à l'année k considérée:

$$SC_k = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{Q_i}{Q_{moy}}$$

où Q_i est le module observé à l'année i et Q_{moy} le module interannuel.

De cette formulation, il découle qu'une pente positive de l'évolution dans le temps du simple cumul entre les années i et $i+1$ implique une supériorité du coefficient modulaire C_{i+1} à la moyenne du coefficient modulaire des i premières années. Inversement une décroissance traduit un coefficient modulaire inférieur à la moyenne des coefficients modulaires précédents.

La représentation graphique (Fig. 4) du simple cumul SC_k du coefficient modulaire C_i corrobore la représentation graphique des modules. En effet, il apparaît une décroissance quasi régulière en fin de durée d'observation, précisément à partir de 1968 sur le Nzi à Nzianoa et sur la Comoé à Aniassué. On en déduit que la moyenne des modules observés en fin de période est inférieure à la moyenne de la même variable observée en début de période d'observation.

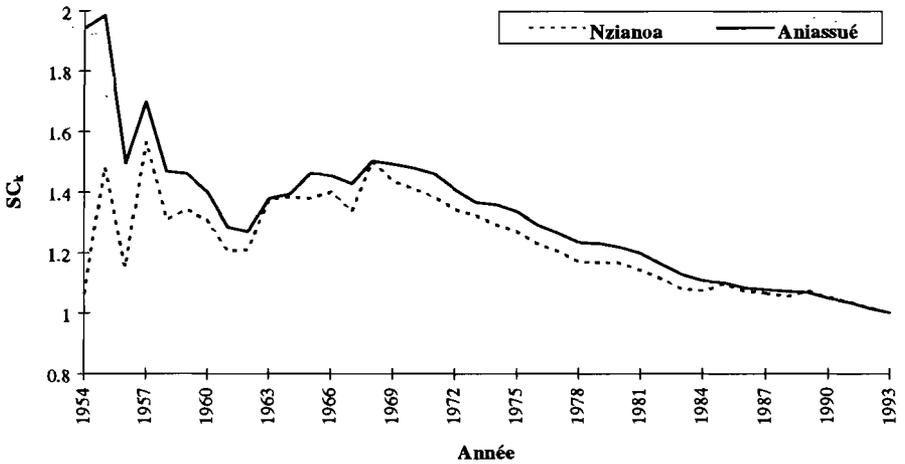


Fig. 4 Evolution du simple cumul du coefficient modulaire sur le Nzi à Nzianoa et la Comoé à Aniassué.

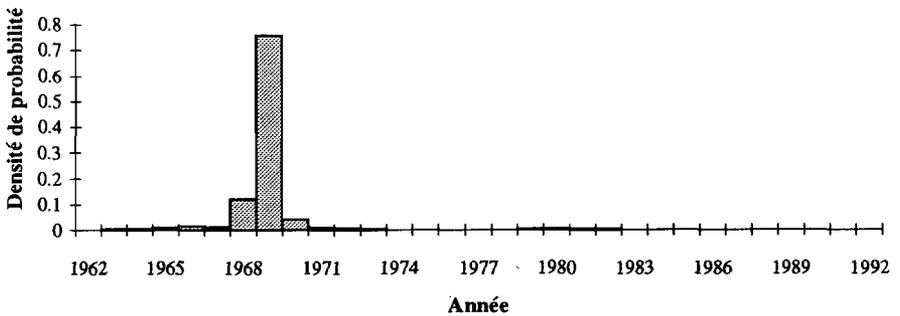


Fig. 5 Densité de probabilité du moment de rupture sur la série des modules du Bafing à Bafingdala.

Mise en évidence des ruptures: un simple test de comparaison des moyennes des modules sur les deux sous-périodes, définies à la vue des graphiques précédents, aboutit au rejet de l'hypothèse d'égalité des moyennes au seuil de 5%.

La Fig. 5 illustre le résultat de la procédure de Lee & Heghinian pour la station du Bafing à Bafingdala. Les différentes méthodes utilisées identifient l'existence d'une rupture significative à la même date pour une station donnée (Tableau 3). Les ruptures sont détectées à la fin des années 1960. Les variations relatives $[(x_2 - x_1)/x_1]$ de moyennes entre les deux sous-séries, 1 et 2, de part et d'autre de la date de rupture sont importantes et négatives (Tableau 3). Toutefois, elles paraissent moins importantes dans le grand bassin du Sassandra où elles restent inférieures à 35%.

Tableau 3 Localisation de la rupture et caractéristiques des sous-séries de modules.

Station	Comoé à Aniassué	Bafing (Sassandra) à Bafingdala	Nzi à Nzianoa	Sassandra à Semien
Année de rupture	1971	1969	1968	1969
Sous-série 1 Moyenne ($m^3 s^{-1}$)	266,2	71,9	102,7	259
Sous-série 2 Moyenne ($m^3 s^{-1}$)	114,2	51,7	47,9	173,7
Variation relative des moyennes	-0,57	-0,28	-0,53	-0,33

DEBITS CARACTERISTIQUES DE L'ÉCOULEMENT

L'analyse des séries de module rend compte de la tendance générale de l'évolution des écoulements. Mais elle n'indique pas, de façon qualitative, les caractéristiques de l'écoulement qui ont varié considérablement. Le traitement des débits caractéristiques permet d'analyser le phénomène en recherchant les éléments qui ont été fortement perturbés.

Les débits traités sont le débit caractéristique d'étiage *DCE*, le débit médian *DC6*, le débit caractéristique de crue *DCC*, le *DC1* et le *DC11*. Ils correspondent respectivement au débit dépassé ou égalé 355 jours, 6 mois, 10 jours, 1 mois et 11 mois dans l'année.

Evolution: l'étude de l'autocorrélation des séries de ces débits a montré une dépendance entre les valeurs successives au seuil de 5%. A l'instar de la Fig. 6, la représentation graphique de ces débits estimés sur des périodes de 5 ans présente une tendance perceptible à la baisse sur toutes les stations traitées après la période 1965-1969. Cette tendance est cependant peu prononcée sur le Bafing à Bafingdala. Il apparaît également que le *DCE* décroît plus vite que les autres variables traitées. Le *DCE* de la période 1980-1984 est très faible sur la Comoé à Aniassué. Il est fortement influencé par la sécheresse qu'a connue la Côte d'Ivoire au cours des années 1983 et 1984. Il apparaît que l'ampleur des modifications intervenues varie avec le débit caractéristique considéré. Dans l'ensemble, les basses eaux semblent plus sensibles que les hautes eaux. Nous y reviendrons avec le traitement des débits maximum et minimum observés sur 10 jours consécutifs dans l'année.

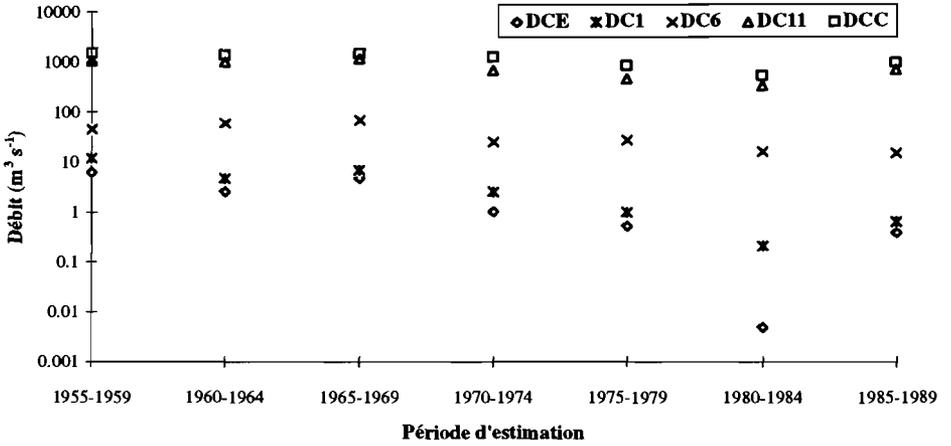


Fig. 6 Evolution de quelques débits caractéristiques de la Comoé à Aniasué.

Recherche des ruptures probables: le Tableau 4 regroupe les résultats de la mise en oeuvre de l’approche de Pettitt sur les séries de *DCE*, *DC6* et *DCC*. Les valeurs entre les parenthèses indiquent les probabilités afférentes à ces ruptures. Il se dégage que les ruptures détectées dans les séries de *DCC* à Bafingdala et à Nzianoa ne sont pas significatives au seuil de 5%. Toutefois, la procédure de Buishand identifie des moments de rupture au seuil de 10% sur les séries de *DCC*. Dans ce cas, les ruptures sont localisées entre 1969 et 1972.

Par contre, l’homogénéité des séries de *DCE* et de *DC6* est rejetée au seuil de 5% de façon systématique et la procédure de Pettitt situe la rupture en 1972 sur toutes les séries de *DCE*. La Fig. 7 illustre ce constat: de nombreux points sont hors de l’ellipse de contrôle. Les variations relatives de moyenne des sous-séries de part et d’autre des moments de ruptures probables sont importantes (supérieures à 31%).

Les séries de débits caractéristiques sont des données journalières qui sont susceptibles d’être influencées par la reconstitution des données. Il paraît, alors, intéressant de compléter cette analyse par le traitement de débits décennaires, plus consistants.

Tableau 4 Moments de rupture probables selon la procédure de Pettitt sur les débits caractéristiques.

Variable	Station				
		Aniasué	Bafingdala	Nzianoa	Semien
<i>DCE</i>	année de rupture	1972 (10 ⁻⁶)	1972 (2 × 10 ⁻²)	1972 (2 × 10 ⁻⁴)	1972 (3 × 10 ⁻⁴)
<i>DC6</i>	année de rupture	1969 (10 ⁻⁵)	1972 (9 × 10 ⁻³)	1969 (10 ⁻³)	1972 (5 × 10 ⁻⁵)
<i>DCC</i>	année de rupture	1971 (10 ⁻³)	1969 (1,2 × 10 ⁻¹)	1973 (7 × 10 ⁻²)	1971 (2 × 10 ⁻²)

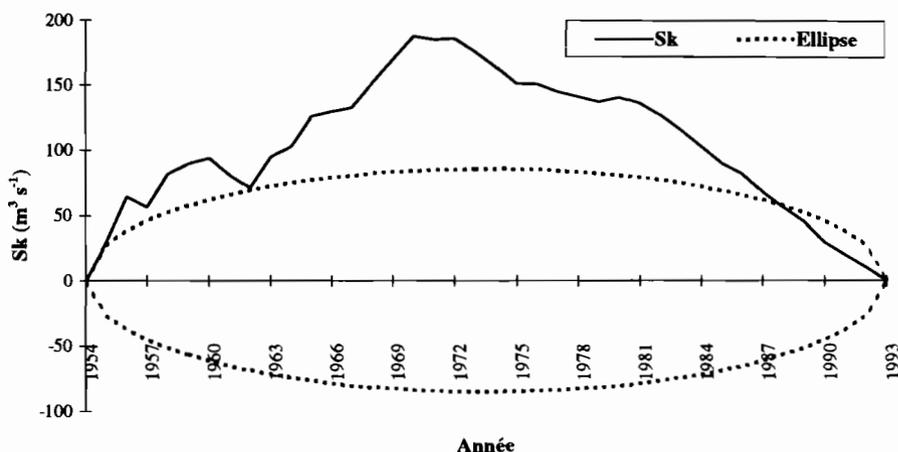


Fig. 7 Ellipse de contrôle sur la série de DCE du Sassandra à Semien.

EXTREMA DU DEBIT MOYEN CALCULE SUR DIX JOURS CONSECUTIFS

Evolution: les extrema concernés sont le maximum (VCX_{10}) et le minimum (VCN_{10}) du débit moyen journalier évalué sur dix jours consécutifs dans l'année. Le Tableau 5 présente quelques paramètres statistiques de ces variables aux stations traitées. Deux remarques se dégagent. Tout d'abord, les deux bassins (Bafing à Bafingdala et Sassandra à Semien) appartenant au grand bassin du Sassandra, très peu aménagé, présentent de faibles valeurs du coefficient de variation pour une variable donnée. D'autre part, les coefficients de variations estimés sur les séries de VCN_{10} sont les plus élevés. Les caractéristiques de l'étiage paraissent donc moins stables comparées aux hautes eaux.

La visualisation de l'évolution dans le temps de ces variables montre une tendance à la baisse pour le Sassandra à Semien (Fig. 8). Mais, la tendance est remarquable pour le VCN_{10} à partir de 1972 et moins perceptible sur la série de VCX_{10} .

Tableau 5 Caractéristiques des séries de VCX_{10} et VCN_{10} .

	Aniassué		Bafingdala		Nzianoa		Semien	
	VCX_{10}	VCN_{10}	VCX_{10}	VCN_{10}	VCX_{10}	VCN_{10}	VCX_{10}	VCN_{10}
Moyenne ($m^3 s^{-1}$)	1019	3,3	229	4,8	332	0,7	945	16
Ecart type ($m^3 s^{-1}$)	604	4,1	65,8	3,9	193	1,1	294	12,7
Coefficient de variation	0,59	1,24	0,29	0,81	0,58	1,7	0,31	0,79

Détection des singularités: le test de corrélation sur le rang a rejeté le caractère aléatoire des séries de VCX_{10} à Bafingdala, à Semien et à Aniassué au profit d'une tendance. On ne présente que les résultats de l'approche non paramétrique de Pettitt afin d'établir une comparaison de l'ampleur des variations intervenues sur les séries de VCX_{10} et de VCN_{10} .

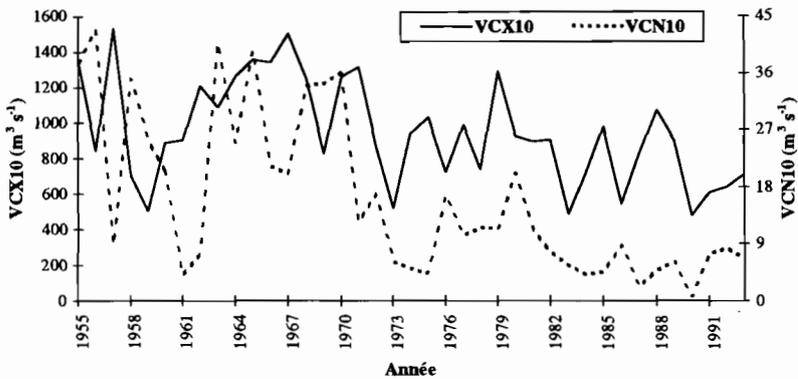


Fig. 8 Tendance du VCX10 et du VCN10 sur le Sassandra à Semien.

Seules les séries de VCX10 à Aniassué (plus grand bassin en superficie) et à Semien présentent une singularité significative au seuil de 10%. Ces ruptures sont situées entre 1971 et 1972.

Toutes les séries de VCN10 présentent une rupture significative en 1972. On note également que les variations relatives de moyennes de part et d'autre de la date de rupture sont supérieures à 60% alors que ces variations restent inférieures à 50% sur les VCX10. Les modifications intervenues sur le VCN10 sont plus importantes que sur le VCX10. Les basses eaux paraissent plus perturbées que les hautes eaux aux stations étudiées, comme le traitement des débits caractéristiques l'indiquait.

CONCLUSION

La tendance observée sur les quatre stations hydrométriques traitées ne peut être expliquée par un artefact lié aux approches stochastiques mises en oeuvre en raison des différences dans leur fondement. Il paraît également difficile de l'imputer à un fait du hasard ou à une erreur d'échantillonnage des bassins versants utilisés. Il y aurait donc eu une modification des ressources en eau de surface en Côte d'Ivoire sensible depuis la fin des années 1960 et le début des années 1970. Mais la taille des échantillons étudiés ne nous permet pas de caractériser les nouvelles phases qui s'installent. Il peut s'agir d'une variabilité « interne » de l'écoulement. Toutefois, on est amené à penser que la sécheresse qu'a connue l'Afrique sahélienne a été ressentie également en Côte d'Ivoire.

Cette analyse a été réalisée à partir de l'étude statistique de séries de module, de quelques débits caractéristiques, du maximum et du minimum du débit journalier moyen calculé sur 10 jours consécutifs. De façon quantitative, les résultats révèlent que le volume d'eau écoulé annuellement a fortement baissé depuis le début des années 1970. Qualitativement, cette modification a beaucoup plus affecté les basses eaux que les hautes eaux. Si les ruptures détectées sur les séries caractéristiques des hautes eaux ne sont pas toujours significatives, les variations relatives entre les moyennes des sous séries définies par la date de rupture ne sont pas négligeables. Elles sont supérieures à 20%. Il est probable qu'un changement soit intervenu sur cette caractéristique de façon progressive. Le régime des cours d'eau semble donc être perturbé.

Cette étude s'est limitée à la caractérisation de la tendance des écoulements sans rechercher les causes qui ont perturbé les précipitations, facteur principal dans la formation des écoulements dans la région. Mais, il est apparu une relative atténuation dans le grand bassin du Sassandra. Ce bassin, peu aménagé, comporte le seul compartiment montagneux du pays. Il est possible que des caractéristiques morphoclimatiques et/ou le degré des activités anthropiques aient influé sur cette tendance.

Les conséquences de cette tendance peuvent être désastreuses si elle persiste. Leur prise en compte s'impose dans les projets d'aménagements à venir. Il faut donc identifier une évolution plausible dans l'espace et le temps de cette modification. Cela suppose que l'on puisse déterminer convenablement les causes fondamentales ayant pu affecter la production des écoulements.

REFERENCES

- Aka, A. (1994) Analyse statistique de l'évolution des écoulements en Côte d'Ivoire. DEA national d'hydrologie, Université Montpellier II.
- Buishand, T. A. (1982) Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.* **58**, 11-27.
- Buishand, T. A. (1984) Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J. Hydrol.* **58**, 51-69.
- Bonneaud, S. (1994) Méthodes de détection des ruptures dans les séries chronologiques. Projet de Fin d'Etude. Institut des Sciences de l'Ingénieur de Montpellier, Filière Sciences et Technologie de l'Eau.
- Hubert, P. & Carbonnel, J. P. (1987) Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* **95**, 165-183.
- Lee, A. F. S. & Heghinian, S. M. (1977) A shift of the mean level in sequence of independent normal random variables: a Bayesian approach. *Technometrics* **19**(4), 503-506.
- Lubes, H., Masson, J. M., Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B. & Boyer, J. F. (1994) Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques. Etude bibliographique. UR2-DEC Orstom, Montpellier.
- Olivry, J. C. (1987) Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hypersalinisation de la basse Casamance. In: *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources* (ed. par S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver Symp., August 1987), 501-512. IAHS Publ. no. 168.
- Pettitt, A. N. (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Statist.* **28**(2), 126-135.
- Servat, E. & Sakho, M. (1993) Incidence de l'instabilité des ressources en eau sur la gestion d'un système d'eau aménagé. Cas du Sassandra en Côte d'Ivoire. In: *Hydrology in Warm Humid Regions* (ed. par J. S. Gladwell) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 107-116. IAHS Publ. no. 216.
- Sircoulon, J. (1987) Variation des débits des cours d'eau et des niveaux des lacs en Afrique de l'Ouest depuis le début du 20ème siècle. In: *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources* (ed. par S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver Symp., August 1987), 13-25. IAHS Publ. no. 168.
- Yevjevich, V. (1972) *Probability and Statistics in Hydrology*, vols 1 and 2. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA.

Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide: l'Oubangui (République Centrafricaine)

A. J. WESSELINK

Projet PNUD/OMM CAF/91/021 « Assistance en agrohydrométéorologie et surveillance de l'environnement », PNUD, BP 872, Bangui, République Centrafricaine
Adresse actuelle: *FAO, BP 3971, Antananarivo, Madagascar*

D. ORANGE

Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex 1, France

C. T. FEIZOURE & RANDRIAMIARISOA

Direction de la Météorologie, BP 224, Bangui, République Centrafricaine

Résumé Une étude interannuelle du régime hydrologique de l'Oubangui depuis le début du siècle permet de préciser la succession des périodes climatiques homogènes en Afrique Centrale. L'ampleur de la sécheresse enregistrée depuis 1971 marque nettement un nouvel état moyen des conditions hydroclimatiques de la région. L'influence de ces vingt dernières années de sécheresse sur la dynamique du fonctionnement hydroclimatique du fleuve et de certains affluents est analysée en utilisant l'équation du bilan hydrique. La décroissance des débits annuels est simultanée avec la baisse de la pluviométrie mais les tendances interannuelles des évolutions de la pluviométrie, de l'écoulement et du déficit d'écoulement n'ont pas subi les mêmes intensités relatives entre les zones humides et sèches du bassin. Ce schéma de fonctionnement hydroclimatique permet une vision régionale de l'état des nappes du bassin versant de l'Oubangui, montrant la précarité des ressources en eau de la zone nord.

Hydroclimatology and hydrology of a humid tropical basin: the Oubangui catchment (Central African Republic)

Abstract The study of the variability of runoff from the Oubangui river, in the centre of the African continent gives some indications of the homogeneous climatic periods of this century. A distinct break in the runoff time series was detected in 1971, showing a new average state for central African hydroclimatology. Rainfall and runoff data from several sub-catchments of the Oubangui river are analysed, using the water balance, for indications of changing hydroclimatological behaviour from these areas. The decrease in runoff was simultaneous with the decrease in rainfall. The trends for rainfall and runoff are discussed with respect to the runoff deficit and groundwater reserves. The results showed the changes were not of the same intensity for the wet part as opposed to the dry part of the Oubangui basin. The understanding of the functioning of the hydroclimate and the state of the groundwater of the Oubangui catchment indicates the great stress which exists on the groundwater reserves in the northern part of the basin.

INTRODUCTION

Les changements éventuels dans le cycle hydrologique des fleuves apparaissent graduellement au bout d'une longue période et sous des conditions hydroclimatiques variées. Leur détection est pour cela très complexe et forcément basée sur l'analyse de séries chronologiques climatiques et hydrologiques longues. Depuis une dizaine d'années, de nombreuses études ont montré l'effet du déficit pluviométrique sur les ressources en eau de surface, surtout sur le continent africain (Mahé & Olivry, 1995; Mahé, 1993; Orange *et al.*, 1995), mais très peu ont discuté des conséquences pour les ressources en eau de nappe (Wilkinson & Cooper, 1993). Par ailleurs, la sensibilité des variations hydrologiques au changement climatique est encore peu documenté (Arnell, 1994), la notion de changement climatique étant encore fort discuté et discutable.

Cet article propose une analyse des variations temporelles et spatiales des régimes hydrologiques et hydroclimatiques du bassin versant de l'Oubangui, un des principaux affluents du Congo. Avec un module annuel de l'ordre de $5000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à sa confluence, l'Oubangui est, après le Kasai (environ $8000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), le second tributaire du fleuve Congo dont le module à Brazzaville, près de son embouchure, est de $41\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Laraque, 1993; Bricquet, 1995). Le Congo est le deuxième fleuve mondial par l'importance de ses débits, après l'Amazone.

Une étude interannuelle du régime hydrologique de l'Oubangui depuis le début du siècle permet de préciser la succession des périodes climatiques homogènes en Afrique Centrale. Ensuite, est analysée l'influence de ces vingt dernières années de sécheresse sur le fonctionnement hydrologique du fleuve et de quelques-uns de ces affluents en utilisant l'équation du bilan hydrique (Thorntwaite & Mather, 1955; Olivry, 1986; Schaake & Chunzhen, 1989). En effet, un bassin versant peut être décrit comme un système dynamique avec deux compartiments, un compartiment de surface et un compartiment profond, l'aquifère (Ozga-Zielinska, 1989). L'équation du bilan hydrique, du type $P = E_T + Q + dS$ (avec P la pluviométrie, E_T l'évapotranspiration, Q le débit du fleuve et dS la variation du stock d'eau pouvant être accumulé dans le bassin), est une équation linéaire permettant de comprendre d'une part, la relation entre les variations climatiques et hydrologiques d'un bassin versant et d'autre part, d'en déduire les relations entre les deux compartiments hydrologiques du paysage. Ainsi, l'hydroclimatologie sous-régionale du bassin de l'Oubangui est étudiée à partir de l'évolution interannuelle, depuis 1953, des lames d'eaux précipitées et écoulées sur différentes sous-entités hydrologiques. Enfin, une vision globale de l'état des nappes dans cette zone géographique est proposée.

HYDROLOGIE DE L'OUBANGUI

Le bassin de l'Oubangui se situe dans l'hémisphère nord, au coeur du continent africain; il représente le quart septentrionale du bassin du Congo avec une superficie de $643\,900 \text{ km}^2$ (Fig. 1). Son relief est une vaste pénéplaine, alternant entre collines boisées et plateaux cuirassés. Les hauts reliefs qui dépassent rarement 1100 m , ne représentent que 5% de la superficie et sont situés sur les pourtours est, nord et nord-ouest du bassin. Le couvert végétal est relativement uniforme. La forêt dense humide semi-décidue occupe les parties méridionales du bassin sur la frontière RCA-Zaïre. Le

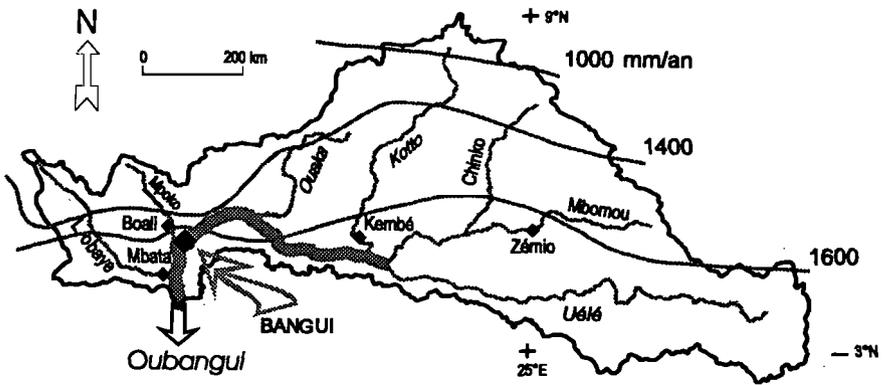


Fig. 1 Carte de situation géographique du bassin moyen de l'Oubangui avec isohyètes interannuelles (1951-1989) et représentation schématique du mouvement des masses d'air sur le continent africain avec la position moyenne du FIT (ITCZ) en janvier.

reste du bassin est couvert par la savane arbustive ou arborée, l'extrémité nord en bordure de la zone soudano-sahélienne étant le domaine de la steppe (Boulvert, 1986; Boulvert, 1992).

Le climat est de type tropical humide, avec une saison sèche annuelle contrastée, sous influence continentale nord-africaine. Elle commence en octobre au nord-est et se généralise à l'ensemble du bassin dès janvier. La saison pluvieuse dure de 4 à 9 mois du nord au sud, et affecte l'ensemble du bassin de juin à septembre. La pluviosité varie de 1000 mm an⁻¹ au nord à 1700 mm an⁻¹ au sud (Fig. 1), les isohyètes ont une orientation sensiblement est-ouest (Franquin *et al.*, 1988; Mahé *et al.*, 1993).

La principale station hydrométrique du bassin versant de l'Oubangui est située à Bangui, en République Centrafricaine. Cette station contrôle un bassin versant de 488 500 km². A ce point, l'Oubangui est encore à 600 km de sa confluence avec le Congo. Sur sa partie la plus longue (l'axe Uélé-Oubangui), il a parcouru 1900 km. Cette station est l'une des stations hydrométriques de référence internationale pour l'hydrologie africaine (Orange *et al.*, 1995). Les relevés limnimétriques journaliers y sont effectués sans lacune depuis mars 1935.

D'après la classification des régimes hydrologiques de Rodier (1964), l'Oubangui à Bangui montre un régime tropical de transition. L'hydrogramme annuel typique d'un

Tableau 1 Débits caractéristiques de l'Oubangui à Bangui (moyenne sur les années 1916, 1917 et 1936-1994).

	Moyenne	Minimum (date)	Maximum (date)	Coefficient de variation	Tendance linéaire
Annuel	3920	2120 (1990)	6110 (1969)	22%	-35 %
Maximum mensuel	8960	4670 (novembre 1990)	14000 (octobre 1916)	22%	-36%
Minimum mensuel	891	266 (avril 1990)	2100 (mars 1990)	43%	-60%

Débits en m³ s⁻¹ et date correspondante entre parenthèse.

tel régime est toujours monomodal avec, en général, le maximum de crue en octobre et le minimum en mars.

Depuis 1911, les débits annuels ont varié de $6110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (en 1969) à $2120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (en 1990), soit dans un rapport de 3 à 1, ce qui est relativement important pour une moyenne annuelle. Le plus important débit mensuel a été observé en octobre 1916 ($14\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), le plus faible débit mensuel maximum en novembre 1990 ($4690 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), soit encore dans un rapport de 3 à 1. Les débits mensuels d'étiage ont connu une variation beaucoup plus grande: la valeur maximale observée est $2100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mars 1963) et la valeur minimale $266 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (avril 1990) (Tableau 1).

CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN AFRIQUE CENTRALE

Variation des débits annuels de l'Oubangui au cours du vingtième siècle

L'analyse détaillée de la série chronologique des débits de l'Oubangui depuis 1935 et sa reconstitution depuis le début de notre siècle a déjà été présentée par Orange *et al.* (1995). Sur la base des variations de débits annuels de l'Oubangui à Bangui, il a été mis en évidence la succession au cours du siècle, de trois périodes climatiques bien différenciées (Fig. 2). De l'origine en 1902 à 1954, les débits annuels ont pour cette première moitié du siècle une évolution cyclique de faible amplitude autour d'une moyenne interannuelle de $4180 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ avec une période de retour de l'ordre de 25 ans. Ensuite, la phase la plus humide du siècle dure 15 ans, de 1955 à 1970; la moyenne

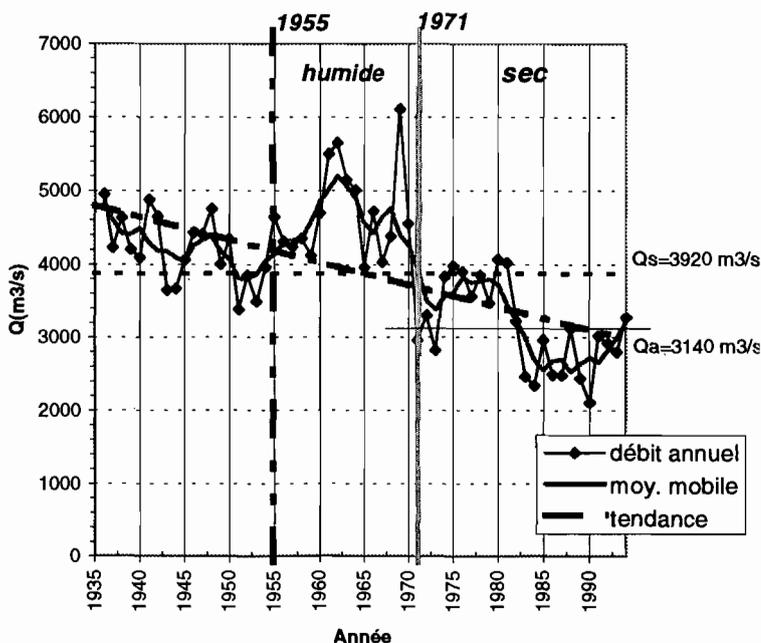


Fig. 2 Chronique des débits annuels observés de l'Oubangui à Bangui de 1936 à 1994 (moyennes mobiles sur 5 ans et tendance linéaire, Q_s est la moyenne des débits annuels sur le siècle, Q_a est la moyenne des débits annuels pour la période sèche).

interannuelle est alors de $4710 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Elle est suivie de la phase climatique actuelle, la plus sèche du siècle avec un débit interannuel de $3140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Le passage entre la phase humide des années 1960 et la phase sèche actuelle est marquée par une rupture nette dans la série chronologique. On passe en 2 ans, de l'année la plus humide (1969 avec $6110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) à une des années les plus sèches du siècle (1971 avec $2960 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). De même, le découpage en débits décennaux caractérise bien cette opposition franche entre une période moyenne stable terminée par une décennie humide et une période sèche en décroissance continue depuis les années 1970 (Orange *et al.*, 1995).

D'autres auteurs ont retrouvé ce brusque changement dans les années 1970 pour d'autres séries chronologiques fluviales d'Afrique de l'ouest, ils parlent de cassure climatique (Demarée & Nicolis, 1990; Lubes *et al.*, 1995). Il est certain que cette forte sécheresse entamée dès le début des années 1970 a entraîné au sein de la chronique des débits annuels un changement brutal de la moyenne représentative de l'hydraulicité de l'Oubangui (Fig. 2). Après 25 ans, on peut se demander si cela n'a pas conduit à une modification du fonctionnement hydrologique des paysages de cette zone géographique.

Caractère régional de la sécheresse depuis 1971

Le Congo à Brazzaville, la Sangha à Ouesso (affluent du Congo drainant le sud-est du Cameroun) et quatre affluents centrafricains de l'Oubangui, qui sont: la Lobaye à Mbata et la Mbali à Boali pour la partie ouest du bassin de l'Oubangui, la Kotto à Kembé et le Mbomou à Zémio pour l'est du bassin (Fig. 1) ont des données de débits disponibles à partir de 1902 pour le Congo à Brazzaville (Laraque, 1993) et 1953 pour les autres.

Il est remarquable que l'année 1970 est partout humide alors que l'année 1971 est partout sèche ou moyenne (Fig. 3). Cela conforte l'idée d'une rupture nette entre une période humide de 1955 à 1970 et une période sèche depuis. En effet, on retrouve quelques années en-dessous de la moyenne dans les années 1950, mais les années 1960 sont en général toutes au-dessus de la moyenne. Les années 1969 et 1970 ont une hydraulicité excédentaire dans tous les bassins. Pendant les années 1970, l'hydraulicité est de l'ordre de la moyenne ou inférieure, selon les années ou les cours d'eau, avec très rarement possibilité d'une hydraulicité excédentaire (1974 sur la Sangha, la Kotto et le Mbomou, 1980 sur le Mbomou). Par contre dans les années 1980 et surtout à partir de 1983, l'hydraulicité est en général déficitaire; seuls les bassins du Congo et de la Sangha montrent alors des années à hydraulicité moyenne. Cette légère différence de comportement entre ces deux bassins et le bassin de l'Oubangui s'explique par une reprise de la pluviométrie vers 1985 sur plusieurs régions du bassin du Congo, dont fait partie notamment le bassin de la Sangha (Mahé, 1993). Par ailleurs, l'observation de la répartition des maximum maximorum et des minimum minimorum confirme l'analyse faite à partir des débits annuels.

Pour l'ensemble de l'Afrique Centrale, on retrouve bien les mêmes fluctuations de l'hydraulicité depuis les années 1950, même si dans le détail, il peut exister quelques différences sous-régionales. Par contre, avant 1950, l'Oubangui montre des hydraulicités excédentaires que l'on ne retrouve pas sur le Congo. Cette dernière remarque confirme le caractère régional très marqué de la sécheresse des années 1970, qui n'est plus à démontrer (Lamb, 1982; Sircoulon, 1985; Carbonnel *et al.*, 1987; Nicholson, 1989;

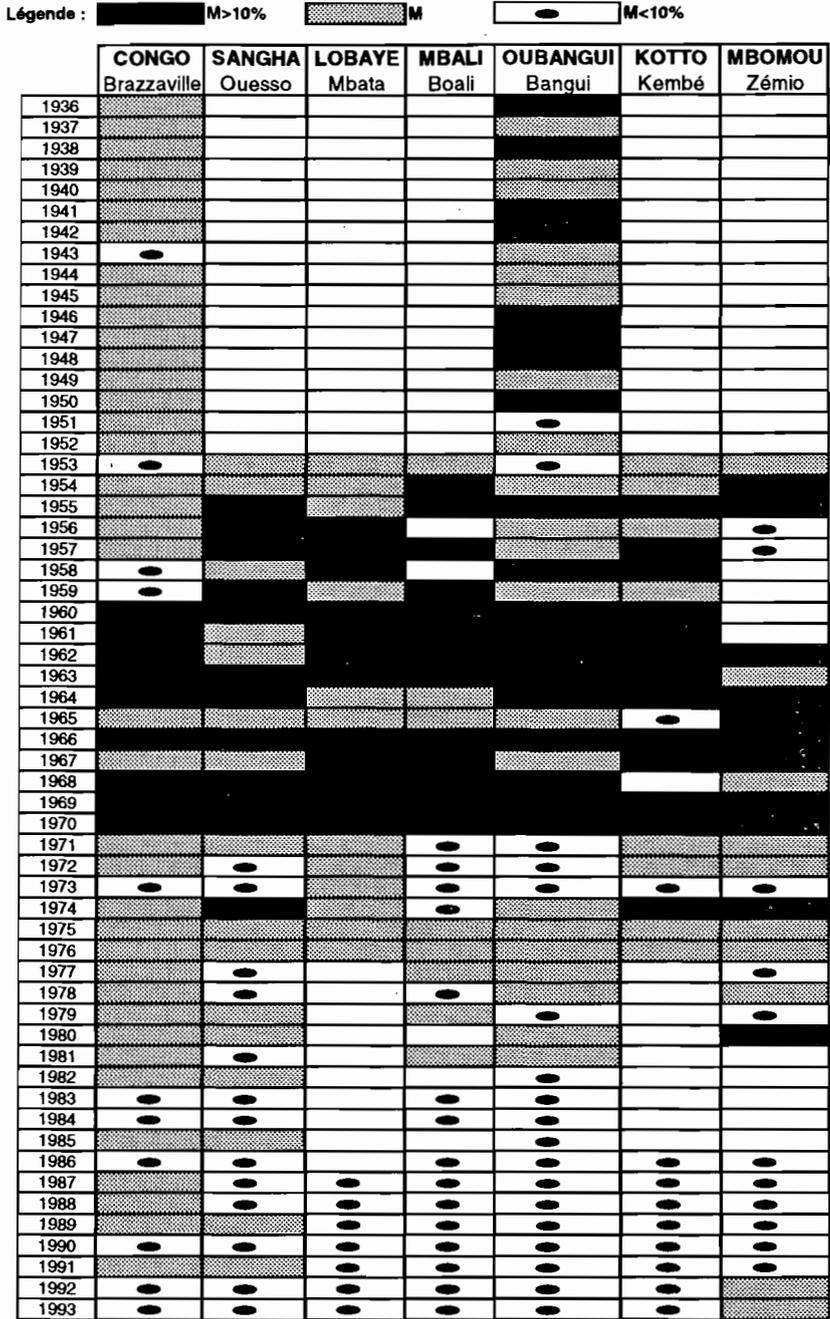


Fig. 3 Hydraulicités comparées de l'Oubangui à Bangui (1936-1993), de quatre de ces affluents (1953-1993), du Congo à Brazzaville (1936-1993) et de la Sangha à Ouesso (1953-1993) (les valeurs moyennes sont représentées en grisé, les valeurs inférieures de 10% à la moyenne par un ovale et les valeurs supérieures de 10% à la moyenne sont en noires, les cases blanches représentent les manquants).

Hulme, 1992; Janicot, 1992; Mahé & Olivry, 1995). Comme Olivry (1993), il est intéressant de noter que cette sécheresse s'est accentuée depuis 1983, sur l'ensemble de l'Afrique Centrale. Cela est plus marquée dans le bassin Oubangui que par ailleurs, du fait de l'influence prédominante des masses d'air sèches liées à l'anticyclone continental de Libye dans la partie nord du bassin du Congo (Mahé, 1993).

ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU FLEUVE

Notion de tendance linéaire

Afin de caractériser l'impact de cette sécheresse sur l'évolution du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Oubangui, la notion statistique de tendance linéaire est utilisée dans toute la suite de cette étude. La tendance linéaire a l'avantage de proposer une représentation synthétique dynamique de l'évolution des paramètres hydroclimatiques considérés. Cependant, il faut préciser qu'elle donne une importance toute particulière au choix des intervalles de temps étudiés. Il est donc nécessaire d'utiliser des séries chronologiques de longueur identique et débutant la même année afin de pouvoir comparer la dynamique d'évolution des paramètres hydroclimatiques (débit et pluie) des différentes stations géographiques choisies. Tous les résultats présentés concernent donc la période commune d'observation: 1953-1988. Les tendances linéaires sont toujours calculées sur les valeurs annuelles du paramètre considéré.

La tendance linéaire des débits annuels de l'Oubangui indique une diminution de l'hydraulicité du fleuve de -35% entre 1953 et 1988.

Pluviométrie et déficit d'écoulement dans le bassin versant de l'Oubangui à Bangui

La lame d'eau précipitée annuelle a été calculée de 1953 à 1988 par la méthode du vecteur régional (Mahé, 1993; Mahé *et al.*, 1995) sur 12 sous-bassins versants de l'Oubangui moyen, c'est-à-dire en aval de la confluence avec la Lobaye (Fig. 1). Ainsi calculée, la lame d'eau précipitée moyenne sur le bassin de l'Oubangui à Bangui est de 1452 mm an^{-1} . Le minimum annuel de 1203 mm an^{-1} est observé en 1984 et le maximum annuel de 1709 mm an^{-1} en 1962. Le coefficient de variation est de 6% , nettement moins important que celui des débits moyens annuels (22%). La corrélation entre la pluviométrie annuelle et le débit moyen annuel est faible ($r = 0,44$), ce qui constitue un fait général d'observation sur les grands bassins fluviaux.

Depuis le début de la série, c'est-à-dire en 1953, l'évolution de la pluviométrie ne montre pas de cycle apparent (Fig. 4). L'analyse statistique de cette chronique à l'aide d'une moyenne mobile de 5 ans fait apparaître des cycles de courte période de l'ordre de 5 années, en accord avec ce que note Riou (1980). D'autre part, la tendance linéaire indique une baisse de -7% , soit une diminution de la lame d'eau précipitée de 108 mm sur les 35 ans observés.

Si on recherche une rupture dans cette série chronologique, elle apparaît en 1968, nettement moins marquée que pour les débits. Elle est donc enregistrée 3 années avant celle notée sur la chronique des débits. En fait, il est logique que la diminution de la pluviométrie ait mis quelques années avant de se répercuter dans l'évolution des débits.

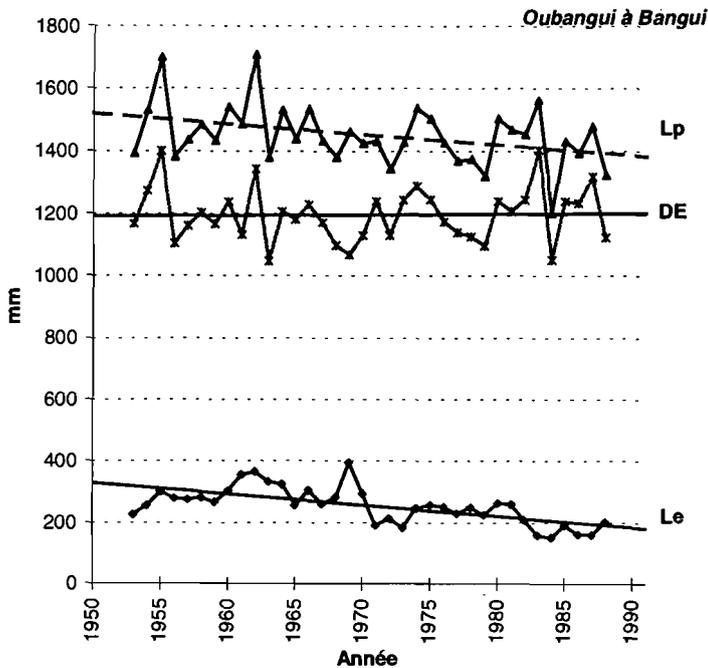


Fig. 4 Séries chronologiques de l'Oubangui à Bangui de 1953 à 1988 avec les tendances linéaires de la pluviométrie annuelle (L_p), du déficit d'écoulement annuel (DE) et de l'écoulement annuel (Le).

Par ailleurs, il faut noter que l'irrégularité interannuelle des pluies est plus importante que celle des débits. On voit là l'intervention de l'effet mémoire du bassin, qui se traduit pour les débits annuels par une irrégularité interannuelle moindre et par des cycles de période plus longue.

L'équation du bilan hydrique peut être formulée à des degrés divers de complexité. L'expression la plus simple est donnée par Thornthwaite & Mather (1955):

$$L_p = E_T + Le + dS$$

avec L_p la lame d'eau précipitée sur le bassin, E_T la lame d'eau évapotranspirée, Le la lame d'eau écoulee et dS le volant d'eau pouvant être accumulé ou non sur le bassin, le tout étant exprimé en mm pour un laps de temps donné. Cette équation traduit simplement la loi physique de conservation de masse. La variable de stock dS correspond en fait à la potentialité du bassin à recharger la nappe.

Par ailleurs, on définit le déficit d'écoulement (DE) comme étant la différence entre la lame d'eau précipitée (L_p) et la lame d'eau écoulee (Le):

$$DE = L_p - Le$$

Le déficit d'écoulement représente donc la somme de la recharge des nappes et de l'évapotranspiration réelle (dont la limite supérieure est l'évapotranspiration potentielle). A l'échelle annuelle, cette variable permet d'établir un bilan rapide de la disponibilité

Tableau 2 Evolution de la pluviométrie, de l'écoulement et du déficit d'écoulement dans le bassin de l'Oubangui, de 1953 à 1988.

Bassin versant	Mbomou à Zémio	Kotto à Kembé	Mbali à Boali	Lobaye à Mbata	Oubangui à Bangui
Lame d'eau précipitée					
Bornes (mm)	1468-1355	1437-1240	1525-1401	1460-1497	1505-1398
Différence (mm)	-113	-197	-124	+37	-107
Tendance linéaire	-8%	-14%	-8%	+2%	-7%
Lame d'eau écoulée					
Bornes (mm)	227-158	182-88	523-207	373-204	306-200
Différence (mm)	-69	-94	-316	-169	-106
Tendance linéaire	-30%	-53%	-60%	-45%	-35%
Déficit d'écoulement					
Bornes (mm)	1255-1132	1265-1127	1010-1151	1103-1223	1199-1198
Différence (mm)	-123	-138	+141	+120	-1
Tendance linéaire	-10%	-11%	+14%	+11%	0%

Les bornes indiquées correspondent aux valeurs du paramètre considéré entre 1953 et 1988.

en eau sur le bassin. Ensuite, l'analyse de la tendance linéaire de son évolution inter-annuelle donne un aperçu dynamique des volumes en eau disponibles sur le bassin, d'une part pour l'évapotranspiration réelle, d'autre part pour la recharge des nappes.

Pour le bassin de l'Oubangui à Bangui, la variation interannuelle du déficit d'écoulement est semblable à celle de la pluviométrie, à la différence importante que la tendance linéaire du déficit d'écoulement est nulle (Fig. 4). En effet, la tendance linéaire de la lame d'eau écoulée correspond à une baisse d'écoulement de 106 mm pour la période 1953-1988 (Tableau 2); or cette valeur est égale à la décroissance absolue donnée par la tendance linéaire de la lame d'eau précipitée sur la même période. Par voie de conséquence, la tendance linéaire du déficit d'écoulement est nulle. Remarquons que ces 106 mm représentent une baisse de -35% pour l'écoulement fluvial et de seulement -7% pour la pluviométrie!

Ces observations mènent au raisonnement suivant. Nous avons vu que la diminution absolue de la lame d'eau précipitée (d'environ 100 mm sur les 35 dernières années) s'est traduite par une diminution absolue identique de la lame d'eau écoulée, ce qui conduit à une tendance linéaire stable du déficit d'écoulement. Ceci signifie qu'en moyenne sur les 35 dernières années, la dynamique des volumes d'eau disponibles sur l'ensemble du bassin versant de l'Oubangui est nulle, c'est-à-dire que la part totale d'eau servant à la recharge des nappes et à l'évapotranspiration réelle est restée constante.

Or d'après Boulvert (1992), la végétation dans cette région n'a pas été modifiée. Il est donc raisonnable de penser qu'il n'y a pas eu de changement dans son prélèvement absolu par transpiration; il en est de même pour l'évaporation (Riou, 1980). On formule là l'hypothèse que la sécheresse ne s'est pas accompagnée d'une modification de la répartition mensuelle des pluies ayant pu jouer un rôle sur l'évapotranspiration (Feizouré, 1994; Mettin, 1995). D'autre part, il faut noter que Shaake & Chunzhen (1989) ont montré que les ressources en eau étaient nettement plus sensibles aux variations de pluviosité qu'aux variations d'évapotranspiration. On peut donc considérer,

sans grande conséquence pour notre étude, que sur ces 35 dernières années l'évapotranspiration réelle est inchangée (tendance linéaire nulle).

Ainsi, la tendance linéaire nulle du déficit d'écoulement indique que le prélèvement des nappes est globalement resté le même en valeur absolue, malgré l'abaissement du niveau des nappes noté par la diminution des débits d'étiage du fleuve (Orange et al., 1995).

En conclusion, en moyenne depuis 35 ans et globalement sur l'ensemble du bassin versant moyen de l'Oubangui, la part absolue du prélèvement de la lame d'eau précipitée par les aquifères n'a ni diminué ni augmenté. Comment cela se traduit-il régionalement sur le bassin versant de l'Oubangui?

HYDROCLIMATOLOGIE SOUS-REGIONALE DU BASSIN DE L'OUBANGUI

Présentation de quelques affluents de l'Oubangui

Afin de comprendre la réponse hydrologique du bassin de l'Oubangui à cette nouvelle situation hydroclimatique, nous avons recherché des chroniques d'observations hydro-métriques et pluviométriques suffisamment longues, sur des affluents caractéristiques. Les quatre stations, déjà citées plus haut, ont été retenues, soit d'est en ouest: le Mbomou à Zémio, la Kotto à Kembé, la Mbali à Boali et la Lobaye à Mbata (Fig. 1). Une lacune importante dans les débits existe pour toutes les stations entre 1977 et 1987. Les lames d'eaux précipitées annuelles ont été calculées pour chaque bassin de la manière décrite ci-dessus.

Le Mbomou forme l'Oubangui, après la confluence avec l'Uélé. Son bassin versant à la station hydrométrique de Zémio est de 29 300 km². Il est le sous-bassin le plus à l'est.

La Kotto est l'affluent le plus important de l'Oubangui. A Kembé, son bassin versant est de 78 400 km². Il draine la partie la plus au nord du bassin de l'Oubangui.

La Mbali est un affluent de la Mpoko. La Mpoko se jette dans l'Oubangui juste après la station hydrométrique de Bangui. Malheureusement, la station hydrométrique de la Mpoko à Bangui connaît des problèmes d'étalonnage et de disponibilité de données, aussi au lieu d'étudier son bassin de 23 900 km² pour représenter la partie sud-ouest du bassin de l'Oubangui, nous avons été obligés de limiter les analyses au sous-bassin de la Mbali à Boali (4560 km²).

La Lobaye est le dernier affluent de l'Oubangui avant son entrée dans la plaine marécageuse de son cours inférieur. A Mbata, le bassin couvre une superficie de 31 300 km². Il draine la partie la plus à l'ouest du bassin de l'Oubangui.

Ces quatre affluents ont un régime tropical de transition, comme l'Oubangui à Bangui. L'écoulement moyen annuel dans les deux bassins versants de l'est du pays est de l'ordre de 150 mm, tandis qu'il est supérieur à 300 mm dans l'ouest (Tableau 3). La lame d'eau précipitée augmente du nord-est au sud-ouest; les extrêmes sont représentés par le bassin de la Kotto avec 1340 mm an⁻¹ et le bassin de la Lobaye avec 1480 mm an⁻¹. Ces chiffres se traduisent par un coefficient d'écoulement de l'ordre de 12% pour les sous-bassins de l'est et de 22% pour ceux de l'ouest.

Bien sûr, la valeur importante du coefficient d'écoulement de la Mbali est accentuée par la petite taille de son bassin, comparativement à celle des autres bassins étudiés.

Tableau 3 Caractéristiques hydrologiques des sous-bassins étudiés (*Lp*: lame d'eau précipitée; *Le*: lame d'eau écoulée; *CE*: coefficient d'écoulement; *Qs*: débit spécifique).

	Superficie (km ²)	<i>Lp</i> (mm an ⁻¹)	<i>Le</i> (mm an ⁻¹)	<i>CE</i> (%)	<i>Qs</i> (l s ⁻¹ km ⁻²)
Mbomou à Zémio	29 300	1400	193	14	6
Kotto à Kembé	78 400	1340	141	10	5
Mbali à Boali	4 560	1460	364	25	12

Ceci étant, il faut noter que l'influence de la superficie sur la valeur du débit spécifique est faible en région tropicale humide, la hauteur pluviométrique jouant le rôle explicatif principal (Callède *et al.*, 1992).

Fonctionnement hydroclimatique sous-régional du bassin de l'Oubangui

Dans les quatre sous-bassins étudiés, la chronique des débits moyens annuels montre une tendance linéaire à la baisse depuis le début des années 1950 (Fig. 5). La décroissance

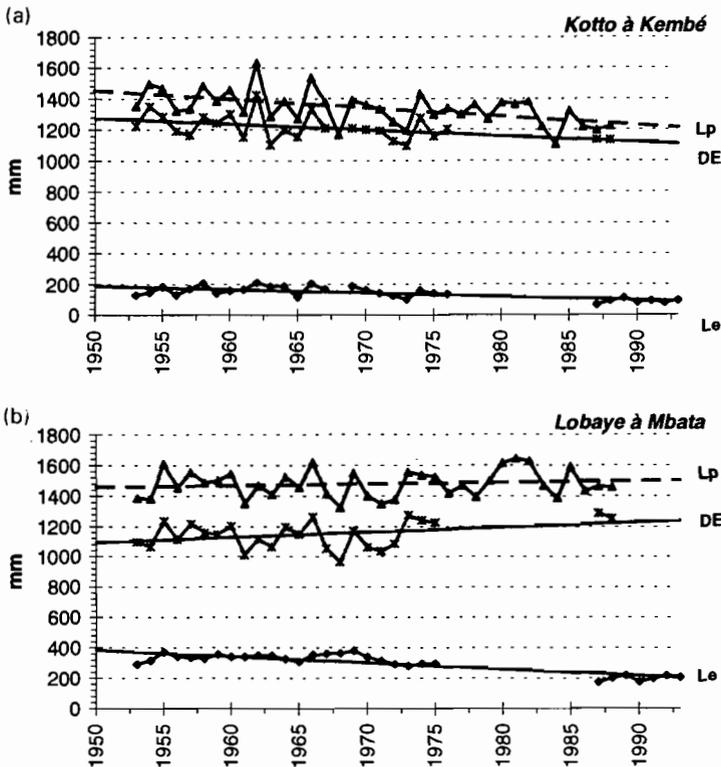


Fig. 5 Séries chronologiques de 1953 à 1988 avec les tendances linéaires de la pluviométrie annuelle (*Lp*), du déficit d'écoulement annuel (*DE*) et de l'écoulement annuel (*Le*): (a) de la Kotto à Kembé; et (b) de Lobaye à Mbata.

est maximale sur le bassin de la Mbali (-60%), minimale sur le bassin du Mbomou (-30%) (Tableau 3).

La tendance linéaire des lames d'eau précipitées annuelles indique une tendance à la baisse uniquement pour trois bassins sur quatre: de -14% sur la Kotto, -8% sur la Mbali et le Mbomou. En effet, la tendance linéaire est très légèrement positive sur la Lobaye (+2%). Pour les quatre sous-bassins, la chronique des lames d'eau précipitées évolue en dents-de-scie, caractérisant une irrégularité interannuelle classique de la variable pluie.

De ces deux paramètres, nous en avons déduit les chroniques d'évolution du déficit d'écoulement annuel ($DE = L_p - L_e$) pour chacun des sous-bassins étudiés. Rappelons que le déficit d'écoulement avait une tendance linéaire nulle sur l'Oubangui à Bangui. Par contre, son évolution de 1953 à 1988 oppose nettement les quatre sous-bassins en deux groupes (Fig. 5): les sous-bassins de l'est (et également les moins arrosés) avec une tendance linéaire à la baisse de leur déficit d'écoulement (de l'ordre de -10%) et les sous-bassins de l'ouest (les bassins les plus arrosés) avec une tendance linéaire à la hausse de leur déficit d'écoulement supérieure à +10% (Tableau 3).

Cette différence de comportement du déficit d'écoulement traduit le fait que la diminution relative de la lame d'eau écoulée par rapport à la lame d'eau précipitée n'est pas identique, bien que tous les bassins montrent une tendance à la baisse de leur lame d'eau écoulée. En effet, exprimée en valeur absolue (Tableau 3), la tendance à la diminution de la lame d'eau écoulée est moins importante que celle de la pluviométrie dans les bassins les plus secs; l'écoulement diminue de 69 mm sur le Mbomou et de 94 mm sur la Kotto, bien que la baisse de la pluviométrie soit supérieure (respectivement de 113 mm et 197 mm). Au contraire, dans les bassins les plus humides (la Mbali et la Lobaye), la valeur absolue de la tendance à la décroissance de l'écoulement est plus importante que celle de la pluviométrie; l'écoulement diminue de 316 mm et de 169 mm pour, respectivement, une baisse de la pluviométrie de seulement 124 mm et voir même une légère augmentation de la pluviométrie de +37 mm. Rappelons que pour l'Oubangui à Bangui, la diminution de la pluviométrie est la même que celle de l'écoulement.

Ces observations conduisent à la compréhension suivante de la dynamique du fonctionnement hydroclimatique des sous-bassins versants de cette zone d'Afrique Centrale.

Le fait que le déficit d'écoulement augmente alors que par ailleurs la pluie et l'écoulement diminuent, traduit que l'écoulement diminue plus vite que la pluie. En terme de fonctionnement hydrologique du bassin, cela signifie que la lame d'eau écoulée diminue par rapport à la lame d'eau précipitée: le bassin prélève relativement plus qu'il ne reçoit. En d'autres termes, la part du bilan hydrique qui n'est pas évacuée en écoulement de surface augmente. On rappelle que cette part représente la somme de l'évapotranspiration réelle et de la recharge des nappes. Aussi, à caractéristiques physiographiques égales (en suivant le même raisonnement que pour l'Oubangui ci-dessus), on peut penser que les nappes se rechargent. Cependant, l'examen de la chronique des débits d'étiage, que ce soit pour la Lobaye ou la Mbali, ne montre pas d'évolution significative pouvant confirmer cette hypothèse. Les niveaux de base sont toujours à la même cote depuis 1988.

A l'inverse, et plus dramatique pour la région, la diminution du déficit d'écoulement signifie que la part du bilan hydrique qui n'est pas évacuée en écoulement de surface diminue: le bassin prélève relativement moins qu'il ne reçoit. On peut alors affirmer que

les nappes, déjà très fortement ponctionnées (Callède *et al.*, 1992; Olivry, 1993; Orange *et al.*, 1995), ont une très forte probabilité de ne pouvoir se recharger, la part du bilan de l'eau destinée à l'alimentation des nappes ayant tendance à diminuer. Dans ce cas, l'observation des chroniques de débits d'étiage montre également une tendance à la baisse du niveau des nappes.

Dynamique actuelle de la recharge des nappes sur le bassin de l'Oubangui

Callède *et al.* (1992) ont montré que sur le bassin de l'Oubangui la hauteur pluviométrique joue le rôle principal dans le classement des bassins versants en fonction de leur débit spécifique, l'influence de la superficie étant très faible. Le débit spécifique traduit donc pour le bassin de l'Oubangui une classification dépendant en premier lieu des caractéristiques physiographiques des bassins considérés. La Lobaye, la Mpoko dont la Mbali est un affluent, et l'Uélé sont les seuls bassins à avoir un débit spécifique supérieur à $10 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Tous les autres bassins ont un débit spécifique inférieur à cette limite. A partir de cette répartition des entités hydrologiques constitutives du bassin versant moyen de l'Oubangui, on propose une photographie des potentialités du fonctionnement hydroclimatique de l'ensemble du bassin sur la base des conclusions précédentes.

En effet, afin de régionaliser nos résultats, on suppose que la Lobaye et la Mpoko ont un fonctionnement hydrologique caractéristique des bassins versants ayant un débit spécifique supérieur à $10 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, et que la Kotto et le Mbomou ont un fonctionnement hydrologique caractéristique des bassins versants ayant un débit spécifique inférieur à $10 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. En extrapolant cela à l'ensemble du bassin de l'Oubangui, on obtient deux parties bien groupées et de superficie sensiblement égale à dynamiques hydroclimatiques opposées (Fig. 6).

On distingue une zone nord sèche montrant des difficultés en réapprovisionnement de ses nappes et une zone sud humide dont les caractéristiques hydrologiques peuvent

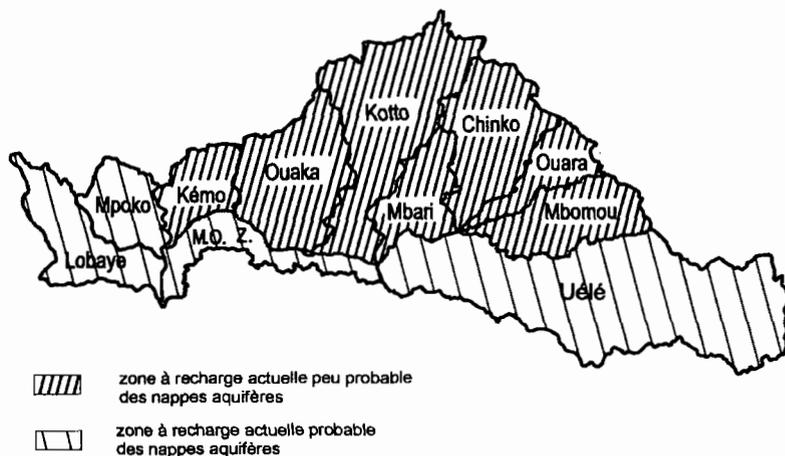


Fig. 6 Potentialités du fonctionnement hydroclimatique sous-régional du bassin moyen de l'Oubangui (M.O.Z.: Moyen Oubangui Zaïre).

laisser croire à une recharge actuelle des nappes. La répartition en surface de ces deux zones est respectivement de 56 % et 44 %.

CONCLUSION

En Afrique Centrale, les premiers déficits pluviométriques ont été observés en 1967 et se sont traduits par la baisse des régimes hydrologiques de l'ensemble des cours d'eau de la région à partir de 1971. Par rapport aux sécheresses précédentes connues, celle-ci est exceptionnelle par son ampleur tant spatiale que temporelle. En effet, le déficit hydrologique s'est encore accentué à partir de 1983. En 1994, le niveau des fleuves est toujours au plus bas. Après 25 années de sécheresse, on est en droit de parler de rupture dans les séries chronologiques hydrologiques en deux sous-populations, marquant nettement un nouvel état moyen des conditions hydroclimatiques de la région depuis 1971. La notion de moyenne du siècle est donc inadaptée à la description hydroclimatique de la zone.

Par sa position continentale, le bassin de l'Oubangui est particulièrement intéressant pour noter si ce changement hydroclimatique majeur a modifié le fonctionnement hydrologique des paysages dans cette zone géographique.

A l'échelle globale du bassin versant moyen de l'Oubangui, la baisse de l'écoulement enregistrée par rapport au début des années 1950 correspond à la baisse de la pluviométrie. Par contre, régionalement, deux ensembles de superficie équivalente s'opposent du point de vue du fonctionnement hydroclimatique. En effet, à partir de l'étude des déficits d'écoulement, la recharge actuelle des nappes aquifères semble probable au sud, même si ceci ne s'est pas encore traduit par une hausse des débits d'étiage des cours d'eau de cette zone. Par contre, la situation est beaucoup plus critique au nord, où il semble que la recharge actuelle des nappes aquifères est peu probable. Ce schéma de fonctionnement hydroclimatique sous-régional du bassin versant de l'Oubangui met l'accent sur la précarité des ressources en eau de la zone nord, qui correspond tout de même à près de 50% de la superficie totale du bassin. Une étude spécifique devrait donc être menée pour confirmer et préciser les modalités de réapprovisionnement des nappes dans cette région.

De toutes façons, le retour à la normale semble fortement compromis même dans l'hypothèse de plusieurs années consécutives de régimes pluviométriques excédentaires. L'amplitude et la durée de la période déficitaire récente et actuelle sont très marquées et viennent conforter l'hypothèse d'un possible changement du climat, sinon à l'échelle planétaire, du moins à l'échelle de l'Afrique Centrale.

Remerciements Cette étude a été réalisée dans le cadre de l'opération Grands Bassins Fluviaux (GBF) du « Programme Environnement de la Géosphère Intertropicale » (PEGI), financé par l'association Insu-Orstom-CNRS et dont l'objectif est de caractériser la dynamique actuelle des grands écosystèmes intertropicaux par un suivi à long terme des fluctuations hydroclimatiques et des flux fluviaux de matières. Ce travail est le résultat d'une collaboration suivie entre le Laboratoire d'Hydrologie de l'Orstom à Bangui et la Direction de la Météorologie Centrafricaine. Gil Mahé est vivement remercié pour avoir permis l'utilisation d'une part, de la banque de données pluvio-

métriques d'Afrique Centrale qu'il a réactualisée dans ses travaux de thèse, et d'autre part, de sa chaîne de traitement pluviométrique pour le calcul des lames d'eau précipitées. Nous remercions également Jean-Claude Olivry pour son aide et ses remarques avisées, de même que les relecteurs pour leurs nombreux commentaires.

REFERENCES

- Arnell, N. W. (1994) Hydrology and climate change. In: *The Rivers Handbook* (ed. par P. Calow & G. E. Petts), vol. 2, 173-185. Blackwell, Oxford, UK.
- Boulvert, Y. (1986) *Carte phytogéographique au 1/1 000 000, République Centrafricaine. Notice explicative no. 104.* Orstom, Paris.
- Boulvert, Y. (1992) Documents phytogéographiques sur les savanes centrafricaines. *Note du Laboratoire des Formations Superficielles, Orstom, Bondy.*
- Bricquet, J.-P. (1995) Les écoulements du Congo à Brazzaville et la spatialisation des apports. In: *Grands Bassins Fluviaux Périallantiques: Congo, Niger, Amazone* (Colloque et Séminaire), 27-38. Orstom, Paris.
- Callède, J., Boulvert, Y. & Thiébaux, J. P. (1992, à paraître) *Le bassin de l'Oubangui.* Coll. Monographies Hydrologiques, Orstom, Paris.
- Carbonnel, J. P., Hubert, P. & Chaouche, A. (1987) Sur l'évolution de la pluviométrie en Afrique de l'ouest depuis le début du siècle. *C.R. Acad. Sci. Paris sér. II* 305, 625-628.
- Demarée, G. & Nicolis, C. (1990) Onset of sahelian drought viewed as a fluctuation induced transition. *Quart. J. Roy. Met. Soc. Paris* 116, 221-238.
- Feizouré, C. (1994) Conséquences de la variabilité hydroclimatique sur l'érosion dans le bassin de l'Oubangui (République Centrafricaine). *Mém. DEA, Univ. Bourgogne, Dijon; Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, Bangui.*
- Franquin, P., Dizian, R., Cointepas, J.-P. & Boulvert, Y. (1988) *Agroclimatologie du Centre-afrique.* Coll. Initiations-Documentations Techniques no. 71, Orstom, Paris.
- Hulme, M. (1992) Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *Int. J. Climatol.* 12, 685-699.
- Janicot, S. (1992) Spatio-temporal variability of West African rainfall. *J. Climate* 5, 489-511.
- Lamb, P. J. (1982) Persistence of subsaharan drought. *Nature* 299, 46-48.
- Laraque, A. (1993) Matter exportation of Congo river. In: *Proc. Int. Perspect. Environ. Geochem. Trop. Countries* (ed. par J. J. Abrao, J. C. Wassermann & E. V. Silva-Filho) (Niteroi, Brazil, novembre 1993), 327-331. Univ. Federal Fluminense, Department Geochemistry, Brésil.
- Lubes, H., Aka, A., Masson, J. M., Servat, E., Paturol, J. E. & Kouamé, B. (1995) Essais de mise en évidence d'une variation climatique par application de tests statistiques à des séries chronologiques de débit, Application aux grands fleuves de Côtes d'Ivoire. In: *Méthodes Statistiques et Bayésiennes en Hydrologie* (Proc. Int. Conf. in honour of J. Bernier, Paris, September 1995). Unesco, Paris.
- Mahé, G. (1993) Les écoulements fluviaux sur la façade Atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle. Analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Etudes et Thèses, Orstom, Paris.
- Mahé, G. & Olivry, J. C. (1991) Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale, du mensuel à l'interannuel. In: *Hydrology for the Water Management of Large River Basins* (ed. par F. H. M. van de Ven, D. Gutknecht, D. P. Loucks & K. A. Salewicz) (Proc. Vienna Symp., August 1991), 163-171. IAHS Publ. no. 201.
- Mahé, G., L'Hôte, Y. & Olivry, J. C. (1993, à paraître) Regional rainfall variations in West and Central Africa, 1951-1989. *Global & Planetary Change.*
- Mahé, G., Delclaux, F. & Crespy, A. (1995, à paraître) Elaboration d'une chaîne de traitement pluviométrique et application au calcul automatique de lames précipitées (bassin-versant de l'Ogooué au Gabon). *Hydrol. Continent.*
- Mahé, G. & Olivry, J. C. (1995) Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse* 6(1), 109-117.
- Metin, H. (1995) Variations temporelles et spatiales des lames d'eau précipitées sur l'ensemble du bassin versant supérieur de l'Oubangui (1972-1992). *Mémoire de Maîtrise, Université de Bangui, Rapport Orstom du Laboratoire d'Hydrologie, Centre Orstom de Bangui.*
- Nicholson, S. E. (1989) Long-term changes in African rainfall. *Weather* 44, 47-56.
- Olivry, J.-C. (1986) Fleuves et rivières du Cameroun. Thèse d'Etat, Orstom.
- Olivry, J.-C. (1993) De l'évolution de la puissance des crues des grands cours d'eau intertropicaux d'Afrique depuis deux décennies. *Journées Hydrologiques « Centenaire Maurice Paré », Grenoble.*
- Orange, D., Feizouré, C., Wesseling, A. & Callède, J. (1995, à paraître) Variabilités hydrologiques de l'Oubangui à Bangui au cours du XXème siècle. In: *Proc. Journées Scientifiques de Friend-AOC* (Cotonou, décembre 1995). Unesco, Paris.
- Ozga-Zielinska, M. (1989) Droughts and floods – their definition and modeling. In: *New Directions for Surface Water Modeling* (ed. par M. L. Kavvas) (Proc. Baltimore Symp., May 1989), 313-325. IAHS Publ. no. 181.

- Riou, C. (1980) Aspects climatiques de la sécheresse de part et d'autre du Sahara (de l'Afrique Centrale sèche à la Tunisie). *Cah. Orstom, sér. Biol.* **42**, 43-51. Orstom, Paris,
- Rodier, J. (1964) *Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo*. Mémoires Orstom no. 6, Orstom, Paris.
- Schaake, J. C. Jr & Chunzhen, L. (1989) Development and application of simple water balance models to understand the relationship between climate and water resources. In: *New Directions for Surface Water Modeling* (ed. par M. L. Kavvas) (Proc. Baltimore Symp., May 1989), 343-352. IAHS Publ. no. 181.
- Sircoulon, J. (1985) La sécheresse en Afrique de l'ouest, comparaison des années 1982-1984 avec les années 1972-1973. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* **23**, 75-86.
- Thornthwaite, C. & Mather, J. (1955) The water balance. In: *Publ. in Climatology*, vol. 8. C. W. Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Centerton, New Jersey.
- Wilkinson, W. B. & Cooper, D. M. (1993) The response of idealized aquifer/river systems to climate change. *Hydrol. Sci. J.* **38**(5), 379-390.

Southern Africa FRIEND – the first 2000 days

A. BULLOCK

Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

J. I. MATONDO

Department of Civil Engineering, University of Dar Es Salaam, Tanzania

Abstract Southern Africa FRIEND is an international collaborative research project aimed at developing applications of methods of hydrological analysis using regional data sets. The geographical scope of the project is the 11 countries of the Southern African Development Community. FRIEND initiatives are evolving in other parts of the world, and it is the objective of this paper to review the experience of the origins, establishment and ultimate implementation of the FRIEND concept in the southern African region. Technical progress is presented regarding time series and spatial databases, research projects on floods, droughts and time series simulation, and on training and capacity building. In the final summary discussion, 10 key elements for a successful FRIEND project are drawn from the early experiences of this project which may facilitate the evolving FRIEND initiatives in other regions of the world.

FRIEND Afrique Australe – les premiers 2000 jours

Résumé FRIEND Afrique Australe est un projet de recherche international en partenariat chargé de développer des applications des méthodes de l'analyse hydrologique sur la base d'ensembles de données régionales. Le projet couvre géographiquement les 11 pays de la Communauté pour le Développement de l'Afrique Australe (SADC). Des initiatives FRIEND sont développées dans d'autres parties du monde, et l'objectif de cet article est d'examiner le concept de FRIEND des origines, à la mise en route, puis aux derniers développements dans le contexte régional de l'Afrique Australe. Les avancées techniques sont présentées dans le domaine des séries chronologiques et des bases de données spatiales, des projets de recherche sur des inondations, des modélisations des sécheresses et de séries chronologiques, et sur la formation et la capacité d'innovation. Dans une brève discussion finale, 10 points-clés pour un projet FRIEND fructueux sont proposés à partir des premières expériences de ce projet, afin de faciliter de nouvelles initiatives FRIEND dans d'autres régions du monde.

INTRODUCTION

Southern Africa FRIEND (Flow Regimes from International and Experimental Network Data) is a contribution to the Fourth International Hydrological Programme (IHP-IV)

of UNESCO. The overall theme of this phase of the IHP is « Hydrology and water resources for sustainable development in a changing environment ». Within IHP-IV, FRIEND contributes to Project H-5-5, which has the objective of « Applications of methods of hydrological analysis using regional data sets ». FRIEND is a concept which was first developed in western Europe during the 1980s. The principal theme of FRIEND is the development and analysis of an international data set, with research in the hydrological sciences targeting issues related to river flow regimes. The specific issues which may be targeted by research depend on the nature of problems in the region in which a FRIEND programme is implemented.

The first FRIEND programme included 13 countries of western and northern Europe and was initiated in 1985 and coordinated by the Institute of Hydrology, UK. This was followed by the establishment of FRIEND-AMHy (Alpine and Mediterranean Hydrology), coordinated by Cemagref, France, which embraced the countries from the alpine and Mediterranean regions of Europe.

Key milestones in the evolution in Europe have been:

- Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND) (Gustard *et al.*, 1989);
- FRIENDs in Hydrology Conference, Bolkesjo, Norway (April, 1989) (published as IAHS Publ. no. 187, ed. by Roald *et al.*, 1989);
- Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND) (ed. by Gustard, 1993);
- FRIEND Conference, Braunschweig, Germany (October, 1993) (published as IAHS Publ. no. 221, ed. by Seuna *et al.*, 1993).

Since the late 1980s, a FRIEND programme has been evolving in the southern African region. An initial period of four years was invested in project definition, implementation and funding. In the past two years, substantial technical achievements have been made. Southern Africa FRIEND represents the first attempt to apply the concept outside Europe. This has since been followed by an initiative in west Africa, which has become operational within the past 12 months. FRIEND initiatives are beginning to spawn in other regions of the world, for example in the Nile basin, southeast Asia, the Hindu Kush Himalayan region and South America.

Because of this growing interest in establishing future programmes, and the relatively advanced state in Southern Africa, it is considered to be of relevance to summarize the origins, establishment, objectives and activities of the Southern Africa programme. Each FRIEND programme around the world will undoubtedly be different, and this paper is not proposing a rigid model to be followed by other regions of the world. Rather, it is intended that the experience within the first 2000 days (approximately six years) of the Southern Africa programme may assist future FRIEND groups during their early phases. In presenting this experience, it must be stated that Southern Africa FRIEND has itself benefitted from the previous and ongoing activities of the European programmes. It will be shown that the European programme established an important, tangible and demonstrable precedent, which facilitated the implementation of the Southern Africa successor. The Southern Africa programme itself represents important and demonstrable evidence that the FRIEND concept can be applied (with some important modifications) beyond the relatively well-financed research environment of Europe. It is the intention of this paper that the description of the evolution of the Southern Africa FRIEND will be beneficial to the newly evolving programmes around the world.

ORIGINS OF SOUTHERN AFRICA FRIEND

Some fundamental pillars of FRIEND are common interest, mutual benefit and opportunity to collaborate. The origins of FRIEND in southern Africa can be traced to a small number of hydrological scientists expressing their concern for, and interest in, low flows in southern Africa. A key catalyst in this process was the Sahel Forum on « The state-of-the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semiarid areas of Africa », attended by the late Jean Rodier. At that conference, Bullock & Gustard (1989) made preliminary recommendations for the development of a regional water resource study for the seasonal tropics of southern Africa, based on data from national studies undertaken in association with hydrological organizations in Zimbabwe (Bullock, 1988) and Malawi (Drayton *et al.*, 1980). At the same time, the University of Dar Es Salaam and the National Hydrological Service of Tanzania were preparing proposals for a national low flow study. Thus common interest was established.

The Tanzanian project was proposing analysis methods similar to those previously applied in Malawi and Zimbabwe, but with a national data set and a geographical environment at another extreme of the seasonal tropics of southern Africa. Thus mutual benefit was established.

At that time, there was not a means by which to collaborate in a meaningful manner. However, the pillars which had been set in place represented an embryonic FRIEND project.

ESTABLISHING THE SOUTHERN AFRICA FRIEND PROJECT

An initial approach was made to the UK Overseas Development Administration to finance a preliminary analysis of low flows in southern Africa, and financial support was forthcoming. Consequently, in July 1990, three hydrologists each from Malawi, Tanzania and Zimbabwe visited the Institute of Hydrology for a period of four weeks. A sub-set of river flow data from the three countries was collated into a computerized database using Hydata software, and preliminary water balance and low flow analyses were undertaken. The objective of the six week period was more to establish that data could be freely exchanged and analysed by hydrologists from different countries rather than the development of innovative procedures. A report was produced entitled « An analysis of low flow regimes in Malawi, Tanzania and Zimbabwe » (Bullock *et al.*, 1990). At this stage, the existence of a tangible product which reflected successful international collaboration was considered to be of more importance than the content of the product itself.

A key decision was made during the Wallingford phase regarding the manner in which to proceed. Discussion focused on whether to continue with the current set of three countries, but it was ultimately recommended that the geographical scope of the region could be broadened to encompass the wider southern African region. In principal, just two countries could establish a FRIEND project, but in southern Africa there were considered to be wider concerns. Of greatest significance was the prior existence of a community of 10 southern African countries which had experience of international cooperation in environmental and water issues, as well as in other sectors. Thus, the 10 countries of the Southern African Development Coordination Conference (SADCC, later

renamed the Southern African Development Community (SADC), and later to become 11 after South Africa became a member state) were identified as a useful geographical zone. This region contains several international rivers, not least the Zambezi which drains eight countries, which introduced a requirement for the participation of a larger number of countries.

The timing of the Wallingford phase coincided with the completion of the Sub-Saharan Africa Hydrological Assessment project which had identified the National Hydrological Services as being in a phase of general decline, and had recommended water resource projects of both a national and regional nature. The regional projects again engendered the concept of international collaboration within the southern Africa region.

In concluding the Wallingford phase, it was considered that a Southern Africa FRIEND project could provide an international framework for the implementation of regional water resource projects, which would additionally benefit individual national initiatives.

Consequently, a proposal was submitted to UNESCO to finance an assembly of representatives from each of the southern African countries in order to discuss the opportunities that would be presented by a FRIEND project within the region. UNESCO supported the meeting, which was held in Harare, Zimbabwe, in February 1991. Two hydrologists were in attendance from the National Hydrological Services of nine of the southern African countries. Amongst difficulties unassociated with hydrology, this meeting was successful for the following reasons:

- each country in attendance expressed an interest in future collaboration within FRIEND;
- each country identified broad areas of hydrological research, within which it felt that benefits could accrue from a FRIEND project;
- the identified areas of hydrological research interest were found to be common between several of the countries;
- each country expressed that, in principle, there would be no difficulties in contributing data to FRIEND;
- the University of Dar Es Salaam offered to be, and was nominated as, the coordination centre for the project;
- in the absence of a definition of the next steps, an Interim Working Committee was appointed to develop a detailed implementation programme and budget;
- the importance of training and capacity building was given due emphasis.

At the Harare meeting five specific objectives of Southern Africa FRIEND were identified as follows:

- (a) to create a common hydrological database for the region by bringing together existing data sets from individual countries;
- (b) to analyse the flood data to develop procedures which will enable local staff to estimate flood frequency relationships throughout the region;
- (c) to analyse the database to develop procedures which will enable local staff to estimate a range of low flow and water resource statistics throughout the region;
- (d) to develop rainfall-runoff models to provide a basis for more detailed design studies and to address problems of the impact of land use change; and
- (e) to train staff in the development and application of flood and low flow design techniques.

A document entitled « A general report of the Southern Africa FRIEND coordination meeting » was produced, which provides a full report of the discussion. The Harare meeting made substantial advances, principally because of the openness and willingness of the countries to participate, and partly because of the successful precedent of the European FRIEND project. However, there were two elements which did not receive adequate discussion, and which were to later result in delay in the implementation of the project: first, the role of Environment and Land Management Sector of SADCC in the implementation of the project; and second, the funding sources for the project activities.

In July, 1991, the Interim Working Committee (IWC) met at the coordination centre in Dar Es Salaam, Tanzania and developed a document entitled « Southern Africa (SADCC) FRIEND – proposal for an international research programme ». This document elaborated each of the five components in the agreed research programme in terms of objectives and programme of work. A technical feasibility review focused on data availability, manpower resources and facilities. The IWC document also made recommendations for programme implementation, including an organizational structure for staff working on the project, and a time schedule for each element of the five projects in terms of specific tasks, duration and responsible staff. The IWC also made recommendations for a Steering Committee, including participants on the Committee and the terms of reference. An overall financial budget was constructed. Finally, recommendations were made on activities necessary to result in inception of the Southern Africa FRIEND programme. The IWC report was circulated to all participating countries and feedback on the document was returned to the programme coordination centre.

By the time of completion of the IWC report, the Ministry of Energy, Minerals and Water, in association with the University of Dar Es Salaam and the Irish Ministry of Foreign Affairs (through the University of Galway) had financial and manpower resources to implement the national flood and low flow studies of Tanzania. Additionally, financial support had been secured by the Institute of Hydrology from the Overseas Development Administration to finance a project entitled « Southern African low flows ». Thus, although funding sources had not been adequately discussed at the Harare meeting, the security of funds for certain activities superseded the need to bid for a central pool of research funds.

Although each project could proceed independently, the initiation of Southern Africa FRIEND was, at times, held up by uncertainty of status among the participants. This situation was resolved by an agreement that Southern Africa FRIEND should proceed as a UNESCO IHP project with the endorsement of SADC ELMS. Representation of SADC ELMS on the FRIEND Steering Committee was introduced to ensure that duplication with other regional programmes was kept to a minimum.

Additionally, because FRIEND had flexibility in its geographical scope (beyond the more rigid definition of SADC), it was recommended that the Republic of South Africa (not a SADC member state at that time) should be invited to participate. During 1993, the South African National Committee for IAHS (SAN CIAHS) was approached with a view to South Africa becoming a participating country in Southern Africa FRIEND. This resulted in the Water Research Commission of South Africa agreeing to finance the Institute for Water Research at Rhodes University to contribute manpower and expertise to take responsibility for the rainfall-runoff modelling objective of the programme.

Following this sequence of events, the components were in place to launch the Southern Africa FRIEND programme (although a number of technical activities had

already taken place) during the first Steering Committee meeting in February 1994 at the University of Dar Es Salaam, Tanzania. This Steering Committee meeting formally set in motion the work programme identified by the Interim Working Committee. Coordination responsibilities for the three research themes were assigned to the University of Dar Es Salaam for the flood project; to the Institute of Hydrology in association with the University of Dar Es Salaam for the low flow project (later to become known as the drought and water resources assessment project); and to Rhodes University for the rainfall-runoff modelling project. A second Steering Committee meeting has since been held at Rhodes University, Grahamstown, South Africa during September 1995.

In summary of the above sequence of events, and with relevance to possible future FRIEND programmes around the world, the essential elements in the evolution of Southern Africa FRIEND can be identified to have been:

- (a) A preliminary scientific investigation involving data exchange amongst participating countries, to establish that data can be freely exchanged for the purposes of scientific study. A new FRIEND programme in another region may feel it appropriate to adopt this step or alternatively could: (i) either take the view that other FRIEND groups have already shown that data can be freely exchanged between countries for scientific study, and the same principal can be adopted in a new region, without the need for a preliminary investigation; or (ii) find examples (if any exist) of research or operational hydrology projects in which data from more than one country have been analysed, and adopt this as an example of international data exchange.
- (b) An initial FRIEND coordination meeting was convened to:
 - inform countries of other global FRIEND initiatives and their achievements;
 - enable countries to express an interest in future participation in a FRIEND programme within their region;
 - enable countries to express the hydrological issues in their particular region which it was felt could benefit by the application of a FRIEND programme;
 - identify a suitable FRIEND regional coordination centre; and
 - define the next steps, in this case being the appointment of an Interim Working Committee.

This is recommended as an essential step in the familiarization and awareness process at the earliest stage in the establishment of a new FRIEND programme. In particular, such a coordination meeting may need to « sell » the benefits of FRIEND (which may be technical, scientific or capacity building) to the participating countries. Although all countries represented in Harare subsequently became full participants in the programme, individual countries must be free to decide their level of involvement during or after such a meeting.

- (c) A coordination centre was identified based on the willingness of an institution to act in that capacity. The commitment involved in acting as a FRIEND project coordination centre can not be underestimated. On the basis of the southern African experience, and that of the University of Dar Es Salaam in particular, activities which a coordination centre can be expected to fulfil may involve the following:
 - project administration and correspondence;
 - development and maintenance of databases;
 - liaison between research projects;
 - coordination with international agencies, such as UNESCO, WMO, UNEP etc.;
 - liaison with other FRIEND programmes worldwide.

- (d) The Interim Working Committee was established as a representative group of the participating organizations to develop a future work programme in significant detail. This should be realistic in terms of the likely resources available to a FRIEND programme. One approach is the development of a single financial proposal which seeks to obtain full financing from an international or national agency. A second approach is to place the emphasis on institutions contributing different elements of the programme to be responsible for securing their own financial support. Both the European and Southern African FRIEND programmes have adopted the second of these two approaches. However, this approach is not without its weaknesses: to address these, it is recommended that the coordination centre seeks to establish a pool of resources for administrative aspects and some component of funds for activities associated with mobility (such as Steering Committee meetings, training courses and placements).
- (e) It is essential that coordination is established at a very early stage between the objectives of FRIEND as a contribution to the UNESCO IHP, and the activities of any institution with a regional responsibility for coordinating similar activities. In southern Africa, it has emerged that the goals and activities of FRIEND and SADC ELMS projects are very complementary and duplication of activity has been less than earlier imagined.
- (f) The appointment of a Steering Committee, comprising representatives of the participating countries, and other appropriate organizations to monitor and determine progress. Ideally, representation of a participating organization or country should be by the same individual throughout the duration of a FRIEND programme. In southern Africa, the Steering Committee will have met on three occasions during the four years of work activity; an initial implementation meeting, a second mid-term review meeting and a third meeting to finalize products from the FRIEND programme.
- (g) In the initial phases of a FRIEND programme, it is necessary (particularly in countries in which National Hydrological Services are subject to under-funding) to involve those with the knowledge, and authority for provision, of hydrological data. In certain cases, the use of a form determining conditions for data release may be appropriate. However, FRIEND is not concerned with the collection of data for its own sake, but rather the establishment of a data set suitable for the development and application of hydrological analyses. It is important therefore also to ensure representation of research groups responsible for implementing research programmes based on the assembled data.
- (h) At the earliest stage, a new FRIEND programme should seek to « market » itself through the dissemination of products, including reports, brochures and newsletters – the concept of a regular newsletter has been initiated by the FRIEND-AOC programme in west Africa. These products raise the profile of the project and facilitate information exchange between other FRIEND groups and other organizations concerned with learning more about the project and its objectives.
- (i) Although national committees are dormant in many countries around the world, the UNESCO IHP has proved itself to be a very valuable umbrella under which international collaboration in hydrological sciences can proceed. As a precursor to any initiatives to launch a new FRIEND programme, it is essential for national representatives to keep national UNESCO offices and their regional representatives fully informed of activities and plans.

TECHNICAL PROGRESS OF SOUTHERN AFRICA FRIEND

Technical progress in the Southern African FRIEND programme can be considered under six topics, which relate to the construction of international databases (time series and spatial data); the three research themes (floods, drought and water resources assessment, and rainfall-runoff modelling); and training. The overall structure of the organization of the Southern Africa FRIEND programme is presented in Fig. 1. A brief review of the six topics is presented below, with references made to more detailed sources of information.

The Southern Africa FRIEND time series database

At the Harare coordination meeting, it was recommended that a common hydrological database should be established. Activities within Southern African FRIEND have been directed towards two overall goals: first, the creation in Dar Es Salaam of a computer database of time series of daily and flood flow river data, originating from the different participating countries, but all on the same computer and in the same format; second, and as a means to the first, the upgrading of hydrological processing and archiving software in several of the participating countries. Prior to 1989, at least four of the National Hydrological Services in southern African countries used Hydata Version 3.1 software. The Sub-Saharan Hydrological Assessment Project had identified the need for improved hydrological software in several countries in the region. With financial support from the Overseas Development Administration (UK), Hydata Version 3.2.1

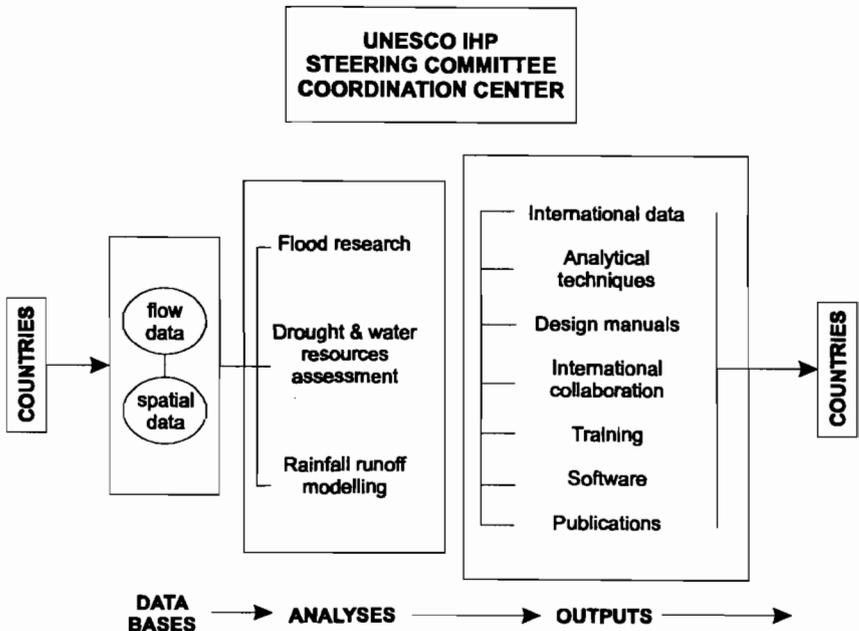


Fig. 1 Organization of the Southern Africa FRIEND project.

was offered to each National Hydrological Service in the region, with a substantial take-up. This has been followed by installation, data transfer from existing systems, and manpower training. In 1995, seven countries of southern Africa were using Hydata as the national archiving system, and the software exists in all 11 countries. There is therefore a common software platform throughout the region, which facilitates inter-country data transfer. Hydata software is also operated at the coordination centre in Dar Es Salaam, where the Southern Africa FRIEND time series database has been established.

Approximately 6000 gauging stations have existed in the southern African region; a single regional register collating summary details of all stations from individual national registers has been created. One objective of FRIEND has been to identify a subset of stations which would yield an international time series database appropriate for the research themes. The selection of gauging stations was primarily the responsibility of National Hydrological Services, on the basis of record length, data quality, degree of artificial influences and data availability in computer format. A total of approximately 700 gauging stations was selected, with varying degrees of complexity adopted in the selection process between countries. Time series data for selected stations have been transferred and loaded onto Hydata software at the coordination centre, under the supervision of a Time Series Database Manager. Fuller details of the time series database are presented in Andrews & Mwakalinga (1995). The FRIEND time series database has not been established as an operational database, so regular updating is not an integral activity.

Another step in the establishment of a common hydrological database has been the development of a unifying gauging station numbering scheme. Each country has, for historical reasons, evolved its own numbering schemes, with resulting differences between neighbouring countries. FRIEND has developed an international numbering scheme which adopts the basic hydrometric units used in each country, but applies consistency and unity between countries and between river basins. It is not however intended that the FRIEND scheme will replace the existing national schemes in an operational sense.

Data from each gauging station on the FRIEND database have been classified according to their applicability for different types of hydrological research. Each data series has been assigned one of three codes, depending whether the data are appropriate for flood analyses only (suggesting inaccuracy in the lower flow range), low flow analyses only (suggesting inaccuracy in the high flow range) or for any type of analyses (good quality across the full flow range).

The creation of such an international river flow database was found to be difficult when attempted by written communication, but relatively simple when individuals responsible for creation of the database travelled between countries. It is estimated that the establishment of the Southern African FRIEND database required around 50 man months of input.

The Southern Africa FRIEND spatial database

The regionalization of hydrological data relies, to a large degree, on the establishment of relationships between river flow data (or model parameters) and the spatial attributes of river basins, including climate and other thematic variables (soils, geology, vegetation

etc.) which vary spatially. The objective of Southern Africa FRIEND has been to apply Geographical Information System (GIS) technology to the creation and analysis of thematic spatial data (ARC/INFO has been used as the GIS software). This has involved three principal main steps. The first was the creation of a GIS coverage of catchment boundaries above each gauging station on the time series database. In essence this involves a sequence of drawing catchment boundaries, capturing boundaries as an array of spatial coordinates by digitizing, and assigning station numbers to catchment polygons. Secondly, a set of GIS coverages of climate and thematic data over southern Africa has been established, either by the collation of existing coverages from international organizations through the Global Resource Information Database (GRID) network, or, in other cases, by the creation of new coverages. The third step is the superimposition of gauged catchment boundaries onto the thematic coverages to calculate catchment specific measures of climate and thematic characteristics. Interim achievements are described in Andrews *et al.* (1995).

Regional floods project

The coordination of this research project is the responsibility of the Department of Civil Engineering at the University of Dar Es Salaam, Tanzania. The objective of the flood research theme is the development and application of techniques for describing and predicting flood frequency throughout the southern African region. This research project has involved analysis of instantaneous flood peaks, and to date has focused on appropriate flood frequency distributions. Full details on the progress to date of this project are presented in Mkhundi (1995). A training course on flood frequency was held in Dar Es Salaam in 1994, at which software for the fitting of flood frequency distributions to flood peak data was distributed to each of the National Hydrological Services of the region.

Regional drought and water resources assessment project

The coordination of this research project is the responsibility of the Institute of Hydrology, Wallingford (UK) and the University of Dar Es Salaam. The aims of the project are to:

- describe and explain the spatial and temporal variability of river flows at the sub-continental scale of southern Africa;
- present analytical techniques for water resources assessment at gauged and ungauged locations, illustrated by case studies from Tanzania and South Africa;
- describe analytical techniques for drought severity assessment; and
- consider impacts of water resources developments, climate change, and land use change and the availability of water resources.

These aims are to be achieved by the analysis of the daily flow time series database to describe the spatial and temporal variability of drought and water resource measures at the southern African scale. Methods of analysing the river flow database include mean annual runoff, flow duration and low flow frequency techniques applied to the observed flow records. Relationships are being investigated between these measures of river flow and the spatial variability of catchment characteristics, and in particular hydrogeology.

Rainfall-runoff modelling project

The coordination of this project is the responsibility of the Institute for Water Research at Rhodes University, Grahamstown, South Africa. The aims of this project are to apply rainfall-runoff models in a consistent manner at the regional scale of southern Africa in order to advance their applicability for future water resource investigations. Simulated time series of river flow data provide more information about the temporal variability of river flows than statistical analyses, and are often required for reservoir design and operation. The Pitman monthly rainfall-runoff model is being calibrated using a subset of approximately 100 catchments from throughout the region, with a view to recommending model parameters for future applications. A full report of progress to date is presented in Hughes (1995). Furthermore, the Rhodes University Variable Time Interval (VTI) model will be evaluated for wider application using daily input data. One output of this project is intended to be the installation of appropriate software into National Hydrological Services.

Training and capacity building

A key element of Southern Africa FRIEND, emphasized by the participating countries at the initial Harare meeting, has been training and capacity building. To date, three formal training courses have been organized and hosted by the University of Dar Es Salaam, involving participants from the countries of the region to varying degrees. The courses have included:

- hydrological data processing (including Hydata) (September 1993);
- flood frequency (September 1994); and
- rainfall-runoff modelling (September 1995).

In addition to formal training through short courses, the capacity of hydrological processing and archiving has been upgraded in several countries through on-site collaboration. While 13 staff attended the Hydata component of the short course on Hydrological Processing, direct training in Hydata was provided to over 50 staff in their home institutions, along with assistance in established operational Hydata software systems. It is estimated that, so far, the number of man-days of training in the FRIEND project as a whole is in excess of 500.

FORECAST ACTIVITIES TO THE END OF SOUTHERN AFRICA FRIEND (PHASE I)

At the beginning of FRIEND in southern Africa, there was not a rigid timetable regarding the initial phase, nor even a commitment to move into subsequent phases. However, it has been agreed that the current phase of FRIEND should result in the publication of a Final Report during 1997, and possibly an associated scientific conference. To bring this phase to conclusion, research activities are set to continue on the three research themes until early 1997, followed by publication of a final report. This will include a description of the databases and hydrological research, and also a data summary from the hydrological and spatial databases. The third steering committee

meeting is scheduled to take place in early 1997 to approve the content of the final report, prior to publication later in the year.

It is strongly envisaged that Southern Africa FRIEND will continue beyond 1997, depending upon financial support, but it may differ in terms of the specific research themes. In general, however, the principle of international collaboration in the analysis of regional hydrological data sets will be maintained.

SUMMARY DISCUSSION

Activities relating to the initiation of the Southern African FRIEND programme have been ongoing for a duration of close to 6 years – or approximately 2000 days. As other FRIEND initiatives evolve around the world, this paper has presented the experience of the southern African initiative in terms of its origins, and sequence of events resulting in the formal establishment of the programme. Arising from this experience, a set of 10 elements can be identified as contributing to a successful FRIEND programme. These are:

- (a) user-demand driven research projects, recognizing that it is appropriate to address the most pertinent regional issues, rather than a « standard content » of research themes dictated by other FRIEND initiatives elsewhere;
- (b) a coordinated and centralized database, whose content should be directed by the requirements of the identified research projects;
- (c) the free exchange within the programme of data between countries with, if it is deemed necessary, some controls on external access to the database (e.g. data exchange agreements);
- (d) a strong FRIEND coordination centre, with adequate staff, communication and computing facilities;
- (e) cooperation of National Hydrological Services in the supply of, and detailed knowledge of, appropriate hydrological data;
- (f) active research teams, which can be decentralized within the FRIEND region providing sufficient coordination is applied;
- (g) particularly in regions in which hydrological archiving or research is at a relatively low level, training and capacity building is a critical component;
- (h) an international « framework » within which to operate: the international collaborative nature of the UNESCO International Hydrological Programme has proved to be an exceptionally valuable framework within which FRIEND programmes have been implemented;
- (i) where appropriate, partnerships between regional collaborators and hydrological organizations from outside of the region yield valuable partnerships in technology transfer and in the attraction of external financing; and
- (j) the production of programme products, such as minutes and reports of meetings, brochures, and scientific publications are an essential element in the dissemination of the activities and achievements of a project, and serve two main purposes: first, to satisfy the internal programme requirements for coordination; and second, to raise the awareness of those external to the programme of the objectives and methods being employed.

Technical progress within the Southern African FRIEND programme has been advancing in five principal areas: the development of the Southern Africa FRIEND time series database, the associated spatial database, and on research projects relating to floods, droughts and regional water resources assessment, and rainfall-runoff modelling. Training and capacity building initiatives have been implemented in parallel with these database and research activities. The current phase of Southern Africa FRIEND is due for completion by means of a Final Report during 1997. Research themes have yet to be defined for any subsequent phases, but research teams who view opportunities within the FRIEND programme are invited to approach the Coordination Centre with proposals.

Acknowledgements Organizations participating in the Southern Africa FRIEND programme are the National Hydrological Services of the 11 SADC countries (Angola, Botswana, Lesotho, Malawi, Mozambique, Namibia, South Africa, Swaziland, Tanzania, Zambia and Zimbabwe), the Department of Civil Engineering of the University of Dar Es Salaam (Tanzania) as coordination centre, the Institute for Water Research at Rhodes University (South Africa), the Institute of Hydrology (UK) and the UNESCO Division of Water Sciences. The authors gratefully acknowledge the financial assistance of the United Kingdom Overseas Development Administration, the Irish Ministry of Foreign Affairs and UNESCO in launching the Southern African FRIEND programme, and for the continuing support of these and other organizations, particularly the Water Research Commission of South Africa, in implementing the programme. Details of the Southern African FRIEND programme can be obtained from the Southern African FRIEND Coordination Centre, Department of Civil Engineering, University of Dar Es Salaam, PO Box 35131, Dar Es Salaam, Tanzania.

REFERENCES

- Andrews, A. J. & Mwakalinga, I. W. (1995) Southern Africa FRIEND Hydata time series hydrological data base. In: *Proc. 7th South African National Hydrology Symp. on Hydrology and Water Resources in Southern Africa* (Grahamstown, September 1995).
- Andrews, A. J., de Henaut, P. & Bullock, A. (1995) Southern Africa FRIEND spatial data base. In: *Proc. 7th South African National Hydrology Symposium on Hydrology and Water Resources in Southern Africa* (Grahamstown, September 1995).
- Bullock, A. (1988) Dambos and discharge in central Zimbabwe. Unpubl. PhD Thesis, University of Southampton, UK.
- Bullock, A. & Gustard, A. (1989) Towards a regional water resource study of arid and semiarid Africa. In: *Proc. Sahel Forum on « The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semiarid areas of Africa »* (Ouagadougou, Burkina Faso, February 1989), 117-125.
- Bullock, A., Chirwa, A. B., Matondo, J. I. & Mazvimavi, D. (1990) Analysis of flow regimes in Malawi, Tanzania and Zimbabwe – a feasibility study for Africa FRIEND. Interim report, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Drayton, R. S., Kidd, C. H. R., Mandeville, A. N. & Miller, J. B. (1980) A regional analysis of river floods and low flows in Malawi. *Institute of Hydrology Report no. 72, Wallingford, UK.*
- Gustard, A., Roald, L. A., Demuth, S., Lumadjeng, H. S. & Gross, R. (1989) *Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND)* (2 vols). Institute of Hydrology in cooperation with the FRIEND Steering Committee and UNESCO.
- Gustard, A. (ed.) (1993) *Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND)* (3 Volumes). Institute of Hydrology in cooperation with the FRIEND Steering Committee and UNESCO.
- Hughes, D. A. (1995) The rainfall-runoff modelling programme of the FRIEND project – initial results. In: *Proc. 7th South African National Hydrology Symposium on Hydrology and Water Resources in Southern Africa* (Grahamstown, September 1995).

- Mkhandi, S. H. (1995) Choosing a distribution for flood frequency analysis. In: *Proc. 7th South African National Hydrology Symposium on Hydrology and Water Resources in Southern Africa* (Grahamstown, September 1995).
- Roald, L., Nordseth, K. & Hassel, K. A. (eds) (1989) *FRIENDs in Hydrology* (Proc. First Int. FRIEND Symp., Bolkesjo, Norway, April 1989). IAHS Publ. no. 187.
- Seuna, P., Gustard, A., Arnell, N. W. & Cole, G. A. (eds) (1993) *FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data* (Proc. Second FRIEND Conf., Braunschweig, Germany, October 1993). IAHS Publ. no. 221.

Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents

M. MOLINIER

Orstom, BP 1857, Yaoundé, Cameroun

J.-L. GUYOT

Orstom, CP 09747, 700001-970 Brasília DF, Brésil

EURIDES DE OLIVEIRA & VALDEMAR GUIMARÃES

CGRH/DNAEE, SGAN 603, 70830-030 Brasília DF, Brésil

Résumé Le bassin amazonien s'étend sur plus de 6 millions de km² et apporte 209 000 m³ s⁻¹ en moyenne par an à l'océan Atlantique. La distribution des débits spécifiques sur l'ensemble du bassin montre de fortes tendances régionales, avec des valeurs plus faibles pour les affluents méridionaux de l'Amazonie (Xingu, Tapajós, Madeira, Purus, Juruá) qui présentent un régime tropical austral, mais beaucoup plus fortes pour les affluents septentrionaux de la zone équatoriale (Içá, Japurá, Uaupés, Negro) dont le régime est du type équatorial de transition, voire tropicale boréal pour le Rio Negro, par exemple. Cette variabilité régionale est évidemment très fortement corrélée à la pluviométrie. Le cours principal (Solimões/Amazonie) est caractérisé par un régime équatorial altéré par les différents apports latéraux, avec un maximum hydrologique en mai vers l'amont et en juin à l'aval et une variabilité saisonnière assez peu marquée. Sur les 20 années de la période d'étude (\approx 1970-1990), la variabilité interannuelle du module est également très faible sur le cours principal de l'Amazonie ainsi que sur ses affluents de la zone équatoriale. Cette variabilité est plus importante sur les bassins pour lesquels le débit spécifique, donc la pluviométrie, est inférieur, cas du Rio Branco et des affluents méridionaux de l'Amazonie.

The hydrological regimes of the Amazon river and its tributaries.

Abstract The Amazon drainage basin extends over more than 6×10^6 km² and discharges a mean annual flow of 209 000 m³ s⁻¹ into the Atlantic Ocean. The specific discharge distribution over the whole drainage basin shows a strong regional tendency, with low values for the southern tributaries (Xingu, Tapajós, Madeira, Purus, Juruá), which present an austral tropical regime, but higher values for the northern tributaries of the equatorial area (Içá, Japurá, Uaupés-Negro) which present an equatorial transition regime or a boreal tropical regime, like the Rio Negro river for example. This regional variability is obviously correlated to the rainfall. The Solimões-Amazonas river is characterized by an equatorial regime altered by the yields of the different tributaries, with a hydrological maximum in May upstream and in June downstream and a seasonal variability which is very low. During the 20 year study period (\approx 1970-1990), the inter-annual variability of the mean discharge

was very low along both the Solimões-Amazonas river and its equatorial tributaries. This variability is higher in the drainage basins where the specific discharge and, of course, the rainfall are lower, for instance in the case of the Rio Branco river and of the southern tributaries.

INTRODUCTION

Les premières estimations du débit de l'Amazone datent du siècle dernier (Spix & Marius, 1831; Reclus, 1877; Siemens, 1896; Katzer, 1898). Elles s'appuyaient sur des mesures ponctuelles, basées sur l'estimation de la vitesse moyenne du courant et de la forme de la section du fleuve. La première étude sur les régimes de l'Amazone est due à Pardé (1936) qui, en se basant sur les observations faites par Le Coite (1935) à partir de hauteurs d'eau du Service de la Navigation brésilien et non sur les mesures de débit qui n'existaient pas et à partir du calcul d'un bilan hydrique rudimentaire, donne un aperçu de la variabilité temporelle du régime de l'Amazone. Il faut attendre 1964 pour que soient réalisés, à la station de référence de Óbidos par l'US Geological Survey (Oltman *et al.*, 1964), des jaugeages précis qui permettent, enfin, d'avoir une idée correcte des débits de ce fleuve. Le réseau hydrométrique du Departamento Nacional de Aguas e Energia Elétrica (DNAEE) est entrée en opération dans les années 1970 avec les premières mesures régulières de débit sur plusieurs centaines de stations. Jusqu'à ces toutes dernières années, il n'y a donc pas eu d'étude sérieuse du régime hydrologique de l'Amazone. Ceci peut expliquer que certaines publications récentes sur la modélisation de l'hydrologie de l'Amazone aient utilisé des séries chronologiques peu fiables.

Un accord de coopération signé entre l'Orstom et deux organismes brésiliens (le Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) et le DNAEE) a été à l'origine du programme HiBAm (Hidrologia da Bacia Amazônica) dont l'objectif principal est l'étude de la biogéohydrodynamique de cet immense bassin. Un des objectifs secondaires de ce programme est d'effectuer une étude assez complète de l'hydrologie du bassin amazonien, en focalisant les recherches sur la réalisation de jaugeages précis par exploration complète du champ des vitesses dans la section de quelques stations clés, l'établissement de courbes de tarage tenant compte du gradient limnimétrique, la critique et l'homogénéisation des données hydroclimatiques du DNAEE permettant le calcul de bilans hydriques précis par sous-bassins et la télétransmission satellitaire de données hydrologiques. Les résultats obtenus à ce jour sont particulièrement importants et ont permis de mieux connaître l'Amazone et ses affluents en fournissant des données et estimations fiables sur le volume et les fluctuations de leurs apports. On a pu ainsi déterminer de manière précise les contributions respectives du Solimões et du Rio Negro, formateurs de l'Amazone au Brésil, évaluer les apports totaux de ce bassin à l'océan Atlantique, mettre au point un modèle de prévision de la crue à Manaus, plus grande ville d'Amazonie, et effectuer une première régionalisation des débits des différents cours d'eau de ce bassin.

Une des ambitions de ce travail est donc de décrire précisément, sur les traces de Maurice Pardé, le régime hydrologique de l'Amazone, en utilisant les mêmes descripteurs que Jean Rodier en Afrique.

LE BASSIN AMAZONIEN

Le bassin de l'Amazonie, le plus important des fleuves de la planète en terme de surface drainée et de débit, couvre 6 112 000 km² (près de 5% des terres émergées) et apporte à l'Atlantique un volume d'eau qui représente environ 15% des apports d'eau douce aux océans.

Ce bassin, situé entre 5°N et 20°S, s'étend sur sept pays: le Brésil (63%), le Pérou (16%), la Bolivie (12%), la Colombie (5,6%), l'Equateur (2,3%), le Venezuela (0,6%) et la Guyana (0,2%). Il est limité au nord par les reliefs du bouclier guyanais, à l'ouest par la chaîne des Andes, au sud par le plateau du bouclier brésilien et à l'est par l'océan Atlantique. Entre les Andes et les boucliers anciens, les limites du bassin ne sont pas très marquées et des phénomènes de diffluence sont observés: au nord avec l'Orénoque et au sud vers le Rio de la Plata.

Le bassin amazonien est divisé en trois grandes unités morpho-structurales (Fig. 1) héritées de l'histoire géologique du bassin: les boucliers, la chaîne des Andes et la plaine amazonienne, qui occupent respectivement 44%, 11% et 45% de la superficie totale du bassin versant. Les principaux formateurs de l'Amazonie présentent des caractéristiques hydrographiques liées à ces trois grandes unités. Les deux fleuves d'origine andine (Rio Marañón/Solimões et Rio Madeira) signent leurs apports à l'Amazonie par des eaux chargées en matières dissoutes et particulaires (Gibbs, 1967).

Dans la région de Manaus, la convergence des apports des rios Solimões, Negro et Madeira entraîne une nette augmentation des surfaces drainées et donc des débits. Cette concentration des apports, associée à une très faible pente hydraulique, va générer des perturbations dans l'écoulement de ces fleuves, aggravant la non-univocité des courbes de tarage dans cette région (Meade *et al.*, 1991).

Le bassin amazonien est soumis à un régime des précipitations essentiellement d'origine Atlantique (Salati *et al.*, 1978) et reçoit en moyenne 2460 mm an⁻¹ (Molinier *et al.*, 1991). Dans la partie brésilienne du bassin, la distribution saisonnière des précipitations montre des différences sensibles entre le nord et le sud (Fig. 2). Au nord de l'équateur (bassin du Rio Negro), le maximum pluviométrique est observé de mai à juillet alors qu'il se manifeste de décembre à mars dans le sud du bassin. Dans les bassins andins de Bolivie, l'effet du relief est très marqué avec des valeurs extrêmes de 6000 mm an⁻¹ au pied des Andes et de 300 mm an⁻¹ dans certaines vallées abritées (Roche *et al.*, 1992).

Les apports combinés des tributaires méridionaux et septentrionaux, aux régimes différents, associés à l'effet régulateur des zones d'inondation (les varzeas), génèrent, à l'aval de Manaus, un hydrogramme de l'Amazonie à crue unique et étalée d'avril à juillet.

Après les études de Le Cointe et Pardé (déjà cités), Oltman *et al.* (1968) puis Rodier & Roche (1978) ont donné une très bonne approximation de la crue de l'Amazonie. Jean Rodier est, d'ailleurs, le premier qui a pris en compte, avec une assez bonne précision, les débordements en très hautes eaux à Óbidos. Grâce aux récents jaugeages du DNAEE à cette même station et aux stations hydrométriques situées plus en amont (Guimarães *et al.*, 1993; 1994), on peut estimer que les crues record de 1953 et 1989 de l'Amazonie ont apporté à l'océan Atlantique des débits instantanés de 360 000 à 380 000 m³ s⁻¹.

Le calcul du débit de l'Amazonie et celui de ses principaux tributaires est compliqué par les fortes vitesses observées mais aussi par la très faible pente des cours d'eau qui

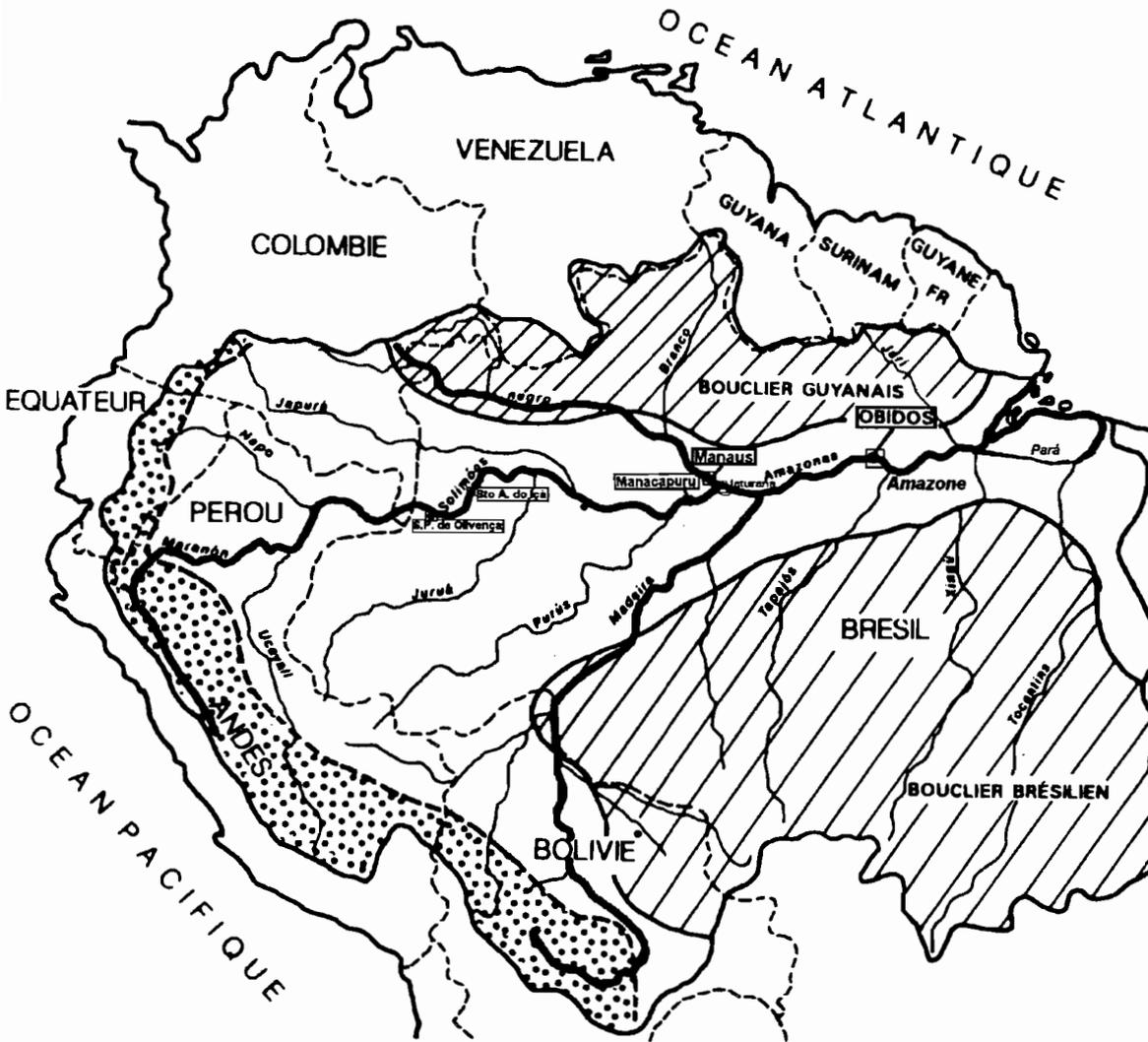


Fig. 1 Le bassin amazonien.

ne dépasse pas 2 cm km^{-1} dans leur partie aval. Il ne s'agit pas seulement d'un écoulement classique de l'amont vers l'aval, mais aussi et surtout d'une poussée des eaux situées en aval par l'onde de crue des fleuves d'origine andine. De ce fait, les relations hauteurs-débits sont rarement univoques et présentent des courbes en forme de lasso (Jacon & Cudo, 1987). Pour cette raison, les apports de certains tributaires importants, comme le Rio Negro, étaient, jusqu'à maintenant, mal connus.

CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES

Le « Rio Amazonas » se forme au Pérou par la rencontre des rivières andines Ucayali et Marañón et, un peu plus en aval, du Napo qui vient de l'Equateur. En entrant au

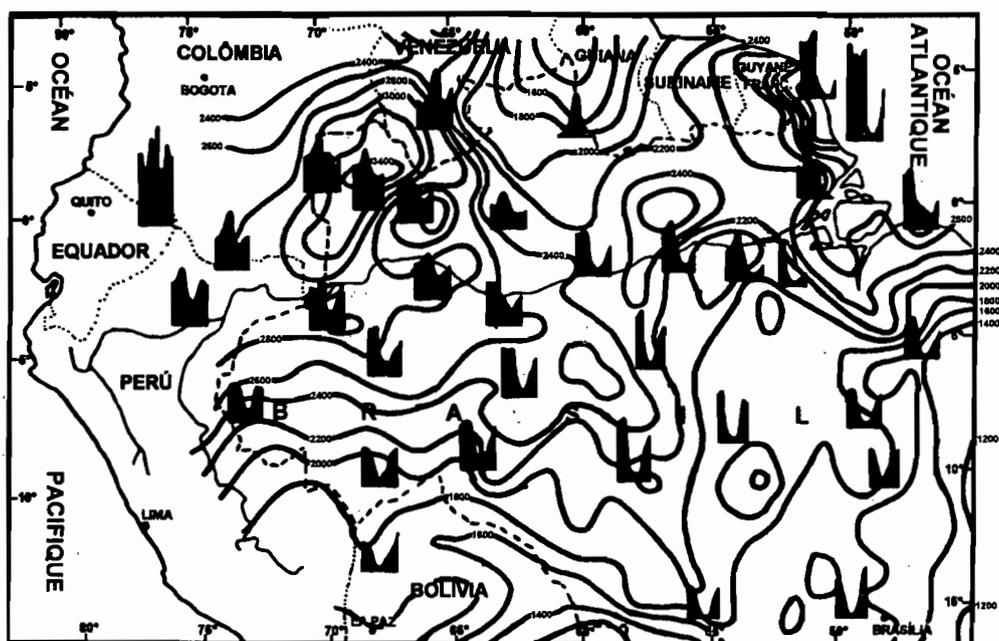


Fig. 2 Distribution de la pluviométrie (d'après Salati, 1978); isohyètes moyennes annuelles (d'après Hiez *et al.*, 1992).

Brésil ce fleuve change de nom pour prendre celui de Solimões. Il ne retrouvera ce nom d'Amazone qu'après avoir reçu, au Brésil, les eaux du Rio Negro. A la frontière entre le Pérou et le Brésil, à Tabatinga, il lui reste encore près de 3000 km à parcourir et son débit est déjà de $46\ 000\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$, c'est-à-dire l'équivalent de celui du Congo (deuxième fleuve du monde) à son embouchure. Cependant, malgré cette distance, la dénivelée totale, avant de rencontrer les eaux de l'Atlantique, n'est que de 60 m, ce qui explique la particularité de la propagation de l'onde de crue, comme indiqué précédemment. Sur cette distance, son volume va être multiplié par 4,5 pour déverser, en moyenne, près de 6600 milliards de m^3 par an à l'océan Atlantique, soit $209\ 000\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$.

Cette grande quantité d'eau est le résultat de plusieurs facteurs. Les principaux sont, bien sûr, l'alimentation très diversifiée de ce bassin situé à cheval sur l'équateur, dans une des zones les plus pluvieuses du monde, et l'immense superficie de son bassin hydrographique.

Tout au long du parcours brésilien les apports se répartissent à peu près à égalité entre les affluents de rive gauche et de rive droite (respectivement 46% et 54%). Le régime saisonnier évolue au fur et à mesure de son cours en fonction de ces apports. On peut distinguer, tout d'abord, deux grandes catégories d'apports correspondant à l'origine rive gauche ou rive droite des affluents. Les apports de rive gauche proviennent d'une région, en moyenne, plus pluvieuse avec un maximum de pluviométrie centrée sur les mois de mai à juillet, ce qui explique que le débit spécifique moyen de ces affluents soit en général plus élevé. En revanche, les affluents de rive droite originaires du sud du bassin, moins arrosés et où les mois de plus forte pluviosité sont les mois de janvier à mars, ont une hydraulicité plus faible. Les affluents de rive gauche descendant du

bouclier guyanais, au nord est du bassin, ont un débit spécifique comparable aux affluents de rive droite. Ceci est du, principalement, à une pluviométrie inférieure, surtout sur les bassins du Rio Branco (moyenne pluviométrique de 1650 mm) et du Rio Trombetas (moyenne pluviométrique de 1800 mm). Les bassins de rive gauche situés au nord ouest bénéficient d'une pluviométrie moyenne annuelle beaucoup plus forte pouvant dépasser 3000 mm (amont du Rio Negro).

Le maximum mensuel moyen des affluents de rive droite a toujours lieu avant le mois de juin, alors que celui des affluents de rive gauche se situe invariablement après ce mois de juin. Pour le Solimões-Amazone le mois le plus abondant est, en général, ce mois de juin.

VARIABILITE REGIONALE

Pour mieux appréhender la variabilité régionale des écoulements, 109 bassins hydrographiques de l'Amazonie brésilienne (Molinier *et al.*, 1991, Guyot *et al.*, 1993) et bolivienne (Roche *et al.*, 1992) ont été retenus. Leurs superficies varient de 1000 km² à 6 112 000 km² et la pluviométrie moyenne annuelle de 1400 mm à 3400 mm.

L'étude de la variation des débits en fonction de la superficie du bassin drainé (Fig. 3) semble indiquer qu'il existe une très nette tendance régionale. Cette tendance est accentuée lorsque l'on prend en compte les débits spécifiques ou les coefficients d'écoulements (Fig. 4). Il est possible ainsi de distinguer, tout au moins pour la partie brésilienne, cinq régions différentes du bassin amazonien (Fig. 5):

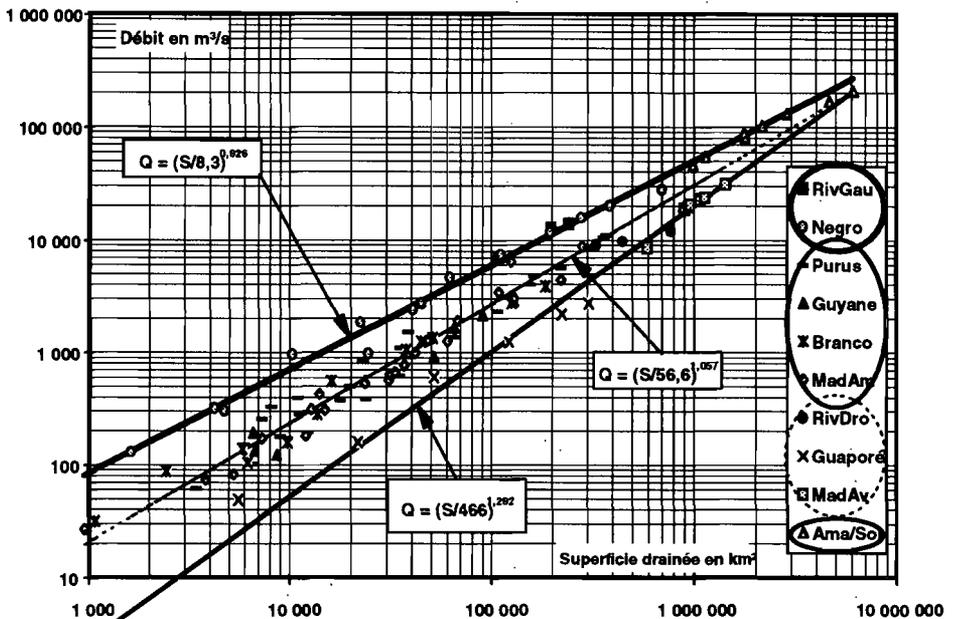


Fig. 3 Débit moyen annuel vs superficie (Amazonie et tributaires).

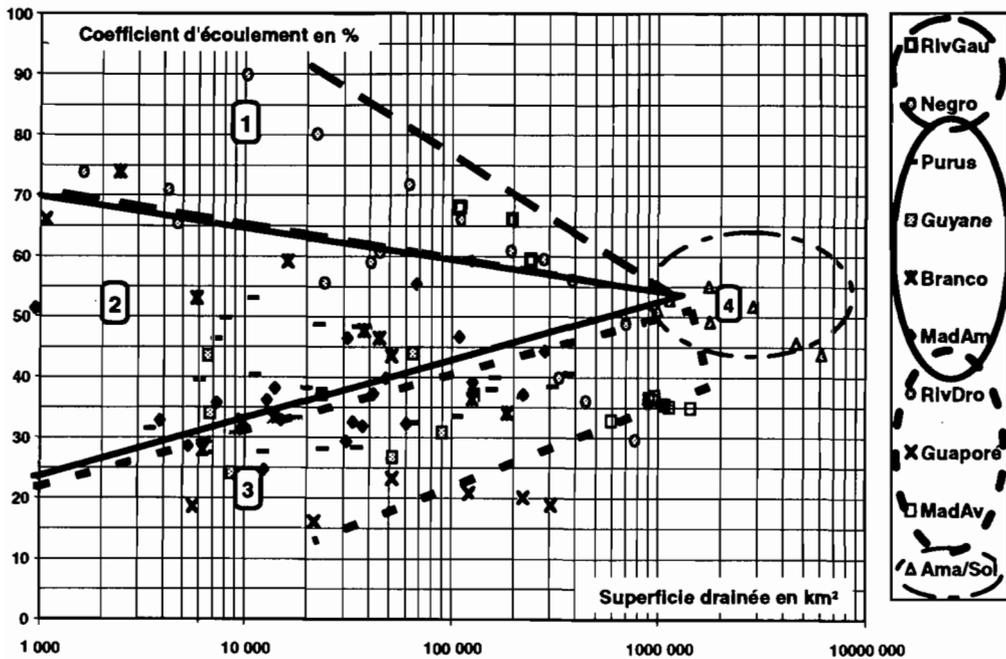


Fig. 4 Coefficient d'écoulement vs superficie drainée.

Coefficient d'écoulement vs superficie drainée.

- le Rio Negro et les affluents rive gauche du Solimões en amont de Manaus, où les débits spécifiques varient entre 50 et 90 $l s^{-1} km^{-2}$ [Zone 1];
- les affluents issus du bouclier guyanais, comme le Rio Branco, le Trombetas, le Jari, etc., pour lesquels les débits spécifiques sont compris entre 15 et 40 $l s^{-1} km^{-2}$ [Zone 2N];
- dans la même gamme de débits spécifiques, on retrouve les affluents rive droite du Solimões en amont de Manaus (Purus, Juruá) et la partie amont du bassin du Madeira, y compris les tributaires boliviens [Zone 2S];
- la partie aval du Madeira et les autres affluents rive droite en aval de Manaus dont les débits spécifiques sont compris entre 5 et 25 $l s^{-1} km^{-2}$ [Zone 3];
- enfin le Solimões/Amazonie, à partir de son entrée au Brésil (São Paulo de Olivença), qui est la résultante de toutes ces composantes régionales et dont les débits spécifiques vont de 34 $l s^{-1} km^{-2}$ (embouchure) à 50 $l s^{-1} km^{-2}$ [Zone 4].

En réalité, si l'on observe la distribution pluviométrique (Fig. 2) et la répartition des coefficients de ruissellement ou des débits spécifiques en fonction de la pluviométrie moyenne du bassin, on s'aperçoit que ces tendances régionales sont fortement liées à cette pluviométrie moyenne. On obtient ainsi une très bonne corrélation entre les écarts [$Q_{obs} - Q_{calc}$] des débits observés [Q_{obs}] et des débits calculés [$Q_{calc} = (S/56,6)^{1,057}$ de la Fig. 3] et la pluviométrie (Fig. 6). La combinaison des deux relations obtenues permet de déterminer une relation unique entre les débits moyens annuels (Q en $m^3 s^{-1}$), la pluviométrie annuelle moyenne (P en mm) et la superficie drainée par chacun des bassins hydrographiques (S en km^2) pour tout le bassin amazonien (Fig. 7) dont l'équation est:

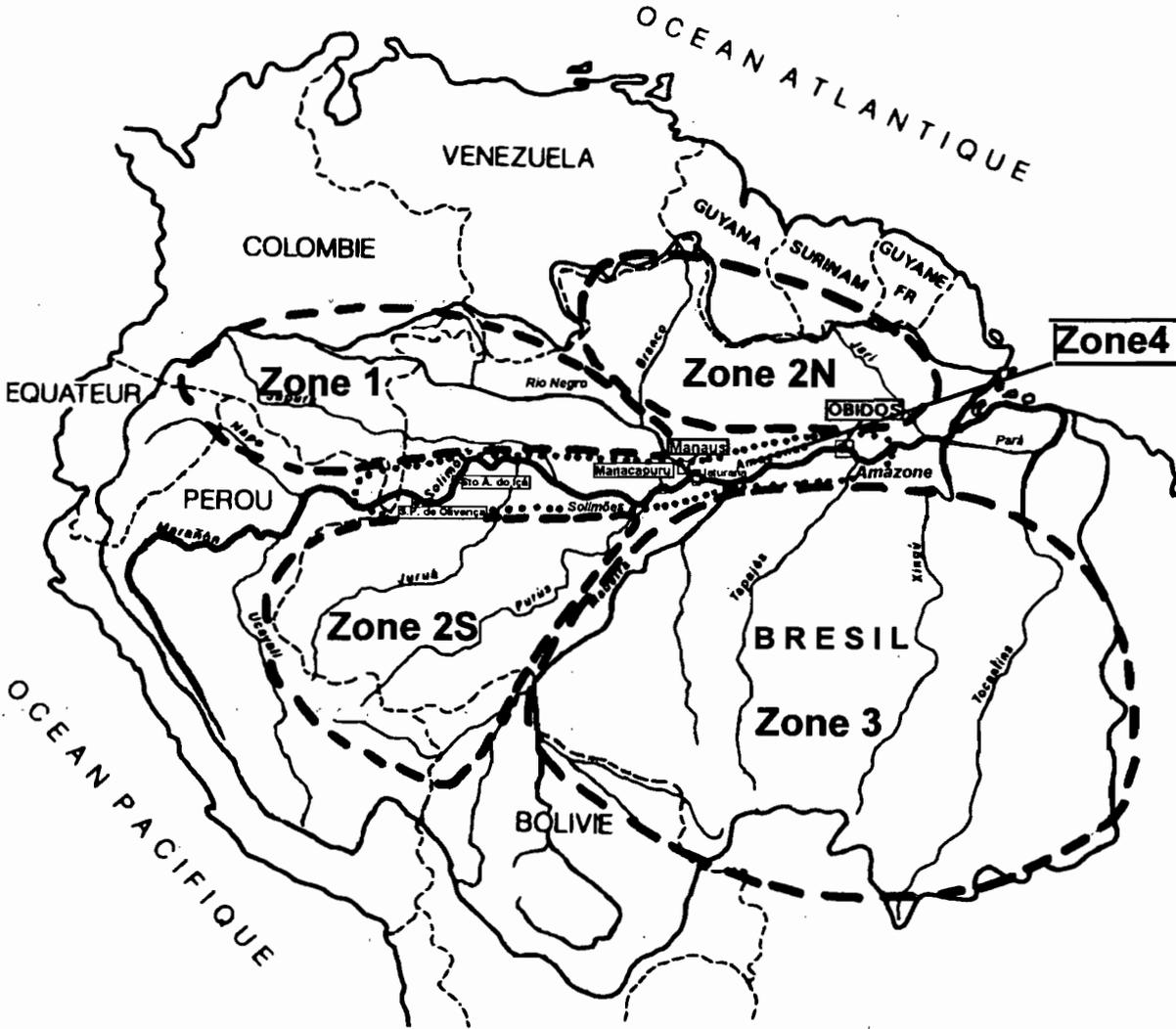


Fig. 5 Les cinq régions différentes du bassin amazonien.

$$Q = \left[\frac{S}{236} \right] \times e^{1178P}$$

Quelques bassins s'écartent sensiblement de cette courbe moyenne. En particulier le bassin du Guaporé/Itenez dont la partie amont est constituée de zones inondées qui ne contribuent pas ou très peu à l'écoulement et où l'on observe, en outre, des défluences vers le bassin du Paraguay.

L'écart quadratique moyen des débits observés à la courbe moyenne (Fig. 3) qui était de 7770, n'est plus que de 1100 après correction des valeurs observées par la pluviométrie annuelle moyenne (Fig. 7), soit une réduction de 86%.

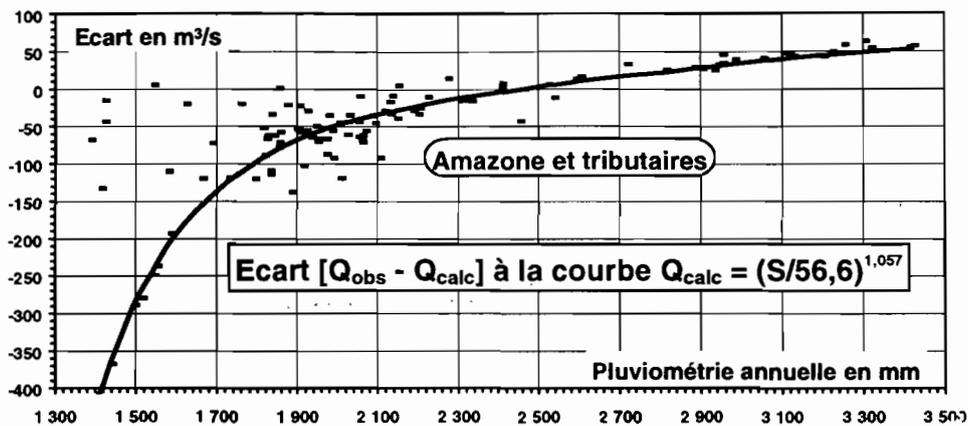


Fig. 6 Pluviométrie annuelle vs $[Q_{obs} - Q_{calc}]$.

VARIABILITE SAISONNIERE

La variabilité saisonnière étant liée aux régimes climatiques, donc à la pluviométrie, il n'est pas surprenant que l'analyse régionale de celle-ci mette de nouveau en évidence les différentes zones précédemment déterminées (Fig. 5).

En suivant la classification établie par Jean Rodier (Rodier, 1964), on distingue quatre types de régime (Fig. 8):

- Le régime tropical austral, à un seul maximum qui survient au cours du premier semestre de l'année calendaire. Ce régime est représenté par les rivières originaires de l'hémisphère sud comme le Purus, le Madeira et ses affluents, le Xingu, le Tapajos, ...

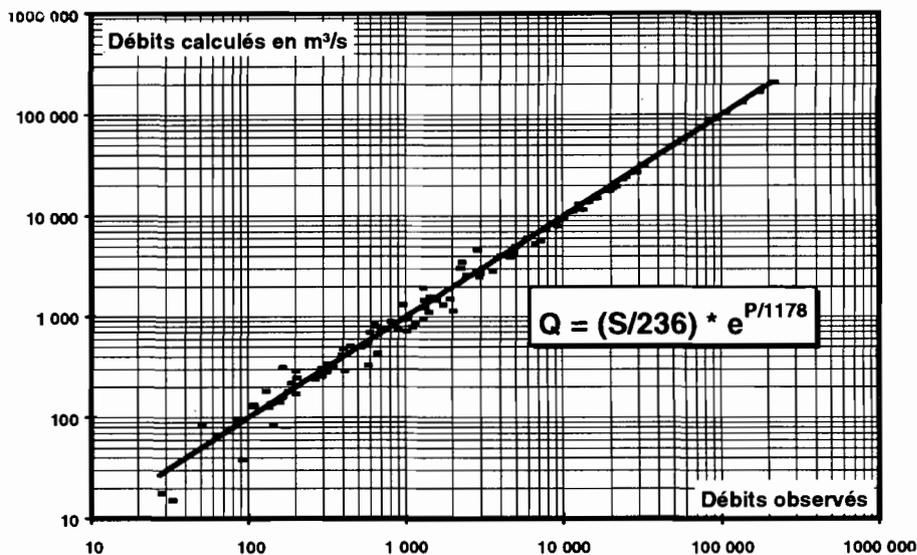


Fig. 7 Débits calculés vs débits observés (Amazonie et tributaires).

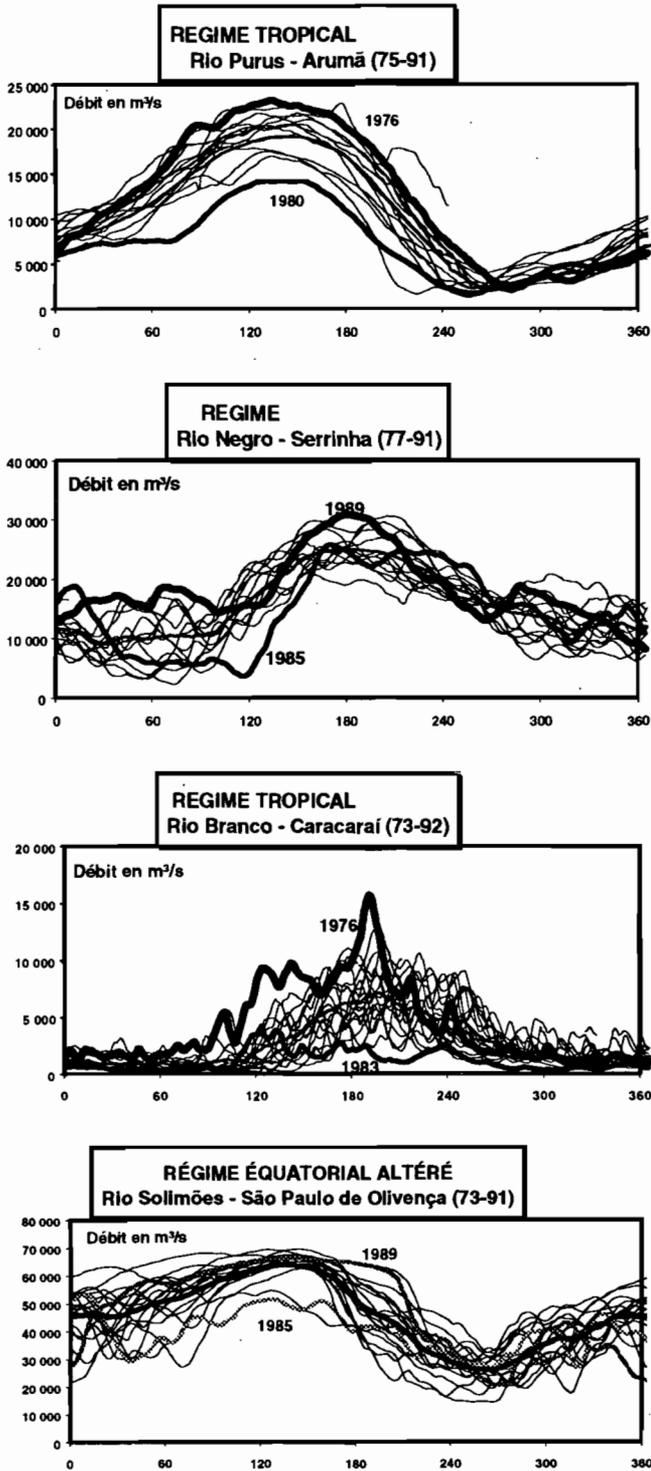


Fig. 8 Bassin amazonien: variabilité saisonnière.

- Le régime tropical boréal (Rio Branco en particulier) dont le maximum est bien marqué et survient au cours du deuxième semestre.
- Le régime équatorial représenté par le Rio Negro, mais aussi les rivières Içá et Japurá, pour lequel le maximum est moins accentué (on peut même parfois observer deux maxima) et survient en milieu d'année.
- Le régime équatorial altéré représenté par le Solimões et l'Amazonie qui est sous l'influence des trois régimes cités précédemment.

Pour tous ces cours d'eau le rapport RQm des débits mensuels extrêmes est directement proportionnel au RQj (rapport des débits journaliers extrêmes) et à $FQ3$ (Fig. 9 – pourcentage du volume écoulé pendant les 3 mois de plus hautes eaux en fonction du volume total écoulé) et inversement proportionnel aux débits spécifiques (Fig. 10). C'est au sud du bassin amazonien, sur le Beni que l'on rencontre les valeurs les plus fortes de RQm (5-15), ensuite viennent les rivières du nord (Rio Branco). Le Solimões, l'Amazonie ainsi que les affluents originaires de l'Amazonie péruvienne et colombienne (Içá, Japurá) ont des valeurs RQm comprises entre 1,7 et 2,5; valeurs que l'on peut comparer à celle du Congo qui est de 1,92 (Olivry *et al.*, 1989).

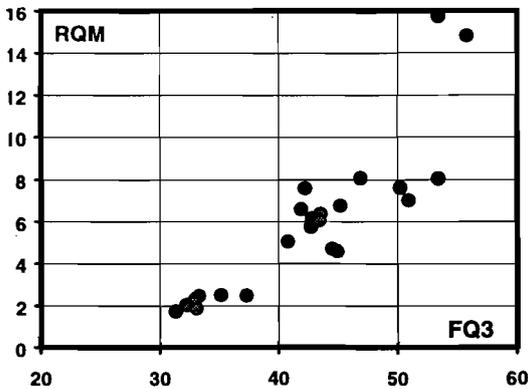


Fig. 9 $FQ3$ vs RQm .

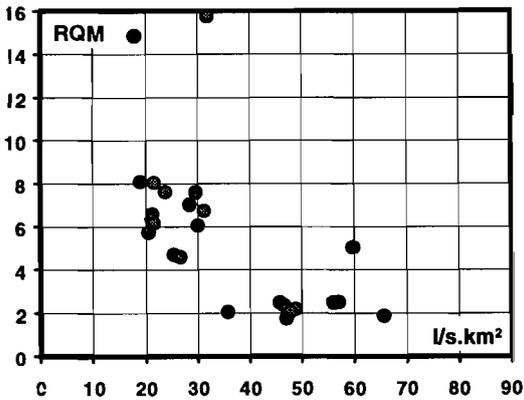


Fig. 10 Débit spécifique vs RQm .

VARIABILITE INTERANNUELLE

Une des caractéristiques principales des régimes de l'Amazonie et de ses affluents est leur remarquable stabilité interannuelle. A l'exception des rivières originaires du bouclier guyanais, dont le Rio Branco est un exemple typique, les rapports RQa (équivalent au $K3$ utilisé par Jean Rodier) des débits annuels extrêmes sont toujours inférieurs à 2 et même à 1,5 dans la plupart des cas. Ces valeurs du $K3$ qui sont indépendantes du nombre d'années d'observation sont, en général, bien inférieures à celles des fleuves tropicaux africains citées par Rodier (1964) et même à celle du Congo qui est de 1,67 (Olivry *et al.*, 1989). Cependant, on retrouve des valeurs très voisines de $K3$ pour les cours d'eau africains de la zone tropicale de transition à équatoriale de transition (Sanaga) ou équatoriale pure (Ogoué et Sangha).

Comme dans le cas de la variabilité saisonnière, les rapports RQm sont liés aux zones géographiques définies précédemment. Les valeurs les plus faibles de RQa (inférieures à 1,35) se rencontrent dans les zones 1 et 4 (RQm compris entre 1,7 et 5). Les bassins correspondant à la zone 3 ont tous des RQa compris entre 1,40 et 2,40 (RQm compris entre 5 et 8 avec deux exceptions à 15). Les rivières de la zone 2N ont toutes des rapports RQa supérieures à 3 (RQm voisin de 8). Enfin les RQa des bassins de la zone 2S sont variables mais généralement compris entre 1 et 2 (RQm entre 4 et 8).

CONCLUSION

Un des principaux résultats du programme HiBAM est donc d'avoir permis de mieux connaître le régime de l'Amazonie et de préciser les contributions de ses différents tributaires. La régionalisation des débits a fait ressortir le rôle prépondérant de la pluviométrie dont la variabilité, tant spatiale que temporelle, semble expliquer les irrégularités régionales et saisonnières des débits. Cependant, on observe une assez remarquable stabilité interannuelle des modules de ces cours d'eau amazoniens ce qui, hormis quelques fleuves de la zone tropicale, n'est pas le cas des cours d'eau africains. Sans préjuger de l'influence de certains autres facteurs, physiques ou climatiques, il apparaît qu'une explication peut être donnée par la différence de pluviosité dans ces deux régions du globe. En effet, si l'on excepte le bassin du Guaporé à la limite du Brésil et de la Bolivie, la pluviométrie moyenne interannuelle des bassins de la région amazonienne est toujours supérieure à 1650 mm; alors que tous les grands bassins africains étudiés par Rodier ont une pluviométrie moyenne inférieure à 1650 mm hormis l'Ogoué à Lambaréné et deux stations de la Sanaga, deux fleuves à régime équatorial. A ces totaux pluviométriques plus faibles est associée une variabilité interannuelle plus forte contrairement à ce qui se passe en Amazonie où les précipitations annuelles sont assez homogènes d'une année sur l'autre.

Mais la pluviométrie à elle seule ne peut expliquer ces différences constatées entre les régimes amazoniens et les régimes africains. Il convient d'étudier non seulement la quantité des apports mais aussi leurs origines et la manière dont ils se combinent pour former le grand fleuve régional. A ce titre, une étude comparative des deux plus puissants fleuves du monde, l'Amazonie et le Congo, s'avère indispensable pour mieux analyser et comprendre les spécificités de chacun d'eux et de leurs formateurs. Pourquoi, par exemple, observe-t-on deux maxima sur le Congo dont le bassin est à

cheval sur l'équateur, alors qu'il n'en existe qu'un seul sur le Rio Negro dont le bassin est également situé de part et d'autre de l'équateur. On constate d'ailleurs, que la période des plus basses eaux sur le Congo correspond à la période des plus hautes eaux sur le Rio Negro. Si l'on étend cette comparaison à l'ensemble de l'Amazonie, on s'aperçoit que, à superficies égales (3 475 000 km²), le bassin hydrographique de l'Amazonie reçoit 2710 mm de pluie en moyenne par an et restitue un débit de 148 500 m³ s⁻¹, alors que le Congo qui reçoit 57 % de cette quantité de pluie (1550 mm), ne restitue que 43 000 m³ s⁻¹, soit 3,5 fois moins que l'Amazonie. Le déficit d'écoulement de l'Amazonie, déficit que l'on peut assimiler, sur une longue période, à l'évapotranspiration réelle, est de l'ordre de 1350 mm alors qu'il n'est que de 1160 mm pour le bassin du Congo dont le coefficient d'écoulement (25 %) n'est que la moitié de celui de l'Amazonie.

Un des prolongements prévus de ce programme HiBAm, dès 1996, sera donc l'étude comparative des régimes du Congo et de l'Amazonie et des facteurs qui les conditionnent.

REFERENCES

- Gibbs, R. J. (1967) The geochemistry of the Amazon river system. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **78**, 1203-1232.
- Guimarães, V., Guyot, J. L. & Conceição, S. C. (1993) *Medição de Descarga Líquida no Rio Amazonas em Óbidos* (Jaugeages de l'Amazonie à Obidos). Publ. DNAEE-CGRH, Brasília.
- Guimarães, V., Guyot, J. L. & Conceição, S. C. (1994) *Medição de Descarga Líquida em Grandes Rios: Rio Amazonas em Óbidos. Relatório Técnico da Maior Medição de Descarga Líquida Realizada no Mundo: 279 000 m³ s⁻¹* (Jaugeages des grands fleuves: L'Amazonie à Obidos. Rapport technique du plus gros jaugeage réalisé dans le monde: 279 000 m³ s⁻¹). Publ. DNAEE-CGRH, Brasília.
- Guyot, J. L., Molinier, M., Oliveira, E. de., Cudo, K. J. & Guimarães, V. S. (1993) Balanço hídrico do Rio Negro (Bilan hydrique du Rio Negro). In: *X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (ABRH, Gramada, Novembro de 1993). *Anais* **2**, 535-544.
- Jaccon, G. & Cudo, K. J. (1987) Medições de descarga líquida dos rios Solimões a Amazonas pelo método do barco em movimento (Jaugeages du Solimões et de l'Amazonie par la méthode du moving-boat). In: *IV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 358-369. ABRH, Rio de Janeiro.
- Hiez, G., Cochonneau, G., Séchet, P. & Medeiros Fernandes, U. (1992) Application de la méthode du vecteur régional à l'analyse de la pluviométrie annuelle du bassin amazonien. *Veille Climat. Satellit.* **43**, 39-52.
- Le Cointe, P. (1935) Les crues annuelles de l'Amazonie et les récentes modifications de leur régime. *Ann. Géogr.* **44**, 614-619.
- Molinier, M. & Thébé, B. (1977) *Données hydrologiques en République Populaire du Congo*. Orstom, Brazzaville.
- Molinier, M., Da Silva Maia, A. C. & Dos Santos, D. F. (1991) Balanço hídrico da bacia amazônica: metodologia e primeiros resultados (Bilan hydrique de l'Amazonie: méthodologie et premiers résultats). In: *IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (Rio de Janeiro, Novembro 1991).
- Molinier, M. (1992) *Régionalisation des débits du bassin amazonien. VIII Journées hydrologiques: Régionalisation en hydrologie et application au développement*. Orstom, Montpellier.
- Molinier, M., Cudo, K. J. & Guimarães, V. (1992) Disponibilidade de água na bacia amazônica (Les ressources en eaux superficielles du bassin amazonien). In: *Simpósio Int. de Estudos Ambientais em Florestas Tropicais Úmidas, Forest '92*, (Rio de Janeiro).
- Molion, L. C. B. (1991) Climate variability and its effects on Amazonian hydrology. In: *Water Management of the Amazon Basin* (ed. par B. P. F. Braga & C. Fernandez-Jauregui), 261-274. Publ. UNESCO-Rostlac, Montevideo.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P. & Thiebaut, J. P. (1989) Bilan annuel et variations saisonnières des flux particuliers du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui. *La Houille Blanche* **3/4**, 311-315.
- Oltman, R. E., Sternberg, H. O'R., Ames, F. C. & Davis, L. C. (1964) Amazon river investigations reconnaissance measurements of July 1963. *USGS Circular* **486**.
- Oltman, R. E. (1968) Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon river. *USGS Circular* **552**.
- Pardé, M. (1936) Les variations saisonnières de l'Amazonie. *Ann. Géogr.* **45**, 502-511.
- Pardé, M. (1954) Sur le régime et spécialement sur les variations saisonnières des cours d'eau brésiliens. *La Houille Blanche* **6**, 823-846.

- Roche, M. A., Jauregui, C. F., Rivera, A. A., Mendez, J. P., Rada, E. S. & Vargas, J. L. M. (1992) *Balace Hidrico Superficial da Bolivia* (Bilan hydrique superficiel de la Bolivie). PHICAB, Orstom, Senamhi, Unesco.
- Rodier, J. (1964) Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. *Mém. Orstom* 6. Orstom, Paris.
- Rodier, J. A. & Roche, M. (1978) *World Catalogue of Maximum Observed Floods* (Répertoire mondiale des crues maximales observées). IAHS Publ. no. 143.
- Salati, E., Marques, J. & Molion, L. C. B. (1978) Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. (Origine et distribution des pluies en Amazonie). *Interciencia* 3(4), 200-205.

4 Les processus hydrologiques tropicaux

(Tropical hydrological processes)

Etats de surface et transposition des données hydrologiques

A. CASENAVE & C. VALENTIN

Orstom, BP 11416, Niamey, Niger

Résumé Pour répondre aux demandes des aménageurs, les hydrologues ont longtemps cherché à mettre au point une méthode permettant de déterminer, sans observations ni mesures de débits, les caractéristiques hydrologiques des petits bassins versants. Les auteurs montrent à partir de l'évolution, au cours du temps, des différentes techniques (bassins représentatifs, simulation de pluie) utilisées par les hydrologues et pédologues de l'Orstom pour résoudre ce problème, comment ils en sont arrivés au concept d'état de surface, base actuelle de la transposition des résultats hydrologiques dans toute la zone aride et semi aride d'Afrique.

The concept of soil surface features as a tool for predicting runoff production from ungauged catchments

Abstract Because of the need expressed by planning agencies, over a long period of time hydrologists have attempted to develop a method to predict the hydrological properties of ungauged basins. Several approaches have been used including the monitoring of representative basins. This method was associated later with rainfall simulation. These extensive studies have led the hydrologists and soil scientists of Orstom to arrive at the concept of « soil surface features unit » which has become the basis for predicting runoff in the arid and semiarid zones of Africa.

LES DIFFICULTES DES PREMIERS TRAVAUX

Dans le milieu des années 1950, les hydrologues de l'Orstom, pour répondre aux demandes des aménageurs, ont entrepris une série d'études de Bassins versants Représentatifs et Expérimentaux (BRE), principalement en vue de déterminer les écoulements et les crues de fréquence rare.

Un des principaux objectifs de ces études était de mettre au point des règles simples permettant la transposition des résultats des BRE à des bassins n'ayant fait l'objet d'aucune mesure.

Le but des hydrologues était d'élaborer, à partir de l'analyse d'un échantillon le plus consistant possible, une typologie des bassins versants, fondée sur des paramètres caractéristiques du milieu (paramètres physiques – indices de compacité, de pente ..., grands types de couvert végétal, nature géologique du substratum, grands types de sols), facilement mesurables.

Lors des premières synthèses de ces résultats, que ce soient ceux des crues décennales (Rodier & Auvray, 1965) ou des écoulements (Dubreuil *et al.*, 1975; Rodier, 1976) ils se sont heurtés à un certain nombre de difficultés:

- Bien que plus de 300 BRE aient été étudiés, la transposition à un bassin dont les caractéristiques sortent des valeurs moyennes de l'échantillon n'est possible qu'en introduisant des corrections (Rodier & Ribstein, 1988), ce qui altère la précision des résultats.
- Impossibilité de donner un mode de calcul précis de la crue décennale en zone forestière, les coefficients de ruissellement y variant dans des proportions telles, sans qu'on puisse en déterminer exactement les causes, qu'il n'était même pas possible de classer ces bassins dans des catégories d'aptitude au ruissellement, comme on l'avait fait pour la zone de savane. Il semblait que l'absence de connaissance sur le comportement hydrodynamique des sols forestiers, était à l'origine de cet échec.
- Difficulté à quantifier l'aptitude au ruissellement d'un bassin. Faute de mieux, on avait classé les bassins en cinq catégories, mais plus à partir des résultats observés que de critères objectifs. Cette déficience semblait provenir d'une incapacité à prendre en compte les caractéristiques pédologiques des bassins. La nature des sols n'apparaissait pas, lors de l'analyse statistique des résultats (Dubreuil *et al.*, 1975) comme un facteur discriminant vis à vis du ruissellement, ce qui pouvait paraître, *a priori*, comme surprenant.

Cette difficulté résultait tant de la demande des hydrologues qui refusaient de prendre en compte la complexité des bassins versants, ceux-ci devant être traités statistiquement comme des entités homogènes, que de la réponse des pédologues, sous forme de cartes pédologiques, fondées sur des critères morphogénétiques non représentatifs des caractéristiques hydrodynamiques des sols et sur une vision verticale et réductrice des sols (cartographie s'appuyant sur la définition d'unités de sols homogènes compris dans des limites abruptes et verticales) inadaptées aux besoins des hydrologues. Par là même, les problèmes n'étaient pas posés à la même échelle: d'une part celle du profil, d'autre part celle du bassin versant.

LA SIMULATION DE PLUIE

L'échec partiel de ces méthodes stochastiques a amené les hydrologues à une approche plus déterministe qui est à l'origine des programmes de simulation de pluie.

L'une des difficultés rencontrées par les hydrologues dans les études de ruissellement ou les pédologues dans les études des phénomènes érosifs résulte de la rareté et de l'irrégularité des pluies naturelles, d'où la nécessité de prolonger les études sur plusieurs années, surtout en zone sahéenne, pour obtenir des résultats fiables. Il est apparu qu'un progrès pouvait être réalisé en s'affranchissant des aléas des pluies naturelles par la technique de simulation des pluies.

Un premier appareil, dérivé du simulateur mis au point par Swanson, a été utilisé, de 1975 à 1980, par une équipe multidisciplinaire de l'Orstom, sur des sites échelonnés de la zone tropicale humide à la zone sahéenne (Côte d'Ivoire, Burkina Faso, Niger). Outre des résultats importants sur la modélisation de l'infiltration (Lafforgue, 1977) et les processus érosifs (Collinet, 1984, 1988), le principal apport de cette équipe a été de mettre en évidence l'influence primordiale des états de surface sur l'hydrodynamique en zone sahéenne (Collinet & Lafforgue, 1979; Collinet & Valentin, 1979).

Ce simulateur de pluie présentait toutefois un certain nombre de défauts: la lourdeur et le coût du dispositif et surtout l'impossibilité de faire varier l'intensité de la pluie lors d'une averse et donc de reproduire des pluies naturelles.

Parallèlement à ces travaux, les pédologues mettaient au point un mini simulateur de pluies (Asseline & Valentin, 1978) beaucoup plus léger d'emploi et permettant de modifier l'intensité de la pluie au cours d'une averse.

Ce nouvel appareil est utilisé pour la première fois par les hydrologues dans le cadre d'une étude des crues décennales des bassins forestiers (Casenave *et al.*, 1982). Les tests, sous pluies simulées, des sols de la plupart des bassins forestiers antérieurement étudiés de façon classique, permettent de mettre au point une nouvelle technique de détermination des crues décennales pour ces bassins (Casenave *et al.*, 1982).

A partir de 1980, cette nouvelle technique a été progressivement étendue à toute la zone soudano-sahélienne (Burkina Faso, Niger, Mali, Sénégal, Cameroun, Togo, Fig. 1). Les résultats acquis au cours de 10 années de mesures sous pluies simulées, le long d'un transect climatique allant de la forêt tropicale humide (Casenave *et al.*, 1982) au Sahara (Valentin, 1985), ont permis de mettre en évidence et de hiérarchiser les facteurs intervenant, dans le milieu naturel, sur l'hydrodynamique superficielle (Valentin, 1986), (Fig. 2).

Forêt tropicale ($P > 1600$ mm)

Les différents travaux montrent l'influence prépondérante des organisations internes de la couverture pédologique sur l'infiltration.

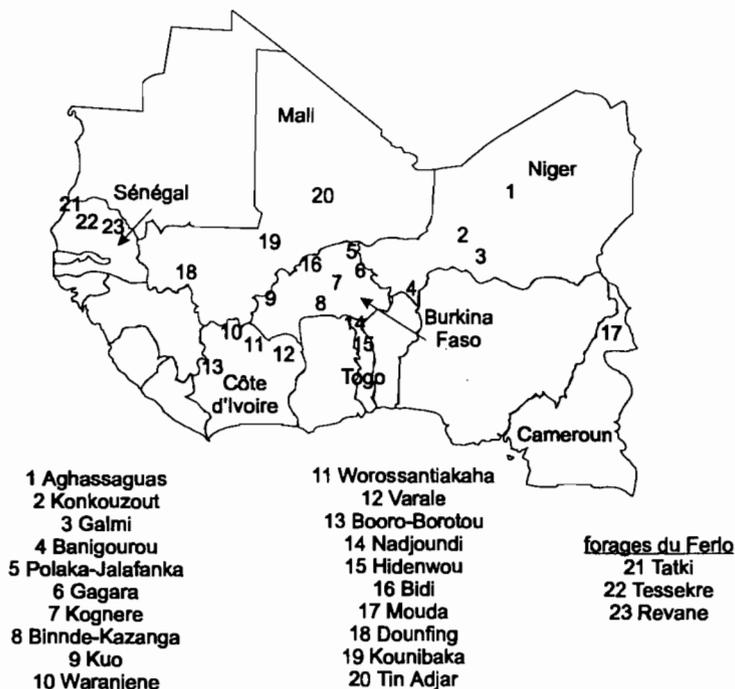


Fig. 1 Carte de situation des sites étudiés.

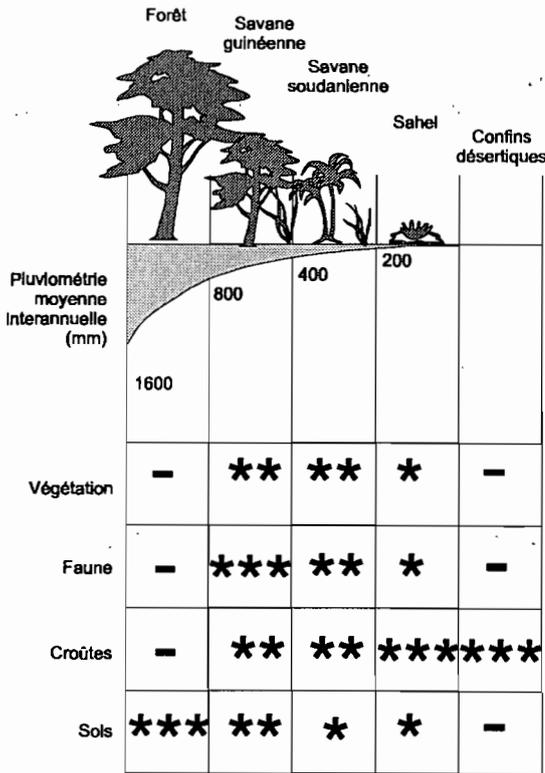


Fig. 2 Hiérarchie des facteurs conditionnels du ruissellement.

Savane humide (800 < P < 1600 mm)

Cette zone est la plus complexe puisque l’infiltration y dépend à la fois des organisations pédologiques internes et des états de surface lesquels sont sujets à des variations saisonnières importantes.

Savane sèche 400 < P < 800 mm)

Dans cette zone il n’existe pas de relation nette entre l’aptitude au ruissellement et les organisations pédologiques internes. En revanche, les états de surface semblent déterminants pour l’hydrodynamique superficielle. Trois variables (pourcentage de couvert végétal, activité faunique et réorganisations de surface) suffisent à expliquer significativement, le coefficient d’infiltration.

Zone sahélienne ss (200 < P < 400 mm)

Ce sont les caractères d’états de surface qui conditionnent l’hydrodynamique. Toutefois, contrairement à la zone précédente, ce sont les organisations pédologiques superficielles

qui ont un rôle prépondérant, le couvert végétal étant moins dense et beaucoup plus fugace.

Zone désertique ($P < 200$ mm)

Ce sont les seules réorganisations superficielles qui conditionnent l'infiltrabilité.

LES ETATS DE SURFACE

Toutes ces études ont confirmé, pour la zone soudano sahélienne, le rôle prépondérant des caractéristiques de surface sur l'infiltrabilité, au premier rang desquelles se classent le couvert végétal, l'activité faunique, le microrelief et le type de croûte.

L'étude des processus et l'analyse des facteurs des réorganisations superficielles, associées à la description des microhorizons ont amené Casenave & Valentin (1989; 1992) à la définition d'une typologie morphogénétique des principales croûtes sahéliennes. De l'identification de ces grands types de croûte, et d'autres critères relatifs à l'activité faunique et au travail du sol, découle une typologie des principales surfaces élémentaires. A chacune correspond un comportement hydrodynamique particulier, caractérisé par un certain nombre de paramètres de l'infiltration et du ruissellement.

A l'échelle directement supérieure, celle du petit bassin versant, la combinaison de ces surfaces élémentaires mène à la définition du concept d'état de surface, base d'une méthode cartographique originale (Valentin, 1986). Les unités définies dans cette méthode répondent à des critères d'homogénéité tant au niveau de leur dynamique évolutive qu'à celui de leur fonctionnement hydrologique.

EXEMPLES D'UTILISATION HYDROLOGIQUE DES CARTES DES ETATS DE SURFACE

Le « modèle simulateur »

A chaque surface élémentaire définie dans la typologie de Casenave & Valentin (1989) correspond une équation permettant de calculer, pour chaque averse, la lame ruisselée en fonction de la pluie utile et de la pluviométrie antérieure (Casenave, 1986).

Pour chacun des états de surface déterminés dans la cartographie d'un bassin versant, on calcule la fonction de production du ruissellement, en combinant les équations donnant la lame ruisselée de chaque surface élémentaire, au *pro rata* du pourcentage de surface occupé par chacune d'elles. De même, la fonction de production du bassin résulte de la somme pondérée des fonctions de production des différents états de surface. La différence d'échelle entre les surfaces élémentaires et des bassins de plusieurs dizaines de km² oblige à passer par une phase de calage entre les lames ruisselées ainsi calculées et un échantillon de lames réellement observées. La Fig. 3 montre un exemple de relation entre lames ruisselées observées et lames calculées par le modèle simulateur sur le bassin versant de savane de la Comba au Congo. La droite de régression entre lames calculées et lames observées est une fonction de calage propre à chaque

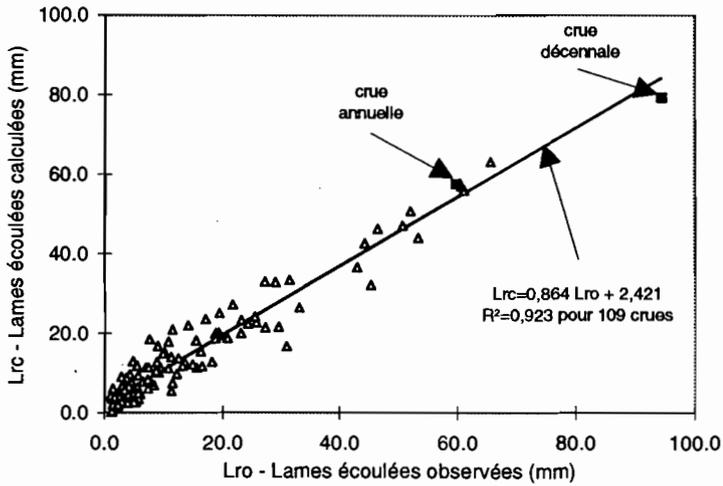


Fig. 3 Fonction de calage: bassin de la Comba.

bassin. Les études actuelles visent à expliciter les facteurs physiographiques des bassins qui déterminent ces différentes fonctions de calage. Ce « modèle simulateur » a été utilisé pour calculer certaines caractéristiques hydrologiques de petits bassins versants.

Prédétermination des crues de récurrence décennale

Pour répondre au problème de dimensionnement et de coût d'amortissement de petits ouvrages hydrauliques, les hydrologues de l'Orstom ont été amenés à définir, par analogie avec la législation française, une crue « décennale ». L'absence de chroniques de débits sur les petits bassins versants interdisant un calcul direct par ajustement d'une loi théorique aux valeurs observées, ils ont défini la crue « décennale » comme étant la crue provoquée par une lame précipitée sur le bassin, de récurrence décennale; toutes les autres conditions étant moyennes (Rodier & Ribstein, 1986).

Le calcul de la lame ruisselée correspondant à la crue décennale peut se faire soit:

- directement en appliquant le modèle simulateur à une pluie décennale tombant dans des conditions d'humectation des sols moyennes; ou
- indirectement en générant à partir d'une série pluviométrique de longue durée une série de lames ruisselées à laquelle on ajuste une loi statistique.

Pour estimer la validité de la méthode on a calculé la lame ruisselée décennale sur des petits bassins versants étudiés antérieurement de façon classique. Les résultats sont présentés dans le Tableau 1.

Extrapolation des cartes d'états de surface

Les bassins versants de la mare d'Oursi, situés au nord du Burkina Faso, ont fait l'objet d'observations hydropluviométriques classiques pendant six années (Chevallier *et al.*, 1985).

Tableau 1 Calcul des lames ruisselées décennales (étude classique et modèle simulateur).

Bassins	Lame ruisselée décennale étude classique du bassin (mm)	Lame ruisselée décennale modèle simulateur (mm)
Jalafanka (Burkina Faso)	42,1	45,4
Polaka (Burkina Faso)	22,2	20,8
Binnde (Burkina Faso)	32,1	33,1
Kazanga (Burkina Faso)	33,2	28,4
Kuo (Burkina Faso)	28,0	26,6
Korhogo (Côte d'Ivoire)	29,0	30,1
Varale 1 (Côte d'Ivoire)	17,9	17,6
Varale 2 (Côte d'Ivoire)	19,3	20,5
Comba (Congo)	98,8	95,7
Kountkouzout (Niger)	24,0	28,2
Banigorou (Niger)	5,5	3,9

A partir de la cartographie des états de surface du bassin de Polaka (9,14 km²) (Valentin, 1981), une extension géographique à l'ensemble du bassin de la mare d'Oursi (263 km²) a été faite à partir d'une image Landsat (Lointier & Lortic, 1984). Cette cartographie étendue ainsi que les fonctions de production du ruissellement déterminées sous pluies simulées ont été introduites dans le modèle à discrétisation spatiale de Girard *et al.* (1981). Le modèle a été testé pour le calcul de la limnimétrie de la mare d'Oursi en 1978, 1979 et 1980. On peut constater sur la Fig. 4 la remarquable adéquation du modèle.

Transposition de la cartographie des états de surface

La carte des états de surface de la mare d'Oursi a été transposée aux deux bassins versants de Gagara, situés à une cinquantaine de kilomètres à l'est de ceux d'Oursi (Albergel, 1987). En introduisant ces états de surface et les fonctions de production associées dans le même modèle à discrétisation spatiale, Albergel (1987) a reconstitué, en utilisant les précipitations réellement observées à Gagara, les volumes annuels écoulés en 1985. Le Tableau 2 permet de comparer les volumes calculés et observés.

CONCLUSION

Un modèle de reconstitution des lames ruisselées, fondé sur la cartographie des états de surface et sur la détermination, sous pluies simulées, des fonctions de production du ruissellement a été mis au point. On a montré que cette cartographie des états de surface était extrapolable à des surfaces plus grandes et transposables à d'autres bassins par télédétection et pouvait être couplée à une modélisation à petit pas de temps permettant

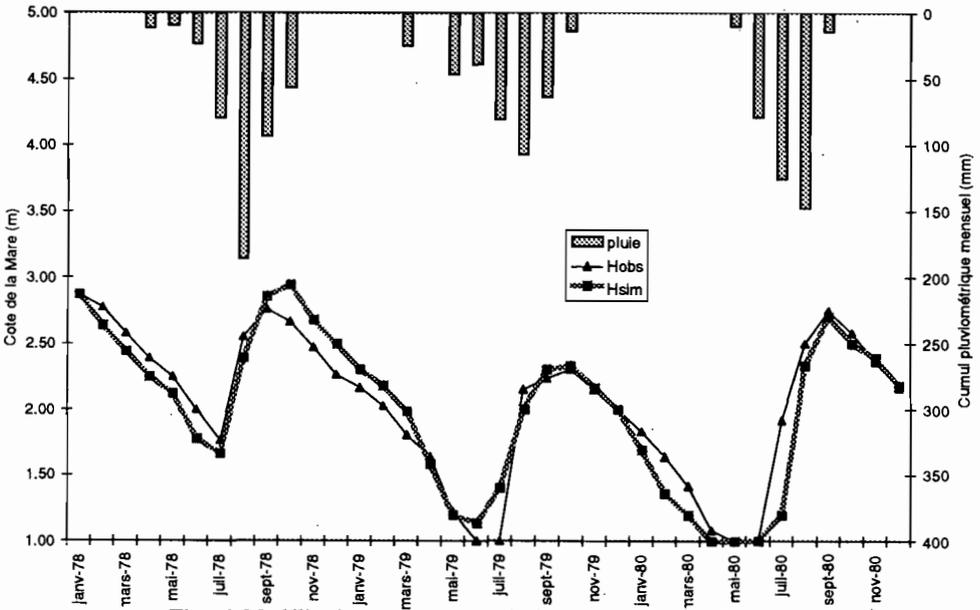


Fig. 4 Modélisation des niveaux de la Mare d'Oursi (Burkina Faso) — d'après Chevallier *et al.* (1985).

ainsi une simulation des écoulements, la prédétermination des crues de fréquence rare et la transposition des résultats à un bassin non observé.

Même si, comme l'a écrit J. A. Rodier, la cartographie des états de surface « représente un progrès par rapport aux pratiques antérieures qui consistaient à classer, à vue d'oeil, un bassin en catégorie imperméable, relativement imperméable ou perméable, avec des coefficients de ruissellement pouvant parfois varier de plus de 100% à l'intérieur d'une seule catégorie », tous les problèmes ne sont pas pour autant résolus. De nouveaux progrès sont à espérer par une meilleure utilisation de la cartographie des états de surface dans les modèles mathématiques de reconstitution du ruissellement et une meilleure prise en compte du relief et des fonctions de transfert du ruissellement.

Nous avons noté, au début de cet article, les difficultés de compréhension qui ont existé, pendant de nombreuses années, entre pédologues et hydrologues du fait de leurs approches différentes. Depuis cette époque, les progrès réalisés de part et d'autre, ont donné plus de cohérence aux deux démarches:

- Les pédologues ont peu à peu délaissé l'approche typologique à partir de grands profils caractéristiques pour l'étude en trois dimensions des volumes qui constituent la couverture pédologique. Les analyses détaillées de cette couverture pédologique les ont conduits à considérer l'hydrodynamique tant comme facteur que comme conséquence de l'autodéveloppement des systèmes de transformations pédologiques.

Tableau 2 Volumes écoulés annuels observés et calculés (1985) sur les bassins de Gagara.

Bassin	Volumes écoulés observés (10^3 m^3)	Volumes écoulés calculés (10^3 m^3)
Gagara est	1535	1470
Gagara ouest	1185	1176

- Les hydrologues, enclins naguère à privilégier l'approche statistique des phénomènes de ruissellement, se sont orientés vers une approche plus déterministe. Comprendre les processus physiques pour mieux les prévoir implique tout naturellement la prise en compte des flux d'eau au sein de la couverture pédologique. D'où la mise en oeuvre d'études expérimentales à des échelles inférieures à celle du bassin versant représentatif: parcelles, microbassins.
- De ce fait, pédologues et hydrologues partagent de nos jours les mêmes objectifs, les mêmes méthodes et les mêmes échelles d'analyse.

REFERENCES

- Albergel, J. (1987) Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m^2 au km^2 . Etude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Thèse doct. Univ. Paris VI.
- Asseline, J. & Valentin, C. (1978) Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 15(4), 321-349.
- Casenave, A. (1986) L'apport de la simulation de pluie dans l'analyse des phénomènes de ruissellement et d'infiltration: quelques exemples d'applications hydrologiques. *Ann. CNFGG*, sect. 6 (Hydrologie) 5, 35-48.
- Casenave, A., Guiguen, N. & Simon, J. M. (1982) Etude des crues décennales des petits bassins versants forestiers en Afrique tropicale. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 19(4), 229-252.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1989) Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration. Orstom, Coll. didactiques.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1992) A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.* 130, 231-249.
- Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B. & Bernard, A. (1985) *Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la mare d'Oursi (Burkina Faso). 1976-1981*. Orstom, Coll. Travaux et Documents, no. 190.
- Collinet, J. (1984) Hydrodynamique superficielle et érosion comparée de quelques sols ferrallitiques sur défriches forestières traditionnelles (Côte d'Ivoire). In: *Challenges in African Hydrology and Water Resources* (ed. par D. E. Walling, S. S. D. Foster & P. Wurzel) (Proc. Harare Symp., July 1984), 499-516. IAHS Publ. no. 144.
- Collinet, J. (1988) Comportements hydrodynamiques et érosifs de sols de l'Afrique de l'ouest. Thèse Univ. Louis Pasteur Strasbourg.
- Collinet, J. & Lafforgue, A. (1979) *Mesures de ruissellement et de l'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute Volta*. Orstom, Abidjan.
- Collinet, J. & Valentin, C. (1979) Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* 17(4), 283-328.
- Dubreuil, P., Morell, M. & Sechet, P. (1975) Comportement et interactions des paramètres physiques des petits bassins versants semi-arides et intertropicaux. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 13(1), 13-36.
- Girard, G., Ledoux, E. & Villeneuve, J. P. (1981) Le modèle couplé. Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains dans un système hydrologique. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 18(4), 195-280.
- Lafforgue, A. (1977) Inventaire et examens des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 14(4), 299-344.
- Lointin, M. & Lortic, B. (1981) *Mare d'Oursi. Traitement numérique de la vue Landsat du 4 février 1976*. Orstom, Cayenne.
- Rodier, J. A. (1976) Evaluation de l'écoulement annuel dans les régions tropicales sèches d'Afrique occidentale. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 13(4), 269-306.
- Rodier, J. A. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km^2 en Afrique occidentale*. Orstom-CIEH, Paris.
- Rodier, J. A. & Ribstein, P. (1986) Transposition des données hydrologiques, utilisation des bassins représentatifs pour la prédétermination des crues et l'estimation des apports au Sahel. In: *Colloque International sur la Révision des Normes Hydrologiques Suite aux Incidences de la Sécheresse*. CIEH.
- Rodier, J. A. & Ribstein, P. (1988) *Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants couvrant de 1 à 10 km^2* . Orstom, Montpellier.
- Valentin, C. (1981) *Esquisse au 1/25000 des différenciations morphostructurales de la surface des sols d'un petit bassin versant sahélien (Polaka-Oursi-Nord Haute Volta)*. Orstom, Abidjan.
- Valentin, C. (1985) *Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertiques (Agadez-Niger). Dynamique et conséquences sur l'économie en eau*. Orstom, Coll. Etudes et Thèses.
- Valentin, C. (1986) Différencier les milieux selon leur aptitude au ruissellement: une cartographie adaptée aux besoins hydrologiques. *Journées Hydrologiques de l'Orstom à Montpellier*, 50-74. Orstom, Coll. Colloques et Séminaires.

Cartographie des états de surface par télédétection et prédétermination des crues des petits bassins versants en zones sahélienne et tropicale sèche

J. M. LAMACHERE

*Laboratoire d'Hydrologie, Centre Orstom, 911 avenue Agropolis,
F-34032 Montpellier Cedex 1, France*

C. PUECH

*Laboratoire Commun de Télédétection, Cemagref-Engref, 500 rue J. F. Breton,
F-34093 Montpellier Cedex 05, France*

Résumé L'utilisation de la télédétection pour la cartographie des états de surface (sols, végétation, cultures et organisation superficielle du sol), permet d'envisager l'emploi, sur les petits bassins versants non jaugés, des relations proposées par Jean Rodier en 1992 dans l'ouvrage intitulé: « Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens ». Ces relations associent, pour de fortes pluies journalières (50 et 70 mm), les potentiels de ruissellement, calculés sur un échantillon de petits bassins versants sahéliens (1-20 km²) et les lames ruisselées observées aux exutoires. Dans une longue partie méthodologique, nous traitons en premier lieu de la cartographie des états de surface par télédétection en Afrique sahélienne et tropicale sèche, puis de l'agrégation des lames ruisselées élémentaires à l'échelle des unités cartographiques et des bassins versants. L'article se termine par une application de cette méthodologie à la prédétermination des crues de fréquence décennale. Les relations établies par Rodier permettent en effet de déterminer la classe d'infiltrabilité qui constitue un important paramètre d'entrée de la méthode Orstom (Rodier & Auvray, 1965) pour la prédétermination des crues de fréquence décennale (FAO, à paraître). Elles permettent également de calculer directement les lames ruisselées en utilisant un coefficient de calage qui intègre, pour de fortes averses, les phénomènes de transfert à l'échelle des bassins versants. La validité de cette démarche a été testée sur quelques bassins versants situés dans les régions sahélienne et tropicale sèche.

Mapping surface features with remote sensing to predict the 10-year runoff in small basins in the Sahel and dry tropical zones

Abstract In 1992, Jean Rodier published: « The rainfall simulator and representative basins in the Sahel ». This paper presents the main relationships between the runoff potential, calculated for heavy daily rainfalls (50 and 70 mm) for small sahelian basins (1-20 km²), and the surface runoff depths observed at the outlets. The runoff potential is the weighted sum of the elementary surface runoff depths calculated from the relations given in the catalogue of basic surfaces in the sahelian zone

(Casenave & Valentin, 1989). First we develop in detail the use of remote sensing to map the surface states (soil, vegetation, land use and the superficial structure of the soils). This makes it possible to employ Rodier's relationships for small basins on the same satellite picture coupled with ground observations for a single reference basin. Then we present how we define the loss functions on the map units and the basins. Finally we apply this methodology to determine the 10-year runoff from small basins in the dry areas of west Africa. With runoff potential as input, the Rodier's tables allow the determination of indices of permeability (PI , I , RI , P , TP) and/or the fitting of coefficients according to the area and permeability of the basin. The indices of permeability are significant input parameters for the Orstom method (Rodier & Auvray, 1965) used in predicting the 10-year outflows (FAO, in press). The adjustment coefficients include the transfer of runoff from upstream to the outlet in order to compute the surface runoff depths. We have tested this method on several small basins in sahelian and dry tropical zones.

INTRODUCTION

En zone sahéenne, l'amélioration de l'estimation des ruissellements à l'échelle des petits bassins versants viendra d'une meilleure connaissance des aptitudes des sols au ruissellement (Rodier *et al.*, 1984). L'une des façons de répondre à cette exigence a consisté à mesurer l'aptitude au ruissellement des surfaces élémentaires par simulation de pluies, à l'échelle du mètre carré, dans toute l'Afrique de l'ouest. Une typologie générale a été proposée par Casenave & Valentin sous la forme d'un catalogue: « les états de surface de la zone sahéenne » (1989). Selon ces auteurs, « le terme état de surface désigne un système de surfaces élémentaires à un instant donné, système qui constitue un ensemble homogène au sein duquel les différentes composantes entretiennent des relations fonctionnelles quant au ruissellement et à l'infiltration ».

Une autre réponse possible, complémentaire à la précédente, consiste à utiliser les nouveaux outils de connaissance et de représentation de la surface du sol qui se développent avec la télédétection, les SIG (Système d'Information Géographique) et les MNT (Modèle Numérique de Terrain). De nombreux chercheurs ont développé l'utilisation des SIG dans la modélisation hydrologique (Kovar & Nachtnebel, 1996) mais peu d'auteurs intègrent la télédétection dans l'analyse des processus hydrologiques (Schultz & Barrett, 1989). Dans cet article, nous exposerons brièvement l'utilisation de ces nouveaux outils en zone tropicale sèche avec:

- (a) la description au sol des états de surface;
- (b) l'utilisation de la télédétection pour la cartographie de la végétation, des sols et des cultures (décodage primaire des images);
- (c) la cartographie des états de surface par utilisation d'un SIG (décodage secondaire des images satellites); et
- (d) la modélisation des lames ruisselées par agrégation des relations hydropluviométriques élémentaires à l'échelle des unités hydrologiques et des bassins versants.

Nous développerons ensuite une application de ces nouveaux outils à la prédétermination des lames ruisselées de fréquence décennale sur les petits bassins versants des régions sahélienne et tropicale sèche. Cette application comprendra:

- (e) la détermination de la classe d'infiltrabilité de la méthode Orstom (FAO, à paraître);
et
- (f) la détermination de la lame ruisselée décennale.

UTILISATION DE LA TELEDETECTION EN HYDROLOGIE A L'ECHELLE DES PETITS BASSINS VERSANTS

La télédétection

La télédétection satellitaire haute résolution propose actuellement des images au pas d'espace de 20 m (Spot XS) ou 30 m (Landsat TM). Chaque élément de l'image (pixel) est connu par sa radiométrie, respectivement selon 3-7 bandes spectrales. Dans le cas des images prises dans le spectre visible, la détection est limitée aux couches de surface en l'absence de nuages. L'accès aux couches pédologiques ou géologiques ne peut se faire que par corrélation avec des éléments révélateurs, en surface, de la nature du sol ou du sous-sol.

A l'échelle des petits bassins versants, les informations potentiellement utilisables en hydrologie concernent la connaissance spatiale à une date donnée de l'occupation du sol et de la végétation et la connaissance temporelle de leur évolution au travers d'images multidates (Engman & Gurney, 1991). Le traitement des images consiste à définir: soit des classes radiométriquement homogènes, auxquelles sont rattachées chaque pixel individuellement; soit des unités cartographiques formées d'agrégats de pixels hétérogènes organisés en ensembles structurés. La définition de ces ensembles structurés est pour l'instant une opération visuelle de photo-interprétation. Cette opération doit révéler des objets thématiques que l'on cherche à mettre en évidence. Le traitement des images est donc *a priori* spécifique de la thématique étudiée.

Hydrologie et télédétection

Pour les petits bassins versants, la détermination des caractéristiques hydrologiques est, jusqu'à présent, surtout globale. L'utilisation de données nouvelles, produites par télédétection, ouvre des possibilités multiples soit par l'utilisation des modèles globaux existants, par exemple le modèle S'WRRB (Arnold *et al.*, 1989) et la méthode du Service de Conservation des Sols (USDA, 1985), en améliorant la connaissance des paramètres d'entrée des modèles, soit par l'utilisation de nouveaux modèles conçus pour le traitement d'informations spatialisées, par exemple le modèle Modlac (Girard, 1982) et le modèle r.water.fea (Vieux & Gauer, 1994).

Un contexte favorable au Sahel ...

Pour l'estimation des ruissellements, le Sahel peut être considéré comme une zone favorable à l'utilisation de la télédétection. On y note en effet:

- (a) Un contexte géographique et climatique favorable:
 - (i) peu de relief, entraînant à la fois une grande homogénéité climatique et peu de déformations géométriques des images;
 - (ii) peu de nuages; ce qui est important pour une bonne visibilité sur de longues périodes; et
 - (iii) une végétation dispersée et peu abondante, limitant l'extension des feux de brousse et permettant, en saison sèche, d'observer la nature des sols.
- (b) Un contexte cartographique peu précis:
 - (i) peu de cartes à grande échelle (faible couverture au 1/50 000), ce qui justifie l'achat d'images à haute résolution; et
 - (ii) une couverture aérienne rarement renouvelée, ce qui justifie l'achat d'images satellites récentes.
- (c) Un contexte hydrologique particulier:
 - (i) des pluies violentes et de courte durée qui conduisent à la formation de sols encroûtés; et
 - (ii) un fort ruissellement de surface. « Au Sahel, le ruissellement de surface est prépondérant » a écrit Jean Rodier (1992).

Dans le contexte sahélien et, par extension, dans le domaine tropical sec, le lien entre télédétection et hydrologie va se faire selon le constat que les états de surface sont primordiaux pour la connaissance des ruissellements. Dans ces deux zones géographiques, toute méthodologie efficace de prédétermination des crues utilisant la télédétection passera donc par une cartographie des états de surface.

Des limites liées à la complexité des paysage

Dans les zones sahéliennes, le paysage est un amalgame complexe d'entités dont la taille, la densité et la répartition varient de façon continue ou discontinue sur de faibles distances: rares sont les endroits où des limites précises, d'ensembles homogènes, sont observées. On y rencontre le plus souvent des zones naturelles composées de savanes arbustives ou arborées, à faible densité de recouvrement végétal, et des zones cultivées, où cette densité de recouvrement est très faible. Les zones totalement homogènes sur les images satellites (plans d'eau, dunes vives, forêts, brûlis) y sont exceptionnelles.

La description au sol des classes radiométriquement homogènes, issues d'un traitement numérique des images, ou celle des unités cartographiques, résultant d'une photo-interprétation, doivent tenir compte de cette grande variabilité spatiale de la végétation et de ses conséquences sur l'organisation superficielle des sols. L'observation des états de surface doit donc comprendre une description de ses différentes composantes: strates arborée, arbustive et herbacée, types de sol, d'organisation superficielle et d'occupation du sol.

Choix méthodologiques

Pour transformer une description de la surface du sol en lame ruisselée, plusieurs démarches sont possibles. Elles sont basées sur le choix préalable de l'échelle de modélisation hydrologique, en relation avec les possibilités de transformation de l'information

spatiale en information de ruissellement. Nos choix méthodologiques sont les suivants:

- (a) utilisation des relations hydro-pluviométriques du catalogue des états de surface (échelle 1 m²) comme fonctions de production;
- (b) cartographie des états de surface par télédétection et utilisation d'un SIG; et
- (c) agrégation des lames ruisselées élémentaires par sommation à l'échelle des unités cartographiques (classes d'états de surface) et des bassins versants; utilisation d'une fonction de calage pour reconstituer les lames ruisselées à l'exutoire.

DESCRIPTION ET CARTOGRAPHIE DES ETATS DE SURFACE

Nous avons choisi comme système de référence la typologie des surfaces-types élémentaires établie par Casenave & Valentin (1989). Pour la description des états de surface, nous avons utilisé une méthode mise au point par Lamachère, et pour leur cartographie, une méthode mise au point par Puech (Lamachère & Puech, 1995).

Description au sol des états de surface

Pour les bassins versants de taille supérieure à 10 km², les observations au sol sont effectuées par blocs contigus de 100 × 100 m, sur une section longue de 2-3 km où sont réalisées deux types d'observations:

- (a) **les observations primaires** (nature et densité de la végétation, type et couleur des sols, occupation du sol) qui servent au décodage des images satellitaires en plans élémentaires (végétation, sols, occupation du sol); et
- (b) **les observations secondaires** (pourcentage des surfaces-types élémentaires dans chaque bloc) qui servent à déterminer la composition statistique en surfaces-types élémentaires des unités cartographiques.

On étudie de 10 à 20 sections de 2000-3000 m par bassin versant, soit un taux de sondage de 10-1% pour des bassins versants de 20-400 km². Le positionnement des observations sur le terrain est facilité par l'emploi du GPS (Global Positioning System), appareil de positionnement par satellite. Pour des bassins versants de superficie inférieure à 10 km², les observations au sol sont effectuées sur des bandes rectilignes longues de 300-500 m, larges de 20 m, qui procurent un taux de sondage équivalent et une meilleure précision dans la description des états de surface.

Cartographie des états de surface

Décodage primaire des images satellites Les classifications numériques des images satellites sont faites sur un mode dirigé en utilisant les classifications usuelles en traitement d'image (par exemple la méthode du maximum de vraisemblance), selon trois classifications thématiques qui définissent:

- (a) un premier plan « végétation » élaboré sur la base des classes de densité du couvert végétal;
- (b) un plan « occupation du sol » séparant les zones cultivées des zones non cultivées; et

(c) un plan « sols » différenciant les sols par la taille des éléments en surface: cuirasses, blocs, graviers, gravillons, sables grossiers, sables fins, limons et argiles.

Pour la cartographie des sols, les essais effectués sur les bassins de Manga et d'Oursi au Burkina Faso, de Thyssé Kaymor au Sénégal, où la végétation naturelle couvre peu la surface du sol, se sont révélés d'assez bonne qualité. Par contre, sur les bassins versants de la région de N'Dorola au Burkina Faso, l'importance du couvert végétal ne permet pas de distinguer les différents types de sols et il faut faire intervenir le relief pour opérer cette différenciation. A titre d'exemple, nous présentons dans le Tableau 1 une matrice de confusion entre classes radiométriques et types de sols. Cette matrice montre une excellente identification des classes 1, 2, 3, 4 et 8, une assez bonne identification des unités 6, 7 et 10 mais une définition difficile pour les unités 9 et 11, très difficile pour l'unité 5 qui se confond avec les unités 7 et 8.

Décodage secondaire des images satellites Cette étape vise à caractériser la composition des classes radiométriques, résultant du traitement numérique des images, en surfaces-types élémentaires caractérisant le fonctionnement hydrologique superficiel des sols.

Pour chaque pixel de l'image satellite, ou pour chaque unité cartographique définie par le traitement de l'image, le passage des trois variables primaires (sol, végétation, occupation du sol) à la composition en surfaces types élémentaires se fait par utilisation d'une liaison statistique établie à partir des observations de terrain. Ce faisant, nous partons de l'hypothèse que les critères secondaires (composition en surfaces-types

Tableau 1 Matrice de confusion entre classes radiométriques et types de sols sur le bassin versant de Manga (Burkina Faso, zone tropicale sèche).

Classes de sols	Classes radiométriques et pourcentages de pixels bien classés											Effectif
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Brûlis	97,9	0,1	0,4	0,0	0,1	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	703
Eau	0,5	98,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	382
Cult. irri.	0,0	0,0	86,3	0,4	0,4	8,4	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	227
Forêt	0,0	0,0	0,0	92,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	6,0	2,0	50
Grossiers	0,0	0,0	0,7	0,7	16,1	10,9	36,5	22,6	2,9	6,6	2,0	137
L	0,0	0,0	6,1	0,0	2,4	77,4	3,0	2,4	1,2	6,7	0,6	164
SL	0,0	0,0	0,9	0,9	2,4	1,3	67,7	7,5	5,1	5,4	8,6	467
SLG	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	3,3	4,8	87,1	0,0	1,6	1,6	62
BLG	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	1,5	16,8	1,4	53,9	16,5	4,2	73
GL	0,0	0,0	6,7	0,0	4,4	4,4	8,9	1,5	6,7	62,2	5,2	135
Sableux	0,0	0,0	0,3	0,5	1,2	2,3	26,4	3,5	1,5	8,9	55,4	202

Cult. irri.: cultures irriguées; Grossiers: sols graveleux ou gravillonnaires; L: sols limono-argileux; SL: sols sablo-limono-argileux; SLG: sols sablo-limoneux graveleux; BLG: blocs de cuirasse, sols limono-argileux graveleux; GL: sols limono-argileux graveleux.

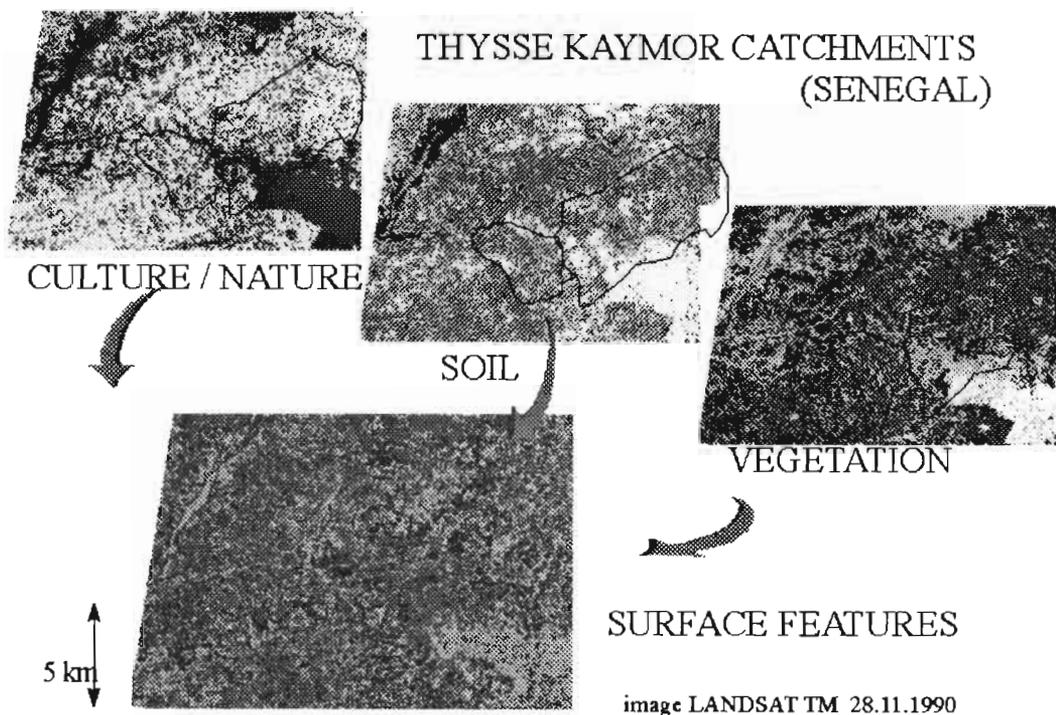


Fig. 1 Association des trois plans végétation, sols et cultures pour la cartographie des états de surface de la région de Thyssé Kaymor (Sénégal).

élémentaires) sont corrélés de manière stable aux critères primaires dans le contexte du bassin versant étudié. Cette hypothèse forte doit être validée. Au cas où elle ne le serait pas, un autre critère suffisamment discriminant, par exemple le relief, devra être ajouté.

La Fig. 1 schématise l'association par un SIG des trois plans « végétation », « sols » et « cultures » pour la cartographie des états de surface de la région de Thyssé Kaymor au Sénégal.

LA MODELISATION HYDROLOGIQUE SPATIALISEE

Les méthodes proposées ci-dessous ne concernent que l'estimation des volumes ruisselés (crues). En Afrique intertropicale, ceux-ci constituent pour les petits bassins versants:

- (a) plus de 90% de l'écoulement sous une pluviométrie annuelle inférieure à 600 mm;
- (b) 70-80% de l'écoulement sous une pluviométrie annuelle de 900 mm; et
- (c) 50-60% de l'écoulement sous une pluviométrie annuelle de 1200 mm.

Le calcul des apports repose donc, en zone sahélienne, presque exclusivement sur la simulation des crues générées par le ruissellement. Par contre, en zone plus humide, le calcul des apports repose aussi sur une connaissance, même sommaire, des fluctuations du débit de base.

La cartographie des états de surface d'un bassin versant est la première étape d'une modélisation spatialisée des ruissellements. La seconde étape consiste à tenir compte de

la variabilité spatiale et temporelle des pluies. La troisième étape comprend l'intégration de l'évolution saisonnière des états de surface, tels que le développement de la végétation, les travaux culturaux ou l'engorgement des sols. En l'absence d'informations spatialisées sur l'évolution de ces phénomènes, la modélisation hydrologique ne peut être qu'imparfaite. La méconnaissance des pertes par transfert le long des versants et dans le réseau hydrographique constitue par ailleurs d'autres sources importantes d'incertitude.

Détermination des fonctions de production à l'échelle élémentaire

Les types de surfaces élémentaires ayant été soigneusement répertoriés et décrits au cours des observations au sol, ils peuvent être identifiés dans le catalogue des états de surface de la zone sahélienne. Ce catalogue permet d'associer à chaque type de surface élémentaire i et à chaque pluviomètre n une relation hydrodynamique du type:

$$Lr_{n,i} = (a_i + b_i IK_n) Pu_{n,i} + c_i IK_n - d_i \quad (1)$$

où: $Lr_{n,i}$ est la lame ruisselée en mm sur la surface élémentaire i attachée au pluviomètre n ; $Pu_{n,i}$ est la pluie utile en mm de la surface élémentaire i attachée au pluviomètre n ; a , b , c et d sont les paramètres hydrodynamiques caractéristiques de la surface élémentaire i , de son sol, de sa couverture végétale et de son organisation superficielle; et IK_n est l'indice des précipitations antérieures correspondant à un indice d'humectation défini par la relation:

$$IK_{n,j} = (IK_{n,j-1} + P_{n,j-1}) e^{-\alpha T} \quad (2)$$

où T est l'intervalle de temps en jours séparant les pluies journalières des jours j ($P_{n,j}$) et $j - 1$ ($P_{n,j-1}$) au même pluviomètre n et α un coefficient égal à 0,5 en zone sahélienne.

La pluie utile est définie ici comme la hauteur pluviométrique de l'averse de durée T dont l'intensité IP est supérieure à l'intensité de pluie limite du ruissellement II , autre valeur caractéristique de la surface élémentaire, qui varie avec le degré d'humectation du sol (Fig. 2).

$$Pu_{n,i} = \sum_T (IP_n * \Delta t) \text{ pour } IP_n > II_i \quad (3)$$

Agrégation à l'échelle des unités cartographiques

La formulation mathématique du potentiel de ruissellement de l'unité cartographique u est la suivante:

$$PR_u = \sum_{n,i} (\alpha_{n,i,u} * Lr_{n,i,u}) \text{ avec } Lr_{n,i,u} = Lr_{n,i} \text{ de la relation (1)} \quad (4)$$

où: PR_u est le potentiel de ruissellement de l'unité hydrologique u ; $Lr_{n,i,u}$ est la lame ruisselée de la surface élémentaire i attachée au pluviomètre n sur l'unité cartographique u ; et $\alpha_{n,i,u}$ est le coefficient de pondération de la surface élémentaire i attachée au pluviomètre n sur l'unité cartographique u .

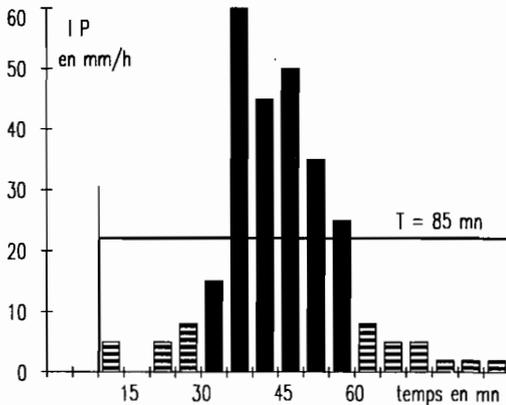


Fig. 2 Détermination de la pluie utile sur un hyétoграмme.

Pendant une durée variable au cours de la saison des pluies (une semaine à quelques mois) on peut associer à chaque unité cartographique (classe d'états de surface), une liste de surfaces élémentaires avec leurs coefficients de pondération correspondant à la composition de chaque classe en surfaces-types élémentaires. La composition d'une même classe d'états de surface est en effet susceptible d'évoluer au cours de la saison des pluies; cela revient à modifier la liste des surfaces-types élémentaires et leurs coefficients de pondération en fonction du développement de la végétation et du calendrier cultural (Lamachère, à paraître).

La formulation proposée ci-dessus (relations (1) à (4)) est très générale. Elle permet, par le calcul de la pluie utile, de ne faire intervenir que des intensités pluviométriques susceptibles de ruisseler. Elle permet également, si on dispose de plusieurs pluviomètres sur le bassin versant, de rattacher les états de surface aux différents pluviomètres en fonction de leur localisation.

Ainsi calculée, la lame ruisselée doit être considérée comme un potentiel de ruissellement, moyenne pondérée des ruissellements à l'échelle élémentaire. On opère ici un changement d'échelle du comportement hydrologique puisqu'on passe d'une référence implicite de 1 m^2 (taille de la mesure en simulation de pluies) au comportement hydrologique d'une surface beaucoup plus grande, celle d'un versant ou d'une partie de versant. La lame ruisselée à la nouvelle échelle n'est pas la somme des lames ruisselées élémentaires. La plupart du temps elle lui sera inférieure.

Agrégation à l'échelle des bassins versants

A l'échelle des bassins versants, l'agrégation des ruissellements peut être réalisée soit par simple sommation pondérée des potentiels de ruissellement des unités cartographiques composant le bassin versant, soit par utilisation d'une fonction de transfert permettant de décaler dans le temps l'arrivée des ruissellements à l'exutoire du bassin. Nous ne traiterons ici que de la simple sommation et de l'utilisation d'une fonction de calage.

La cartographie des états de surface d'un bassin versant permet de connaître, au terme de la procédure de traitement des images, les superficies occupées, sur ce bassin,

par les différentes unités cartographiques. A chaque unité cartographique on peut associer un coefficient de pondération (β_u) correspondant à la surface qu'il occupe sur le bassin versant. La somme pondérée des potentiels de ruissellement (PR_u) de toutes les unités fournit une estimation du potentiel de ruissellement global à l'échelle du bassin versant (PR_g), soit:

$$PR_g = \sum_u (\beta_u * PR_u) \quad (5)$$

La lame ruisselée réelle (LR) est ensuite obtenue par l'utilisation d'une fonction de calage de laquelle on extrait le coefficient de calage (CC) et l'ordonnée à l'origine (B), qui varient au cours de la saison des pluies puisqu'ils représentent les pertes par transfert le long des versants et dans le réseau hydrographique.

$$LR = CC * PR_g + B \quad (6)$$

Les valeurs du coefficient de calage et de l'ordonnée à l'origine sont obtenues par analyse des relations entre les valeurs du potentiel de ruissellement et les lames ruisselées observées à l'exutoire du bassin versant, ces relations étant supposées linéaires.

Application à la détermination des crues

Prédétermination des crues de fréquence décennale La principale difficulté et la principale source d'erreurs dans l'utilisation des méthodes Orstom et CIEH, pour la prédétermination des crues de fréquence décennale (FAO, à paraître), consiste à déterminer le coefficient de ruissellement de même fréquence. Il paraît donc judicieux de se servir à cet effet des nouvelles technologies. Dans ce but, Jean Rodier a proposé (1992) de définir les classes d'infiltrabilité des petits bassins versants d'Afrique tropicale par le calcul des lames ruisselées pour une pluie utile égale à 50 mm ($P_u = 50$ mm) et un indice d'humectation égal à 5 mm ($IK = 5$ mm). Mais on peut aussi calculer directement les lames ruisselées correspondant aux pluies de fréquence décennale.

Détermination de la classe d'infiltrabilité A partir d'un échantillon de petits bassins versants expérimentaux, une correspondance (Tableau 2) a été établie entre

Tableau 2 Définition des classes d'infiltrabilité de la méthode Orstom (Rodier, 1992).

Lame ruisselée en mm pour $P_u = 50$ mm et $IK = 5$ mm	Classe d'infiltrabilité
> 40	Très imperméable (TI)
30-37	Particulièrement imperméable (PI)
24-26	Imperméable (I)
12-18	Relativement imperméable (RI)
6-9	Perméable (P)
1-5	Très perméable (TP)

d'une part les lames ruisselées provenant d'une agrégation des lames ruisselées élémentaires à l'échelle des bassins versants et d'autre part les classes globales d'infiltrabilité définies à partir des lames ruisselées observées aux exutoires des bassins.

Les classes d'infiltrabilité définies par Jean Rodier correspondent à des bassins versants types caractérisés par des conditions régionales moyennes de ruissellement sur les versants et des conditions normales de transfert dans le réseau hydrographique.

Pour tenir compte des conditions particulières propres au bassin versant étudié, il conviendra d'utiliser la check-list associée à la méthode Orstom. Ces conditions particulières concernent l'existence de zones à forte perméabilité à l'aval des versants, de zones endoréiques locales, d'un pourcentage élevé de mise en culture ou d'une dégradation plus ou moins prononcée du réseau hydrographique.

Détermination de la lame ruisselée Si l'on souhaite calculer directement les lames ruisselées de fréquence décennale à partir des cartes d'états de surface, Jean Rodier (1992) propose d'utiliser des coefficients de calage qui varient en fonction de la classe de perméabilité, de la superficie du bassin versant et du taux de remplissage des réservoirs superficiels. Ces coefficients ont été calculés pour des conditions favorables au ruissellement, à partir des fonctions de calage (équation (6)), en considérant l'ordonnée à l'origine B égale à 0, c'est à dire un remplissage maximum des réservoirs superficiels. Les potentiels de ruissellement (PR) ont été calculés en utilisant les cartes d'états de surface de petits bassins versants aux superficies égales ou inférieures à 20 km² et les relations hydro-pluviométriques à l'échelle élémentaire figurant dans le catalogue de Casenave & Valentin (1989). Ces coefficients ont été fournis à titre indicatif et provisoire par Jean Rodier.

Sur la seconde ligne de chaque classe de perméabilité du Tableau 3, nous avons placé les valeurs des coefficients de calage calculés à partir des abaques Orstom (FAO, à paraître) présentant la décroissance des coefficients de ruissellement décennaux avec la croissance de la superficie des bassins. A l'exception de la classe RI (Relativement Imperméable), nous avons pris la même valeur de référence pour les bassins versants

Tableau 3 Coefficients moyens de calage entre lames ruisselées simulées et observées.

Classes de perméabilité	Modes de calcul	Coefficients de calage par classe de superficie en km ²						
		1	5	10	20	50	100	200
Particulièrement imperméables PI	Rodier 1992	1,15	1,05	-	0,90	-	-	-
	Orstom 1995	1,15	1,08	0,99	0,87	0,74	0,54	0,44
Imperméable I	Rodier 1992	1,10	1,02	-	0,85	-	-	-
	Orstom 1995	1,10	0,97	0,89	0,85	0,62	0,53	0,44
Relativement imperméable RI	Rodier 1992	0,60	0,55	-	0,45	-	-	-
	Orstom 1995	0,85	0,75	0,70	0,63	0,55	0,48	0,44
Perméable P	Rodier 1992	0,60	0,50	-	0,40	-	-	-
	Orstom 1995	0,60	0,53	0,48	0,36	0,28	0,24	0,20
Très perméable TP	Rodier 1992	0,60-0	0,45-0	-	0,30-0	-	-	-
	Orstom 1995	0,60-0	0,45-0	0,38-0	0,30-0	0,23-0	0,19-0	0,15-0

de superficie égale à 1 km². Pour la classe RI, la valeur initiale de 0,85 nous a paru plus cohérente que la valeur de 0,60 proposée par Jean Rodier.

La décroissance des coefficients moyens de calage avec la taille du bassin versant présente une analogie évidente avec la décroissance des coefficients de ruissellement décennaux des abaques Orstom. Cette analogie n'a rien de fortuit. Elle est en effet produite par les mêmes causes, c'est à dire les pertes par écoulement le long des versants et dans le réseau hydrographique. *A priori*, ces coefficients de calage devraient conserver une certaine signification pour des averses plus modestes que l'averse décennale et subir des variations sensibles au cours de la saison des pluies. En particulier, l'ordonnée à l'origine de la fonction de calage devrait prendre des valeurs négatives en début de saison des pluies.

Validation L'application de cette méthodologie a donné les résultats consignés sur le Tableau 4. Deux régions climatiques sont représentées sur ce tableau:

- (a) la zone tropicale sèche (850-1200 mm) avec les bassins du Kuo et du Dougo (peu cultivés) et le bassin versant de Bindé (très cultivé); et
- (b) la zone sahélienne sensu lato (150-800 mm) avec les bassins versants de Taïma, Polaka, Tchalol (zone sèche peu cultivée) et le bassin versant de Thyssé Kaymor (zone plus humide très cultivée).

A partir de ces exemples, il est clair qu'au-dessus d'une superficie de 10 km² les lames ruisselées calculées par simple agrégation (colonne 7, valeurs brutes) sont nettement surestimées. L'utilisation des coefficients de calage (colonne 8) permet de mieux approcher les valeurs observées. Au-dessous d'une superficie de 10 km², on peut remarquer que la méthode Orstom, utilisant les classes d'infiltrabilité, ne fournit pas de meilleurs résultats que l'agrégation brute.

A partir des quelques exemples traités, on peut donc présumer que l'utilisation des nouvelles technologies pour la prédétermination des lames ruisselées de fréquence

Tableau 4 Lames ruisselées décennales déterminées à l'aide des nouvelles technologies.

Bassins versants	Superficie en km ²	Pluie annuelle en mm	Classe d'infiltration*	Lames ruisselées de fréquence décennale en mm			
				Estimées à partir des observations	Abaques Orstom FAO 1995	Valeurs brutes	Corrigées par coefficient
Kuo (BF)	58,9	1 100	RI	15,8	23	31	16,6
Dougo (BF)	158,0	1 100	RI	6,4	21	29	13,3
Bindé (BF)	9,7	950	RI à I	32,0	30	34	24 à 31
Taïma (BF)	104,0	450	I	19,0	14	29	17,0
Polaka (BF)	9,6	450	I	22,0	35	32	30,0
Tchalol (BF)	10,5	450	I	42,0	36	32	30,0
Thyssé (Sen)	16,0	800	RI	20,0	22	28	18,6

* Infiltrabilités déterminées par agrégation des lames ruisselées élémentaires pour $P_u = 50$ et $IK = 5$ mm; BF = Burkina Faso, Sen = Sénégal.

décennale (ou des coefficients de ruissellement) conduit à des résultats comparables à ceux obtenus par d'autres méthodes. Ils sont même souvent meilleurs. De plus, contrairement aux autres méthodes, le traitement numérique des images satellites fournit des informations spatialisées qui peuvent être utilisées hors du bassin où elles ont été recueillies.

CONCLUSION

Comme l'a écrit Jean Rodier (1992): « Il est clair que l'utilisation de la cartographie des états de surface en zone sahélienne permet de sortir enfin du domaine subjectif en ce qui concerne l'appréciation globale de la perméabilité à l'échelle des bassins versants et que l'on peut raccorder les résultats de la simulation de pluie à l'échelle du m² à l'ensemble de ce qui a été fait au Sahel sur les coefficients de ruissellement des petits bassins versants ».

Au vu des résultats déjà obtenus, on peut soutenir avec raison qu'une meilleure compréhension et une meilleure modélisation des processus hydrologiques à l'échelle des bassins versants viendra d'une part d'observations hydrologiques à l'échelle des versants pour les bassins aux sols relativement imperméables (classe RI), perméables (classe P) et très perméables (classe TP), d'autre part de l'analyse des conditions de rétention et d'écoulement dans les réseaux hydrographiques. En attendant les résultats de ces observations, l'usage des procédures d'agrégation des relations hydro-pluviométriques, établies à l'échelle du m², permet l'introduction, dans les modèles hydrologiques, de l'évolution de l'état de surface des sols au cours d'une même saison des pluies. Il permet également d'envisager, à l'échelle des bassins versants, la modélisation des effets sur le ruissellement d'une transformation de la couverture végétale herbacée.

L'utilisation des coefficients moyens de calage pour le calcul des lames ruisselées n'est qu'un pis-aller. Elle permet cependant une amélioration significative de l'estimation des lames ruisselées et il ne paraît pas déraisonnable d'envisager l'emploi de ces coefficients pour des averses nettement plus faibles que l'averse décennale. De plus, la généralisation du traitement des images de télédétection et l'emploi de modèles d'agrégation spatiale, utilisant des données intégrées à un Système d'Information Géographique, devraient faciliter l'évaluation des fluctuations des coefficients de calage au cours de la saison des pluies et par là améliorer l'estimation des ruissellements à l'échelle des petits bassins versants non jaugés.

REFERENCES

- Arnold, J. G., Williams, J. R., Nicks, A. D. & Sammons, N. B. (1989) *SWRRB, a Basin Scale Simulation Model for Soil and Water Resources Management*. Texas A&M University Press.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1989) Les états de surface de la zone sahélienne. Orstom, Coll. didactiques.
- Engman, E. T. & Gurney, R. J. (1991) *Remote Sensing in Hydrology*. Chapman & Hall.
- FAO (à paraître) Manuel de prédétermination des apports annuels et des crues décennales des petits bassins versants de l'Afrique sahélienne et tropicale sèche. CIEH/Orstom/Cemagref). FAO, Rome.
- Girard, G. (1982) Modélisation des écoulements de surface sur des bassins hydrologiques équipés de réservoirs. *Modèle Modlac. Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 19(2).
- Kovar, K. & Nachtnebel, H. P. (eds) (1996) *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proc. HydroGIS'96 Conf., Vienna, Austria, April 1996). IAHS Publ. no. 235.

- Lamachère, J. M. (à paraître) Variabilité spatio-temporelle des états de surface en zones sahélienne et soudanienne (Burkina Faso): effets sur le ruissellement et sa modélisation. Comm. IX^{es} Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, septembre 1994.
- Lamachère, J. M. & Puech, C. (1995) Télédétection et régionalisation de l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des sols en Afrique sahélienne et nord-soudanienne. In: *Régionalisation en hydrologie, application au développement* (ed. par Le Barbé & E. Servat), 205-228. Actes des VIII^{es} Journées hydrologiques Orstom, septembre 1992.
- Puech, C. (à paraître) Du m² au bassin versant: la difficulté du passage d'échelle. Comm. aux IX^{es} Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, septembre 1994.
- Rodier, J. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits de crue décennale pour les petits bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale*. CIEH, Orstom, Paris.
- Rodier, J., Meunier, M. & Puech, C. (1984) Le point sur les méthodes de calcul des débits de crues décennales en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Bull. de liaison du CIEH, Ouagadougou no. 58*, 2-9.
- Rodier, J. (1992) *Du simulateur de pluie aux bassins versants représentatifs sahéliens*. Orstom, Coll. Etudes et Thèses.
- Schultz, G. A. & Barrett, E. C. (1989) *Advances in Remote Sensing for Hydrology and Water Resources Management*. Technical Documents in Hydrology, Unesco, Paris.
- USDA (1985) *National Engineering Handbook*, section 4 – Hydrology. Soil Conservation Service, US Department of Agriculture, Washington, DC, USA.
- Vieux, B. E. & Gauer, N. (1994) Finite-element modeling of storm water runoff using Grass GIS. *Microcomputers in Civil Engineering* no. 9, 263-270. Blackwell, Oxford, UK.

Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue sur un petit bassin versant Guyanais (Piste Saint-Elie, dispositif ECEREX, Orstom-CTFT, Guyane Française)

T. BARIAC, A. MILLET, B. LADOUCHE, R. MATHIEU

Laboratoire de Biogéochimie isotopique, Université Pierre et Marie Curie, UMR CNRS 162, Case 120, 4 place Jussieu, F-75252 Paris, France

C. GRIMALDI, M. GRIMALDI, M. SARRAZIN

Centre Orstom, BP 165, 97323 Cayenne, Guyane Française

P. HUBERT, H. MOLICOVA

Centre d'Informatique Géologique, Ecole des Mines de Paris, 35 rue Saint-Honoré, F-77305 Fontainebleau, France

L. BRUCKLER, V. VALLES, P. BERTUZZI, B. BES,

J. C. GAUDU, J. HOROYAN

Station du Science du Sol, INRA, Domaine de Saint-Paul, BP 91, F-84143 Montfavet, France

J. BOULEGUE, F. JUNG

Laboratoire de Géochimie et de Métallogénie, Université Pierre et Marie Curie, UMR CNRS 1762, Case 124, 4 place Jussieu, F-75252 Paris, France

Y. BRUNET, J. M. BONNEFOND

Station de Bioclimatologie, INRA, Domaine de la Grande Ferrade, 71 avenue Edouard Bourleaux, BP 81, F-33883 Villenave-d'Ornon, France

R. TOURNEBIZE

Station APC, INRA, Domaine Duclos Petit-Bourg, BP 1232, F-97185 Point-à-Pitre, France

A. GRANIER

Station de Recherches Forestières, INRA, Champenoux, F-54280 Seichamps, France

Résumé Un échantillonnage intensif de la pluie, de l'eau gravitaire dans le sol et dans le thalweg a été réalisé sur l'un des petits bassins versants en forêt primaire de la Piste Saint-Elie (Guyane). Une décomposition de l'hydrogramme de crue, basée sur le traçage isotopique et géochimique de l'eau des compartiments susceptibles d'alimenter la crue, a été réalisée afin de dissocier la crue en écoulement issu des différentes couches du sol: flux rapide (couche superficielle), flux ralenti (couche de profondeur intermédiaire) et flux lent (couche plus profonde). L'eau du sol (sub-surface, zones intermédiaires et profondes) joue un rôle significatif dans le marquage géochimique de l'eau qui participe à la crue. Après avoir appliqué certaines hypothèses qui semblent raisonnables, un modèle de contribution à plusieurs composantes permet d'expliquer la variation temporelle des traceurs isotopiques et géochimiques de l'eau de la crue.

Geochemical hydrograph separation on a small Guyanese catchment (Saint Elie's Track, ECEREX experimental site, ORSTOM-CTFT, French Guiana)

Abstract Intensive sampling of rainfall, soil water and runoff was carried out in a tropical forest on one small but highly responsive catchment in French Guiana. A geochemical hydrograph separation, based on ^{18}O and hydrochemical tracers, was performed to separate streamflow into sub-surface quick flow, mixing zone and groundwater slow flow contributions. Soil water (surface and deep layers) plays a significant role in the streamwater chemistry generation. With a few reasonable assumptions, a two or three-component model accommodating contributions from the different sources can explain the temporal variation of the geochemical tracers observed in the streamflow response.

INTRODUCTION

L'utilisation de la méthodologie géochimique permet la détermination de l'origine de l'eau qui alimente les réservoirs et contribue ainsi à la reconstitution de l'histoire de cette eau dans les réservoirs considérés. En association avec les approches hydrologique et hydro-pédologique, cette méthodologie est donc utilisable dans le cadre de la décomposition de l'hydrogramme de crue à l'échelle du bassin versant (Sklash & Farvolden, 1979; Kennedy *et al.*, 1986; Rodhe, 1987; Wels *et al.*, 1990; Wels *et al.*, 1991; McDonnell & Kendall, 1992). Le couplage utilisé entre ces différentes approches, a été effectué dans le cadre du programme PEGI (Programme d'Etude de la Géosphère Intertropicale, Insu-Orstom) sur un petit bassin versant guyanais.

CARACTERISTIQUES GENERALES DES BASSINS VERSANTS ETUDIES

Cette étude a été menée sur l'un des bassins versants (bassin B, 1,6 ha en forêt primaire) de la piste Saint-Elie (Guyane, Fig. 1). Ce bassin a tout d'abord été aménagé et étudié (Roche, 1982; Fritsch, 1990; Sarrailh, 1990) dans le cadre du programme ECEREX (Ecologie-Erosion-Expérimentation). Ce programme a été essentiellement développé à partir de 1977 par l'Orstom et le CTFT afin d'étudier l'impact environnemental des plans de développement papetier et agricole de la Guyane.

Lors de ce premier programme, les travaux de Guehl (1984); Boulet (1990); Grimaldi & Boulet (1989); et Grimaldi *et al.*, (1990) ont mis en évidence sur ce bassin, la présence de deux types de sol à caractères pédologiques et hydrodynamiques opposés. On peut ainsi distinguer:

- Des sols à drainage vertical ralenti (90% des sols du bassin), caractérisés par la présence d'un horizon argileux rouge de faible conductivité hydraulique, situé vers 0,4 m de profondeur. Lors des épisodes pluvieux, cet horizon argileux rouge limite l'infiltration de la pluie et peut ainsi constituer le plancher d'une nappe temporaire. Cette saturation, associée aux fortes pentes (15-20%) des versants du bassin provoque un écoulement latéral à travers la macroporosité le long du versant jusqu'au ruisseau (Grimaldi & Boulet, 1989).

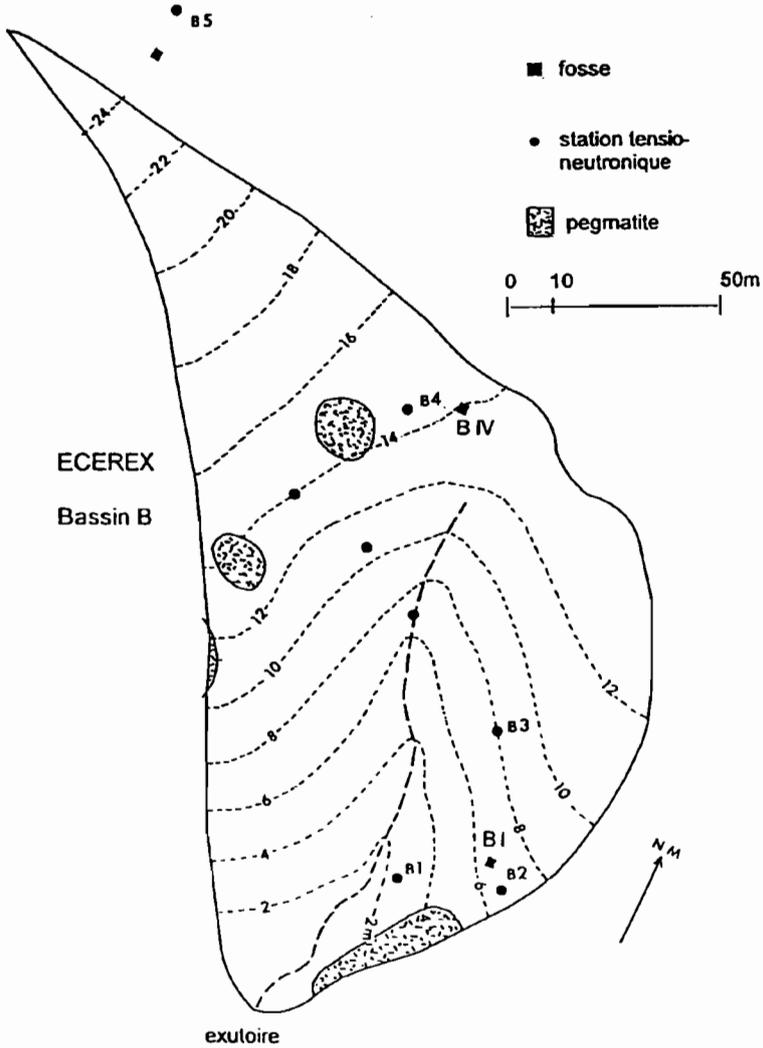


Fig. 1 Le bassin versant forestier « B » du programme ECEREX (Piste Saint-Elie, Guyane): localisation des stations tensio-neutroniques et des fosses pédologiques.

- Les sols à drainage vertical libre et profond (10% des sols, en amont du bassin), constitués par des horizons bruns, épais de plus d'un mètre, fortement microagrégés et poreux. L'infiltration verticale de l'eau se fait dans le réseau des fissures inter-microagrégats et ainsi ne sera pas limitée.

DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE L'HYDROGRAMME DE CRUE: GENERALITES

A un instant donné, à l'exutoire d'un bassin versant, la composition isotopique ou la concentration d'un élément chimique dans l'eau de la rivière, est imposée par un

mélange d'eaux d'origines et d'histoires différentes. Les caractéristiques chimiques et isotopiques de l'eau de cette rivière dépendront donc des proportions du mélange. D'une manière générale, l'eau prélevée à l'exutoire est considérée comme un mélange d'eau « ancienne » (antérieure à l'événement pluvieux) et d'eau « nouvelle » (apportée par l'événement pluvieux). Ceci permet d'écrire:

(a) une équation de conservation de l'eau:

$$Q_{\text{exutoire}} = Q_{\text{eau nouvelle}} + Q_{\text{eau ancienne}} \quad (1)$$

avec Q_{exutoire} , $Q_{\text{eau ancienne}}$ et $Q_{\text{eau nouvelle}}$: débits de la rivière mesuré à l'exutoire du bassin, de l'eau ancienne, antérieure à l'événement pluvieux et de l'eau nouvelle apportée par la pluie;

(b) une équation de conservation du traceur géochimique (hydrochimique et isotopique):

$$C_{\text{exutoire}} Q_{\text{exutoire}} = C_{\text{eau nouvelle}} Q_{\text{eau nouvelle}} + C_{\text{eau ancienne}} Q_{\text{eau ancienne}} \quad (2)$$

avec C_{exutoire} , $C_{\text{eau ancienne}}$ et $C_{\text{eau nouvelle}}$: compositions isotopiques ou concentrations du traceur de l'eau prélevée à l'exutoire du bassin, de l'eau ancienne (antérieure à l'événement pluvieux) et de l'eau nouvelle apportée par la pluie.

Le débit dans le thalweg est mesuré à l'exutoire. Les concentrations du traceur sont également déterminées à l'exutoire et dans les eaux nouvelles et anciennes du bassin. Nous pouvons donc déterminer les débits des eaux anciennes et nouvelles à partir de la mesure de la composition isotopique de l'eau de la crue et des différents réservoirs impliqués dans cette crue.

Cette approche repose sur différentes hypothèses:

- (a) la teneur en isotopes lourds de l'épisode pluvieux considéré doit être significativement différente de celle de l'eau ancienne (Crouzet *et al.*, 1970);
 - (b) la teneur en isotopes lourds de l'averse ne présente pas de variations spatio-temporelles (Sklash & Farvolden, 1982);
 - (c) la teneur en isotopes lourds de l'eau ancienne reste constante au cours de la crue (Sklash & Farvolden, 1982); et
 - (d) l'eau ancienne a la même composition isotopique que celle du débit de base de la rivière avant l'événement pluvieux qui a généré la crue (Sklash & Farvolden, 1982).
- L'hypothèse (a) est souvent vérifiée mais doit être néanmoins contrôlée par un échantillonnage adapté (Kennedy *et al.*, 1986).
 - L'hypothèse (b) doit être impérativement remise en question: la composition de l'eau de pluie évolue fortement au cours du temps, (Dansgaard, 1964; Jouzel, 1986; McDonnell *et al.*, 1990; Kendall & McDonnell, 1993).
 - L'hypothèse (c) n'est pas toujours vérifiée: la composition isotopique de la fraction d'eau qui alimente la crue, issue de la nappe souterraine, peut être affectée par la recharge en provenance du sol au cours de l'averse. Cependant, cet exemple n'a été que rarement observé dans la littérature (Hooper & Shoemaker, 1986). Par contre, la composition isotopique de l'eau du sol (zones temporairement saturées et/ou non saturées) est largement modifiée du fait de l'infiltration de pluies de compositions isotopiques variées.
 - L'hypothèse (d) est généralement justifiée, dans la mesure où l'aquifère qui soutient le débit de base de la rivière n'offre pas de discontinuité géochimique. Mais elle ne l'est plus, lorsqu'il existe en période de crue, une autre contribution en provenance des zones temporairement saturées du sol à signatures isotopiques différentes.

L'analyse de l'hydrogramme de crue à partir de cette approche temporelle, c'est-à-dire en considérant « l'âge » de l'eau (« ancienne » et « nouvelle »), permet généralement de mettre en évidence une forte contribution d'eaux antérieures à la pluie. Dans ce cas, la part du ruissellement n'excède pas quelques % du volume écoulé à l'exutoire (Crouzet *et al.*, 1970).

PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Au cours de deux crues, prélevées le 24 mai 1992 et 15 mai 1993, nous avons simultanément prélevé:

- (a) l'eau à l'exutoire du bassin, suivant un pas de temps variable (5-15 min);
- (b) la pluie, avec un pas de temps variable imposé par l'intensité des précipitations, dans les 31 pluviomètres du bassin (sous forêt) et dans un pluviomètre en clairière à l'exutoire du bassin; et
- (c) l'eau des drains installés dans les fosses pédologiques B I (située dans la zone en aval du bassin et dans la partie inférieure du versant) et B IV (située dans la zone supérieure du bassin et dans la partie élevée du versant) à des pas de temps variables (de l'ordre de 30 min). La fosse B I permet de caractériser la signature géochimique des eaux issues du drainage superficiel du sol tandis que la fosse B IV permet de déterminer la signature géochimique de l'eau issue des couches plus profondes.

Un relevé des mesures tensiométriques est effectué tout au long de la crue (pas de temps de 15-60 min).

La veille de la crue, des échantillons de sol ont été prélevés à proximité des stations tensiométriques de façon à pouvoir caractériser un état isotopique initial de l'eau dans le sol.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

La composition isotopique des précipitations

Lors des épisodes de précipitation, la fraction liquide formée est enrichie en isotopes lourds par rapport à la fraction gazeuse résiduelle au sein du nuage. Les évolutions des compositions isotopiques de la phase gazeuse et de la phase liquide résultante peuvent être interprétées de façon très schématique à travers le modèle de la distillation de Rayleigh (Fig. 2, Dansgaard, 1964).

A un instant donné, la composition isotopique de la fraction liquide initiale (δ_p^0), qui quitte la base du nuage, est en équilibre thermodynamique avec celle de la vapeur originelle (δ_v^0) qui a donné naissance à ce liquide. Le départ de gouttes de pluie (enrichies en isotopes lourds) impose un appauvrissement isotopique à la vapeur résiduelle dans le cas où le nuage n'est pas réalimenté par de la vapeur atmosphérique environnante (« effet de réservoir »). A un nouvel épisode de condensation, correspond une précipitation, dont la composition isotopique (δ_p^1) est en équilibre avec celle de la vapeur (δ_v^1). Cette nouvelle précipitation présente donc une teneur en isotopes lourds inférieure à celle de la première précipitation ($\delta_p^1 < \delta_p^0$). Ce processus se renouvelle au fur et à mesure que les précipitations se développent. Dans l'exemple évoqué Fig. 2, il a été supposé que la

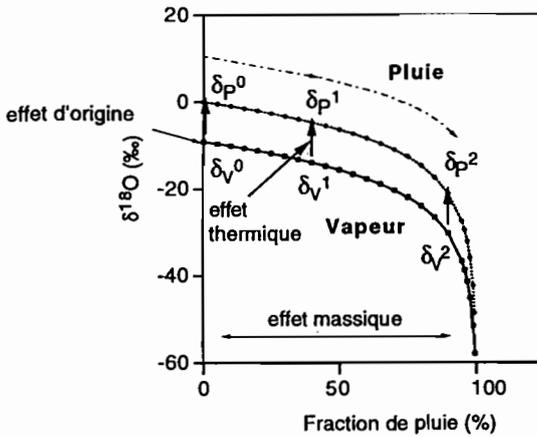


Fig. 2 Evolution théorique (modèle de Rayleigh) de la composition isotopique de la pluie et de la vapeur d'eau au sein du nuage par rapport à la quantité d'eau précipitée au sol.

température de condensation était toujours la même dans le nuage: ceci explique l'écart constant observé entre la teneur isotopique de la vapeur résiduelle et celle de la fraction liquide précipitée.

La vidange du réservoir de vapeur atmosphérique se traduit donc par une diminution progressive de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique d'origine océanique et de la pluie issue des différents épisodes de condensation.

Différents effets isotopiques peuvent être mis en évidence:

- « Effet d'origine »: la composition isotopique de la vapeur d'eau initiale (δ_v^0) est imposée par l'origine de la masse d'air. Des masses d'air formées sur l'océan Atlantique n'ont pas les mêmes compositions isotopiques que les masses d'air formées à partir des aires océaniques polaires.
- « Effet thermique »: le processus de condensation dans les nuages fait, entre autres, appel aux différences de pression de vapeur saturante, et donc à la température. L'écart qui sépare la composition isotopique de la vapeur de celle de la pluie, va donc également être contrôlé par la température.

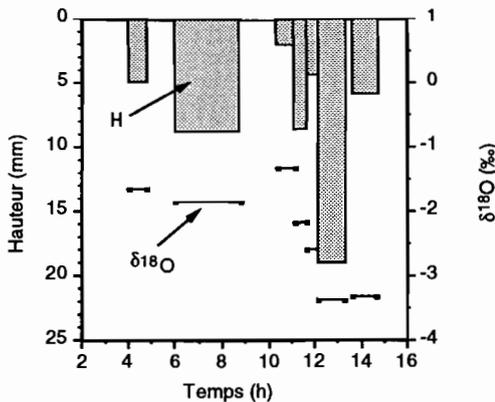


Fig. 3 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie et de la lame d'eau précipitée dans les pluviomètres (31) installés en forêt primaire le 24 mai 1992.

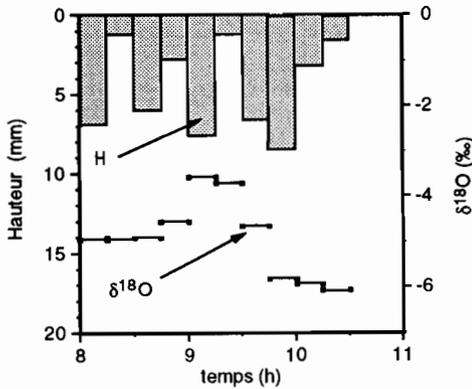


Fig. 4 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie et de la lame d'eau précipitée prélevée dans les pluviomètres (31) installés en forêt primaire le 15 mai 1993.

– « Effet massique » : l'appauvrissement de la composition isotopique des deux phases est contrôlé par la quantité de pluie précipitée.

Les résultats présentés Figs 3 et 4 montrent une évolution temporelle différente de la composition isotopique des précipitations prélevées le 24 mai 1992 et le 15 mai 1993.

L'analyse de l'effet de masse dans les précipitations, à travers le calcul de la composition isotopique intégrée des précipitations (δ) amène à des différences importantes (Figs 5 et 6).

Cette composition est calculée à partir de la teneur en isotopes lourds (δ_i) des épisodes successifs pondérée par la hauteur d'eau (H_i) recueillie dans les pluviomètres (McDonnell *et al.*, 1990). L'effet de masse est bien mis en évidence le 24 mai 1992 et est inexistant le 15 mai 1993. Ces différences sont à mettre en relation avec le type de précipitations (frontales le 24 mai 1992 et convectives le 15 mai 1993). En effet, Gedzelmann & Arnold (1994) montrent que l'évolution temporelle de la signature isotopique des précipitations frontales (fronts chaud et froid à signatures isotopiques

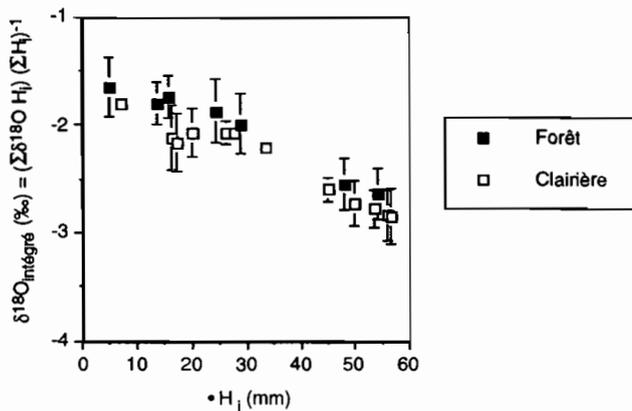


Fig. 5 Evolution de la teneur moyenne en oxygène 18 intégrée de la pluie pondérée par la hauteur de pluie cumulée prélevée dans les pluviomètres (31) installés sous forêt et en clairière (exutoire du bassin versant "B") le 24 mai 1992.

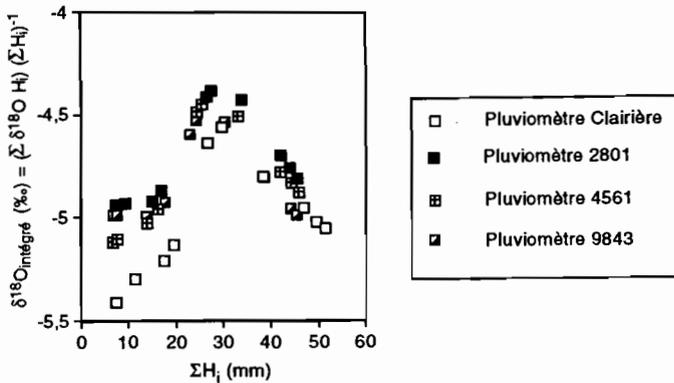


Fig. 6 Evolution de la teneur en oxygène 18 intégrée de la pluie pondérée par la hauteur de pluie cumulée prélevée dans trois pluviomètres installés sous forêt (pluviomètres 2801, 4561 et 9843) et en clairière (exutoire du bassin versant "B") le 15 mai 1993.

grossièrement opposées) est à associer à la variation de température de condensation qui accompagne le front ainsi qu'à l'effet de vidange du nuage (effet de masse). L'évolution temporelle de la signature isotopique des précipitations convectives résulte essentiellement de la structure dynamique des cellules de convection qui détermine l'origine de la masse d'air et l'altitude de condensation, de la trajectoire suivie par les gouttes de pluie après condensation (échanges isotopiques avec la vapeur qui en résultent) et des processus qui affectent le précipitat (possibilité de reprise par évaporation dans l'atmosphère au cours de la chute des gouttes de pluie). Ceci permet d'expliquer l'absence d'effet de masse dans ce type de précipitations.

Le 24 mai 1992, la lame d'eau précipitée est respectivement de 53,8 mm sous forêt et de 56,8 mm hors forêt. La différence entre ces deux valeurs représente une perte de 5,3% due à l'interception de la pluie par la canopée. Cette valeur reste très en deçà de la valeur moyenne annuelle de 15% retenue pour ce site par Roche (1982), d'après les études menées sur le bassin Grégoire (Guyane Française).

La teneur en oxygène 18 (pondérée ou non) de la pluie varie faiblement dans l'espace (Fig. 5). Les 31 pluviomètres sont répartis aléatoirement sur une centaine de mètres le long d'une ligne parallèle au thalweg afin de pouvoir étudier l'éventualité d'une organisation, à l'échelle décimétrique, de la pluie recueillie au sol. Les variogrammes ainsi déterminés sur les hauteurs de pluie restent de type aléatoire pur avec un effet de pépite important. Le processus de précipitation sous canopée doit donc être considéré comme un phénomène discontinu, sans organisation spatiale. Les variogrammes relatifs à la composition isotopique de la pluie sous canopée ne démontrent pas l'existence d'une structure spatiale et confirment donc l'indépendance des postes pluviométriques.

La composition isotopique de la crue

Variabilité temporelle de la composition isotopique de la crue La composition isotopique de l'eau prélevée à l'exutoire du bassin versant tend vers celle de la pluie en l'atteignant très rarement (Figs 7 et 8).

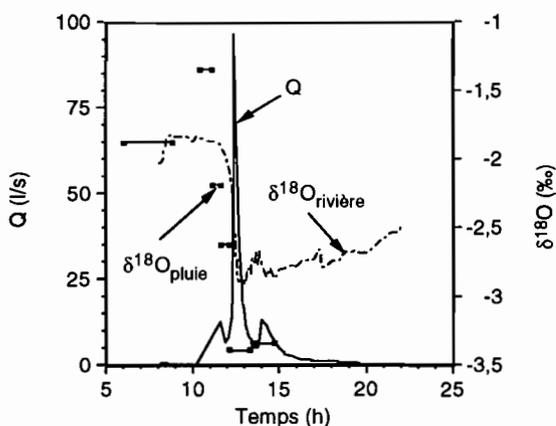


Fig. 7 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la rivière et de la pluie sur le bassin versant "B" en forêt primaire (24 mai 1992). L'hydrogramme de crue est également représenté.

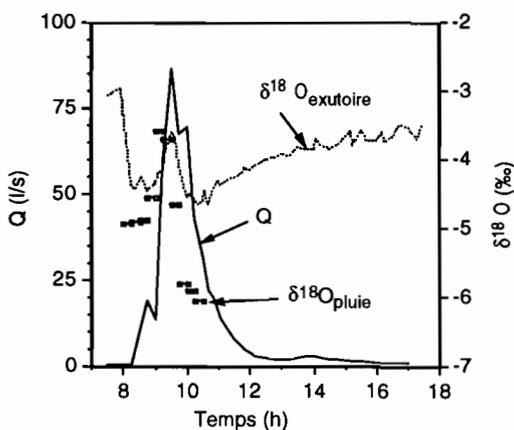


Fig. 8 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la rivière et de la pluie sur le bassin versant "B" en forêt primaire (15 mai 1993). L'hydrogramme de crue est également représenté.

Ceci pourrait être attribué à:

- (a) Une variabilité spatiale de la composition isotopique de la pluie à l'échelle du bassin versant dans le cas où l'on suppose que le thalweg n'est alimenté que par de l'eau de pluie ou par du ruissellement superficiel qui conserve la signature isotopique de l'eau de pluie. Ceci remettrait en cause la représentativité du dispositif pluviométrique et de la signature isotopique de la pluie ainsi déterminée.
- (b) Un mélange entre l'eau de l'événement pluvieux et une eau du sol antérieure à cet événement, de composition isotopique différente. Il est à noter que l'amplitude de la variabilité temporelle de la signature isotopique de la pluie est du même ordre de grandeur que celle de la variabilité spatiale (profil vertical) de la signature isotopique initiale de l'eau dans le sol (Fig. 9).

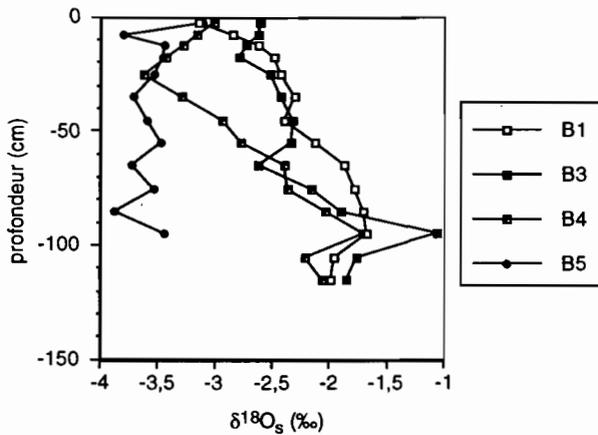


Fig. 9 Profil initial des teneurs en oxygène 18 de l'eau dans le sol de différentes stations du bassin versant "B" en forêt primaire (23 mai 1992). B1 est situé dans la zone aval du bassin à proximité du thalweg, B3, à mi-versant et mi-bassin, B4 dans la partie supérieure du bassin et du versant, B5, dans la zone amont du bassin.

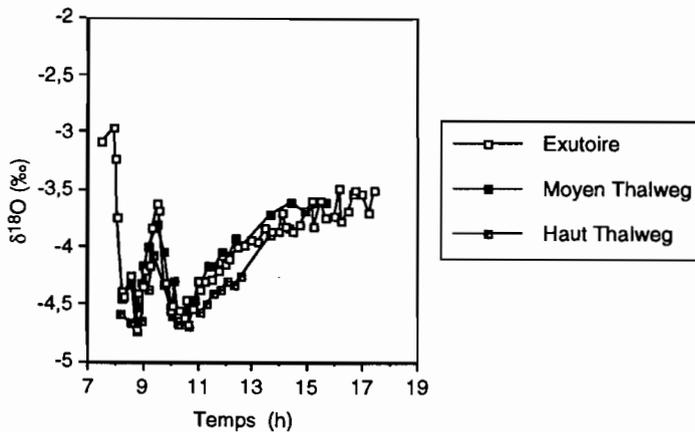


Fig. 10 Profil longitudinal de la teneur en oxygène 18 analysée le long du thalweg (exutoire, mi-pente et tête du thalweg) du bassin versant "B" en forêt primaire (15 mai 1993).

Une expérimentation réalisée le 15 mai 1993 met en évidence la quasi-absence d'évolution spatiale de la composition isotopique de l'eau entre trois stations de prélèvement installées le long du thalweg (tête, mi-pente et exutoire) à un instant donné (Fig. 10). L'hypothèse (a) est donc à rejeter: seules les évolutions temporelles des signatures isotopiques de l'eau de pluie et des zones temporairement saturées du sol provoquent l'évolution de la signature de l'eau du ruisseau. Cela démontre également que la variabilité spatiale (latérale) de la composition isotopique de l'eau du sol n'a que très peu d'influence sur celle du cours d'eau.

Droite des eaux météoriques et droites d'évaporation

La droite des eaux météoriques caractérise l'ensemble des précipitations qui ont échappé à une reprise par l'évaporation au cours de leur chute dans l'atmosphère. Lors des épisodes de condensation, la teneur en oxygène 18 est liée à celle du deutérium, à l'échelle mondiale, par la relation empirique suivante (Yurtsever & Gat, 1981):

$$\delta^2\text{H} = (8,17 \pm 0,08) \delta^{18}\text{O} + (10,6 \pm 0,6) \tag{3}$$

avec $n = 153$ et $r = 0,99$, relation significative au seuil de 1 %.

Les valeurs de la pente et de l'ordonnée à l'origine de cette droite ne dépendent que du déficit de pression de vapeur qui gouverne l'évaporation de l'océan (Merlivat & Jouzel, 1979; Jouzel, 1986).

Les lois qui régissent l'évaporation produisent un effet identique sur les deux isotopes stables de la molécule d'eau. Cet effet tend à enrichir en oxygène 18 et en deutérium l'eau d'un réservoir quelconque (eau libre, sol, feuille ...). De nombreuses études (Craig, 1961; Craig & Gordon, 1965; Yurtsever & Gat, 1981) montrent que les points qui représentent l'évolution de la composition isotopique d'une eau soumise à l'évaporation sont tous situés sous la droite des eaux météoriques dans un diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$.

Lors de l'expérimentation réalisée le 24 mai 1992, l'ensemble des compositions isotopiques de l'eau des échantillons (pluie, thalweg, eau initialement présente dans le sol, eau gravitaire) se répartit suivant une droite locale des eaux météoriques (Fig. 11) établie à Cayenne par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (Vienne, Autriche).

$$\delta^2\text{H} = (6,2 \pm 0,3)\delta^{18}\text{O} + (5,1 \pm 0,9) \tag{4}$$

La réévaporation d'une partie de la pluie interceptée par le couvert végétal n'entraîne pas de modification importante de la composition isotopique de l'eau résiduelle sur les feuilles dans la mesure où en fin d'averse, la fraction de pluie interceptée

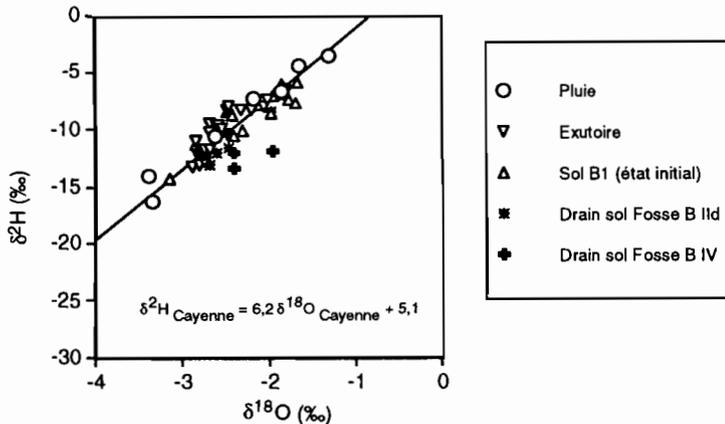


Fig. 11 Dans un diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, représentation de la droite locale des eaux météoriques et des échantillons prélevés à l'exutoire pendant la crue et dans les drains des fosses pédologiques (B I et B IV) du bassin versant "B". L'état initial isotopique du sol (carottage B1) est également représenté.

s'évapore dans une atmosphère à humidité relative élevée (supérieure systématiquement à 90%). Ce processus modifie très faiblement la composition isotopique de l'eau restant sur les feuilles, ce qui confirme l'hypothèse de Gat & Tzur (1967).

Il n'existe donc pas de droite d'évaporation dans ce diagramme. Ceci démontre que la pluie qui génère la crue ne fait que s'infiltrer et déplacer, dans le sol, des eaux issues de pluies provenant d'événement plus anciens et qui n'ont pas été reprises ultérieurement par l'évaporation dans le sol. L'absence d'évaporation de l'eau dans le sol entraîne celle de droites de mélange (de type eau condensée-eau évaporée) entre les différents pôles (pluie et sol) qui alimentent la crue.

La non évaporation de l'eau dans le sol, liée à l'indice foliaire élevé des couverts végétaux et au faible déficit de pression de vapeur d'eau atmosphérique, est également confirmée par des mesures bioclimatiques réalisées en saison sèche (Fig. 12). Le flux de transpiration de la canopée a été calculé à partir de la méthode de mesure du flux de sève (Granier, 1985). Les valeurs obtenues (Fig. 12) correspondent à une transpiration de la canopée de $2,6 \text{ mm jour}^{-1}$. Dans le cas du sous-bois, les flux de chaleur sensible et de vapeur d'eau ont été mesurés à la hauteur de 6,0 m par la méthode des covariances turbulentes (fréquence d'échantillonnage de 10 Hz). En milieu de journée, le rayonnement net culmine à la valeur de 30 W m^{-2} avec sensiblement 10 W m^{-2} pour les flux de chaleur sensible et de chaleur latente. Ces valeurs correspondent à une transpiration totale du sous-bois de moins de $0,2 \text{ mm jour}^{-1}$ (Fig. 12), d'où une absence de possibilité d'évaporation de l'eau dans le sol.

La composition isotopique initiale de l'eau dans le sol

Les différents profils isotopiques réalisés dans les parties élevée et moyenne du bassin versant (sites B3 et B4) présentent une évolution similaire avec un gradient négatif des teneurs en oxygène 18 entre $-0,3 \text{ m}$ et la surface du sol (Fig. 9). Le gradient devient positif ensuite jusqu'à $-1,0 \text{ m}$, puis s'inverse à nouveau. Le profil B1 (partie basse du versant) est plus régulier et montre un léger enrichissement avec la profondeur jusqu'à $-1,0 \text{ m}$, profondeur où le gradient isotopique devient négatif.

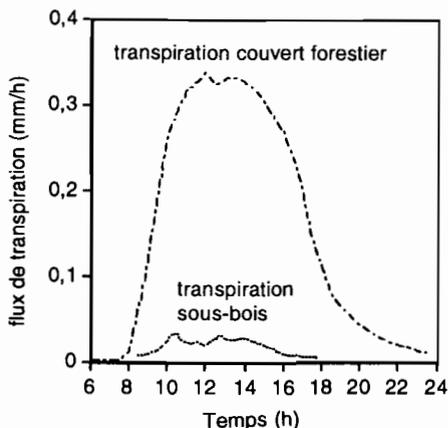


Fig. 12 Evolution comparée des flux de transpiration mesurés au niveau du couvert forestier et du sous-bois (7 octobre 1992, saison sèche).

L'absorption racinaire et les remontées capillaires ne provoquent pas de fractionnement isotopique (Zimmermann *et al.*, 1967; Bariac, 1988). En l'absence d'évaporation, ces profils isotopiques permettent de caractériser une succession de précipitations infiltrées dans le sol. Les compositions isotopiques de ces précipitations sont différentes et plus ou moins réhomogénéisées par le processus de transfert de l'eau dans le sol (infiltration rapide de l'eau dans les horizons supérieurs, infiltration plus lente dans les horizons profonds).

Par contre, le profil réalisé dans la partie la plus en amont de ce bassin présente une bonne homogénéisation des teneurs en oxygène 18 probablement liée à sa situation dans une zone de sol à drainage vertical libre.

Evolution des potentiels matriciels de l'eau dans le sol

Nous avons suivi l'évolution du potentiel matriciel de l'eau du sol pendant toute la crue grâce à des tensiomètres installés à différentes profondeurs le long du versant gauche du bassin. Rappelons que la saturation en eau d'un sol se traduit par un potentiel matriciel qui tend vers zéro.

Les trois stations retenues sur le bassin versant présentent un comportement hydrodynamique différent au cours de l'averse (Fig. 13).

Le sol réagit très superficiellement à l'averse (Fig. 13(a)) dans le cas de la station la plus proche du thalweg (B1). En effet, seuls les horizons supérieurs du sol (de 0 à -0,4 m) approchent ou atteignent la saturation en eau, lorsque le pic principal de crue est enregistré (12.35 h). Puis, les potentiels hydriques de ces horizons restent constants. Entre -0,50 m et -0,80 m, les variations de potentiel restent faibles. Au-delà de -1,0 m, les variations de potentiel sont inexistantes.

Avec un profil pédologique pourtant comparable, la station B3 réagit très différemment (Fig. 13(b)). Dans un premier temps (06.00-11.00 h), le potentiel hydrique varie peu, quel que soit l'horizon. Seul l'horizon -0,15 m est alors saturé en eau. Entre 11.00 h (couches superficielles) et 13.00 h (couches profondes), les potentiels hydriques augmentent fortement, à l'exception de ceux des horizons les plus profonds (-2,00 m). Ces potentiels se stabilisent entre 13.00 et 16.00 h, puis décroissent lentement au-delà de 18.00 h. Au pic de crue (12.35 h), la saturation dans le sol est atteinte jusqu'à -1,40 m: l'infiltration atteint donc rapidement les couches profondes.

Dès 08.00 h, le sol de la station B4 est saturé en eau jusqu'à -0,40 m (Fig. 13(c)). Puis, par la suite, le potentiel hydrique des horizons superficiels augmente très faiblement. Par contre, le potentiel des horizons intermédiaires (de -0,60m à -1,00m) n'augmente qu'à partir de 12.00 h. Ces horizons se saturent en eau vers 17.00 h. Entre -1,00 et -2,00 m, les variations de potentiel sont progressivement atténuées et la saturation n'est jamais atteinte.

Les propriétés hydrodynamiques [relations potentiel matriciel de l'eau (h) – humidité volumique (θ) et conductivité hydraulique (K) – l'humidité volumique (θ)] du sol peuvent être décrites à partir de l'expression analytique développée par Van Genuchten (1980) dans le cas des relations entre le potentiel matriciel (h) ou la conductivité hydraulique (K) et l'humidité volumique (θ) du sol.

La relation potentiel matriciel-humidité volumique a tout d'abord été ajustée à partir de la relation (5) proposée par Van Genuchten (1980):

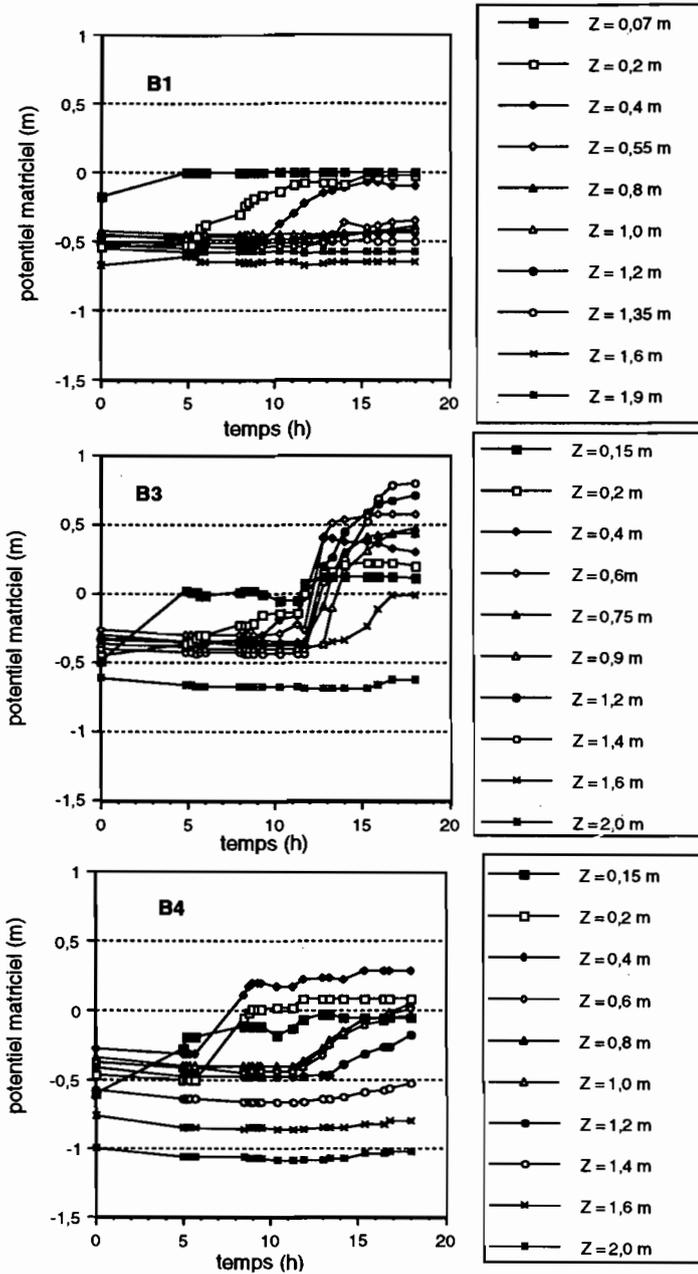


Fig. 13 Evolution spatio-temporelle du potentiel matriciel mesuré aux stations B1, B3 B4 lors de la crue du 24 mai 1992.

$$S = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \tag{5}$$

où α et n sont des paramètres à ajuster (avec $m = 1 - n^{-1}$) et S est le taux de saturation calculé à partir de l'équation (6):

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{6}$$

où θ est l'humidité du sol ($m^3 m^{-3}$), θ_r , l'humidité résiduelle du sol ($m^3 m^{-3}$) et θ_s , l'humidité à saturation du sol ($m^3 m^{-3}$).

La relation conductivité hydraulique – humidité volumique a été ajustée à partir de la relation (7) proposée par Van Genuchten (1980) d'après l'équation de base de Mualem (1976):

$$K = K_{sat} S^{1/2} [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 \tag{7}$$

où K est la conductivité hydraulique ($m s^{-1}$) et K_{sat} , la conductivité hydraulique à saturation ($m s^{-1}$).

Malgré une grande variabilité des propriétés hydrodynamiques des sols, l'application de ce modèle montre que:

- Il existe une réduction de 1 à 2 puissances de 10 dans les ordres de grandeur de conductivité hydraulique entre les horizons situés près de la surface et les horizons plus profonds. L'existence de « barrière semi-imperméable » semble donc confirmée.
- Le drainage à la base des profils est négligeable (inférieur à 1 mm).
- La recharge hydrique du profil étant de 10 à 20 mm selon les sites, le reste de la pluie est disponible pour le ruissellement superficiel ou l'écoulement hypodermique.

En conclusion, le sol du bassin versant peut être décrit comme étant la superposition de trois horizons:

- un horizon à écoulement rapide;
- un horizon intermédiaire moins conducteur (au-dessus du niveau argileux rouge);
- et
- un horizon profond imperméable (en-dessous du niveau argileux rouge).

Afin de pouvoir quantifier la participation de ces trois réservoirs au débit de la rivière en période de crue, il nous faudra donc utiliser deux équations de conservation de traceurs en association avec l'équation de conservation de masse de l'eau.

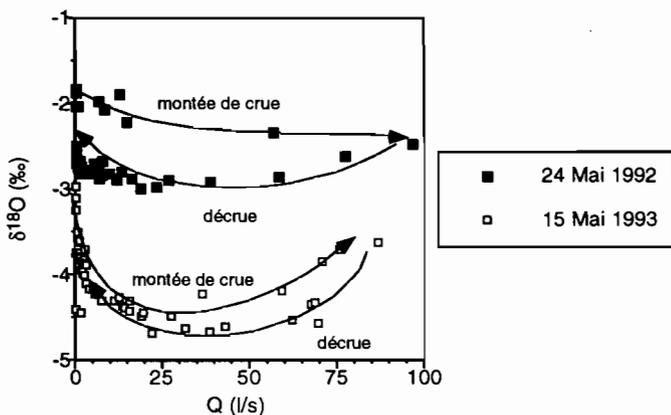


Fig. 14 Mise en évidence d'une relation d'hystérésis entre la teneur en oxygène 18 de l'eau de la crue et le débit du ruisseau des bassins versants "A" et "B" (24 mai 1992 et 15 mai 1993).

Composition isotopique de l'eau du thalweg et débit de la rivière

La compartimentation de l'eau au sein du bassin versant influence l'évolution isotopique de la crue (Herrmann & Stichler, 1980). Cette compartimentation peut être abordée à travers la relation établie entre la teneur en isotopes lourds de l'eau du ruisseau et le débit de ce ruisseau. Cette relation peut présenter un effet d'hystérésis, attribué par Sklash & Farvolder (1979) à un mélange à trois pôles, à compositions isotopiques stables (pluie, nappes, sol), mais à contributions temporelles variables à la crue. Les expérimentations réalisées en mai 1992 et mai 1993 confirment l'existence de cette relation d'hystérésis (Fig. 14). Cependant, cette relation d'hystérésis peut également être engendrée par l'évolution isotopique de la pluie au cours du temps dans le cas d'un simple modèle de mélange à deux pôles.

Relation entre les traceurs isotopiques et hydrochimiques

L'analyse du couple traceur chimique – traceur isotopique doit permettre d'identifier les différents sous-réservoirs qui participent à la crue (Maulé & Stein, 1990).

La géochimie isotopique de l'eau permet de distinguer les eaux nouvelles des eaux anciennes dans le cas d'une spécificité des teneurs en isotopes lourds de l'eau des différents réservoirs. Elle permet également de caractériser des eaux dans le sol qui subissent un mélange (eaux anciennes qui subissent une « contamination » par des eaux nouvelles lors de l'infiltration de la pluie dans le sol) et dont la composition isotopique est donc intermédiaire entre celles des eaux actuelles et anciennes.

A partir d'un diagramme géochimique (Maulé & Stein, 1990), différents sous-réservoirs peuvent être ainsi distingués:

- (a) Les eaux récentes *sensu stricto*, situées au-dessus de l'interface sol-atmosphère (pluie directe, ruissellement superficiel), dont la composition isotopique est imposée par la pluie et qui ne sont pas ou peu marquées par un traceur chimique. Cependant, en dehors des parois du thalweg, aucun ruissellement superficiel n'est observé sur les bassins étudiés.
- (b) Les eaux récentes *sensu lato* (écoulement hypodermique), situées sous l'interface sol-atmosphère, qui présentent la composition isotopique de la précipitation et qui sont marquées par un traceur chimique (échanges géochimiques avec la litière et les premiers horizons minéraux). En raison d'un mélange limité entre la pluie infiltrée et l'eau antérieure présente dans les couches superficielles du sol, nous pouvons considérer que ces eaux circulent rapidement dans les zones temporairement saturées du sol.
- (c) Les eaux de mélange (« eaux intermédiaires »), qui présentent une composition isotopique intermédiaire entre celle de la pluie et celle des eaux profondes, sont marquées par un traceur chimique. Du fait des mélanges d'eaux entre la pluie et l'eau antérieure du sol, on peut supposer que ces eaux circulent plus lentement dans le sol.
- (d) Les eaux anciennes *sensu stricto*, qui présentent la composition isotopique de la zone saturée (« eaux anciennes ») et qui sont marquées par un traceur chimique.

Il s'agit donc de trouver des traceurs chimiques permettant de caractériser les différents réservoirs. D'une façon générale, les éléments géochimiques du sol peuvent

être divisés en deux groupes, que ces traceurs soient conservatifs ou non (Hirata & Muraoka, 1993): ceux (sodium, chlorure ...), qui ne sont généralement pas essentiels au développement des végétaux, dont la concentration s'accroît avec la profondeur et ceux (nitrate, potassium, calcium ...), qui le sont, et ont tendance à se concentrer à la surface du sol.

Ces observations générales sont évidemment à adapter à la nature minéralogique des sols étudiés, à l'influence du climat local sur l'altération du sol et à la nature de la végétation recouvrant le bassin. Dans le cas du bassin versant étudié, nous pouvons constater que (Grimaldi, 1988):

- Il n'existe pas de contamination en chlorure ou en sodium de la solution de sol lors de l'altération des minéraux, ces derniers n'en contenant pas. Ces éléments sont nécessairement apportés par les pluies. Ces ions sont très peu absorbés par la végétation (notamment Cl^-) et vont donc se concentrer dans les eaux profondes (anciennes).
- Le potassium et le calcium sont faiblement apportés par le sol (dissolution très lente de la muscovite). Ils sont également libérés lors de la décomposition de la litière ou du lessivage de la canopée, mais très rapidement absorbés par la végétation (surtout K^+). Le potassium et le calcium vont donc se trouver essentiellement dans les eaux superficielles (récentes).

Ainsi, sur ces bassins, les eaux superficielles seront caractérisées par des concentrations élevées en potassium et très faibles en chlorure. Un phénomène inverse caractérisera les eaux profondes.

Le diagramme « traceur chimique profond (Cl^-) – traceur isotopique » démontre l'existence d'une relation d'hystérésis entre ces deux familles de traceurs (Fig. 15, cas du 24 mai 1992):

- la branche descendante de cette relation (montée de crue) est imposée par l'appauvrissement isotopique lié à la chute de ce signal dans les précipitations et à l'arrivée d'eau en provenance des couches superficielles du sol peu marquées en chlorure;

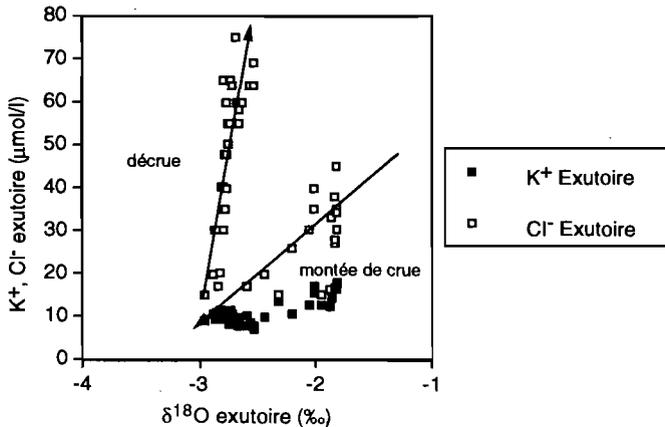


Fig. 15 Evolution de la concentration en chlorure et en potassium par rapport à la teneur en oxygène 18 de la crue prélevée à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (24 mai 1992).

- la branche ascendante (décrue et tarissement) est créée par l'arrêt de la pluie et l'arrivée à l'exutoire d'eaux profondes concentrées en Cl^- et plus enrichies en isotopes lourds.

Cette hystérésis disparaît dans le cas du diagramme « traceur chimique de surface (K^+) – traceur isotopique » (Fig. 15): la relation observée est essentiellement imposée par l'appauvrissement isotopique lié à la chute de ce signal dans les précipitations. A l'exutoire, l'arrivée d'eaux profondes peu concentrées en potassium, ne modifie plus cette relation.

Le couplage géochimie-hydrodynamique permet donc de déterminer le nombre et la nature des réservoirs impliqués dans la génération de la crue.

Ainsi la crue du 24 mai 1992 est générée par trois compartiments différents du sol:

- écoulement hypodermique;
- écoulement dans les zones intermédiaires du sol, au-dessus du niveau d'argile rouge (zone de mélange); et
- écoulement des zones profondes du sol.

La participation de ces réservoirs à la crue va varier au cours du temps (Fig. 16).

En début de crue, nous avons pris en compte un mélange réalisé entre (a) les teneurs moyennes initiales en oxygène 18 de l'eau dans le sol (eau de mélange) et (b) l'eau de l'écoulement hypodermique marquée par les teneurs moyennes en oxygène 18 des précipitations. En effet, l'analyse tensiométrique met en évidence l'existence d'une saturation de ces horizons dès le début de la crue, les couches les plus profondes n'étant pas encore saturées. La participation de l'écoulement hypodermique est nettement prépondérante dans cette première partie de crue.

Puis, l'analyse tensiométrique révélant une saturation de l'ensemble du profil, un mélange à trois réservoirs succède au mélange à deux réservoirs:

- écoulement hypodermique caractérisé par les teneurs en oxygène 18 et en chlorure de la pluie;
- eau de la zone de mélange caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse pédologique B I; et
- écoulement des zones profondes du sol dont l'eau est caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse

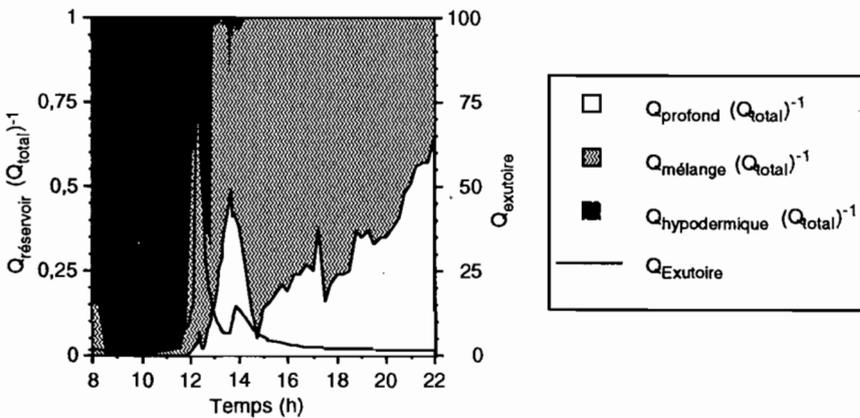


Fig. 16 Hydrogramme global de crue et sous-hydrogrammes géochimiques de participation des différentes couches du sol (bassin versant "B", 24 mai 1992).

pédologique B IV. C'est pendant cette deuxième partie de la crue que se produit le pic de crue. La contribution de l'écoulement hypodermique diminue, essentiellement au profit de l'écoulement des zones intermédiaires du sol qui devient prépondérant lors du pic de crue. L'écoulement des zones profondes du sol reste très faible.

A l'arrêt de la pluie, on revient à un mélange à deux réservoirs:

- (a) eau de la zone de mélange caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse pédologique B I; et
- (b) écoulement des zones profondes du sol dont l'eau est caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse pédologique B IV. La participation de l'écoulement des zones intermédiaires du sol reste importante mais diminue régulièrement au profit de celle des zones profondes.

Le 15 mai 1993, l'humidité initiale du sol est supérieure à celle du 24 mai 1992. La quantité de pluie précipitée est également plus importante. Malgré ces différences, les études tensiométriques et géochimiques montrent que le nombre et la nature des réservoirs impliqués dans la génération des débits de crue restent les mêmes. Nous avons donc décomposé la crue en trois périodes identiques à celle du 24 mai 1992 (Fig. 17). On constate des différences avec la crue du 24 mai 1992. La participation de l'écoulement hypodermique en début de crue (première période) diminue au profit de celle des zones intermédiaires du sol. La contribution des zones profondes du sol est rapidement importante, dès la deuxième période de la crue. Elle est prépondérante pendant la décrue (troisième période).

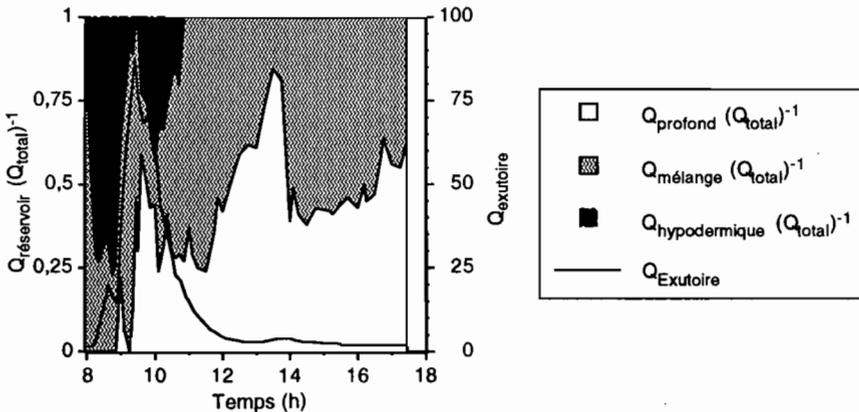


Fig. 17 Hydrogramme global de crue et sous-hydrogrammes géochimiques de participation des différentes couches du sol (bassin versant "B", 15 mai 1993).

CONCLUSION

Cette étude a mis en évidence l'intérêt de l'utilisation conjointe des informations chimiques, isotopiques et tensiométriques pour la décomposition des hydrogrammes de crue.

L'analyse des crues par la méthodologie isotopique démontre l'existence à l'exutoire, d'un mélange d'eaux issues de la pluie et des différentes couches de sol.

Cependant, l'outil isotopique seul, est insuffisant pour apprécier la profondeur de l'eau mobilisée dans le sol. En effet, sur le bassin étudié, la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie est très semblable à la variabilité spatiale verticale du signal isotopique de l'eau dans le sol.

Le bassin ne subit pas d'évaporation: la signature isotopique de l'eau issue du sol pendant les crues est imposée par les successions de pluies infiltrées au cours d'épisodes antérieurs.

Les teneurs en ^{18}O et en ^2H des pluies évoluent fortement dans le temps, mais peu dans l'espace, en raison de la faible superficie du bassin versant étudié. Cette variabilité temporelle impose de ne pas utiliser une teneur isotopique moyenne lors du calcul de la contribution du pôle « eau nouvelle » à l'exutoire du bassin versant. La composition isotopique des pluviocessivats demeure sur la droite des eaux météoriques dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$: ceci démontre que cette pluie échappe à une reprise par évaporation lors de son transfert à travers la canopée.

L'utilisation de traceurs chimiques et de la quantité d'eau susceptible d'être mobilisée dans le sol par drainage latéral est donc nécessaire à la caractérisation de l'eau du réservoir sol. Ainsi, l'utilisation combinée des informations chimiques et isotopiques rend possible l'identification et la quantification de la participation des différents réservoirs d'eau à l'écoulement de crue. Il nous a été alors possible de séparer les hydrogrammes de crue en ses composantes simples (écoulement hypodermique, eaux de mélange et eaux profondes).

Les deux expériences réalisées en 1992 et en 1993 montrent un comportement général similaire du bassin versant forestier lors d'épisodes de crue. Cependant, en fonction de l'état hydrique du sol et des caractéristiques de la pluie, la participation respective des trois réservoirs au débit de crue évolue.

REFERENCES

- Bariac, T. (1988) Les isotopes stables (^{18}O , ^2H) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: conséquence pour la vapeur d'eau atmosphérique. Thèse Doct. Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris, France.
- Boulet, R. (1990) Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ECEREX. Hypothèses sur leur dynamique. In: *Mise en valeur de l'écosystème guyanais: opération ECEREX*. INRA-CTFT, 15.
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**, 1702.
- Craig, H. & Gordon, L. (1965) Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (ed. par E. Tongiorgi), 9. CNR, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa.
- Crouzet, E., Hubert, P., Olive, Ph., Siewertz, E. & Marcé, A. (1970) Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.* **11**, 217.
- Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**, 435.
- Fritsch, J. M. (1990) 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 Doct. Univ. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, France.
- Gat, J. R. & Tzur, Y. (1967) Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. In: *Proc. 2nd IAEA Symposium on Isotopes in Hydrology*, 49. IAEA, Vienna.
- Gedzelmann S. D. & Arnold R. (1994) Modeling the isotopic composition of precipitation. *J. Geophys. Res.* **99**(D5), 10 455.
- Granier, A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.* **42**, 193.
- Grimaldi, C. (1988) Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide: exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane Française. *Sci. Géol. Bull.* **41**(3-4), 247.
- Grimaldi, M. & Boulet, R. (1989) Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle en Guyane Française. *Cah. Orstom Sér. Pédol.* **25**(3), 263.

- Grimaldi, C., Grimaldi, M. & Boulet, R. (1990) Etude d'un système de transformation sur schiste en Guyane Française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. In: *Organisation et fonctionnement des altérites et des sols* (ed. par J. C. Wackermann), 81. Sémin. Orstom no. 90.
- Guehl, J. M. (1984) Utilisation des méthodes tensio-neutroniques pour l'étude des transferts hydriques dans le sol en milieu ferralitique guyanais. *Sci. Sol* 2, 35.
- Herrmann, A. & Stüchler, W. (1980) Groundwater-runoff relationships. *Catena* 7, 241.
- Hirata, T. & Muraoka, K. (1993) The relation between water migration and chemical processes in a forest ecosystem. In: *Tracers in Hydrology* (ed. par N. E. Peters, E. Hoehn, Ch. Leibundgut, N. Tase & D. E. Walling) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 31-40. IAHS Publ. no. 215.
- Hooper, R. P. & Shoemaker C. A. (1986) A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.* 22, 1444.
- Jouzel, J. (1986) Isotopes in cloud physics: multiphase and multistage condensation process. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. II: *The Terrestrial Environment* (ed. par P. Fritz & J. Ch. Fontes), 61. Elsevier.
- Kendall, C., & McDonnell, J. J. (1993) Effect of intrastorm isotopic heterogeneities of rainfall, soil water and groundwater on runoff modeling. In: *Tracers in Hydrology* (ed. par N. E. Peters, E. Hoehn, Ch. Leibundgut, N. Tase & D. E. Walling) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 41-48. IAHS Publ. no. 215.
- Kennedy, V. C., Kendall, C., Zellweger, G. W., Wyerman, T. A. & Avanzino, R. J. (1986) Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River basin, California. *J. Hydrol.* 84, 107.
- Maulé, P. S. & Stein, J. (1990) Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. *Wat. Resour. Res.* 26, 2959.
- Mualem, Y. (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Wat. Resour. Res.* 12, 513.
- McDonnell, J. J., Bonnell, M., Stewart, M. K. & Pearce, A. J. (1990) Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.* 26, 455.
- McDonnell, J. J. & Kendall, C. (1992) Stable isotopes in catchment hydrology. *Trans. AGU* 73, 260.
- Merlivat, L. & Jouzel, J. (1979) Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.* 84, 5029.
- Rhode, A. (1987) The origin of stream water traced by oxygen-18. PhD Thesis, Uppsala University, Dept Phys. Geogr., Div. Hydrol. Report Ser. A, Sweden.
- Roche, M. A. (1982) Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ECEREX en Guyane. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* 29(2), 81.
- Sarrailh, J. M. (1990) *Mise en valeur de l'écosystème guyanais: opération ECEREX*. INRA-CTFT.
- Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. (1979) The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43, 45.
- Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. (1982) The use of environmental isotopes in the study of high-runoff episodes in streams. In: *Isotope Studies of Hydrologic Processes* (ed. par E. C. Perry Jr & C. W. Montgomery), 65. Northern Illinois University Press, DeKalb, Illinois.
- Van Genuchten, M. T. (1980) A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Wels, C., Cornett, R. J. & Lazerte, B. D. (1990) Groundwater and wetland contribution to stream acidification: an isotopic analysis. *Wat. Resour. Res.* 26, 2993.
- Wels, C., Cornett, R. J. & Lazerte, B. D. (1991) Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol.* 122, 253.
- Yurtsever, Y. & Gat, J. R. (1981) Atmospheric Waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*, 103. Techn. Reports Series no. 210, IAEA.
- Zimmermann, U., Ehhalt, D. & Münnich, K. O. (1967) Soil water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. In: *Isotopes in Hydrology* (Proc. Symp.), 567. IAEA, Vienna.

Evolution de l'hydrologie du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite et dynamique des transports solides et dissous

A. LARAQUE & J. C. OLIVRY

Centre Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

Résumé Le fleuve Congo-Zaïre, deuxième de la planète, tant par son module interannuel que par la superficie de son bassin versant, bénéficie d'une chronique limnimétrique de 90 ans. Il présente un hydrogramme bimodal et régulier, dû à la situation de son bassin versant de part et d'autre de l'équateur, où hautes eaux et basses eaux de l'hémisphère sud succèdent respectivement à celles de l'hémisphère nord. Cette régularité saisonnière et interannuelle se retrouve également dans ses flux de matières en raison des forts débits en cause. Le rôle déterminant de la partie septentrionale du bassin versant dans la baisse récente d'hydraulicité du Congo-Zaïre à Brazzaville a été mis en évidence. Une classification de ses affluents rive droite a été adaptée à leurs caractéristiques biogéohydrodynamiques. Enfin les domaines tropical humide de transition de l'Oubangui et équatorial du Congo-Zaïre ont été comparés, tant par leurs régimes d'écoulement que par leurs dynamiques de transport de matière.

Hydrological evolution of Congo-Zaïre river and its right bank tributaries – consequences for the transport of solid and dissolved matter

Abstract The Congo-Zaïre river is the world's second largest river, both for its mean flow and for its catchment area. Daily discharge data are now available for the last 90 years. The flow regime is regular and has two peaks: the catchment is partly in the northern hemisphere and partly in the southern hemisphere. This means that peak and low flows of the southern part follow peak and low flows of the northern part. The regularity of the runoff, shown by the low variability between seasons and years (1.77 and 1.67 respectively), is also observed in the transport of solid and dissolved material. The recent decrease in the flow regime of the river observed at Brazzaville is mainly due to the northern part of the basin. The tributaries of the right bank were classified according to their biogéohydrodynamic characteristics. The moist tropical domain of the Oubangui river was compared to the equatorial one of the Congo-Zaïre both with respect to their flow regimes and transport of solids.

INTRODUCTION

Le programme de recherche PEGI/GBF (PEGI/GBF = Programme d'Etude de la Géosphère Intertropicale - Opération Grands Bassins Fluviaux), réalisé entre 1987 et

1993 sur le bassin du fleuve Congo-Zaïre, avait pour finalité de décrire et de comprendre le fonctionnement de ce grand écosystème intertropical humide ainsi que celui des différentes unités qui le constituent.

Après avoir rappelé le contexte déficitaire de la période d'étude et souligné la part prépondérante des affluents rive droite du Congo-Zaïre dans ces déficits, une différenciation est faite dans la réponse hydrologique de leurs bassins sur la base de leurs caractéristiques géologiques et phytogéographiques qui illustre la complexité du fonctionnement biogéohydrodynamique du grand bassin du Congo-Zaïre. Un aperçu des bilans d'exportation de matière et des différentes composantes de ces exportations (suspensions, matières dissoutes, matières minérale et organique) permet d'appréhender les différentes dynamiques en jeu sur l'hydrosystème du Congo-Zaïre.

Long de 4700 km avec une pente moyenne très faible de 0,033 %, le fleuve Congo-Zaïre dessine une large courbe qui traverse deux fois l'équateur (Fig. 1).

Son bassin situé entre les parallèles 9°N et 14°S et les méridiens 11°E et 31°E, couvre une superficie totale de 3,7 millions de kilomètres carrés. Il présente une structure globalement concentrique, tant par sa forme, son relief, sa géologie, son climat que par son couvert végétal. En son centre, une dépression ne dépassant pas 400 m d'altitude, constituée essentiellement de formations gréseuses sablonneuses et d'argilites d'âge mésozoïque surmontées de sols ferrallitiques, est couverte d'une forêt pluviale dense (35% de la superficie du bassin (Marlier, 1973)) en partie inondée lors des crues. La pluviométrie y est importante (2000 à 2300 mm an⁻¹).

Sur le pourtour de cette cuvette centrale affleure le socle continental africain, composé de roches cristallines et cristallophylliennes surmontées de quelques dépôts sédimentaires (schisto-calcaires, dolomites, ...). La pluviométrie y est plus faible (moins de 1400 mm an⁻¹). Une succession de massifs allongés et de plateaux couverts d'une savane plus ou moins arbustive à arborée ceinture cette cuvette. Ces reliefs inégaux avoisinent 700-800 m au sud-ouest et à l'ouest (chaîne du Mayombe, du Chaillu, puis les plateaux Batékés), 1500 m pour le massif de l'Adamaoua, plus au nord, et 600-700 m pour la dorsale Congo-Tchad bordant la périphérie septentrionale du bassin. Les reliefs les plus importants qui sont également les plus arrosés (2000-2500 mm an⁻¹) restent ceux des contreforts volcaniques du rift Est-Africain qui atteignent 2000-3000 m d'altitude. La dorsale Congo-Zambèze (1000-2000 m) ferme au sud ce vaste bassin versant, le deuxième de la planète par sa taille.

EVOLUTION RECENTE DE L'HYDROLOGIE DU CONGO-ZAÏRE ET DE SES AFFLUENTS RIVE DROITE

Si le régime hydrologique du Congo-Zaïre est suivi depuis le début du siècle, ce n'est qu'à partir de 1953 que l'hydrologie de ses affluents rive droite a commencé à être étudiée, certes plus ou moins régulièrement suivant les cours d'eau. Il y a néanmoins quelques exceptions comme l'Oubangui suivi depuis 1911, avec cependant d'importantes lacunes (Wesselink *et al.*, 1994) et la Sangha suivie depuis 1948. Nous avons dû effectuer, pour les autres affluents rive droite du Congo-Zaïre, une homogénéisation et une reconstitution des débits manquants sur les quarante dernières années (1953-1993), afin de pouvoir comparer leurs évolutions.

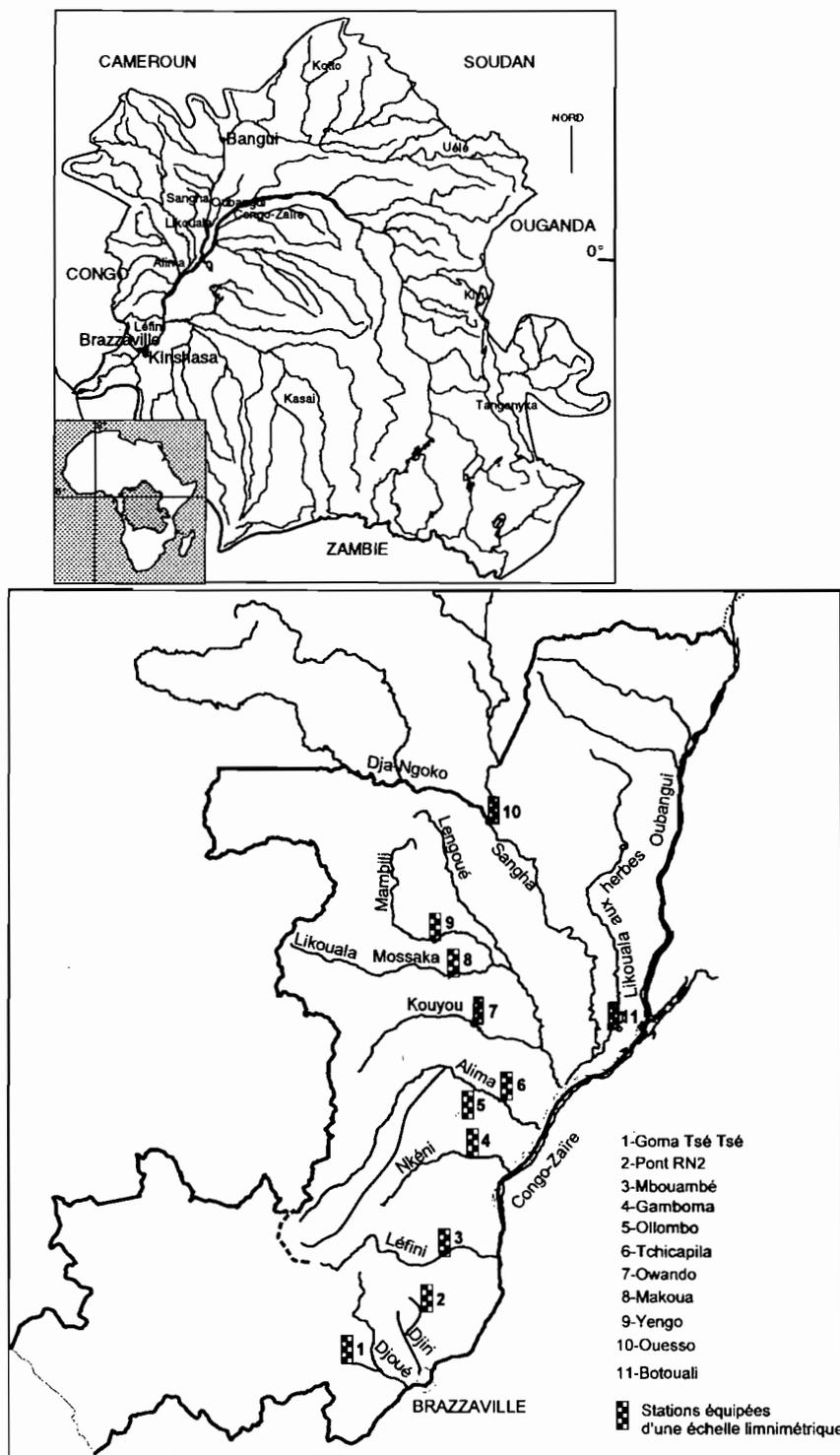


Fig. 1 Bassin versant du Congo-Zaïre et zone étudiée.

Variations spatiales des régimes hydrologiques du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite

La position du bassin du Congo-Zaïre coupé par l'équateur, confère à son régime hydrologique une grande régularité avec, en moyenne sur la période 1953-1993, une variation interannuelle de ses débits (module annuel maximum sur module annuel minimum) de 1,67 pour une variation saisonnière de 1,77 (moyenne des débits mensuels maximum sur moyenne des débits mensuels minimum) ainsi qu'une bimodalité caractéristique (Fig. 2(a)). En effet, les apports austraux et septentrionaux se succèdent et se complètent. L'année hydrologique, qui va de septembre à août, est marquée par l'alternance de deux périodes de hautes eaux (octobre-janvier et avril-mai) et de deux périodes basses eaux (février-mars et juin-septembre).

Pour une pluviométrie moyenne sur tout le bassin de 1560 mm an⁻¹ pour la période 1953-1989 (Mahé, 1995), le coefficient d'écoulement du Congo-Zaïre est de 24%. Son débit spécifique moyen proche de 12 l s⁻¹ km⁻² correspond à une exportation interannuelle de 1312 milliards de mètres cubes à la station de Brazzaville qui contrôle 97% de la superficie totale de son bassin versant.

En fait, sur ce vaste bassin, les débits spécifiques varient considérablement suivant les régions entre un minimum de 0,5 l s⁻¹ km⁻² à l'exutoire du lac Tanganyika et un maximum de près de 35 l s⁻¹ km⁻² rencontré dans les plateaux Batékés.

La Fig. 2 illustre les variations de régimes hydrologiques rencontrés sur les affluents et sous-affluents de rive droite du Congo-Zaïre. Ces tributaires passent progressivement d'un régime unimodal, dans la zone tropicale humide de l'hémisphère nord à une seule saison des pluies (Fig. 2(b)), à un régime bimodal caractéristique de la zone équatoriale à deux saisons des pluies (Fig. 2(c)).

Comme leurs cycles hydrologiques ne débutent pas à la même époque, nous raisonnerons par année calendaire pour faciliter les comparaisons inter-bassins.

Evolution des débits du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite entre 1953 et 1993

Baisse des écoulements En comparant la période du déroulement du programme PEGI (1987-1993) à celle des observations communes pour l'ensemble des cours d'eau de rive droite (1953-1993), nous constatons que le Congo-Zaïre à Brazzaville a enregistré une baisse de près de 10% de son module interannuel qui est passé de 41 600 à 37 500 m³ s⁻¹. Cette baisse récente de régime a déjà été mentionnée par plusieurs auteurs (Laraque *et al.*, 1993, 1995a; Olivry, 1993; Mahé, 1995).

A partir de 1970, après la décade humide des années 1960, l'hydraulicité (rapport des modules annuels sur le module interannuel) du Congo-Zaïre reste le plus souvent inférieure à 1. Le même phénomène a été observé de manière synchrone aux principales stations hydrométriques de ses affluents rive droite, mais avec des intensités différentes suivant leur latitude (Fig. 3). En comparant les moyennes interannuelles de leurs débits sur ces deux périodes (1953-1993 et 1987-1993), nous pouvons quantifier ces diminutions de régime et localiser ainsi l'origine géographique de la baisse d'hydraulicité enregistrée à Brazzaville (Tableau 1).

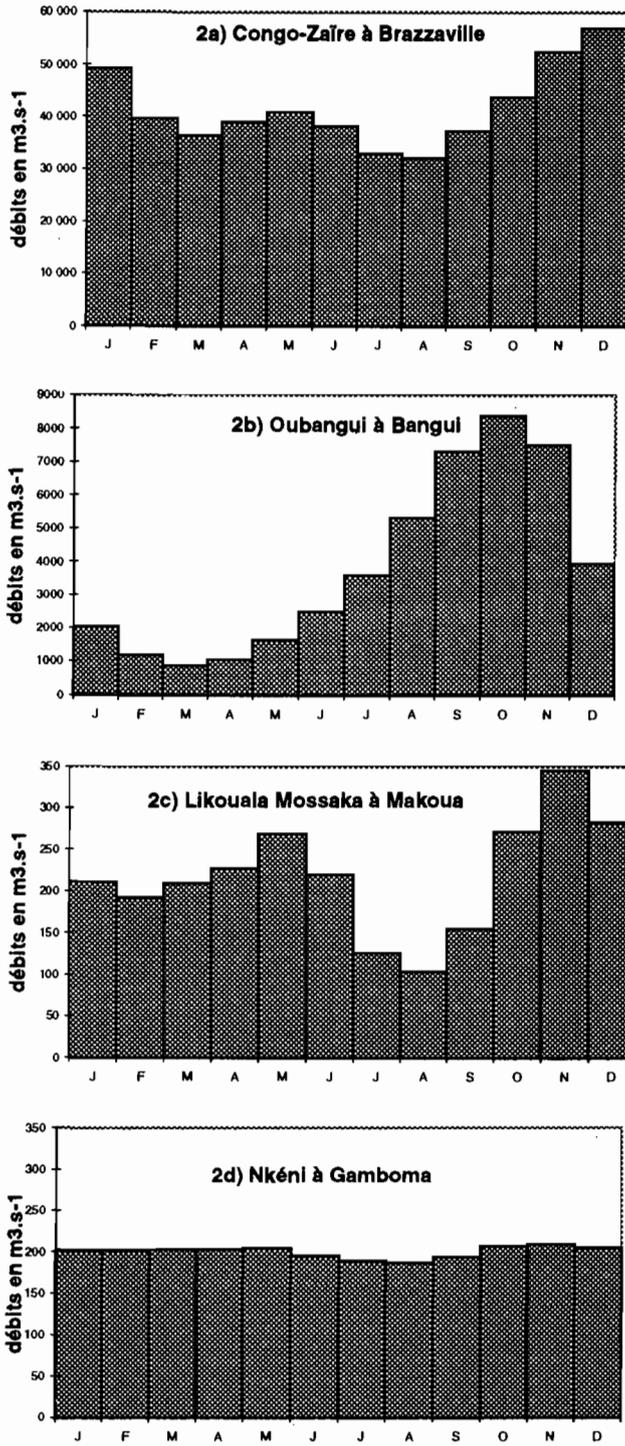


Fig. 2 Hydrogrammes moyens (1953-1993) du Congo-Zaïre et de ses affluents caractéristiques de rive droite.

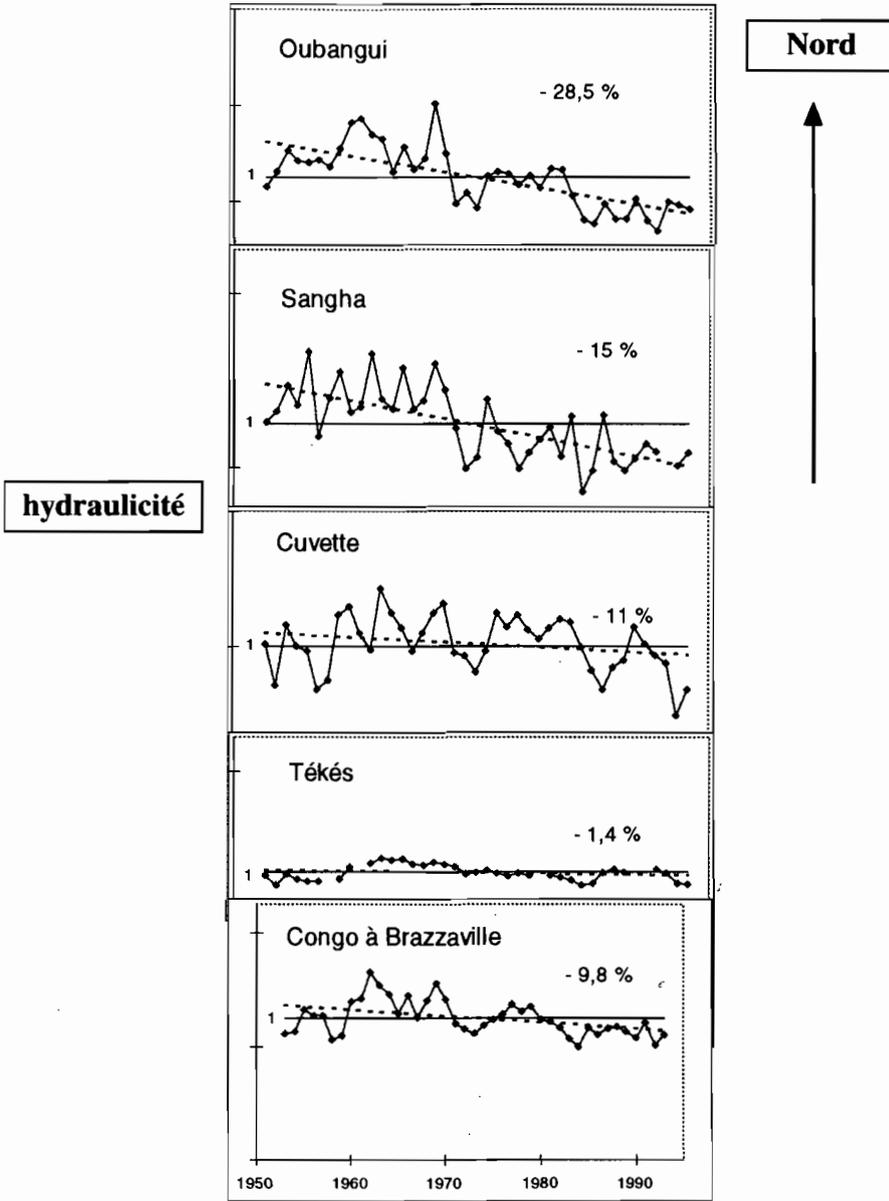


Fig. 3 Origine géographique de la baisse d'hydraulicité du Congo-Zaïre à Brazzaville.

De Bangui à Brazzaville, sur un transect approximativement nord-sud qui relie les principales stations de ces affluents, on observe un gradient de baisse des écoulements qui va diminuant du nord au sud, avec respectivement $-28,6\%$ pour l'Oubangui, -15% pour la Sangha et la Mambili, -11% pour la Likouala Mossaka et le Kouyou (Figs 3 et 4). Cette baisse de régime disparaît pour l'ensemble des plateaux Batékés ($-1,4\%$), qui constituent la dernière zone d'apports hydriques de rive droite située juste en amont de Brazzaville.

Tableau 1 Bilans hydrologiques des affluents rive droite du Congo-Zaïre pour les périodes 1953-1993 et 1987-1993.

(a) Période 1953-1993

Rivière	Station principale	Surface station (km ²)	Surface exutoire (km ²)	Q moyen station (m ³ s ⁻¹)	Q spéc. station (l s ⁻¹ km ⁻²)	Q spéc. exutoire (l s ⁻¹ km ⁻²)	Qmoyen exutoire (m ³ s ⁻¹)
Oubangui	Bangui	488 500	643 900	3780	7,7	8,4	5 423
Mpoko	Mbali-icot	4 560	23 890	219	9,2	9,2	219
Lobaye	Mbata	30 300	31 100	311	10,3	10,3	319
BV Oubangui restant	-	-	100 410	-	-	11,0	1 105
Ngoko	Moloundou	67 075	-	758	11,3	-	-
Sangha	Ouessou	158 300	211 120	1616	10,2	10,5	2 226
Likouala aux herbes	Botouali	24 800	25 000	285	11,5	11,5	287
BV Sangha restant	-	-	28 020	-	-	11,5	322
Lengoué	-	-	12 125	-	-	15	182
Mambili	Yengo	12 080	13 700	190	15,7	-	-
Likouala Mossaka	Makoua	14 100	69 800	215	15,2	15,2	1 058
Kouyou	Linnengue	10 100	16 000	215	21,3	-	-
Vouma	Pont RN 2	1 624	1 700	18,6	11,5	-	-
BV Lik Mos restant	-	-	19 771	-	-	12,0	237
Alima	Tchicapika	20 070	21 030	585	29,1	29,1	613
Nkéni	Gamboma	6 200	8 000	200	32,3	32,3	258
Lefini	Bwambe	13 500	14 000	416	30,8	30,8	431
Plateaux Tékés	-	-	43 030	-	-	30,3	1 302
Congo	Brazzaville	3 550 000	3 700 000	41609	11,7	-	-
Haut Zaïre	-	-	1 700 000	-	-	-	-
Kassaï	-	-	904 000	-	-	-	-
Ht Zaïre + Kassaï	-	-	2 604 000	-	-	12,1	31601

(b) Période 1987-1993

Rivière	Station principale	Surface station (km ²)	Surface exutoire (km ²)	Q moyen station (m ³ s ⁻¹)	Q spéc. station (l s ⁻¹ km ⁻²)	Q spéc. exutoire (l s ⁻¹ km ⁻²)	Qmoyen exutoire (m ³ s ⁻¹)
Oubangui	Bangui	488 500	643 900	2700	5,5	6,1	3 953
Mpoko	Mbali-icot	4 560	23 890	160	6,7	6,7	160
Lobaye	Mbata	30 300	31 100	204	6,7	6,7	209
BV Oubangui restant	-	-	100 410	-	-	8,8	884
Ngoko	Moloundou	67 075	-	720	10,7	-	-
Sangha	Ouessou	158 300	211 120	1374	8,7	9,2	1 941
Likouala aux herbes	Botouali	24 800	25 000	265	10,7	10,7	267
BV Sangha restant	-	-	28 020	-	-	10,7	300
Lengoué	-	-	12 125	-	-	12,8	155
Mambili	Yengo	12 080	13 700	161	13,3	-	-
Likouala Mossaka	Makoua	14 100	69 800	192	13,6	13,3	928
Kouyou	Linnengue	10 100	16 000	191	18,9	-	-
Vouma	Pont RN 2	1 624	1 700	16,24	10,0	-	-
BV Lik Mos restant	-	-	19 771	-	-	10,8	214
Alima	Tchicapika	20 070	21 030	593	29,5	29,5	621
Nkéni	Gamboma	6 200	8 000	202	32,6	32,6	261
Lefini	Bwambe	13 500	14 000	388	28,7	28,7	402
Plateaux Tékés	-	-	43 030	-	-	29,8	1 284
Congo	Brazzaville	3 550 000	3 700 000	37542	10,6	-	-
Haut Zaïre	-	-	1 700 000	-	-	-	-
Kassaï	-	-	904 000	-	-	-	-
Ht Zaïre + Kassaï	-	-	2 604 000	-	-	11,3	29 435

en italique = estimations

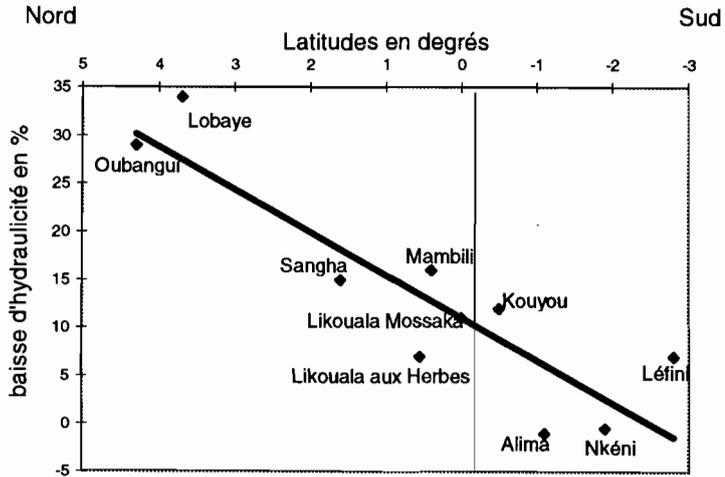


Fig. 4 Variation d'hydraulicité entre les périodes 1987-1993 et 1953-1993 pour les affluents rive droite du Congo-Zaïre suivant un transect nord-sud passant par leurs stations hydrométriques.

Estimation des apports au Congo-Zaïre de ses affluents rive droite Déterminer la part exacte des affluents de rive droite dans le déficit d'écoulement enregistré à Brazzaville nécessite de quantifier leurs apports à leur confluence pour les deux périodes de référence sélectionnées. Les zones non contrôlées par des stations hydrométriques couvrent près de 19% de l'ensemble des bassins étudiés. On leur a appliqué des débits spécifiques analogues à ceux obtenus sur des bassins voisins connus, de taille et de physiographie similaires, situés sous des latitudes proches et suivis durant les mêmes périodes (Tableau 1).

Pour les affluents de l'Oubangui situés entre le bassin de la Lobaye au sud de Bangui et sa confluence avec le Congo-Zaïre, des valeurs comprises entre 10,3 (pour la Lobaye) et 11,5 l s⁻¹ km⁻² (pour la Likouala aux Herbes) permettent de retenir une valeur moyenne intermédiaire de 11 l s⁻¹ km⁻². Cela se traduit par une valeur moyenne pour tout le bassin Oubanguien de 8,4 l s⁻¹ km⁻² et par un module interannuel à sa confluence de 5400 m³ s⁻¹ pour la période 1953-1993 (Tableau 1). Pour la période 1987-1993, nous avons appliqué pour les écoulements de cette partie aval du bassin, une baisse de 20%, valeur intermédiaire entre celles enregistrées sur les bassins environnants.

L'écoulement correspondant passe alors de 11 à 9 l s⁻¹ km⁻². Cela correspond pour tout le bassin Oubanguien à un déficit d'environ 1500 m³ s⁻¹ de ses apports hydriques au Congo-Zaïre.

Pour la rive droite de la Sangha à l'aval de Ouesso, ce sont les valeurs du débit spécifique (11,5 l s⁻¹ km⁻²) et de la baisse d'écoulement (-7%) du bassin versant de la Likouala aux Herbes, aux physiographie et superficie semblables, qui lui ont été appliquées. Pour tout le bassin versant de la Sangha, c'est donc pour la période 1953-1993 une valeur moyenne de 10,5 l s⁻¹ km⁻² qui génère à son exutoire un module interannuel de 2220 m³ s⁻¹. Ces mêmes valeurs chutent à 9,2 l s⁻¹ km⁻² et 1940 m³ s⁻¹ pour la période 1987-1993.

En ce qui concerne le bassin versant de la Likouala Mossaka, nous adoptons pour son affluent le plus septentrional, la Lengoué, un débit spécifique de 15 l s⁻¹ km⁻², valeur

un peu plus faible que celle de la Mambili, autre affluent dont le bassin est situé plus au sud. Une valeur moyenne de $12 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ a été attribuée aux $20\,000 \text{ km}^2$ restant du bassin de la Likouala Mossaka, à l'aval des zones contrôlées de ses affluents et déduction faite de la Lengoué. Cette valeur est en accord avec celles rencontrées dans la cuvette congolaise. Il en résulte un débit spécifique à l'exutoire de $15,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, soit une exportation hydrique interannuelle de $1060 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Une baisse des débits de 15 %, identique à celle de la Mambili, a été adoptée pour la Lengoué. Pour le reste du bassin versant, nous avons appliqué une baisse moyenne de 10 %, intermédiaire entre celles enregistrées aux stations des affluents de la Likouala Mossaka et celle de la Likouala aux Herbes.

Pour les plateaux Batékés, nous considérons que les débits spécifiques aux exutoires de chaque tributaire sont identiques à ceux des stations, compte tenu de leur alimentation directe et presque exclusive par l'important aquifère qui les constitue. Cette spécificité de leur régime hydrologique sera développée ultérieurement.

Pour ces deux périodes, les apports hydriques des affluents rive gauche du Congo-Zaïre et ceux du haut Zaïre (en amont de la confluence avec l'Oubangui) sont donc déduits, en l'absence de chroniques de débits équivalentes sur ces parties du bassin, par différence entre les débits du Congo-Zaïre à Brazzaville et le cumul des débits de ses affluents rive droite.

Origine du déficit récent d'écoulement des affluents rive droite

Nous avons représenté sur le Tableau 1 la comparaison des bilans hydrologiques des périodes 1953-1993 et 1987-1993. Les apports rive droite ont subi une baisse de près de 20 % entre 1953-1993 et 1987-1993 en passant de $10\,000$ à $8000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Quant à ceux du reste du bassin, ils ont diminué seulement de 7 % en passant de $31\,600$ à $29\,400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Avec un déficit des apports hydriques du Congo-Zaïre à Brazzaville d'environ $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, on relève que, pour seulement le quart de la superficie totale du bassin, la baisse d'hydraulicité des affluents rive droite représente 46 % du déficit. Cela signifie également que la participation de la rive droite aux écoulements du fleuve Congo-Zaïre à Brazzaville a diminué de 24 à 21 %, entre ces deux périodes.

C'est l'Oubangui, tant par l'importance de ses apports (plus de la moitié) que par celle de sa baisse d'écoulement ($-28,6\%$), qui explique à lui seul plus des trois quarts de la diminution des apports rive droite, ce qui représente 35 % de la baisse des débits du Congo-Zaïre à Brazzaville, alors que la superficie du bassin oubanguien représente moins du cinquième de la totalité du bassin Congo-Zaïrois. Pour l'ensemble du bassin du Congo-Zaïre, c'est donc sa partie septentrionale, occupée par le bassin de l'Oubangui, qui a le plus souffert ces dernières années de la péjoration climatique du régime des précipitations.

Le gradient de baisse des modules de rive droite est en concordance avec ceux des déficits pluviométrique et d'écoulement relevés à plus grande échelle sur la façade Atlantique de l'Afrique par Mahé (1993), lesquels diminuent pour ensuite s'annuler des régions soudano-sahéliennes vers le sud de l'équateur.

Au-delà de l'évolution récente contrastée des déficits hydriques des tributaires congolais de rive droite, il convient de caractériser les deux catégories de régimes

d'écoulements rencontrés sur des cours d'eau (Fig. 2(c) et (d)), drainant des secteurs géographiques voisins mais bien individualisés.

CARACTERISATION DES REGIMES HYDROLOGIQUES DES AFFLUENTS RIVE DROITE DU CONGO-ZAÏRE

Les affluents congolais de rive droite du Congo-Zaïre drainent toute la partie occidentale et septentrionale de son bassin versant. Leurs confluences se situent le long d'un tronçon de 600 km, de direction globale nord-sud, en amont de Brazzaville.

Physiographie régionale

Au nord de Brazzaville jusqu'à l'Equateur, se développent, sur près de 45 000 km² pour la portion congolaise, les plateaux Batékés constitués par des formations sablo-gréseuses de 200 à 400 m d'épaisseur. Ces formations se prolongent dans les territoires gabonais et zaïrois pour couvrir près de 115 000 km². Les rivières Batékés coulant au fond de vallées profondes et encaissées sont très régulières et le contraste est frappant entre l'aridité des plateaux et l'importance de leurs écoulements en saison sèche (Molinier, 1974). Même en saison des pluies, les ruissellements sont quasiment inexistant.

Bien que la pluviométrie annuelle soit élevée (1900 mm), le rôle déterminant des brûlis pratiqués par l'homme et l'infiltration facilitée par ces formations très perméables, limitent la végétation à une simple savane plus ou moins arbustive (Maziezoula, 1992).

Plus au nord jusqu'à la frontière avec la Centre-afrique, s'étend le vaste domaine forestier équatorial où domine une forêt ombrophile dense et humide. C'est autour de l'important « carrefour » de confluences avec le Congo-Zaïre, de l'Oubangui, de la Sangha, de la Likouala aux Herbes et de la Likouala Mossaka que s'étend la Cuvette Congolaise, prolongation de la vaste dépression Zaïroise, recouverte de marécages, prairies et forêts pluviales en partie inondées en périodes de crue. Les cours d'eau qui sillonnent cette plaine inondable sont très sinueux, parfois anastomosés à proximité de leurs confluences et reliés entre eux par de nombreux chenaux naturels ou anthropiques, où les courants s'inversent au gré des fluctuations de niveaux des rivières qu'ils desservent. Pouyaud (1970a, 1970b) a amplement décrit les particularités de ces bassins et en particulier de celui très marécageux de la Likouala aux Herbes.

Les formations de couverture de cette région sont constituées d'alluvions quaternaires fluviales argileuses ou sableuses et le climat passe du type équatorial, marqué par deux saisons des pluies à peu près identiques, à tropical humide de transition plus au nord.

Ces deux régions moyennes mais très différentes présentent des caractéristiques hydrologiques contrastées avec des coefficients d'écoulement et des débits spécifiques plus de moitié moindre dans la Cuvette que sur les Plateaux. La seule et légère baisse de la pluviométrie, des Plateaux (1800-2000 mm an⁻¹) vers la Cuvette (1600-1800 mm an⁻¹), ne semble pas suffisante pour expliquer de tels écarts.

Classification hydrologique régionale

La Fig. 5 représente ces cours d'eau en fonction de leur coefficient d'écoulement interannuel et de la variabilité saisonnière moyenne de leurs débits pour la période 1953-1993, qui correspond en fait au rapport moyen des débits de crue sur ceux d'étiages. Elle met en évidence le rôle prépondérant des formations géologiques et de la couverture végétale sur leur régime d'écoulement et permet d'identifier deux entités hydrologiques régionales. Un premier nuage de points très compact, correspondant à des valeurs respectives des coefficients d'écoulement et de variabilité saisonnière de 45-60% et de 1,1 à 1,5, se distingue d'un deuxième groupe plus allongé, où ces mêmes paramètres varient respectivement entre 20-30% et 2,5 à 5,5.

Pour la première catégorie correspondant aux rivières Batékés (Djiri, Léfini, Nkéni, Alima, Djoué), le rôle régulateur de l'aquifère est mis en évidence par le contraste entre les faibles variations saisonnières de leurs débits, évoquées précédemment (Fig. 2(d)) et l'importante variabilité saisonnière de la pluviométrie sur cette région qui présente une saison sèche bien marquée de juin à août (Fig. 5). Cela se traduit par des hydrogrammes particulièrement « monotones ». Leurs crues sont atténuées par un fort taux d'infiltration vers l'aquifère et leurs étiages sont soutenus par la lente vidange de la nappe (Olivry, 1967). Les cours d'eau parmi les plus réguliers de la planète (la Nkéni et la Léfini) en sont issus. Ce puissant aquifère est aussi à l'origine de l'extraordinaire constance de leurs modules annuels (Fig. 3) tout comme de leur certaine inertie face aux baisses des régimes pluviométriques de ces dernières années, plus modérées il est vrai que celles des bandes tropicales humides de transition situées de part et d'autre de l'équateur. Cette région, véritable château d'eau du Congo, détient les plus forts débits spécifiques de tout le bassin du Congo-Zaïre avec des valeurs dépassant $30 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

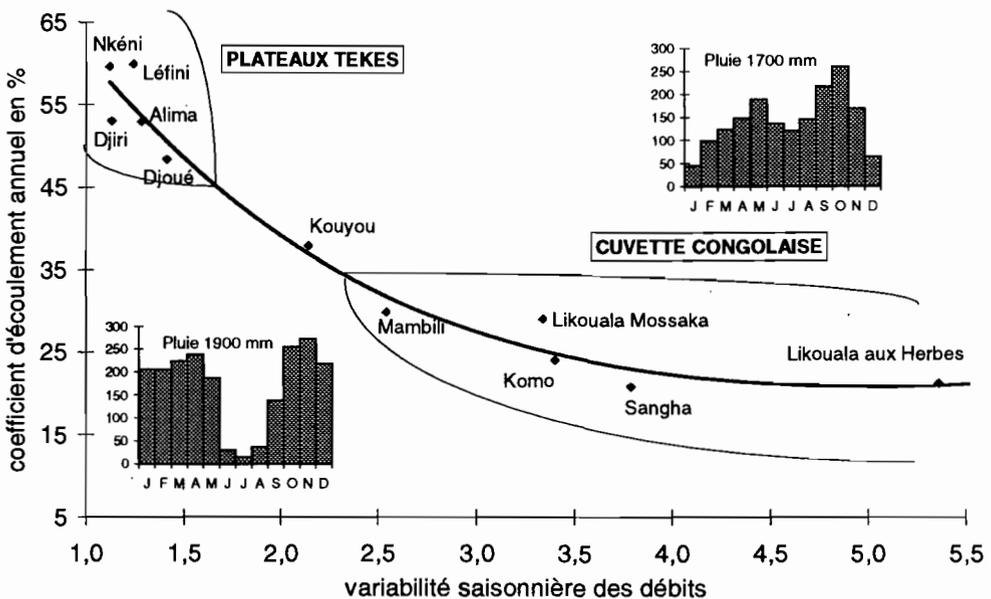


Fig. 5 Fonctionnement des affluents congolais du fleuve Congo-Zaïre.

Tout au contraire, pour les cours d'eau du domaine forestier du deuxième groupe (Likouala aux Herbes, Likouala Mossaka, Mambili), l'évapotranspiration relativement plus élevée et l'évaporation directe sur les zones inondables aux pentes quasi nulles et à l'écoulement très lent, voire inexistant dans les marécages, entraînent un déficit hydrique important. On obtient des coefficients d'écoulements et des débits spécifiques plus faibles de l'ordre de $10\text{-}15\text{ l s}^{-1}\text{ km}^{-2}$. En l'absence d'important aquifère régulateur, leurs régimes hydrologiques reflètent plus fidèlement le régime pluviométrique de cette région (Figs 2(c) et 5) et leurs débits présentent des variabilités saisonnières plus élevées alors que la pluviométrie y est bien moins contrastée que celle des plateaux.

Malgré la physiographie plus composite de son bassin amont très étendu ($160\ 000\text{ km}^2$), la Sangha à Ouesso présente des comportements similaires. Ils sont dus en grande partie au sous bassin forestier du Dja-Ngoko affluent provenant du Cameroun et dont le cours inférieur marque la frontière avec le Congo. Ce dernier présente encore les caractéristiques hydrologiques observées dans la Cuvette avec des débits spécifiques à sa confluence de $11,3\text{ l s}^{-1}\text{ km}^{-2}$ pour une variabilité saisonnière des débits un peu plus élevée, de l'ordre de 6,4.

Le Kouyou quant à lui mérite une attention particulière. Il se détache nettement du « noyau » des rivières Batékés et présente une variabilité saisonnière (2,14), un coefficient d'écoulement (40%) et un débit spécifique ($21\text{ l s}^{-1}\text{ km}^{-2}$) (Tableau 1) intermédiaires avec ceux du groupe des rivières forestières. L'influence régulatrice de l'aquifère Batéké sur le flanc sud de son bassin et le début de la grande forêt équatoriale se font sentir simultanément. Ce cours d'eau marque la limite entre ces deux domaines aux fonctionnements biogéohydrodynamiques différents.

Ces deux groupes d'affluents déjà individualisés par des critères hydrologiques, s'opposent également sous l'angle biogéochimique. En effet, les rivières « claires » des plateaux Batékés sont très peu minéralisées (conductivités électriques de l'ordre de $6\text{-}7\ \mu\text{S cm}^{-1}$ à 25°C , semblables à celles des eaux de pluie!), car tous les ions solubles ont été presque totalement lessivés. Avec des concentrations totales en ions majeurs de 2 mg l^{-1} , ce sont les eaux les moins minéralisées de tout le bassin du Congo-Zaïre! Mais toutes proportions gardées, elles peuvent être définies comme hypersiliceuses puisque la silice dissoute représente les trois quart des espèces minérales dissoutes. Elles font face aux cours d'eau de la cuvette congolaise, dites « noires » (ou coca cola rivers) plus chargées en espèces minérales (conductivités électriques moyennes allant de $17\text{-}40\ \mu\text{S cm}^{-1}$ à 25°C suivant les rivières), mais surtout en matière organique dissoute. Ces dernières présentent des pH pouvant descendre en dessous de 4, en présence des acides fulviques et humiques caractéristiques des sols forestiers. Comme nous l'avons déjà signalé, la Sangha, de part l'extension de son bassin versant et son hétérogénéité physiographique, se détache quelque peu de ces grandeurs. Sa conductivité électrique moyenne est de $55\ \mu\text{S cm}^{-1}$ à 25°C pour des pH oscillant autour de la neutralité entre 6,8 et 7,2 et ses eaux sont par conséquent bien plus riches en bicarbonates (près de 50%).

BILAN ET DYNAMIQUE DES TRANSPORTS DE MATIERE DU CONGO-ZAÏRE

Un bilan des transports et une décomposition des flux de matières ont été établis pour la période 1987-1992. Quant aux protocoles de prélèvement et de traitement des

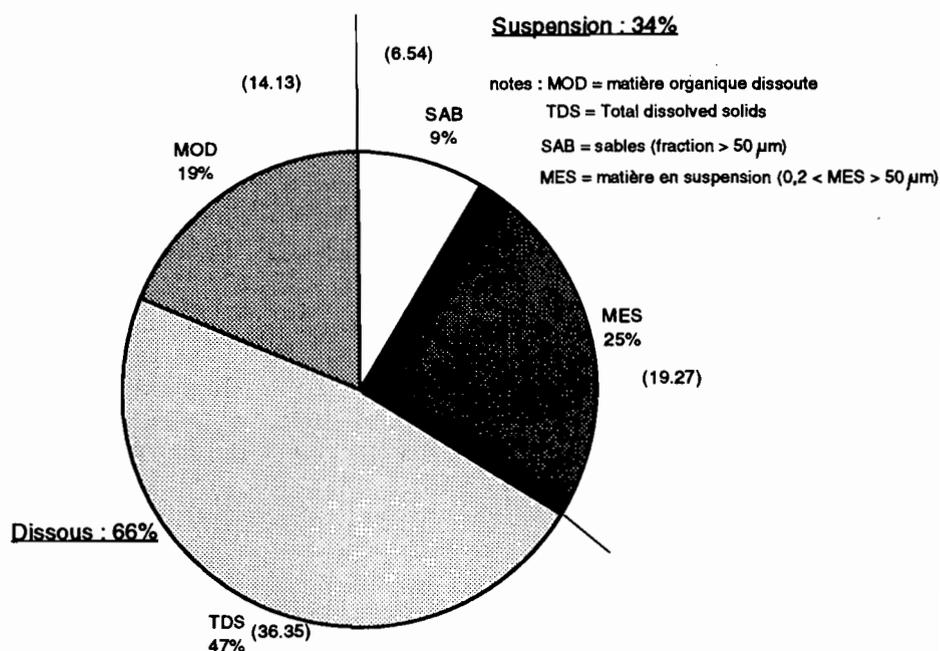


Fig. 6 Répartition des transports de matières (en mg l^{-1}) du Congo-Zaïre à Brazzaville (moyenne 1987-1992).

échantillons d'eau, et aux calculs de flux de matière, ils ont déjà été décrits par plusieurs auteurs (Olivry *et al.*, 1988; Moukolo *et al.*, 1990; Laraque *et al.*, 1993).

Bilan des transports

La concentration moyenne interannuelle des transports de matière, de $76,2 \text{ mg l}^{-1}$ du Congo-Zaïre à Brazzaville, est répartie en 34% de transports particuliers ($25,8 \text{ mg l}^{-1}$) et 66% de transports dissous, soit $50,4 \text{ mg l}^{-1}$ (Fig. 6). Ces valeurs sont faibles par rapport à celles des autres grands fleuves de la planète. Les suspensions du Congo-Zaïre se décomposent en une fraction grossière ou sableuse dont la granulométrie dépasse $50 \mu\text{m}$ et une fraction fine située entre $0,2$ et $50 \mu\text{m}$. Elles représentent respectivement 8,6% et 25,4% du total des transports (Fig. 6). Dans la fraction fine, la part revenant à la matière organique particulaire est de l'ordre de 12%.

Quant à la partie dissoute, elle est composée matière organique et de matière minérale, qui constituent respectivement 18,5% et 47,6% des transports totaux. La portion minérale est composée essentiellement de silice (26%) et de bicarbonates (42%). Les concentrations de silice dissoute restent remarquablement constantes (entre $8,5$ et $10,5 \text{ mg l}^{-1}$) tout au long du cycle hydrologique, mais de manière relative elles augmentent considérablement en crue aux dépens des bicarbonates.

En terme de bilan, ce sont près de $92 \times 10^6 \text{ t}$ de matières qui sont exportées annuellement, comprenant $31 \times 10^6 \text{ t}$ de matières en suspension, valeur en accord avec les résultats de Gibbs (1967), et $61 \times 10^6 \text{ t}$ de matières dissoutes, qui se partagent elles-

mêmes en 44×10^6 t pour la fraction minérale, (moyenne semblable à celle obtenue par Probst *et al.* (1992) pour les années 1987-1989), et 17×10^6 t pour la fraction organique.

Le flux annuel moyen de matière avoisine les 3000 kg s^{-1} . Les variations saisonnières des flux de matières du Congo-Zaïre sont en phase avec celles de ses hydrogrammes. Les faibles concentrations de matières et leurs faibles variations saisonnières, pas toujours synchrones avec celles des débits, sont en fait contrôlées et occultées par les très fortes valeurs de ces derniers qui expliquent l'importance de ces flux (Laraque *et al.*, 1995a).

Les valeurs spécifiques de ses flux moyens sont respectivement de $26,3 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour le transport spécifique global, $12,1 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour l'exportation chimique minérale, $8,8 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour les flux issus de l'érosion mécanique et $5,4 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour la matière organique dissoute. Les flux dissous d'origine biogéochimique ($17,5 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) placent le Congo-Zaïre en première position pour l'Afrique juste avant le Zambèze. Il s'agit ici d'exportation et non d'altération spécifique du fait que ces valeurs incluent les apports atmosphériques, dont l'influence relative est d'autant plus importante que les eaux sont peu chargées. Ainsi, pour les matières dissoutes, Nkounkou & Probst (1987) estiment ces apports à 34% de leur tonnage total. Les valeurs d'érosion intrinsèque du bassin versant sont donc inférieures à celles données précédemment.

Flux de CO_2 , bicarbonates et matière organique

L'érosion chimique des roches est essentiellement le fait de l'attaque des minéraux par l'acide carbonique directement issu du CO_2 atmosphérique et de la dégradation de la biomasse dans les sols. Le CO_2 dissous est exporté dans les fleuves sous forme de bicarbonates.

Amiotte-Suchet *et al.* (1995) ont estimé à partir du modèle MEGA, basé sur l'altération des principaux minéraux des roches, le flux de CO_2 consommé à 210 milliards de moles par an, soit 75% du flux de bicarbonates, les 25% restant provenant des roches carbonatées des crypto karsts de l'Oubangui et du sud du Zaïre. Un modèle spatialisé basé sur la géochimie et l'importance de l'écoulement donne des résultats comparables avec des flux spécifiques de 65×10^3 moles km^{-2} de CO_2 et 81×10^3 moles km^{-2} de HCO_3 .

Le flux de carbone minéral dissous a été estimé à trois millions de tonnes par an. Le Congo-Zaïre exporte en année moyenne 1,6 millions de tonnes de carbone organique particulaire (COP) et 11,4 millions de tonnes de carbone organique dissous (COD), soit au total 13 millions de tonnes de carbone. L'étude des variations saisonnières montre que le carbone organique vient essentiellement du lessivage du bassin versant en période de crue et notamment du « rinçage » de la forêt inondée de la cuvette congolaise. C'est bien ce que montre l'évolution des concentrations lors de la crue de 1988 sur le bief Oubangui-Congo. La production de COD est trois fois plus importante sur le bassin forestier de la Ngoko que sur le bassin couvert de savane de l'Oubangui. Les faibles fluctuations saisonnières du COP sont liées à la production primaire du fleuve, plus abondante en période de basses eaux.

Dynamique des transports en suspension

Afin d'illustrer les mécanismes de transports caractéristiques de deux régimes d'écoulement distincts, tropical humide de transition d'une part et équatorial d'autre part, nous avons comparé durant leur cycle hydrologique, l'évolution des cumuls des exportations solides de l'Oubangui avec celles du Congo-Zaïre.

Ainsi, l'Oubangui présente un régime unimodal contrasté, avec un étiage important de mars à avril précédant une crue prononcée de septembre à novembre et pour lesquels on observe de franches variations des concentrations. Par exemple pour l'année hydrologique 1987/1988, les débits mensuels et les concentrations en matières en suspension ont varié respectivement entre les extrêmes de 480 à 6580 à $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ et de 50 à 3 mg l^{-1} . En étudiant cette année, nous constatons grâce à la Fig. 7 que le cumul des exportations solides présente une courbe en forme de « S couché » (Orange *et al.*, 1995) qui est divisée en trois portions. La première courbure, concave, du « S » correspond à une phase d'érosion précoce d'avril à août, durant laquelle les tonnages exportés augmentent rapidement en début de crue. Il s'agit d'un phénomène de « chasse d'eau » avec une reprise en suspension des alluvions déposés par l'étiage précédent. La pente du « S couché », située entre ses deux courbures, caractérise les plus hautes eaux, étalées de septembre à novembre, où érosion et transport se conjuguent, avant de céder le pas à une phase d'alluvionnement marquée par le palier des exportations solides (dernière courbure, convexe, du « S »), qui signe l'arrêt du processus érosif avec la décrue de décembre, et ce jusqu'au cycle suivant.

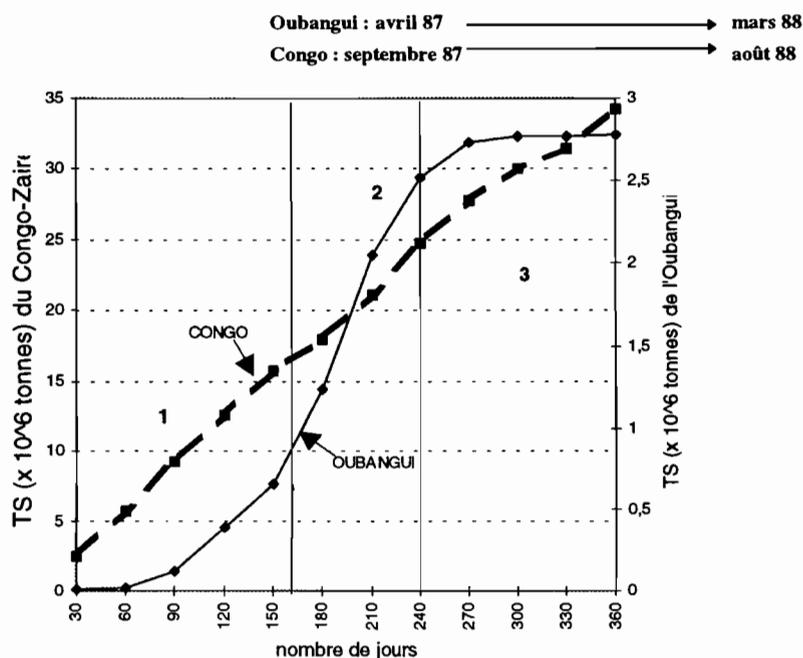


Fig. 7 Dynamique comparée des transports particuliers du Congo-Zaïre à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui (évolution des tonnages solides (TS) cumulés durant les cycles hydrologiques 1987/1988; Oubangui: avril 1987 à mars 1988, Congo: septembre 1987 à août 1988).

Ces trois phases successives d'*érosion–transport–alluvionnement*, schéma classique des rivières tropicales, s'opposent à l'unique phase de transport remarquée par la pente quasi régulière des tonnages cumulés du Congo-Zaïre (Fig. 7). Pour ce fleuve, l'ascension régulière et monotone de ce cumul, sans apparition de cycles de transport bien définis, est à l'image de celle de ses exportations hydriques et provient des faibles variations saisonnières de ses concentrations particulières et de ses débits (respectivement 1,5 et 2). Ces dernières soulignent la contribution, au régime d'exportation du fleuve, des apports successifs de diverses régions du bassin versant, qui se trouvent tour à tour en pleine activité érosive.

Dynamique des transports dissous

Les fluctuations saisonnières des concentrations des transports dissous renseignent, quant à elles, sur certains aspects du fonctionnement de cet écosystème forestier inter-tropical.

Les concentrations en matières dissoutes du Congo-Zaïre ont montré une fraction minérale deux fois et demi plus importante que la fraction organique. Ces fractions ont des comportements inverses durant l'année hydrologique, comme le soulignent les courbes de la Fig. 8.

Les dilutions et concentrations cycliques des concentrations minérales totales (TDS) sont provoquées par l'alternance des crues et des étiages, avec cependant des facteurs de variations faibles, de l'ordre de 1,33-1,87 suivant les années.

Les plus importantes fluctuations saisonnières (rapports mensuels extrêmes par cycle, allant de 1-30) sont rencontrées pour la matière organique dissoute, dont les concentrations maximales (aux alentours de 30 mg l⁻¹) s'observent en général en décembre et janvier, au moment de la principale crue de chaque cycle. Elles proviennent de l'intense lessivage de la cuvette congolaise alors inondée, qui libère dans le Congo une grande quantité de matière organique. Lors de l'étiage principal en juillet-août, ces

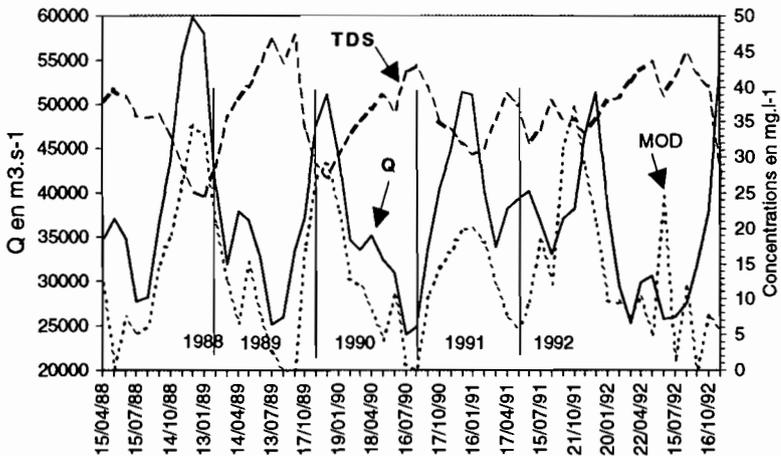


Fig. 8 Variations des débits et des concentrations en matière dissoute minérale (TDS) et organique (MOD) du Congo-Zaïre à Brazzaville.

concentrations peuvent chuter jusqu'à un milligramme par litre. De telles fluctuations et ordres de grandeurs des concentrations organiques ont déjà été enregistrées par Clerfayt (1956) pour ses affluents de rive gauche.

Si des variations saisonnières significatives sont à noter pour les matières dissoutes, il y a par contre peu de variations interannuelles dans la répartition des différents transports solides et dissous, et leurs variations saisonnières restent très semblables d'une année à l'autre (Laraque *et al.*, 1993).

CONCLUSION

Durant ces sept dernières années, les écoulements du Congo-Zaïre ont baissé de près de 10% en se référant à son module interannuel calculé depuis 1953. Cette baisse est engendrée essentiellement par la partie septentrionale de son bassin versant, qui a le plus souffert de la péjoration climatique récente du régime des précipitations. Nous avons pu mettre en évidence un gradient de baisse des écoulements des affluents rive droite de ce fleuve qui concorde avec ceux des déficits pluviométriques et d'écoulement déjà relevés, à plus grande échelle, sur la façade Atlantique de l'Afrique et qui diminuent pour ensuite s'annuler des régions soudano-sahéliennes vers le sud de l'équateur.

Le programme PEGI a également contribué à une meilleure compréhension du fonctionnement de ce vaste bassin versant et de ses différentes unités. Ainsi, une classification des affluents congolais de rive droite (groupe « plateaux Batékés » et groupe « Cuvette Congolaise ») a permis d'expliquer par les caractéristiques biogéohydrodynamiques de leurs bassins versants, à la fois l'antagonisme de leurs régimes hydrologiques et celui de la géochimie de leurs eaux, ce dernier aspect étant toutefois moins marqué pour la Sangha en raison de l'hétérogénéité physiographique de son vaste bassin versant.

Les concentrations de matière du Congo-Zaïre sont relativement faibles (76 mg l^{-1}), mais le puissant débit du fleuve engendre un flux solide de près de 3000 kg s^{-1} . Ces exportations sont dominées par la fraction soluble (66%), dont 28% provient de la matière organique dissoute. Elles correspondent à une dynamique érosive ($26,3 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$, sans correction des apports atmosphériques) sur un relief ancien fortement pénéplané, à moitié recouvert d'une forêt dense et soumis à un lessivage intense sous climat équatorial humide. Enfin, la grande régularité des régimes d'exportations solides et liquides résulte des dynamiques complémentaires de ses affluents qui drainent des sous-bassins aux végétations et géomorphologies différentes, situés de part et d'autre de l'équateur.

REFERENCES

- Amiotte Suchet, P. & Probst, J. L. (1995) Erosion chimique du bassin versant du Congo: variabilité spatio-temporelle des flux de CO_2 consommé par altération de la croûte continentale. In: *Actes du colloque PEGI – Grands bassins fluviaux periatlantiques: Congo, Niger, Amazone* (Insu-CNRS-Orstom, 22-24 novembre 1993), 51-68. Colloques et séminaires, Orstom, Paris.
- Clerfayt, A. (1956) Composition des eaux de rivières du Congo: influence des facteurs géologiques et climatiques. *Centre Belge d'Etude et de Documentation des Eaux* 31(31), 26-31.
- Gibbs, R. (1967) The geochemistry of the Amazon river system. Part 1 : The factors that control the salinity and the concentration of suspended solids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78, 1203-1232.

- Laraque, A., Bricquet, J. P., Olivry, J. C. & Berthelot, M. (1993) Export of matter from the Congo river (PEGI programme). In: *First International Symposium on Perspectives for Environmental Geochemistry in Tropical Countries* (Niteroi, Brazil, 29 novembre-3 décembre 1993).
- Laraque, A., Bricquet, J. P., Olivry, J. C. & Berthelot, M. (1995a) Transports solides et dissous du fleuve Congo (bilan de six années d'observations). In: *Actes du colloque PEGI - Grands bassins fluviaux periatlantiques: Congo, Niger, Amazone* (Insu-CNRS-Orstom, 22-24 novembre 1993), 217-228. Colloques et séminaires, Orstom, Paris.
- Laraque, A., Pandi, A., Berthelot, M. & Mietton, M. (1995b) Ecoulement et transport de matière dans le bassin versant du Djoué: affluent du fleuve Congo-Zaïre. In: *Hydrologie continentale* 10(1). Orstom, Paris (sous presse).
- Mahé, G. (1993) Les écoulements pluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique - étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle - analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Thèse de doctorat, Collection Etudes et Thèses, Orstom, Paris.
- Mahé, G. (1995) Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. In: *Sécheresse - les Sécheresses de Par le Monde* 6(1) (mars 1995, Bamako, Mali), 109-117.
- Marlier, G. (1973) Limnology of the Congo and Amazon rivers. In: *Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: A Comparative Review* (ed. par B. J. Meggers, E. S. Ayensu & W. D. Duckworth), 223-238. Smithsonian Inst. Press, Washington, DC, USA.
- Maziezoula, B. (1992) Hydrodynamique des formations tabulaires et sablo-gréseuses des pays Téké. *Rapport des activités juin 1990-décembre 1991*, Orstom, Brazzaville.
- Molinier, M., Barilly, A., Gathelier, R. & Thébé, B. (1974) Note hydrologique sur les rivières Mary et Gamboma. *Rép. Pop. Congo, Min. de l'Agriculture et de l'Elevage, Orstom, Centre de Brazzaville*.
- Moukolo, N., Bricquet, J. P. & Biyedi, J. (1990) Bilans et variations des exportations de matières sur le Congo à Brazzaville. *Hydrol. Continent.* 5(1), 41-52.
- Nkounkou, R. R. & Probst, J. L. (1987) Hydrology and geochemistry of the Congo River System. *Mitt. Geol.-Palaont. Inst., Univ. Hamburg*, 483-508.
- Olivry, J. C. (1967) *Régime hydrologique des rivières Batéké*. Rapport Orstom, Brazzaville.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P., Thiebaut, J. P. & Sigha-Nkamdjou, L. (1988) Transport de matières sur les grands fleuves des régions intertropicales. Les premiers résultats des mesures de flux particuliers sur le bassin du fleuve Congo. In: *Sediment Budgets* (ed. par M. P. Bordas & D. E. Walling) (Proc. Porto Alegre Symp., December 1988), 509-521. IAHS Publ. no. 174.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P. & Mahé, G. (1993) Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? In: *Hydrology in Warm Humid Regions* (ed. J. S. Gladwell) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 67-78. IAHS Publ. no. 216.
- Orange, D., Olivry, J. C. & Censier, C. (1995) Variations et bilans des flux de matières particulaires et dissoutes de l'Oubangui à Bangui. In: *Actes du colloque PEGI - Grands bassins fluviaux periatlantiques: Congo, Niger, Amazone* (Insu-CNRS-Orstom, 22-24 novembre 1993), 147-158. Colloques et séminaires, Orstom, Paris.
- Pouyaud, B. & Gathelier, R. (1970a) *Les rivières du bassin de la Likouala Mossaka*. Orstom Centre de Brazzaville.
- Pouyaud, B. (1970b) *La Likouala aux Herbes à Epéna et à Botouali*. Orstom Centre de Brazzaville.
- Probst, J. L., Nkounkou, R. R., Krempp, G., Bricquet, J. P., Thiebaut, J. P. & Olivry, J. C. (1992) Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangui rivers during the period 1987-89. *J. Hydrol.*
- Wesselink, A., Orange, D. & Randriamiarisoa Feizoure, C. (1994) Hydrométrie de l'Oubangui à Bangui de l'origine des observations à 1993: mise en évidence d'un détarage. *Projet PNUD/OMM CAF/91/021 « Assistance agrométéorologique et surveillance de l'environnement », Rapport de la Direction de la Météorologie en RCA. Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, Bangui.*

Caractérisation de processus d'érosion régressive par analyse sédimentologique comparée des sables du chenal et des barres du cours inférieur de l'Oubangui (République Centrafricaine, Congo, Zaïre)

C. CENSIER

Centre Orstom, BP 893 Bangui, République Centrafricaine

Résumé Un échantillonnage des sables du chenal et des barres de l'Oubangui et du chenal du cours inférieur de ses affluents a été réalisé de Bangui à la confluence avec le Congo, soit sur une longueur de 600 km. Tous les échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et d'une détermination de leur cortège de minéraux lourds. L'ensemble des résultats sédimentologiques, confronté aux données géologiques du bassin versant, permet de préciser la dynamique sédimentaire du cours inférieur de l'Oubangui. Les sables résultent d'un mélange de matériel provenant de l'amont du bassin versant avec des sédiments issus principalement de l'érosion des formations détritiques de la cuvette congolaise par l'Oubangui et, à un degré moindre, par ses affluents. La partie inférieure du bassin versant de l'Oubangui est donc le lieu d'une érosion régressive active. Cette étude permet de préciser l'extension de la néotectonique qui affecte la partie septentrionale de la cuvette congolaise.

Evidence of backward erosion in the lower course of the Oubangui river from a comparative sedimentological analysis of sands from its channel and its bars (Central African Republic, Congo, Zaïre)

Abstract Granulometric and heavy mineral analyses were performed on 220 samples of sand collected in the main channel and on the bars of the Oubangui river between Bangui and the confluence with the Congo River, i.e. along the last 600 km of that river. With these sedimentological results and geological data on the catchment, the sedimentary dynamics of the lower course of the Oubangui river can be specified. The samples correspond to the association of detrital material from the upper part of the catchment with sand primarily from the erosion of the Congolese basin formations and secondarily from the tributaries. The lower part of the catchment of the Oubangui river is an area where backward erosive processes are presently active. The extent of the neotectonics affecting the northern part of the Congolese basin can be inferred.

INTRODUCTION

Avec une longueur totale de 2297 km, en y incluant la Uélé, son cours supérieur, et avec un bassin versant de 643 900 km², l'Oubangui est, après le Kasai, le second principal affluent du fleuve Congo (Fig. 1).

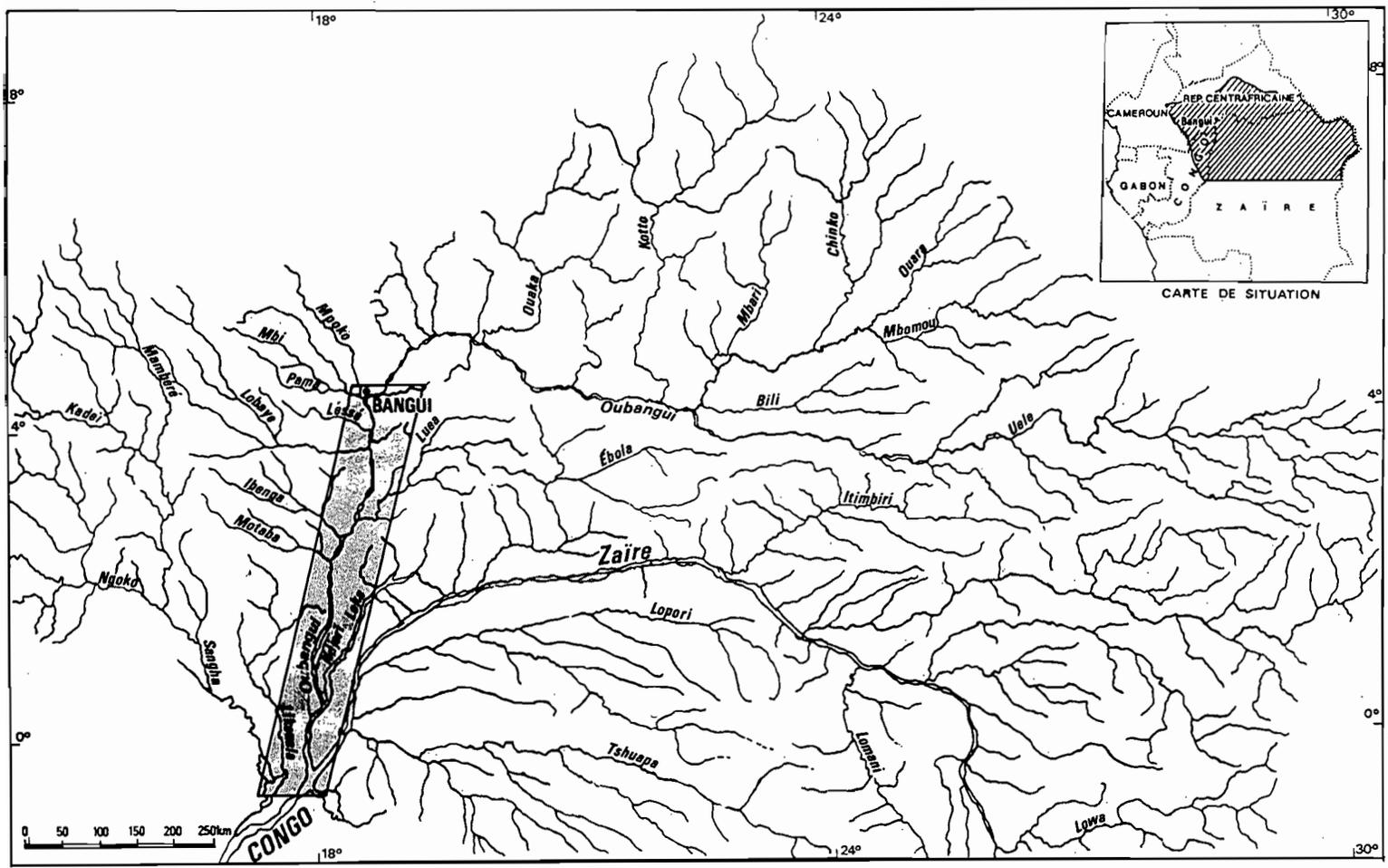


Fig. 1 Partie septentrionale du bassin du Congo et délimitation de la zone d'étude. (La zone d'étude est indiquée en grisé.)

La caractéristique sédimentologique de l'Oubangui est la grande quantité de sable qui obstrue tout son cours limitant ainsi les possibilités de navigation durant la période des moyennes et des basses eaux. C'est cette abondance de sable qui conditionne la morphologie du cours de l'Oubangui: excepté sur une longueur de 200 km en amont de Bangui où le chenal est unique, avec seulement quelques barres latérales, l'Oubangui est un cours d'eau à chenaux anastomosés avec des barres et des îles sableuses, par endroits, bien développées.

De la source de la Uélé jusqu'à 450 km de la confluence avec le Congo, l'Oubangui coule sur des formations précambriennes qui, de l'amont vers l'aval, sont à dominante cristalline et cristallophyllienne, puis à dominante quartzitique à partir du point kilométrique 1100. Ce n'est que sur les 450 derniers kilomètres que l'Oubangui coule sur les formations sableuses holocènes de la cuvette congolaise (Figs 2 et 3).

Dans la mesure où tout le cours de l'Oubangui contient des alluvions sableuses, la détermination de l'origine et de la dynamique de ces sédiments apportera des indications sur l'évolution de la charge de fond de cette rivière.

L'étude de la dynamique de la charge de fond d'une rivière est certes plus la préoccupation des sédimentologues, géomorphologues et ingénieurs hydrauliciens que des hydrologues et des hydrochimistes. Cependant, bien que la charge de fond ne représente qu'une partie très réduite (-1%) du débit solide d'une rivière pérenne à fort module annuel (Reid & Frostick, 1994), l'étude de ses caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques peut apporter d'utiles indications sur l'origine des sédiments (Van Andel, 1950; Brossé, 1982; Potter & Franzinelli, 1985; Tourenq, 1986; Amajor, 1989; Censier & Olivry, 1995), le cadre tectonique et l'influence de l'altération climatique au niveau du bassin versant (Mack, 1981; Suttner *et al.*, 1981; Basu, 1985; Grantham & Velbel, 1988; Johnsson, 1990; Censier, 1995) et la dynamique sédimentaire d'une rivière (Visher, 1969; Davies *et al.*, 1978; Friedman, 1979; McCarthy *et al.*, 1991; Nakamura *et al.*, 1995; Censier *et al.*, 1995). Une meilleure connaissance des facteurs agissant au niveau d'un bassin versant permet de mieux circonscrire l'origine des sédiments (charge de fond et matières en suspension) et, ainsi, d'évaluer les débits solides spécifiques et le taux d'érosion par sous-bassins versants et non pas seulement à la seule échelle du bassin versant.

La présente étude repose sur une analyse sédimentologique des sables du cours inférieur de l'Oubangui, de Bangui à la confluence du Congo, soit une longueur de 600 km (Fig. 1).

ECHANTILLONNAGE ET METHODE D'ETUDE

Echantillonnage

Deux cent et vingt échantillons de sable ont été prélevés dans l'Oubangui, de Bangui jusqu'à la confluence avec le Congo:

- Soixante-une échantillons ont été prélevés dans le chenal principal, entre le 30 novembre et le 3 décembre 1992, c'est à dire à la fin de la crue. Les prélèvements ont été effectués systématiquement tous les 10 km à l'aide de deux dragues cylindriques superposées, système qui piège mieux les fractions fines que les cônes dits de Berthois (1974).

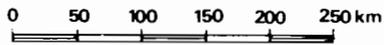
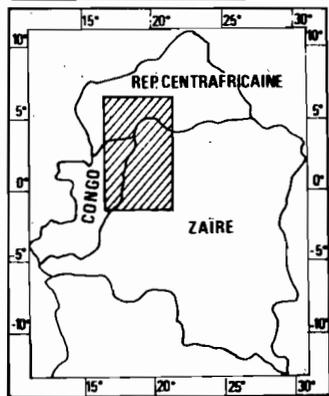
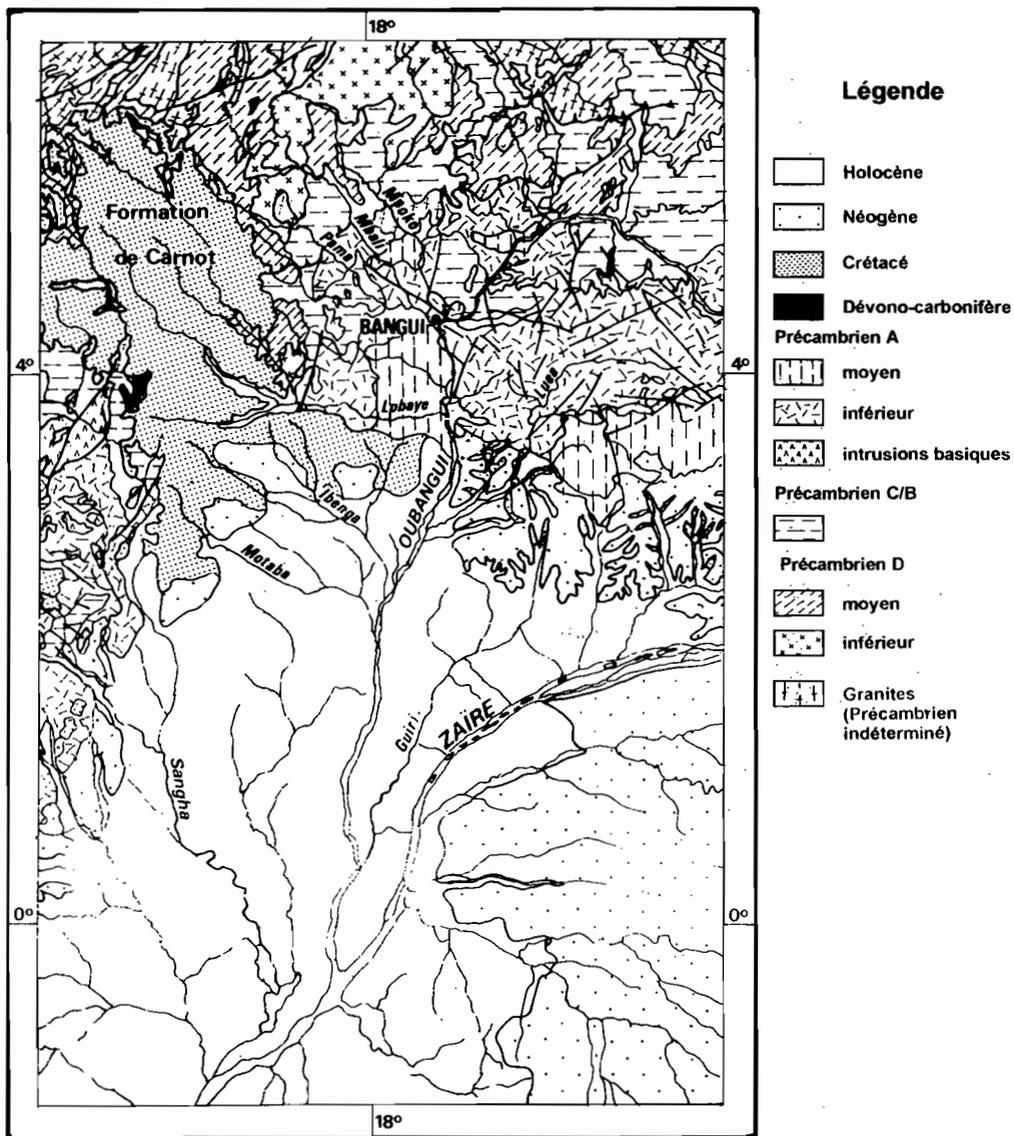


Fig. 2 Cadre géologique du bassin versant inférieur de l'Oubangui.

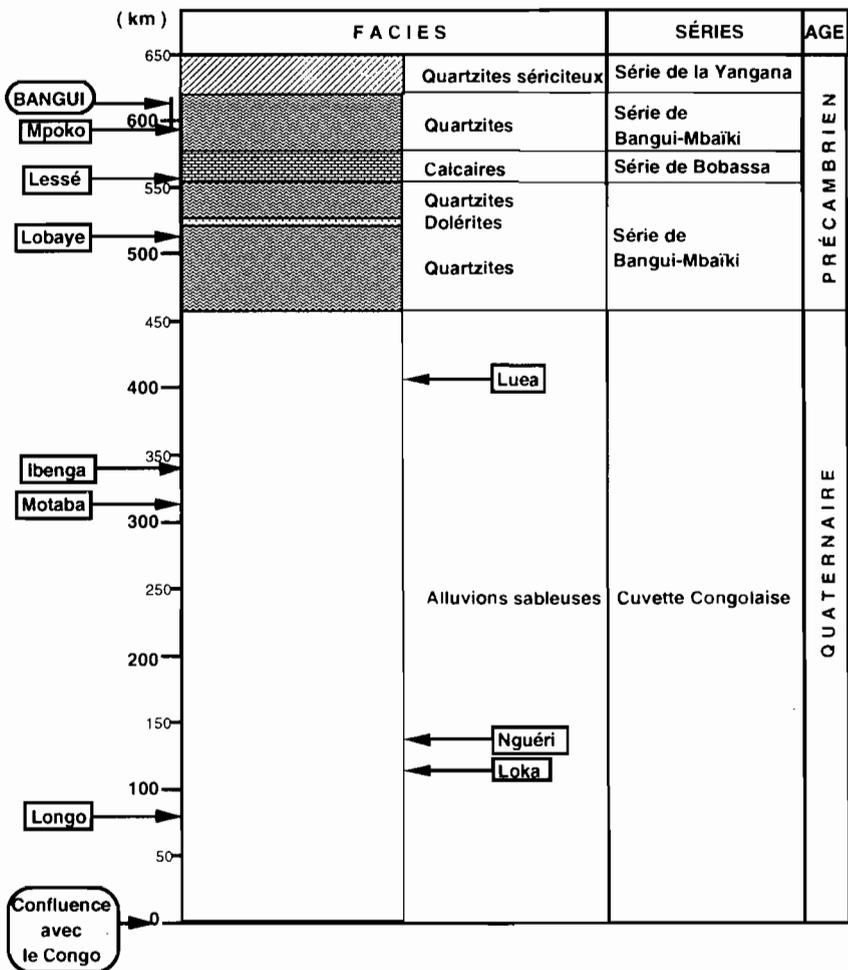


Fig. 3 Succession des formations géologiques constituant le bedrock de l'Oubangui de Bangui (pk 600) à la confluence avec le Congo (pk 0).

- Cent cinquante neuf échantillons ont été prélevés au niveau des barres sableuses durant les mois de février et de mars de 1991 et 1992, c'est à dire aux basses eaux. L'espace entre les prélèvements a varié de 3 à 5 km; il a été fonction du nombre et de la disposition des barres. Les prélèvements ont été effectués 30 à 50 cm au dessus du niveau de l'eau, ce qui permet de considérer que tous les sables échantillonnés résultent d'une dynamique de dépôt à peu près identique.

Ces deux types et périodes de prélèvement permettent de suivre l'évolution de la dynamique sédimentaire des sables du cours inférieur de l'Oubangui au cours de l'année hydrologique: durant la décrue, les sables se déposent au niveau des barres (Feizouré *et al.*, 1995); au maximum de la crue, les sables transportés dans le chenal sont ceux remobilisés durant la montée des eaux.

Enfin, tous les affluents de l'Oubangui de Bangui à la confluence avec le Congo ont été échantillonnés sur les derniers kilomètres de leur cours inférieur à l'aide de dragues

cylindriques. Au total, 33 échantillons ont été prélevés dans huit des neuf principaux affluents, le cours inférieur de la Nguéri ne contenant que de la matière organique.

Analyse sédimentologique

Tous les échantillons de sable ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et d'une détermination de leur cortège des minéraux lourds.

Les paramètres granulométriques

Le tamisage des sables a été effectué avec des tamis de la série Afnor dont les vides maille sont en progression géométrique de raison 1,259 ([10]^{1/10}). Les paramètres granulométriques retenus sont:

- (a) le premier quartile (Q1), la médiane (MD), le troisième quartile (Q3);

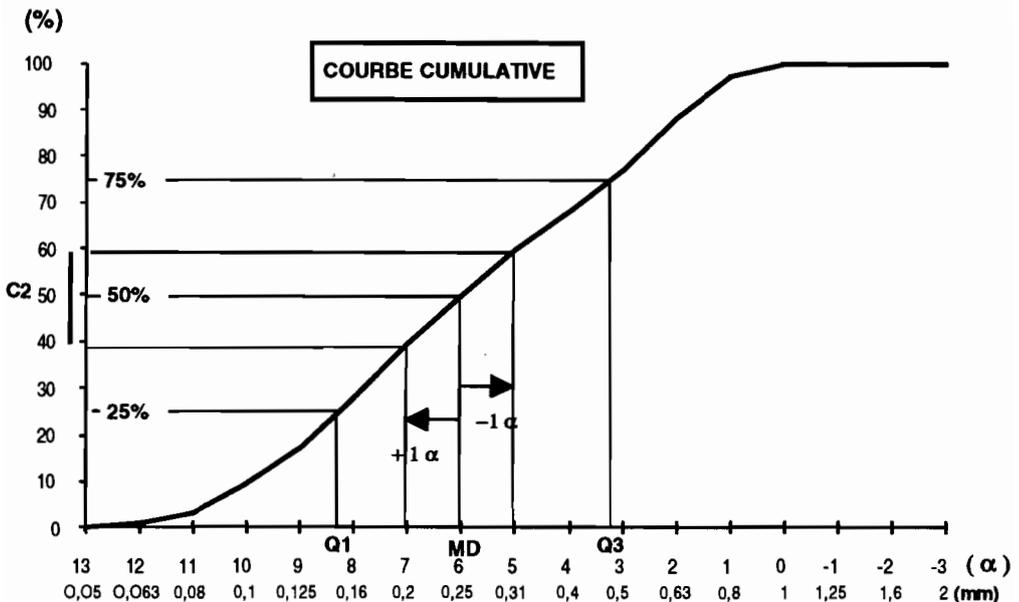


Fig. 4 Signification et principe de calcul des paramètres granulométriques. En utilisant le cologarithme des valeurs en millimètres, on définit une échelle en progression arithmétique dont la raison est -1 (échelle α): ou

$$\alpha = - \frac{10 \ln(\text{en mm})}{\ln 10}$$

Q1: 25% des grains sont plus fins et 75% plus grossiers que le Q1; MD: 50% des grains sont plus fins et 50% plus grossiers que la médiane; Q3: 75% des grains sont plus fins et 25% plus grossiers que le Q1; C2: % pour (MD - 1 α) - % pour (MD + 1 α). Tout revient à considérer une nouvelle série de tamis AFNOR dont les vides de maille d'un tamis correspondent à la taille de la médiane; C2 est donc le pourcentage de sable contenu dans ce tamis et celui du tamis immédiatement plus petit; plus C2 est élevé, meilleur est le classement du sable.

(b) l'indice de Bietlot-Afnor (C2). C'est un indice de classement défini par Bietlot (1940), mais qui a été calculé en tenant compte de la progression géométrique des tamis de la série Afnor (Censier, 1991).

La signification et le principe de calcul de ces paramètres sont résumés dans la Fig. 4.

Méthode d'étude des minéraux lourds

Les minéraux lourds ($d > 2,89$) ont été déterminés dans la fraction granulométrique 80-160 μm ; il a été montré que cette fraction contient toutes les espèces minérales de l'échantillon (Parfenoff *et al.*, 1970). Le cortège des minéraux lourds transparents de chaque échantillon a été établi par comptage des grains. Les résultats sont donc exprimés en pourcentage de grains comptés.

ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE COMPAREE DES SABLES DE L'OUBANGUI EN AVAL DE BANGUI

Analyse granulométrique

L'évolution de la granulométrie des sables du chenal et des barres de l'Oubangui est résumée dans la Fig. 5.

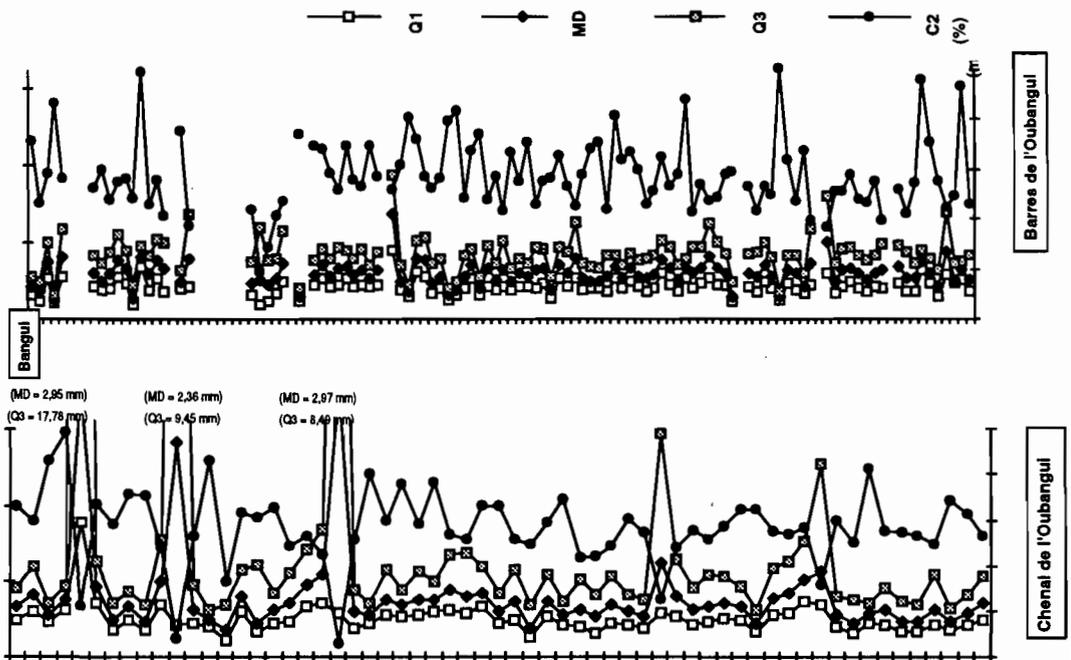


Fig. 5 Evolution de la granulométrie et du classement des sables du chenal et des barres de l'Oubangui de Bangui à la confluence avec le Congo.

De Bangui au pk 400, la granulométrie et le classement des sables du chenal évoluent en dents de scie. Il n'y a pas d'évolution granulométrique franche; les sables ont tendance à être de moins en moins bien classés entre le pk 500 et 400. Cette évolution ne peut être expliquée en admettant seulement des apports par les affluents étant donné qu'elle est constatée sur le secteur compris entre le pk 500 et le pk 400 où l'Oubangui n'a pas d'affluent (Fig. 3).

De Bangui au pk 435, les sables des barres de l'Oubangui deviennent globalement moins bien classés et ont une granulométrie qui évolue irrégulièrement.

Les sables du chenal, en aval du pk 380 et les sables des barres, en aval du pk 420, présentent la même évolution granulométrique:

- Les sables sont en très peu de kilomètres mieux classés (du pk 400 au pk 380 pour les sables du chenal; du pk 435 au pk 425 pour ceux des barres); l'indice de Bietlot-Afnor passe de 20-25% à 35-45%. On peut noter que cette brusque variation du classement intervient au passage de l'Oubangui sur les formations sableuses de la cuvette congolaise. La limite entre ces formations et les quartzites précambriens a été cartographiée vers le pk 455 (Gérard, 1958; Unesco, 1987) (Figs 2 et 3); la variation se manifeste d'abord dans les sables des barres, vers le pk 425, puis dans ceux du chenal, vers le pk 380.
- Jusqu'à la confluence avec le Congo, les sables du chenal et des barres sont alors globalement de moins en moins bien classés (diminution de l'indice de Bietlot-Afnor) alors que leur granulométrie n'évolue pratiquement pas; les sables des barres sont fins alors que ceux du chenal sont moyens.
- Sur les 100 derniers kilomètres du cours de l'Oubangui, les deux types de sables sont légèrement plus fins.

Ainsi, de Bangui à la confluence avec le Congo, la même évolution granulométrique est constatée pour les sables du chenal et des barres de l'Oubangui. Le fait que les sables du chenal soient en moyenne plus grossiers que ceux des barres s'explique par la différence d'hydrodynamisme au moment de leur dépôt respectif.

Quelques variations brusques mais fugaces de la granulométrie et du classement de quelques échantillons de sable sont probablement la traduction d'apports par les affluents. Best (1988) a montré que l'évolution des apports par les affluents dans le cours du collecteur dépend de l'angle de confluence et du rapport de déversement entre l'affluent et le collecteur: plus l'angle et le rapport augmentent, plus les apports sont rejetés du centre de la confluence et du chenal du collecteur. Ainsi, les apports de la Mpoko et de la Lobaye, affluents qui forment un grand angle de confluence avec l'Oubangui, ne sont repérables qu'au niveau des barres latérales, alors que les apports de la Luea, de la Loka et de la Longo, affluents qui forment un faible angle de confluence avec l'Oubangui, sont perceptibles dans le chenal de l'Oubangui. Toutefois, la fugacité des perturbations granulométriques, aussi bien au niveau des sables du chenal que des barres, démontre que ces apports ainsi mis en évidence sont faibles par rapport à la charge de fond transportée par l'Oubangui.

Evolution du cortège minéralogique

De Bangui à la confluence avec le Congo, les sables du chenal et des barres de l'Oubangui contiennent la même association de minéraux lourds (Fig. 6). Par ordre

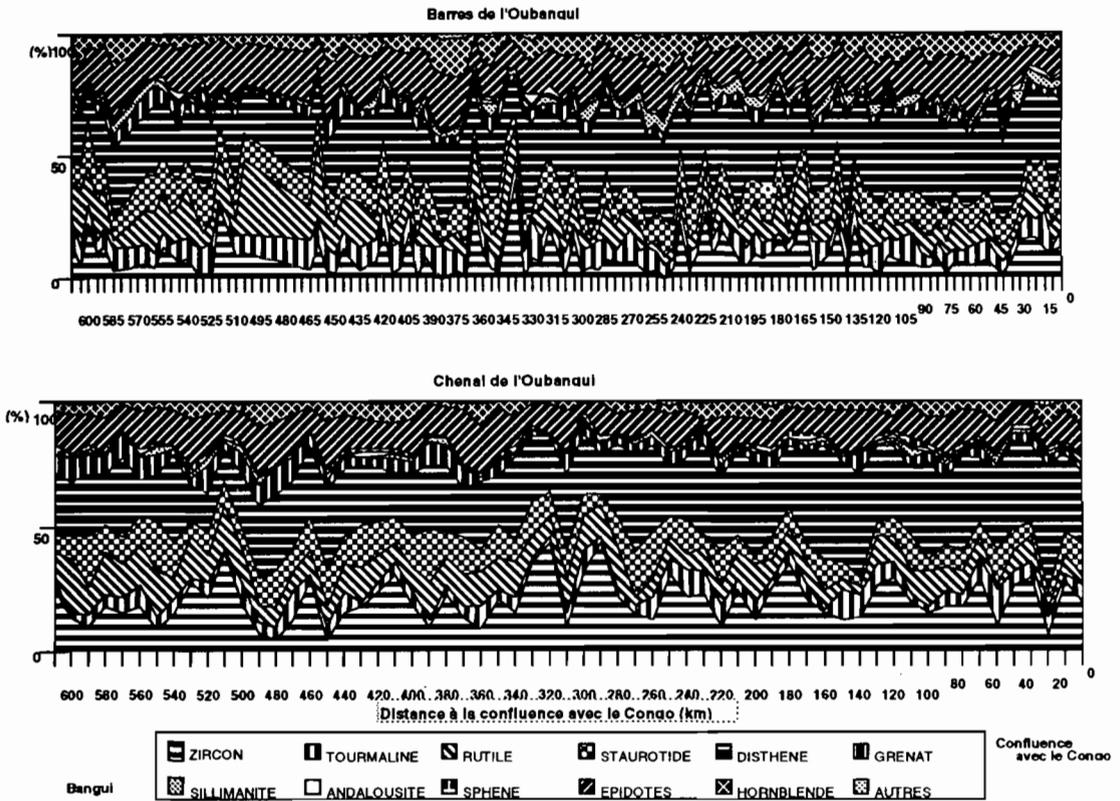


Fig. 6 Evolution du cortège minéralogique des sables du chenal et des barres de l'Oubangui de Bangui à la confluence avec le Congo.

décroissant d'importance, on distingue:

- les minéraux peu abondants (de 10 à 30%): le disthène, les épidotes, le zircon, la staurotide, le rutile;
- les minéraux rares (de 1 à 10%): la tourmaline, la hornblende, le grenat, la sillimanite, le sphène et l'andalousite;
- les minéraux décelés (< 1%): l'augite, l'hypersthène, la monazite, le corindon, l'anatase; ces minéraux n'ont pas été pris en compte.

Les différences quantitatives observées entre les barres et le chenal sont liées à la densité des minéraux lourds:

- la hornblende, les épidotes, la sillimanite, la tourmaline et l'andalousite, de densité inférieure à 3,5 sont plus abondantes au niveau des barres;
- le zircon, le rutile (sauf entre le pk 500 et 400) et le grenat, de densité supérieure à 4, sont plus abondants au niveau du chenal;
- le disthène, la staurotide et le sphène, de densité comprise entre 3,5 et 4, sont présents en quantité équivalente dans le chenal et au niveau des barres.

Dans la mesure où tous ces minéraux appartiennent à la même fraction granulométrique, leur répartition en fonction de leur densité traduit la différence d'hydrodynamisme au moment du dépôt des sables: le chenal, où l'hydrodynamisme est

élevé, transporte et concentre davantage les minéraux denses; au niveau des barres, où l'hydrodynamisme est variable et s'annule à leur émergence, les minéraux denses sont relativement moins concentrés au détriment des minéraux moins denses.

L'évolution quantitative des différents minéraux lourds de l'amont vers l'aval a été appréhendée à partir de l'examen des cortèges minéralogiques moyens établis par secteur de 100 km de longueur (Fig. 7).

A l'exception de la tourmaline et du zircon, tous les autres minéraux lourds évoluent de façon similaire au niveau des barres et dans le chenal:

- enrichissement net et progressif en disthène;
- très légère augmentation en horblende et sillimanite, plus sensible au niveau des barres que dans le chenal;
- nette diminution de la quantité de rutile, mais de façon très irrégulière au niveau des barres;
- très légère diminution en épidotes (irrégulière au niveau des barres), en grenat (plus sensible dans le chenal) et en staurotide (dont une augmentation au niveau des 100 derniers kilomètres de l'Oubangui est sensible dans le chenal);
- au niveau des barres, la quantité de zircon évolue en dents de scie, mais globalement diminue très faiblement, tandis que, dans le chenal, celle-ci augmente sensiblement entre le pk 400 et pk 300, puis reste quasiment constante jusqu'à la confluence;
- la quantité de tourmaline diminue très légèrement et irrégulièrement au niveau des barres alors que dans le chenal, la très légère diminution est entrecoupée d'une brusque augmentation au passage du secteur compris entre le pk 300 et le pk 200.

De ce fait, dans le chenal, les quantités de zircon et de tourmaline sont globalement plus élevées à la confluence qu'à l'amont, alors que c'est l'inverse au niveau des barres.

Les cortèges minéralogiques du cours inférieur des affluents de l'Oubangui sont donnés dans la Fig. 8. Le fait remarquable est que les sables de ces affluents contiennent les mêmes espèces minérales que celles rencontrées dans l'Oubangui. Cependant, certains affluents se distinguent par un pourcentage élevé d'un minéral par rapport à celui observé dans l'Oubangui: la Mpoko est riche en staurotide, la Lessé en rutile, et la Lobaye, l'Ibenga et la Luea en zircon.

C'est cette caractéristique qui permet de préciser l'importance des apports des affluents dans l'Oubangui. En tenant compte de l'angle de confluence, on constate que des perturbations du cortège minéralogique apparaissent en aval de la confluence avec la Lobaye au niveau des barres et en aval de la confluence avec l'Ibenga et la Luea dans les sables du chenal (Fig. 6). Cependant, la fugacité des perturbations minéralogiques démontre que les apports ainsi mis en évidence sont faibles par rapport à la charge de fond transportée par l'Oubangui.

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE L'OUBANGUI EN AVAL DE BANGUI

Censier & Olivry (1995) ont montré que les sables véhiculés par l'Oubangui proviennent essentiellement des deux tributaires supérieurs, le Mbomou et la Uélé, avec un apport principal par érosion des formations géologiques du bassin du Mbomou.

Les apports par certains affluents en aval de Bangui ont été mis en évidence grâce aux perturbations granulométriques et/ou minéralogiques qu'ils entraînent dans les sables du chenal et des barres de l'Oubangui. Cependant, la fugacité de ces perturbations

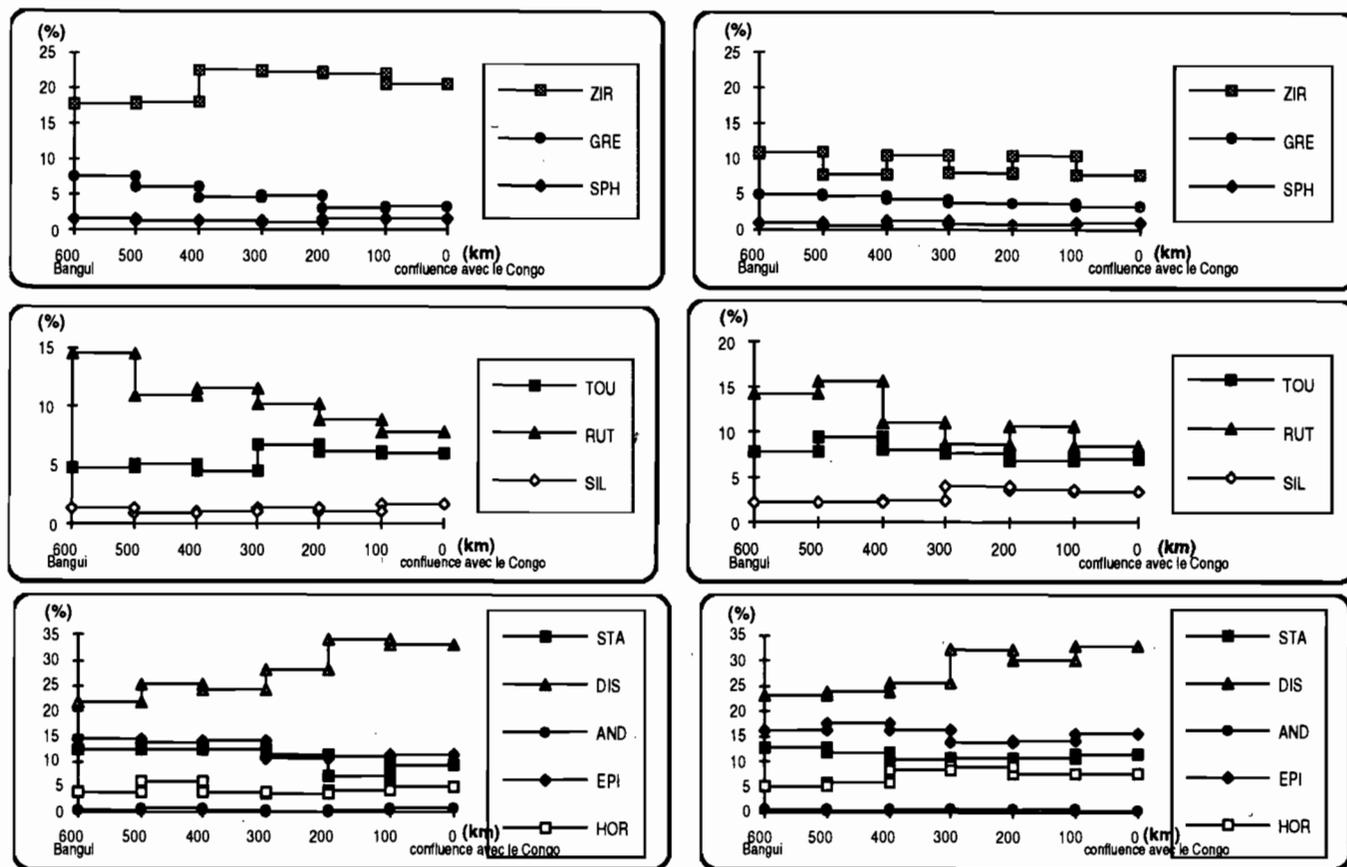


Fig. 7 Evolution des pourcentages moyens des différents minéraux lourds des sables du chenal et des barres de l'Oubangui de Bangui à la confluence avec le Congo. Les pourcentages moyens des différents minéraux lourds ont été calculés par secteur de 100 km de longueur.

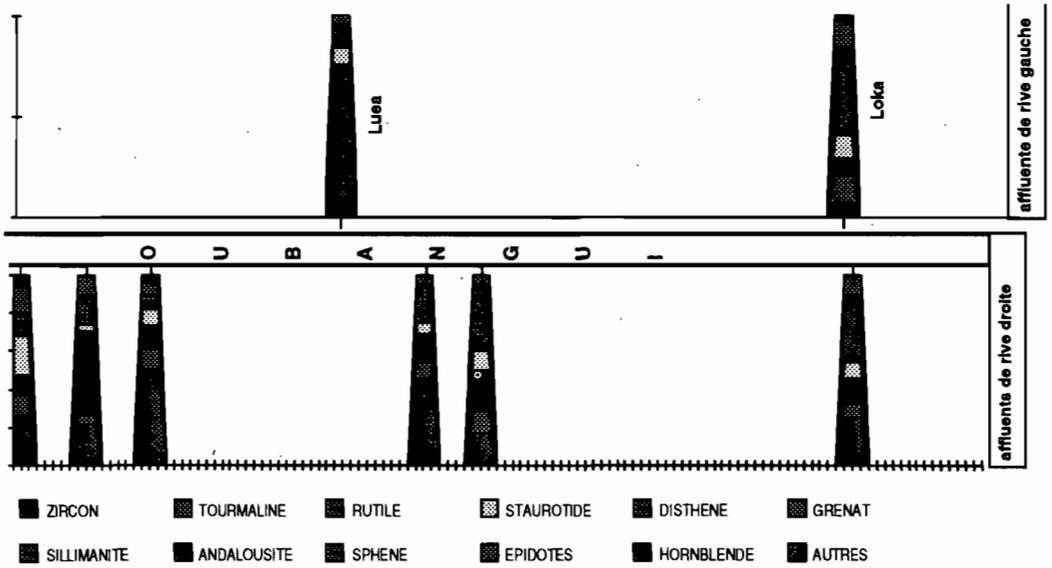


Fig. 8 Cortèges minéralogiques moyens du cours inférieur des différents affluents de l'Oubangui de Bangui à la confluence avec le Congo.

observées à l'aval de la confluence avec la Mpoko, la Lobaye, l'Ibenga, la Longo, la Luea et la Loka indique que les apports sont faibles par rapport à la charge de fond sableuse transportée par l'Oubangui: l'évolution granulométrique et minéralogique des sables de l'Oubangui en aval de Bangui est donc pour l'essentiel liée à des processus intervenant au niveau du cours de cette rivière.

Selon la loi de Sternberg (1875), les éléments transportés par un cours d'eau sont progressivement de plus en plus fins et tendent à être de mieux en mieux classés. L'évolution granulométrique des sables des barres et du chenal de l'Oubangui contredit cette loi dans la mesure où, de l'amont vers l'aval, les éléments sont de moins en moins bien classés alors que, globalement, leur taille varie peu. Cette évolution démontre que ce n'est pas le même stock de sable qui est transporté sur tout le long du cours inférieur de l'Oubangui. Cette approche granulométrique démontre qu'il y a des apports, qui d'ailleurs sont plus ou moins réguliers étant donné la relative régularité des variations granulométriques.

A partir des échelles de résistance mécanique à l'abrasion (Friese, 1931; Thiel, 1940, 1945) et de résistance chimique à l'altération (Pettijohn, 1941; Dryden & Dryden, 1946; Cailleux & Tricart, 1959; Friis, 1974; Morton, 1985, Morton & Hallsworth, 1994), les minéraux lourds des sables de l'Oubangui peuvent être classés en:

- *minéraux très résistants à résistants*: zircon, tourmaline, rutile, grenat, sphène et sillimanite;
- *minéraux peu à très peu résistants*: staurotide, épidote, disthène, hornblende et andalousite.

En corollaire de la loi de Sternberg, les cortèges minéralogiques des sables d'une rivière vont de l'amont vers l'aval s'appauvrir en minéraux peu résistants et relativement s'enrichir en minéraux résistants.

De ce fait, les augmentations des pourcentages en disthène et hornblende sur tout le long des 600 derniers kilomètres de l'Oubangui, en staurotide et en épidotes sur les 100 derniers kilomètres traduisent des apports en matériel détritique contenant ces différents minéraux.

L'évolution granulométrique et minéralogique des sables du cours inférieur de l'Oubangui s'explique en admettant des apports par érosion des formations sableuses de la cuvette congolaise par l'Oubangui lui-même et, pour une très faible part, par ses affluents de la plaine équatoriale: la Longo et la Loka qui s'écoulent entièrement sur les formations de la cuvette congolaise sont plus riches en disthène, staurotide, épidotes et hornblende que les autres affluents. L'enrichissement en ces minéraux a d'ailleurs été constaté dans les sables de la Sangha (Fig. 2) au niveau des secteurs où cette rivière érode les formations de la cuvette congolaise (Censier, 1995).

Schumm (1961) a montré qu'il existe une relation inverse entre le pourcentage de silts et d'argiles au niveau des berges et la largeur du cours d'eau. La faible cohésion des formations de la cuvette congolaise et la largeur moyenne de l'ordre de 1 à 2 km du cours inférieur de l'Oubangui témoignent probablement d'apports par érosion des berges.

Cependant, la faible pente moyenne de l'Oubangui en aval de Bangui, $0,06 \text{ m km}^{-1}$ (Callède, sous presse), et la présence de la forêt ombrophile inondée et de la forêt dense humide sempervirante (De Namur, 1990) sont des facteurs qui limitent l'érosion des berges.

Malgré la faible augmentation du module annuel et du débit moyen de crue entre Bangui et la confluence avec le Congo, respectivement de $4153 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à $5800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et de $9260 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à $15\,600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Mott McDonald International *et al.*, 1992), par rapport à l'augmentation de la largeur du cours d'eau, la compétence de l'Oubangui ne diminue pas contrairement à ce qui est classiquement observé à l'aval des cours d'eau à chenaux anastomosés (Bluck, 1964; Smith, 1974) et des fleuves à chenal unique (Mississippi River Commission, 1935). La partie inférieure du bassin versant de l'Oubangui est donc le lieu d'une érosion régressive active qui se traduit essentiellement par une reprise de l'érosion des formations sableuses de la cuvette congolaise.

CONCLUSION

L'analyse granulométrique et minéralogique des sables du chenal et des barres de l'Oubangui en aval de Bangui permet de préciser la dynamique sédimentaire du bassin inférieur de l'Oubangui.

Les sables correspondent pour l'essentiel aux sables issus de l'amont du bassin versant auxquels s'ajoutent des sables issus principalement de l'érosion des formations sableuses de la cuvette congolaise par l'Oubangui et, à un degré moindre, par ses affluents.

Contrairement à l'interprétation de Giresse *et al.* (1990), les sables du cours inférieur de l'Oubangui ne proviennent pas de l'érosion de la formation de Carnot, formation grés-conglomératique crétacée située dans le sud-ouest de la République Centrafricaine (Fig. 2). Ni la formation de Carnot (Censier, 1991), ni les affluents en dérivant (Lobaye, Ibenga et Motaba) ne contiennent des pourcentages en hornblende et

épidotes suffisants pour expliquer ceux observés dans les sables de l'Oubangui en aval des trois confluences.

L'érosion régressive ainsi mise en évidence au niveau du bassin inférieur de l'Oubangui a pour origine probable une rupture récente du profil d'équilibre de l'Oubangui. Cette étude permet ainsi de préciser l'extension de la néotectonique qui affecte la partie septentrionale de la cuvette congolaise et qui, en dehors du bassin de l'Oubangui, est à l'origine de l'érosion des formations de la cuvette congolaise par la Sangha (Censier, 1995) et de la dérive occidentale de la confluence entre la Sangha et la Likouala aux herbes (Censier *et al.*, 1995).

Remerciements Cette étude a été réalisée dans le cadre du Programme d'Etude de l'Environnement de la Géosphère Intertropicale (PEGI), opérations Grands Bassins Fluviaux (GBF), programme INSU-Orstom-CNRS.

REFERENCES

- Amajor, L. C. (1989) Grain size characteristics and geologic controls on bedload sediments: a case study from the Imo River in southeastern Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.* **9**(3/4), 507-515.
- Basu, A. (1985) Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: *Provenance of Arenites* (ed. par G. G. Zuffa), 1-18. NATO ASI Series, ser. C, no. 148.
- Berthois, L. (1974) *Etude sédimentologique des roches meubles*. Doin, Paris.
- Bietlot, A. (1940) Méthodes d'analyses granulométriques. Applications à quelques sables éocènes belges. *Mém. Soc. Géol. Belgique* **64**(2), 79-169.
- Best, J. L. (1988) Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology* **35**, 481-498.
- Bluck, B. J. (1964) Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *J. Sed. Petrol.* **34**, 395-400.
- Brossé, R. (1982) Les processus sédimentaires dans le fleuve Loire. Thèse, UER Sci. et Techn., Univ. Angers, France.
- Cailleux, A. & Tricart, J. (1959) *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de Doc. Univ., Paris.
- Callède, J. (sous presse) *Monographie de l'Oubangui*. Orstom, Paris.
- Censier, C. (1991) *Dynamique sédimentaire d'un système fluvial diamantifère mésozoïque: la formation de Carnot (République centrafricaine)*. BRGM, Orléans, France, Doc. no. 205.
- Censier, C. (1995) Dynamique sédimentaire de la charge de fond sableuse du cours moyen et inférieur de la Sangha (République du Congo). In: *Grands bassins fluviaux périallantiques: Congo, Niger, Amazone* (ed. par J. C. Olivry & J. Boulègue), 229-238. Collection Coll. & Sémin., Orstom, Paris.
- Censier, C. & Olivry, J. C. (1995) Distribution de la granulométrie et de la minéralogie de la charge de fond sableuse du bassin de l'Oubangui (République Centrafricaine, République du Congo): implications sur l'origine et la dynamique sédimentaire des alluvions de l'Oubangui. In: *Grands bassins fluviaux périallantiques: Congo, Niger, Amazone* (ed. par J. C. Olivry & J. Boulègue), 159-170. Collection Coll. & Sémin., Orstom, Paris.
- Censier, C., Pouyaud, B., Laraque, A. & Maziezoula, B. (1995) Dynamique actuelle des sables de la Likouala aux Herbes: implications sur la paléohydrographie du bassin inférieur de la Sangha (République du Congo). In: *Grands bassins fluviaux périallantiques: Congo, Niger, Amazone* (ed. par J. C. Olivry & J. Boulègue), 239-250. Collection Coll. & Sémin., Orstom, Paris.
- Davies, D. K., Vessel, R. K., Miles, R. C., Foley, M. G. & Bonis, S. B. (1978) Fluvial transport and downstream sediment modifications in an active volcanic region. In: *Fluvial Sedimentology* (ed. par A. D. Miall), 61-84. CSPG Mem. 5, Calgary.
- De Namur, G. (1990) Aperçu sur la végétation d'Afrique centrale atlantique. In: *Paysages quaternaires de l'Afrique Centrale atlantique* (ed. par R. Lanfranchi & D. Schwartz), 60-67. Orstom, Coll. Didactiques, Paris.
- Dryden, L. & Dryden, C. (1946) Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *J. Sed. Petrol.* **16**, 91-96.
- Feizouré, C., Censier, C., Lang, J. & Olivry, J. C. (1995) Evolution interannuelle de la dynamique sédimentaire d'un fleuve de régime tropical humide: la barre sableuse de Pama sur l'Oubangui (République Centrafricaine). In: *Grands bassins fluviaux périallantiques: Congo, Niger, Amazone* (ed. par J. C. Olivry & J. Boulègue), 171-180. Collection Coll. & Sémin., Orstom, Paris.
- Friedman, G. M. (1979) Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origin. *Sedimentology* **26**, 3-32.

- Friese, F. W. (1931) Untersuchung von Mineralen auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung in Wasser. *Min. Pet. Mitt.* **41** (new series), 1-7.
- Friis, H. (1974) Weathered heavy-mineral associations from the young Tertiary deposits of Jutland, Denmark. *Sed. Geol.* **12**, 199-213.
- Gérard, G. (1958) *Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française à l'échelle du 1/200 000, avec notice explicative*. Publ. Dir. Mines et Géol., Brazzaville.
- Girèsse, P., Ouetiningue, R. & Barusseau, J. P. (1990) Minéralogie et micro-granulométries des suspensions et des alluvions du Congo et de l'Oubangui. *Sci. Géol. Bull.* (Strasbourg) **43**(2-4), 151-173.
- Grantham, J. H. & Velbel, M. A. (1988) The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina. *J. Sed. Petrol.* **58**(2), 219-227.
- Johnsson, M. J. (1990) Tectonic versus chemical-weathering controls on the composition of fluvial sands in tropical environments. *Sedimentology* **37**, 713-726.
- Mack, G. H. (1981) Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of North Georgia. *J. Sed. Petrol.* **51**, 1247-1258.
- McCarthy, T. S., Stanistreet, I. G. & Cairncross, B. (1991) The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Okavango fan, Botswana. *Sedimentology* **38**, 471-487.
- Mississippi River Commission (1935) Studies of river bed materials and their movement with special reference to the lower Mississippi River. *United States Waterways Experiment Station Paper 17*.
- Morton, A. C. (1985) Heavy minerals in provenance studies. In: *Provenance of Arenites* (ed. par G. G. Zuffa), 249-277. NATO ASI series, ser. C, no. 148.
- Morton, A. C. & Hallsworth, C. (1994) Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol.* **90**, 241-256.
- Mott McDonald International, BCEOM, Orstom & Sogreah (1992) *Evaluation hydrologique de l'Afrique Sub-Saharienne - Rapport de pays: Centrafrique*. Programme « Water Assessment », Banque Mondiale, PNUD, BAD, FAC.
- Nakamura, F., Maita, H. & Araya, T. (1995) Sediment routing analyses based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surf. Processes and Landforms* **20**, 333-346.
- Parfenoff, A., Pomerol, C. & Tourenq, J. (1970) *Les Minéraux en grains. Méthodes d'étude et de détermination*. Masson, Paris.
- Pettijohn, F. J. (1941) Persistence of heavy minerals and geologic age. *J. Geol.* **49**, 610-625.
- Potter, P. E. & Franzinelli, E. (1985) Fraction analyses of modern river sand of Rios Negro and Solimoes, Brazil, implications for the origin of quartz-rich sandstones. *Rev. Brasil. Geociências* **15**, 31-35.
- Reid, I. & Frostick, L. E. (1994) Fluvial sediment transport and deposition. In: *Sediment Transport and Depositional Processes* (ed. par K. Pye), 89-155. Blackwell Scientific Publications.
- Schumm, S. A. (1961) Effects of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral-stream channels. *USGS Prof. Pap.* **352-C**.
- Smith, N. D. (1974) Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.* **82**, 205-223.
- Sternberg, H. (1875) Untersuchungen über Langen und Querprofil gerschiebeführende Flüsse. *Z. Bauwesen* **25**, 483-506.
- Suttner, L. J., Basu, A. & Mack, G. H. (1981) Climate and the origin of quartz arenites. *J. Sed. Petrol.* **51**, 1235-1246.
- Thiel, G. A. (1940) The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. *J. Sed. Petrol.* **10**, 103-124.
- Thiel, G. A. (1945) Mechanical effects of stream transportation on mineral grains of sand size. *Geol. Soc. Am. Bull.* **56**, 1207.
- Tourenq, J. (1986) *Etude sédimentologique des alluvions de la Loire et de l'Allier, des sources au confluent. Les minéraux lourds des roches des bassins versants*. Doc no. 108, BRGM, Orléans, France.
- UNESCO (1987) *Carte géologique de l'Afrique au 1/5 000 000 en 6 feuilles*. Commission pour la Carte Géologique du Monde (CGMW/UNESCO).
- Van Andel, T. J. H. (1950) Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. Wageningen H. Veenman en Zoner, (PhD Dissertation), Univ. Washington, USA.
- Visher, G. S. (1969) Grain size distributions and depositional processes. *J. Sed. Petrol.* **39**, 1074-1106.

Wetland and river flow interactions in Zimbabwe

A. BULLOCK & M. P. McCARTNEY

Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

Abstract Legislation in force in Zimbabwe for the last 70 years has restricted the use of seasonal wetlands (dambos) for agricultural purpose, in part because of a widely-held belief that they are responsible for the maintenance of dry season river flows. This paper examines the origins of the concept of river flow maintenance by dambos in Zimbabwe, in the context of hydrological knowledge relating to dambos and river flows at the time that legislation was introduced. Now, the consensus amongst hydrologists (following regional flow analyses) is moving more towards the viewpoint that dambos do not operate in this way and may even reduce dry season river flows because dambo storage is depleted more by evapotranspiration than it is by baseflow. However, a key element which has been lacking is detailed water balance investigations of small catchments which contribute a better understanding of process. This paper presents a water balance for the small Grasslands catchment focusing on the dry season contributions from the dambo to downstream river flow and evaporation. This evidence, albeit provisional, does more to support the viewpoint that wetlands do not maintain dry season flows. However, the degree of dambo influence will depend to a large extent on the nature of the surrounding vegetation.

Interactions entre l'écoulement en rivière et les bas-fonds au Zimbabwe

Résumé Au cours des 70 dernières années la législation en vigueur au Zimbabwe a limité l'usage agricole des bas-fonds (*dambos*), en partie à cause de la croyance très répandue qu'ils sont responsables de la persistance des écoulements dans les cours d'eau en saison sèche. Cet article étudie les origines de ce concept de maintenance des écoulements par les dambos au Zimbabwe dans le contexte de la connaissance acquise sur les dambos et sur les rivières depuis la mise en place de la législation. Actuellement les hydrologues, en s'appuyant sur l'analyse des écoulements régionaux, sont d'accord pour modifier ce point de vue: les dambos ne fonctionnent pas selon ce principe et peuvent même réduire les écoulements, l'eau qu'ils retiennent étant sujette à une évaporation plus forte que l'écoulement de base. Ils restent cependant un élément clé pour mieux comprendre les processus fins du bilan hydrologique à l'échelle du petit bassin versant. Un bilan hydrologique du petit bassin versant de Grassland est présenté dans cet article en insistant sur les contributions du dambo en la saison sèche à l'écoulement en rivière et à l'évaporation.

Cette étude soutient à l'évidence, bien que les résultats soient encore provisoires, le point de vue que les dambos n'entretiennent pas les écoulements de saison sèche. Cependant, le degré d'influence du dambo dépend dans une large mesure de la nature de la végétation avoisinante.

INTRODUCTION

Wetlands in Africa are a natural resource of substantial significance in many sectors of human life and provide essential habitat to other species. Consequently, wetlands are increasingly the subject of natural resource policy and legislation as many countries seek to implement national wetland strategies. However in doing so, different sectors of the wider policy-forming community seek to promote multiple management goals for wetlands which, if not in conflict with each other, are not always entirely complementary. The international conservation organizations, seeking to stem the progressive encroachment onto wetlands, strongly promote the « wise use » of wetlands through treaties such as the Ramsar Convention on Wetlands of International Importance (especially as wildfowl habitat). Other organizations concerned with global food security view wetlands as representing significant potential for agricultural development.

The baseline for the evolution of wetland policy has largely been founded upon the functions and products yielded by wetland systems (e.g. Dugan, 1990). In a hydrological context, this places emphasis upon the value of wetlands in performing functions such as flood control, groundwater discharge and recharge, and sediment and toxicant reduction. National initiatives within Africa towards comprehensive wetland policies are largely in an embryonic and formative state, but have advanced substantially in certain countries within the past decade. For example, in 1995, Uganda became the first country (and only the second in the world, after Canada) to launch a national policy on wetlands. Within this policy, strategies include no drainage of wetlands and maintenance of the overall water balance. Other African countries are set to follow the Ugandan example.

Yet national policy and legislation with implications for wetland management are not only matters for the future; there are wetland management and policy issues which have been enshrined in water law in Africa for nearly 70 years. In Zimbabwe, approximately 25% of the central highveld (equivalent to 1.3 million ha) is classified as dambo (Whitlow, 1985), a seasonal headwater wetland, which is characteristic of large regions of southern and central Africa. The Water Act of 1927 was founded on the concept that dambos play an important function in regulating river flows, and in particular the maintenance of dry season flows. It was partly to protect this widely perceived function of flow maintenance that the colonial government of the former Rhodesia, now Zimbabwe, introduced legislation (the Water Resources Act of 1927 and the Natural Resources Act of 1952) to prevent dambos from being used for cultivation (Whitlow, 1983). The hydrological functioning of dambos in Zimbabwe (and indeed other wetlands elsewhere) is increasingly a matter of debate as these wetlands represent an important small-scale agricultural resource (Bell *et al.*, 1987). In Zimbabwe some dambos are already utilized for agricultural purposes although strictly this is in contravention of the legislation.

However, the origins of this concept of dambos maintaining river flows, as one basis of this legislation, have not been established in hydrological terms. It is the first

objective of this paper to examine the origins of the concept of river flow maintenance by dambos in Zimbabwe, in the context of hydrological knowledge relating to dambos and river flows at the time that legislation was introduced.

This is relevant because since legislation was introduced, there has been an increasing body of evidence to support the case for revision of the concept of flow maintenance, and thus the legislation itself. In the broader context of Southern Africa, an intercomparison of conclusions regarding the role of dambos in influencing downstream river flow regimes in Southern Africa has revealed complexity (Bullock, 1992b). The majority of statements in the literature have not been derived from field-based or quantitative study. It has long been conceptually believed and reported, but not yet scientifically substantiated, that dambos act as « sponges », storing water during the wet season and releasing it during the dry season, thereby providing an important function in maintaining dry season flows (e.g. Kanthack, 1945). Repetition of this concept has continued despite increasing scientific evidence to the contrary. However, amongst the few studies which have yielded quantitative conclusions, there exists a considerable degree of uncertainty because conclusions appear contradictory. The variety of analytical approaches which were adopted within these few studies means that it is not possible to attribute these apparently contradictory conclusions to variability in response between different individual dambos occurring in different environmental configurations.

The consensus now amongst hydrologists is more towards the viewpoint that dambos do not operate in this way, and may even reduce dry season river flows because dambo storage is depleted more by evapotranspiration than it is by baseflow (Drayton *et al.*, 1980; Bullock, 1992). This evidence is largely founded on investigations of regional river flow regimes, with conclusions drawn by identifying different regime response and water balance components within river catchments containing different proportions of dambo. Process evidence in support of these conclusions is restricted to regional evaporation estimates from thermal remote sensing (reported in Bullock, 1993), which strongly suggests higher evaporation losses at dambo margins. However, this is limited to data from a single day. A key element which has been lacking is detailed water balance investigations of small catchments. Such studies may contribute towards a better understanding of processes, and enable the contributions from dambos to downstream flows to be determined.

It is therefore the second objective of this paper to present a conceptual water balance for a small dambo catchment, and in particular of different regions within a typical dambo catchment, and identify the influence of the dambo on the maintenance of dry season flows.

STATUS OF HYDROLOGICAL DATA AT THE TIME OF LEGISLATION

The 1927 Water Act and the 1952 Streambank Cultivation Act have introduced long-term implications for wetland management in Zimbabwe (and its predecessor country, Rhodesia), which continue to influence wetland agriculture today. The Water Act, originally passed in 1927 and amended in 1976, defines various uses of water and how such uses are regulated. Permission is required for « secondary » use, which includes irrigation, and this is generally administered by the issue of water rights. There are also

restrictions on the use of « public » water which includes water in dambos. These restrictions were imposed to address concerns that using water in dambos would: diminish downstream river flows; limit access to primary-use water by riparian populations; and infringe upon existing downstream water rights. The Streambank Protection Regulation of 1952 prohibits cultivation on wetlands, and within 30 m of a streambank. The wetland definition (Government of Rhodesia, 1975) is not targeted at dambos uniquely, but dambos are certainly encompassed within the regulation.

Since the introduction of the Water Act, an ever-increasing body of hydrological data has been accumulated which was not available for the formulation of policy in 1927 or 1952. Figure 1 presents the number of new gauging stations opened in each year, since the first was established in 1913. At the time of the Water Act in 1927, there were only four gauging stations with records longer than 5 years. By the time of the Streambank Protection Act in 1952, there were 19 with records longer than 5 years. Of these, 10 record the outflow from major hydraulic structures; consequently, there were a maximum of nine useable flow records. Both pieces of legislation precede the expansion of hydrological monitoring which took place in the 1950s. No evidence of an analysis of the existing data can be traced at the time of the introduction of the legislation, and it is thought most unlikely that any hydrological data from Zimbabwe were used to develop the policy-forming notion that wetlands maintained dry season river flows.

In the period after the Second World War, moves began to create a Central African Federation of Southern (Zimbabwe) and Northern (Zambia) Rhodesia and Nyasaland (Malawi). Although the Federation was not formally established until 1953, there was certainly mobility by colonial administrators between the three countries. In 1945, Kanthack published a paper on the relationship between rainfall and runoff in central southern Africa, which was informally presented to members of the South African Society of Civil Engineers, and was later published « at the request of many of the members ». It is not difficult to see how the following quote from this influential paper may have yielded an impact in the drafting of the 1952 Streambank Protection Act;

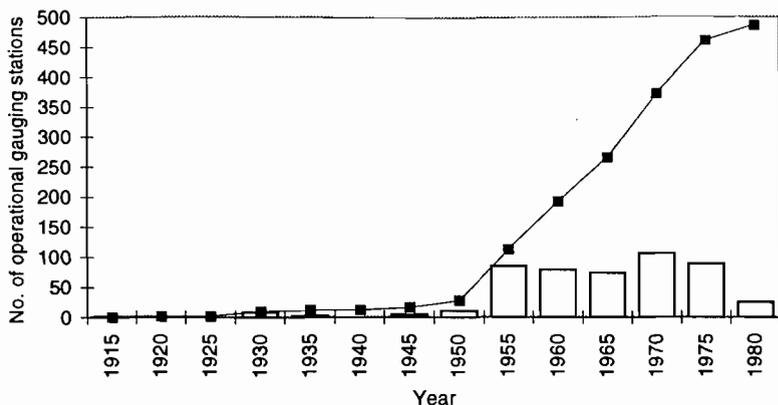


Fig. 1 Progressive expansion of the hydrometric network in Zimbabwe (before 1980): vertical bars represent stations opened in the 5-year period ending in « Year »; line represents cumulative total.

« In Northern Rhodesia they are called dambos and in Tanganyika they are called mbugas. Further south, when they still existed, they were called vleis. In the catchments under consideration they occupy approximately one fifth of the total area. They are entirely treeless and are covered with high rank grass. The dambo beds are flat and composed of deep black soil, and in the wet season they are waterlogged and swampy and are intersected with little stagnant pools and rivulets even during the dry season. The margins of these dambos are very sharply defined. The forest country ends abruptly, there is a sudden drop of a few feet into the dambo.

The dambos form great sponge areas and hold great quantities of water and are the sources of the perennial flow in the main streams and rivers of the drainage systems.

Thanks to the absence of the white man, and his highly destructive methods of developing a new country, central southern Africa has been preserved in its uneroded condition. As one proceeds south into the white occupied areas even far south into Cape Province, the deterioration of the country becomes increasingly marked, and the beautiful rich vleis of the Union, which are the counterpart of the Northern Rhodesian dambos, are rapidly disappearing and are being converted into arid wildernesses drained by deep torrential rivers from which vast systems of dongas are spreading yearly further and further afield, and helping to develop the disastrous sheet erosion which is so rapidly ruining what less than a century ago was magnificent rich country.

Let us return, however, to Northern Rhodesia, as this is not intended to be a dissertation on soil erosion and its evils.

The dambo is the key to the understanding of the hydrographic characteristics of Northern Rhodesia catchment areas ».

In this quote, Kanthack clearly establishes the significance of dambos as the source of perennial river flows. The basis on which this statement is founded is a comparison of river flows from two Zambian rivers; the Mulungushi and the Lunsemfwa. The greater ground storage of the Lunsemfwa, ascribed to more extensive dambos, is said to result in the maintenance of an appreciable minimum flow even in the driest years; the mean ratio of dry season runoff to mean annual runoff is 20.5% in the Lunsemfwa compared with 9% in the Mulungushi. Thus, the hydrological origin of this concept lies in the comparison of runoff characteristics of two catchments, but there is no investigation of other possible controlling variables, such as hydrogeology or transmission losses.

This concept of flow maintenance is then associated by Kanthack's quotation with the impact of agriculture upon soil erosion. As reported in Whitlow (1985), restrictions on dambo utilization were enacted in the late 1920s when erosion caused by inappropriate methods of cultivation, principally by white settler farmers, and dambo drainage was witnessed in selected areas. There were widespread fears that the dambo « sponges » would dry out completely and hence cause perennial streams to become seasonal in nature. Yet despite regulations, there has been increased encroachment of cultivation and intensification of grazing. It still remains uncertain whether well-managed agricultural utilization of dambos will impact upon downstream river flow. However, this is the type of multi-sectoral issue which must be addressed in the formulation of wetland management policy.

RELATIONSHIP BETWEEN DAMBO DISTRIBUTION AND PERENNIAL RIVER FLOWS

The geomorphology of Zimbabwe is characterized by a broad central belt of higher relief which constitutes the watershed of the Zambezi basin (to the north) and the Limpopo basin (to the south), forming part of the African and Post-African planation surfaces. As one moves north or south from this central watershed, termed the « highveld », altitude reduces gently to the main valleys of these two rivers. Dambos are confined mainly to the headwater regions of rivers draining the central watershed plateau (Fig. 2).

Although the amount of hydrological data was limited at the time of key legislation pertaining to dambos, the Hydrological Branch of Zimbabwe has established a comprehensive network of flow measurement stations and relatively long continuous daily flow records. A subset of this data set, representing the longer, better quality and relatively natural data series, has been analysed to determine the degree to which the rivers of Zimbabwe are perennial or ephemeral. Daily flow duration curves (fdc) were calculated for 175 river flow records, averaging approximately 15 years in length. The percentage of time for which flow was zero was extracted from each fdc. Within the sample set, the value of this index ranges from 0 to 95% and 51 catchments (30% of the sample) possess perennial river flows. Figure 3 illustrates the spatial distribution of this flow duration index.

A comparison of Fig. 2 and Fig. 3 enables the preliminary conclusion to be drawn that the rivers with the lowest frequency of zero flows (that is the more sustained river flow regimes) coincide with the higher density of dambos. Thus, an association could be made between dambos and perennial river flows in a geographical sense. At the time of legislation, this association could not have been established in a scientific manner —

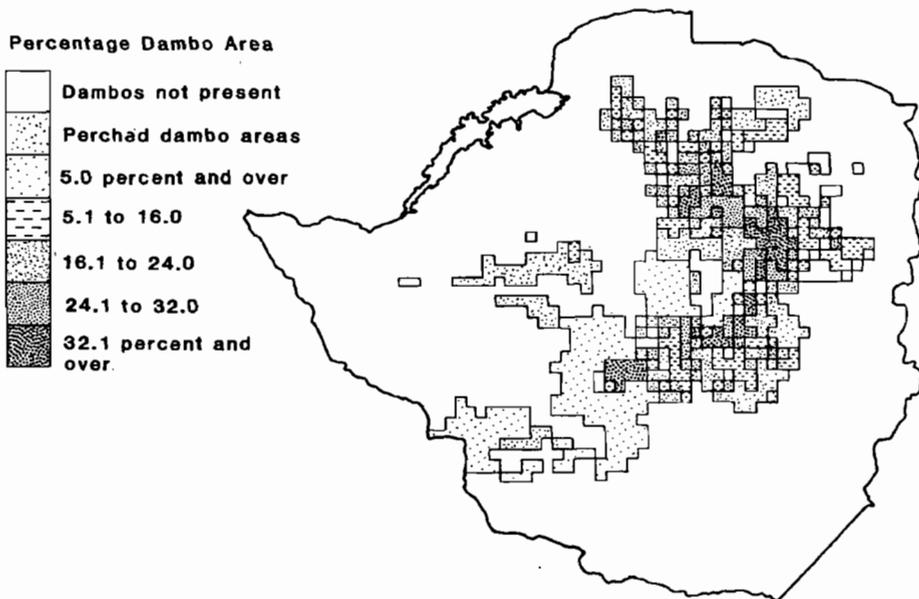


Fig. 2 Distribution of dambos in Zimbabwe (after Whitlow, 1984).

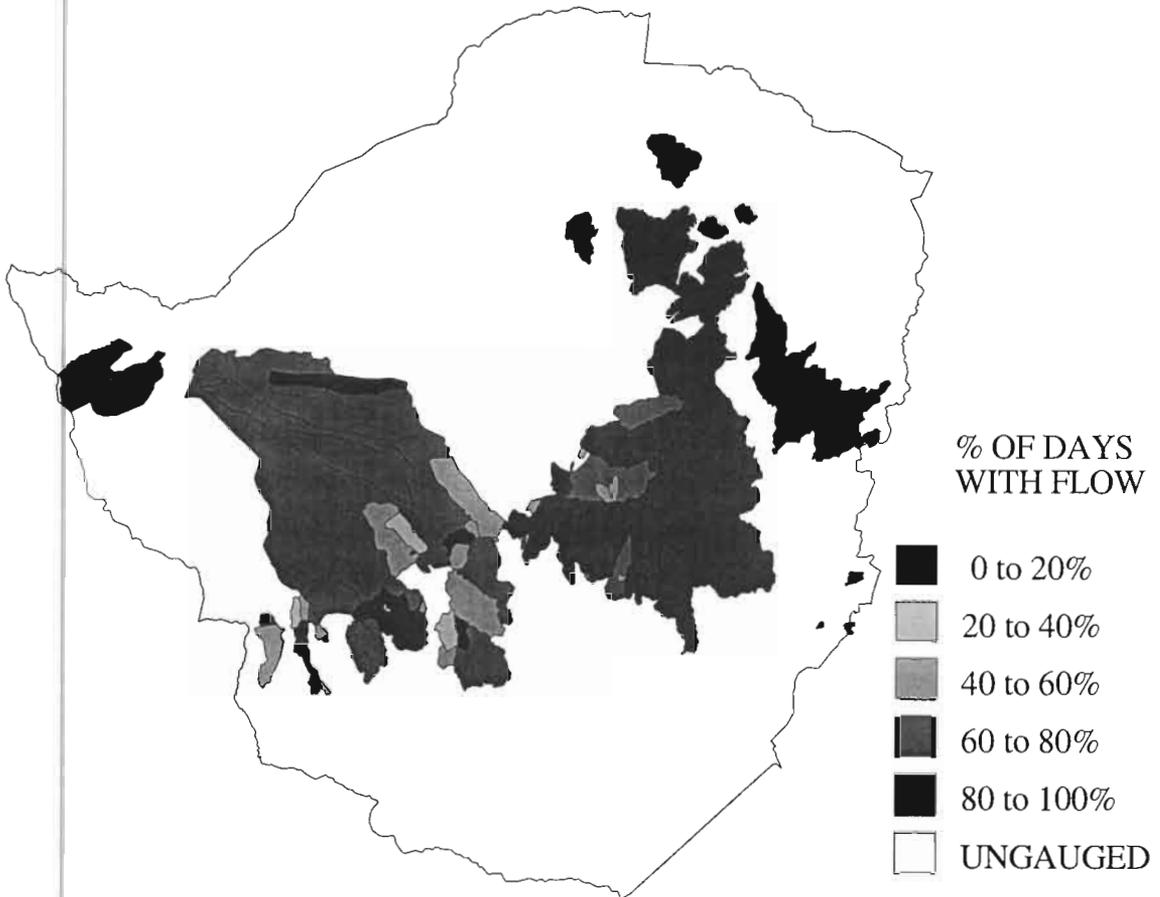


Fig. 3 Distribution of the percentage of time that river flows are zero.

the distribution of dambos was not mapped until 1984 and there was an inadequate hydrological data base from which to draw such a conclusion. However, this does not preclude the fact that informal knowledge at the time of legislation could have associated the relative distribution of dambos and sustained river flows.

Although there is a general association between dambo density and sustained dry season flows at the Zimbabwe scale, hydrological investigations within the past decade have targeted this issue more specifically (Bullock, 1992a). The main conclusion of regional multivariate analyses has been that, within the highveld plateau alone, there is no significant relationship between dambo density and the duration and magnitude dry season flows. In contrast to the widely-held perception of flow maintenance, when the analysis is restricted to catchments occurring in association with higher-yielding groundwater aquifers, then higher dambo density is the dominant variable in explaining an actual reduction in the magnitude and duration of dry season flows (Bullock, 1992a).

That is to say that within Zimbabwe as a whole there are several factors, such as net rainfall, relief and geology/hydrogeology which control the duration of river flows, such that the rivers of the highveld plateau possess more sustained regimes than elsewhere. This is also the region with highest dambo density, because of the factors which promote

dambo formation (Whitlow, 1985). Yet within the highveld plateau the density of dambos is highly variable within gauged catchments, ranging from 1% to 63%. When analysis of flow duration is restricted to a sample comprising catchments on the highveld plateau, there is no statistical relationship between dambo density and dry season flow. When the data set is further restricted to dambos on high-yielding aquifers (contributing baseflow to rivers), the conclusion is that dambos reduce, rather than maintain, the magnitude and duration of dry season flows. The importance of hydrogeological conditions in determining dry season flows means that less weight can be given to the Kanthack comparison of the flows in the Lunsemfwa and Mulungushi catchments, which did not consider factors other than dambo density.

Such conclusions are drawn from regional flow regime and multivariate analyses which indicate the nature of the dambo impact but do not consider the hydrological process. One contribution to the scientific understanding of the hydrological process has been the application of thermal remote sensing for the detection of dry season evaporation rates (reported in Bullock, 1993) which has identified the margins of dambos as a zone of relatively higher evaporation losses compared with non-dambo portions of catchments and with the inner-dambo zones. Thus there is preliminary process evidence from Zimbabwe to support the reduction by evaporation of dry season flow regimes by dambos identified by regional flow regime analysis. However, the evidence is limited to data from only one day.

The most detailed investigations of dambo hydrology have been undertaken at a limited number of small-scale instrumented catchments; these include the Chizengeni catchment in Zimbabwe (Faulkner & Lambert, 1992) and the Luano catchments in Zambia (Balek & Perry, 1973). While yielding useful data on the dambo/catchment water balance over a one-year period and conclusions on the impact of groundwater abstraction on dambo hydrology, the Chizengeni study did not investigate the inter-relationships between the dambo and downstream river flow. The conclusions of the Luano catchment study, intensively monitored for over a 10 year period, are in contrast with the new hypothesis of dambo-river flow interactions in Zimbabwe, because the authors conclude that the dambos evaporate nearly three times less water than the adjacent woodland; this would be manifested by dambos contributing substantially more water to river flow than the adjacent woodland, and thus contrasts with the Zimbabwe conclusions.

Until recently, there has been no long-term monitoring of small dambo catchments in Zimbabwe, with the exception of the short period at Chizengeni, and as explained earlier, conclusions regarding dambo function have been drawn from regional flow regime analyses. In 1994, an initiative was launched in collaboration between the Department of Research and Specialist Services, the University of Zimbabwe and the Institute of Hydrology to investigate the Grasslands Research Catchment. The Grasslands catchment possesses a daily river flow record extending back to 1956, and the investigation is taking the form of regular monitoring and analysis of catchment water balance and hydrological pathways, with emphasis on the contribution of the dambo to downstream river flows.

The Grasslands catchment is unique among gauged catchments within Zimbabwe because the gauging station monitors outflow from a single dambo and its contributing catchment. Grasslands also represents a useful comparison with the Luano catchment because of the predominant difference in the vegetation surrounding the dambo. The

vegetation surrounding the dambo in the Luano catchment comprised (at the time of the experiment) undisturbed *Brachystegia* woodland, with over 60% canopy cover. Within the Grasslands catchment, the vegetation surrounding the dambo is mixed grassland/sparse *Brachystegia*, with substantially lower canopy cover.

Preliminary analyses at this time, presented in the following sections, allow the development of a catchment water balance, an investigation of the duration of dry season flows, an understanding of the evaporative losses from different components of the catchment and an estimate of the volume of water available within the dambo at the beginning of the dry season for contribution to base flows. In the absence of more detailed information at this time, certain assumptions regarding the nature of the dambo are based on detailed observations (Bell *et al.*, 1987) at the nearby Chizengeni dambo, which is considered to be similar in structure.

THE GRASSLANDS CATCHMENT

The catchment is located at the Grasslands Research Station near Marondera (approximately 70 km southeast of Harare), lying above gauging station C43. It is located in the highveld at an altitude of 1600 m and is in the headwaters of the Manyame River. Developed on granitic rock the dambo is of the « sandvlei » type (Ingram, 1992). The total area of the catchment is 3.51 km² and the area of the dambo is estimated to be 1.54 km² (44% of the catchment). Within the non-dambo portion of the catchment, the vegetation cover can be subdivided into woodland (sparse *Brachystegia* and a small eucalypt plantation) and grassland areas, covering 22% and 34% of the total catchment respectively.

Whitlow reports that 45% of dambos in Zimbabwe are developed on intrusive granitic rocks, and hence the Grasslands dambo is typical in this regard. Bell *et al.* (1987) conducted a detailed study of a nearby sandvlei dambo at Chizengeni (20 km from Grasslands). The Chizengeni catchment is in the Chihota communal area and the interfluvium surrounding the dambo has been deforested.

Dambos are not internally homogenous, but are zoned according to position in the slope catena. Bell *et al.* (1987) subdivide Zimbabwe dambos into three zones:

- upper dambo: seepage zone that has elevated soil moisture throughout the dry season;
- lower dambo: soil is often saturated during the wet season, but dries out by the end of the dry season;
- dambo bottom: the lowest part of the dambo, often dry throughout the year, except immediately following rain.

Bell *et al.* (1987) give the proportion of the dambo at Chizengeni in each of these zones. In the absence of further detailed information, the current study assumes that the proportion of the Grasslands dambo within these zones is equivalent. The dryland area upstream of the dambo is commonly termed the « interfluvium ».

Flow records are available for the Grasslands catchment for hydrological years (October to September) 1956-1988 and rainfall data are available from the meteorological station at the Grasslands Research Station (which is less than 2 km from the catchment) for the same period. The water budget for the catchment is given by the equation:

$$Q_s = P - (AE_d + AE_i) - (\Delta S_d + \Delta S_i)$$

where: Q_s is the streamflow; P is precipitation; AE_d is actual evapotranspiration from the dambo; AE_i is actual evapotranspiration from the interfluvium; ΔS_d is the change in storage in the dambo; and ΔS_i is the change in storage in the interfluvium.

Assuming long-term changes in storage to be zero and a watertight catchment, average rainfall (P) is 904 mm, average annual runoff (Q_s) is 91 mm, and actual evapotranspiration is 813 mm. Thus the mean annual runoff is 10% of the mean annual rainfall, and evapotranspiration accounts for 90% of the total precipitation.

PERENNIAL RIVER FLOWS AT GRASSLANDS CATCHMENT

Annual flow records for hydrological years in the period 1956-1988 (hydrological year from October to September) are presented in Table 1. Data are presented for both annual and dry season (May to September) periods. Against the proposal that « dambos are a source of perennial flow », it is interesting to note that within these 32 years there is no single year in which river flow from the Grasslands catchment was perennial. In three of the years there was no flow at all from the catchment, and in 13 of the years there was no dry season flow. These data are in support of the general conclusion that dambos are not, contrary to widely-held belief, the source of perennial river flow regimes.

ESTIMATES OF EVAPORATION LOSSES FROM GRASSLANDS CATCHMENT

Pan evaporation data from the Grasslands Research station give an average annual total of 1800 mm and a dry season value of 643 mm. These data correspond closely with Penman estimates from Harare Meteorological Station (1700 mm annually and 695 mm during the dry season). Thus, in the long term, actual evaporation losses are approximately 50% of potential losses.

Bell *et al.* (1987) measured actual evapotranspiration directly at different locations in the Chizengeni catchment using a suite of instruments referred to by the acronym DREAM (Direct Reading Evapotranspiration Assessment Monitor). The results showed that, during the dry season, evapotranspiration was largely controlled by the availability of soil moisture, being greatest on the upper dambo and least on the lower dambo and the interfluvium. For current purposes, the evapotranspiration rates measured by Bell *et al.* (1987) are used to indicate dry season losses from the different zones within the Grasslands catchment. However, in the absence of trees in the Chizengeni catchment, Bell *et al.* (1987) did not estimate transpiration losses from interfluvium woodland.

Balek & Perry (1973) report dry season evapotranspiration measured directly from *Brachystegia* woodland in Zambia. Recorded values range from 2.6 mm day⁻¹ to 3.5 mm day⁻¹. Similar values have been measured from eucalyptus during dry periods (Harding *et al.*, 1992). For the purposes of the current study an average of 3.2 mm day⁻¹ was used as a preliminary estimate of the losses from both the eucalyptus and *Brachystegia* forest areas at Grasslands. Assuming these estimates of evaporation from different vegetation types can be validly transferred, estimates of dry season

Table 1 Grasslands catchment rainfall and flow series.

Hydrological year	Annual rainfall (mm)	Annual flow (mm)	Annual % runoff	Dry season rainfall (mm)	Dry season flow (mm)
1956	942	111,2	11,8	36	4,6
1957	1034	195,1	18,9	38	0,0
1958	743			98	0,0
1959	890	75,9	8,5	36	1,5
1960	1149	127,8	11,1	59	8,4
1961	804	43,8	5,4	3	0,0
1962	1257	270,8	21,5	8	10,6
1963	475	1,5	0,3	4	0,0
1964	697	16,0	2,3	32	0,0
1965	905	17,9	2,0	80	1,5
1966	934	41,1	4,4	138	1,5
1967	473	0,0	0,0	19	0,0
1968	917	5,3	0,6	28	0,8
1969	740	33,5	4,5	10	0,0
1970	1392	17,3	1,2	116	0,0
1971	932	57,0	6,1	29	5,4
1972	430	0,0	0,0	5	0,0
1973	1455	263,8	18,1	77	16,6
1974	1023	145,8	14,3	6	1,2
1975	829	209,5	25,3	9	8,3
1976	936	130,5	13,9	21	9,8
1977	1039	138,0	13,3	11	12,0
1978	699	74,1	10,6	27	0,0
1979	936	53,1	5,7	51	0,0
1980	1660	481,8	29,0	5	19,7
1981	771	86,1	11,2	24	1,5
1982	610	10,0	1,6	64	0,0
1983	505	0,0	0,0	68	0,0
1984	970	76,5	7,9	18	1,5
1985	1120	71,7	6,4	0	9,8
1986	662			4	
1987	1010	26,6	2,6	38	4,5
1988	878	30,6	3,5	15	0,8
Mean	904	91	10	36	4

evapotranspiration for each of the component parts of the Grasslands catchment are given in Table 2. These data show that the total dry season evapotranspiration from the dambo is slightly less than that from the interfluve. Effective evaporation from the dambo through the dry season is 214 mm (31% of potential) while from the interfluve it is 237 mm (34% of potential).

As discussed earlier, Grasslands presents a useful comparison with the Luano catchment because of the difference in vegetation surrounding the dambo, and the consequent difference in relative evaporation losses from woodland and dambo. Based on the Grasslands catchment (with 44% dambo and 56% interfluve), Table 3 and Fig. 4 provide a hypothetical summary of the differences in dry season evapotranspiration that might arise from different proportions of tree coverage on the interfluve. In this analysis it has been assumed that evapotranspiration from the dambo remains unchanged from 214 mm. These figures do not account for any transfer of water from the interfluve

Table 2 Dry season evapotranspiration from different zones within the Grasslands catchment.

Zone	Proportion of catchment	Area (km ²)	Dry season evapotranspiration (mm day ⁻¹)	Water loss			
				(m ³ × 10 ³)	(mm)	% of total	% of potential
Dambo bottom	0,15 ^a	0,54	0,66 ^a	54,4	101	6,8	14,5
Lower dambo	0,11 ^a	0,40	1,12 ^a	68,6	171	8,6	24,7
Upper dambo	0,17 ^a	0,60	2,25 ^a	206,8	344	25,9	49,5
Interfluve (grass)	0,34 ^b	1,18	0,45 ^a	81,4	69	10,2	9,9
Interfluve (trees)	0,22 ^b	0,79	3,20 ^c	385,8	490	48,4	70,4
Whole dambo	0,44	1,54	-	329,8	214	41,4	30,8
Whole interfluve	0,56	1,97	-	467,2	237	58,6	34,1
Total catchment	1,00	3,51	-	797,0	227	100,0	32,7

^a From Bell *et al.*, 1987; ^b From aerial photograph; ^c From Balek & Perry, 1973.

Table 3 Hypothetical dry season water loss from the Grasslands interfluve with varying proportion of interfluve forest cover.

Percentage of the interfluve forested	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Interfluve water loss in mm	69	111	153	195	237	279	321	363	405	448	490
Dambo water loss in mm	214	214	214	214	214	214	214	214	214	214	214
Total catchment water loss (based on 44% dambo and 56% interfluve)	133	156	180	204	227	251	274	298	322	345	369
% of total from the interfluve	0,29	0,40	0,48	0,54	0,59	0,63	0,66	0,68	0,71	0,73	0,75

to the dambo, such that, for example, a decrease in evapotranspiration losses from the interfluve may increase, by transfer, evapotranspiration from the dambo.

Although tentative because of the assumptions regarding the estimation of dry season evaporation rates, this summary clearly indicates that, in a general sense beyond Grasslands, the significance of a dambo in the evaporation budget of a whole catchment depends substantially on the status of the vegetation on the surrounding interfluve. Thus in a catchment (with the same dambo to interfluve ratio as Grasslands) in which the interfluve possesses zero tree cover, it may be estimated that the dambo evaporation losses may contribute 70% of the total losses. Conversely, in a catchment in which the interfluve is fully wooded, it may be estimated that the dambo evaporation losses may only be 25% of the total losses. Such a scenario comes close to the conclusion of Balek & Perry that woodland losses are three times the losses from the dambos at Luano, where canopy closure was close to 100% on the interfluve.

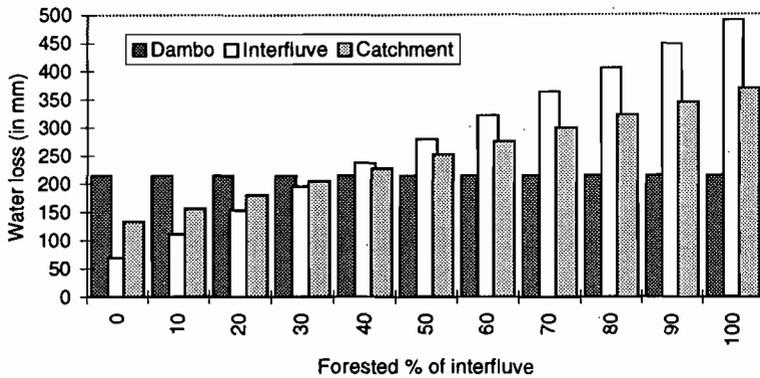


Fig. 4 Relative dry season losses to evaporation from dambo and interfluve components under different percentages of forest cover on the interfluve (based on Grasslands catchment with 44% dambo and 56% interfluve).

Such substantial differences in the relative loss from the associated interfluve vegetation will have important implications for the wider interpretation of the influence of dambos on dry season flow, and in particular for catchment management. In the case of Grasslands, with 40% of the interfluve being wooded, the distinction between interfluve and dambo is marginal. More widely, in Zimbabwe, with forest cover being generally low, and reduced to zero in many of the Communal lands, the balance between dambo and woodland is more likely to be towards dambos being the dominant contributor to dry season evaporation losses, to the detriment of downstream river flows. In other countries with less disturbed natural vegetation, the nature of the dambo influence may be reversed.

DRY SEASON RIVER FLOWS COMPARED TO POTENTIAL DAMBO STORAGE AT GRASSLANDS

The process by which dambos are believed to maintain dry season flows, at least as conceptualized by Kanthack, is by storing wet season rainfall and subsequently releasing this water from storage during the dry season. Yet, to date, no attempt has been made to estimate the volume of water that can be stored within the dambo at the end of the wet season, nor to estimate the comparative volume of water which is released to river flow, particularly relative to evaporation losses. The objective of this section is to derive an estimate of the maximum possible volume of water that can be stored within the Grasslands dambo, for comparison with the actual contribution to streamflow during the measurement period.

The water retention characteristics of the dambo are dependent primarily on the soil texture. It is a characteristic of dambos that vertical drainage is impeded by underlying relatively impermeable rock or clay (Whitlow, 1984). In the absence of detailed data from Grasslands (currently being assembled), soil profile characteristics at Chizengeni are assumed to apply at Grasslands for the purposes of this preliminary investigation. Bell *et al.* (1987) found the soils within the dambo at Chizengeni were very varied both in texture and thickness. In the dambo bottom a 0.45 m thick layer of silty sand was

found above sticky, stony clay. On the lower dambo zone, loamy sand was found to be 0.65 m to more than 1.0 m thick, overlying weathered bedrock. On the upper dambo the sandy soils overlying less permeable soil varied from 0.40 m to more than 1.0 m thick. Based on these data, and for the purposes of this current study, in order to determine the available water store within the dambo, as a first estimate, the Grasslands dambo was assumed to consist of a 1.0 m thick sandy loam overlying an impermeable material.

Saturation represents the maximum amount of water that can be stored in a soil profile. Water will drain from the profile and is available to contribute to streamflow until field capacity is reached. Below field capacity no water will be available for streamflow but water will continue to be lost through evapotranspiration until the permanent wilting point is reached.

The following estimates of soil water conditions were made based on soil water characteristics of a typical sandy loam;

- soil water content at saturation (*SAT*) is $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$;
- soil water content at field capacity (*FC*) is $0.22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$;
- soil water content at permanent wilting point (*PWP*) is $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

The values of *SAT* and *PWP* approximate those published for granitic sands in Zimbabwe by Twomlow (1994). Thus for an area of 1.54 km^2 , the total water stored in the dambo, assuming saturation at the end of the wet season, is $SAT - PWP = 338.8 \times 10^3 \text{ m}^3$ (220 mm). The maximum possible water available to streamflow is $SAT - FC = 123.2 \times 10^3 \text{ m}^3$ (80 mm).

Table 4 presents the long-term dry season water balance for the Grasslands catchment, derived from 32 years of record and based on the assumptions made in this study. These data are used to construct an average annual dry season water balance (Table 5), which is also expressed in unit depth (mm).

The maximum possible water available in a single dry season from dambo storage to streamflow ($SAT - FC$) has been estimated to be $123.2 \times 10^3 \text{ m}^3$. From the average annual dry season water balance, (and in this case, based on observed flow measurements), the average dry season river flow volume is 13×10^3 . Thus, the average dry season flow represents only 11% of the maximum possible water stored in the dambo and available to flow. With reference to Table 1, it can be seen that in no individual year did the dry season runoff from the catchment exceed the maximum storage available for flow in the dambo (i.e. $123.2 \times 10^3 \text{ m}^3$). In 1980 (the wettest year on record) the dry season runoff volume was 69×10^3 , representing 56% of the maximum dambo storage. Furthermore, an unknown proportion of the dry season flow may originate from sources other than the dambo, for example groundwater aquifers beneath the dambo or the interfluvium.

Table 4 Dry season water balance at Grasslands 1956–1988 (32 years of data).

Rainfall		Evapotranspiration			Flow	
Onto the dambo	Onto the interfluvium	Total	From the dambo	From the interfluvium	Total	
$(\text{m}^3 \times 10^6)$						
1,81	2,32	4,12	10,55	14,95	25,50	0,42

Table 5 Average annual dry season water balance at Grasslands.

Rainfall		Evapotranspiration			Flow	
Onto the dambo	Onto the interfluvium	Total	From the dambo	From the interfluvium	Total	
($\text{m}^3 \times 10^3$)						
56	73	129	329,8	467,2	797	13
(mm)						
36,4	37,1	36,7	214,2	237,2	227,1	3,7

Expression in percentage terms assumes that the dambo is saturated at the end of the wet season, for which there is no quantitative empirical evidence. However, it is a well-documented and characteristic attribute of dambos that they are seasonally saturated. Whether or not the Grasslands dambo is fully saturated or even with soil water at half of maximum content, these data do little to support the conceptual model that dambos « act as natural reservoirs, storing large quantities of water during the rainy season » (Drayton, 1986) which is later released to the benefit of maintaining dry season river flows.

Instead, the Grasslands results suggest that over a long time period, depletion of the dambo is dominantly by evapotranspiration rather than by contributions to river flow, with contributions to river flow accounting for as little as 2% of the dry season depletion. This loss of water to evaporation rather than to river flow must place the emphasis within a management context on optimizing this water for agricultural production in a sustainable manner, rather than restricting the use of the dambo to preserve a minimal flow maintenance role. Clearly, in doing so the rights of existing downstream water users dependent upon this limited dry season flow yield must be upheld.

CONCLUSIONS

In a global context, wetland management policy is evolving, founded on the functions which wetlands perform to the benefit of different sectors of the human community and in the provision of habitat. In Zimbabwe, legislation has been in place for over 70 years which restricts the use of dambo wetlands for agriculture, because of the perceived benefit of dambos maintaining dry season river flows to the benefit of downstream riparian users. This paper has proposed that at the time legislation was introduced there was no substantial hydrological knowledge to provide a foundation for this underpinning concept. It can now be shown that there is a broad relationship between dambo density and the duration of river flows at the scale of Zimbabwe which could have been recognized by local knowledge at the time of legislation. However, this is a tentative, and as has been shown in recent years, a rather tenuous basis upon which to introduce such legislation. Conclusions from regional flow regime analyses (Bullock, 1992a) have instead indicated that higher dambo densities are either neutral in their impact on dry season flows within the highveld plateau region of Zimbabwe, or associated with

reduced dry season flows where dambos occur in association with high-yielding aquifers due to the promotion of evapotranspiration losses. Yet this new perspective was not previously upheld by process evidence, other than satellite imagery of dry season evaporation for one day in 1986. As a first step in the correction of this deficiency, detailed investigations have been implemented at a small dambo catchment at Grasslands Research Station. Grasslands represents the one gauged catchment in Zimbabwe, measuring the outflow from a single dambo system. The Grasslands dambo is typical of a large proportion of dambos in Zimbabwe. As such, it is anticipated that this gauging station reflects the characteristic outflow regime of dambos, and is representative of a significant proportion of undisturbed Zimbabwe dambos. Preliminary conclusions from this study which, in combination with conclusions from previous work, should contribute to a revision of the concept that dambos are significant in maintaining dry season river flows are summarized below:

- Within the 32 years of measurement, there is no single year in which river flow from the Grasslands catchment was perennial. In three of the years there was no flow at all from the catchment, and in 13 of the years there was no dry season flow. These data are in support of the general conclusion that dambos are not, contrary to widely-held belief, the source of perennial river flow regimes.
- Estimates of dry season evapotranspiration for each of the component parts of the Grasslands catchment have been calculated. Effective evaporation from the dambo through the dry season is 214 mm (31% of potential) while from the interfluvium it is 237 mm (34% of potential). The slightly greater loss from the interfluvium is attributed primarily to the presence of trees.
- Although tentative because of the assumptions regarding the estimation of dry season evaporation rates, this paper has illustrated that the significance of a dambo in the evaporation budget of a catchment containing dambos depends substantially on the status of the vegetation on the surrounding interfluvium. Thus, in a catchment (with the same dambo to interfluvium ratio as Grasslands) in which the interfluvium possesses zero tree cover, then it may be expected that the dambo evaporation losses may contribute 70% of the total losses. Conversely, in a catchment in which the interfluvium is fully wooded, then the dambo evaporation losses may only be 25% of the total losses. Such a scenario comes close to the conclusion of Balek & Perry that woodland losses are three times the losses from the dambos at Luano.
- Such substantial differences in the relative loss from the associated interfluvium vegetation will have important implications for the interpretation of the influence of dambos on dry season flow, and in particular for catchment management. In Zimbabwe, with forest cover being generally low, and reduced to zero in many of the Communal lands, the balance between dambo and woodland is more likely to be towards dambos being the dominant contributor to dry season evaporation losses, to the detriment of downstream river dry season flows. In other countries with less disturbed natural vegetation, the nature of the dambo influence may be reversed.
- At Grasslands, the maximum possible water available from dambo storage to contribute to streamflow has been estimated to be $123.2 \times 10^3 \text{ m}^3$. From the dry season water balance, the average dry season river flow volume is $13 \times 10^3 \text{ m}^3$. Thus, the average dry season flow represents only 11% of the maximum water volume stored in the dambo and available to flow.
- The Grasslands results suggest that over a long time period, depletion of the dambo

is dominantly by evapotranspiration rather than by contributions to river flow, with contributions to river flow accounting for as little as 2% of the dry season dambo depletion. This loss of water to evaporation rather than to river flow must place the emphasis within a management context on optimizing this water for agricultural production in a sustainable manner, rather than restricting the use of the dambo to preserve a minimal flow maintenance role.

Acknowledgements The authors gratefully acknowledge the provision of hydrological data by the Hydrological Branch and Meteorological Service of Zimbabwe, and the collaboration of the Grasslands Horticultural Research Centre. Funding for research into dambo hydrology has been supported by the Natural Environment Research Council.

REFERENCES

- Balek, J. & Perry, J. E. (1973) Hydrology of seasonally inundated African headwater swamps. *J. Hydrol.* **19**, 227-249.
- Bell, M., Faulkner, R., Hotchkiss, P., Lambert, R., Roberts, N. & Windram, A. (1987) The use of dambos in rural development, with reference to Zimbabwe. Final Report of ODA Project R3869.
- Bullock, A. (1992a) The role of dambos in determining river flow regimes in Zimbabwe. *J. Hydrol.* **134**, 349-372.
- Bullock, A. (1992b) Dambo hydrology in southern Africa: review and reassessment. *J. Hydrol.* **134**, 373-396.
- Bullock, A. (1993) Perspectives on the hydrology and water resource management of the natural freshwater wetlands and lakes in the humid tropics. In: *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics* (ed. par M. Bonell, M. M. Hufschmidt & J. S. Gladwell), 273-300. UNESCO, Paris.
- Drayton, R. S., Kidd, C. H. R., Mandeville, A. N. & Miller, J. B. (1980) A regional analysis of river floods and low flows in Malawi. *Institute of Hydrology Report no. 27*, Wallingford, Oxfordshire, UK.
- Dugan, P. J. (ed.) (1990) *Wetland Conservation: a review of current issues and required action*. IUCN, Gland, Switzerland.
- Faulkner, R. D. & Lambert, R. A. (1991) The effect of irrigation on dambo hydrology; a case study. *J. Hydrol.* **123**, 147-161.
- Harding, R. J., Hall, R. L., Swaminath, M. H. & Srinivasa Murthy, K. V. (1992) The soil moisture regimes beneath forest and an agricultural crop in southern India: measurements and modelling. In: *Growth and Water Use of Forest Plantations* (ed. par I. R. Calder, R. L. Hall & P. G. Adlard), 244-269. Wiley, Chichester, UK.
- Ingram, J. (1992) *Wetlands in drylands: the agroecology of savanna systems in Africa*. Part 2: *Soil and water processes*. Drylands Programme, International Institute for Environment and Development, London.
- Kanthack, F. E. (1945) Relationship between rainfall and runoff in central southern Africa. *Proc. S. Afr. Soc. Civ. Engrs* **43**, 29-48.
- Rattray, J. M., Cormack, R. M. M. & Staples, R. R. (1953) The vleis of Southern Rhodesia and their uses. *Rhodesia Agric. J.* **50**, 465-483.
- Twomlow, S. J. (1994) Field moisture characteristics of two fersiallitic soils in Zimbabwe. *Soil Use and Management* **10**, 168-173.
- Whitlow, J. R. (1983) Vlei cultivation in Zimbabwe: reflections on the past. *Zimbabwe Agric. J.* **80**, 123-136.
- Whitlow, J. R. (1984) A survey of dambos in Zimbabwe. *Zimbabwe Agric. J.* **81**(4), 129-138.
- Whitlow, J. R. (1985) Dambos in Zimbabwe – a review. *Z. Geomorph. NF Suppl. Bd 52*, 115-146.

5 Le traitement des données et la modélisation hydrologique en milieu tropical

(Data processing and hydrological modelling in the tropics)

Différentes approches de développement informatique au sein de FRIEND-AOC: des outils pour la recherche et l'hydrologie opérationnelle, et des supports de formation

E. SERVAT, J. F. BOYER, J. E. PATUREL, C. BERKHOFF & B. KOUAME

Antenne Hydrologique Orstom, 06 BP 1203, Abidjan 06 Cidex 1, Côte d'Ivoire

Résumé La réalisation de programmes de recherche qui s'inscrivent dans la thématique FRIEND-AOC a eu pour conséquence le développement d'outils informatiques de natures diverses. Ces logiciels peuvent être utilisés tant pour la recherche que pour traiter des problèmes d'hydrologie opérationnelle. Certains d'entre eux se révèlent très utiles en matière de formation. Emile (Ensemble Modélisateur Intégré pour le calcul des Lames d'Eau) a été réalisé afin de remédier aux habituelles difficultés d'utilisation des modèles hydrologiques (nombreux fichiers, algorithmes spécifiques, programmation). Ce produit combine traitements automatisés et méthodes numériques de type programmation non linéaire. Son interface conviviale permet à l'utilisateur de gérer l'ensemble des données nécessaires, et de se servir aisément des outils mathématiques sophistiqués que sont les modèles hydrologiques pluie-débit. Le logiciel Generator a, quant à lui, pour ambition de permettre à tout hydrologue de construire lui-même un algorithme pluie-débit conceptuel et global à partir d'objets de base. Ces objets sont mis à sa disposition dans une boîte à outils qui, elle-même, peut être enrichie à partir d'objets créés par l'utilisateur. Generator a été développé sous l'environnement Windows. Il ne fonctionne qu'en calage et propose, à cette fin, des méthodes d'optimisation des paramètres. Il devra à terme fonctionner en synergie avec Emile dont il constituera l'outil de créations de modèles. Dans le cadre de FRIEND-AOC, projet à vocation régionale, il est apparu nécessaire de développer des bases de données opérationnelles compte tenu de la quantité d'informations à traiter. Pour gérer les nombreuses données acquises dans le cadre du programme Iccare, il a fallu développer une base de données relationnelle (HEP-Base), qui constitue également le gestionnaire de données d'Emile. Pour l'ensemble du projet FRIEND, il existe une centralisation des données mises en commun par les pays participant. La gestion de cette information se fera à l'aide de Badoie (BASE de DONNÉES Inter-Etats). Cette base, élément important du projet dans son ensemble, développée sous environnement Windows, est présentée, ici, sous ses aspects les plus caractéristiques (conservation et de gestion de plusieurs jeux de données pour une même station, historique des mouvements de données, production d'inventaires complétés par des représentations cartographiques, etc.).

Data processing developments within FRIEND-AOC: tools for research and operational hydrology, and for the support of training

Abstract The development of research programmes within the FRIEND-AOC project has led to the construction of many computer tools. This software can be used for both research and operational hydrology. Some of the programs are very useful for training. Emile (Ensemble Modélisateur Intégré pour le calcul des Lames d'Eau) has been designed to avoid the usual difficulties in the utilization of hydrological models (many files, specific algorithms, programming, etc.). It is user-friendly and so allows easy data management and the easy use of three hydrological conceptual lumped models (CREC, GR3, Modglo). The program Generator aims to allow any hydrologist to build his own model from basic objects, some of which already exist and others which can be made by the user. It only works on calibration and will have to work with Emile. It will be the tool for creating models with Emile. As many data have to be managed within the FRIEND-AOC project, operational data bases had to be developed. A relational data base (HEP-Base) has been developed to manage the very numerous data of the Iccare program. More generally, and for the whole FRIEND-AOC project, there is a centralization of the data given by the countries taking part in the project. This data management will be made using Badoie. The main features of this database are explained here.

NOTES TECHNIQUES EMILE

Les modèles hydrologiques pluie-débit se révèlent généralement des outils difficiles à utiliser, tant pour un hydrologue non spécialiste de la modélisation que pour un non informaticien. Ils demandent en effet, très souvent, des manipulations de fichiers longues-et fastidieuses ainsi que la connaissance approfondie du programme et de son langage de programmation. En outre, les résultats obtenus sont rarement directement exploitables, et il faut fréquemment avoir recours à l'aide externe de tableurs graphes ou de logiciels de traitements statistiques pour les traiter. Or, les modèles hydrologiques sont aujourd'hui des outils indispensables à toutes les études et recherches dans le domaine de l'estimation, de la valorisation et de la gestion des ressources en eau, en particulier dans le cadre des projets de développement mis en place dans les PED. Afin de remédier à ces difficultés, il fallait pouvoir utiliser un logiciel qui gère les données des stations hydrométriques et des postes pluviométriques de manière transparente pour l'utilisateur, qui offre les différentes possibilités d'utilisation d'un ou plusieurs algorithmes de transformation de la pluie en débit, et qui permette une première exploitation des résultats. C'est pour répondre à ces différents impératifs que le logiciel Emile (Ensemble Modélisateur Intégré pour le calcul des Lames d'Eau) a été réalisé. Il associe une gestion de l'ensemble des données utilisées à l'emploi de trois modèles conceptuels et à des méthodes numériques sophistiquées dans un environnement très convivial pour l'utilisateur.

MODELES HYDROLOGIQUES ET METHODES NUMERIQUES

Emile intègre trois algorithmes de modélisation de la relation pluie-débit. Ce sont des modèles globaux conceptuels et déterministes fréquemment utilisés en hydrologie:

- CREC, mis au point au Laboratoire d'Hydrologie Mathématique de l'Université de Montpellier II (Guilbot, 1986; Servat & Dezetter, 1993);
- GR3, mis au point par la Division Hydrologie du Cemagref à Antony (Edijatno & Michel, 1989, Servat & Dezetter, 1993);
- Modglo mis au point à l'Orstom (Servat & Dezetter, 1988).

Tous ces algorithmes, dont le pas de temps de calcul est journalier, ont une architecture commune, à savoir:

- deux entrées: pluie et évapotranspiration;
- une fonction de production et une fonction de transfert qui transforment la pluie en débit et modulent sa répartition dans le temps;
- une sortie: le débit calculé.

Les fonctions de production et de transfert sont construites autour de réservoirs dont les coefficients de répartition et les lois de vidange permettent la représentation des volumes mis en jeu et leur modulation dans le temps. Les équations utilisées dans ces algorithmes présentent un nombre de paramètres très variable d'un modèle à l'autre. Les paramètres des modèles permettent de les régler afin qu'ils représentent au mieux les phénomènes observés, c'est à dire les débits mesurés à l'exutoire d'un bassin versant.

EMILE: STRUCTURES ET PARTICULARITES

L'environnement informatique nécessaire à l'utilisation d'Emile consiste en un micro-ordinateur équipé d'un processeur de type 80386 et de 640 Ko de RAM. La présence d'un coprocesseur mathématique est souhaitable compte tenu des calculs auxquels il est procédé. L'utilisation d'un écran VGA couleur et d'une souris est gérée par le logiciel.

Emile a été entièrement réalisé en Turbo Pascal 6.0. High-Screen 5.0, générateur d'interface écrans a été utilisé pour développer la totalité des écrans de saisie et d'interrogations du logiciel.

Le modèle conceptuel des traitements

La Fig. 1 présente le modèle général des traitements effectués dans le cadre d'Emile. C'est donc l'enchaînement des différentes opérations réalisées par le logiciel. Une session correspond à quatre types de traitements différents: calage manuel, calage automatique, simulation et génération de débits. Nous reviendrons plus en détail sur ces spécificités.

Gestion des stations hydrométriques et des postes pluviométriques. Emile gère les stations hydrométriques (assimilées aux bassins versants qu'elles contrôlent) et les postes pluviométriques. Cette gestion permet de classer les données par bassin ou par poste. En outre, il est possible d'établir un lien dynamique entre les bassins (stations hydrométriques) et les postes pluviométriques. Ce lien permet le calcul de la pluviométrie moyenne sur un bassin versant donné. Créé par l'utilisateur, ce lien dynamique autorise

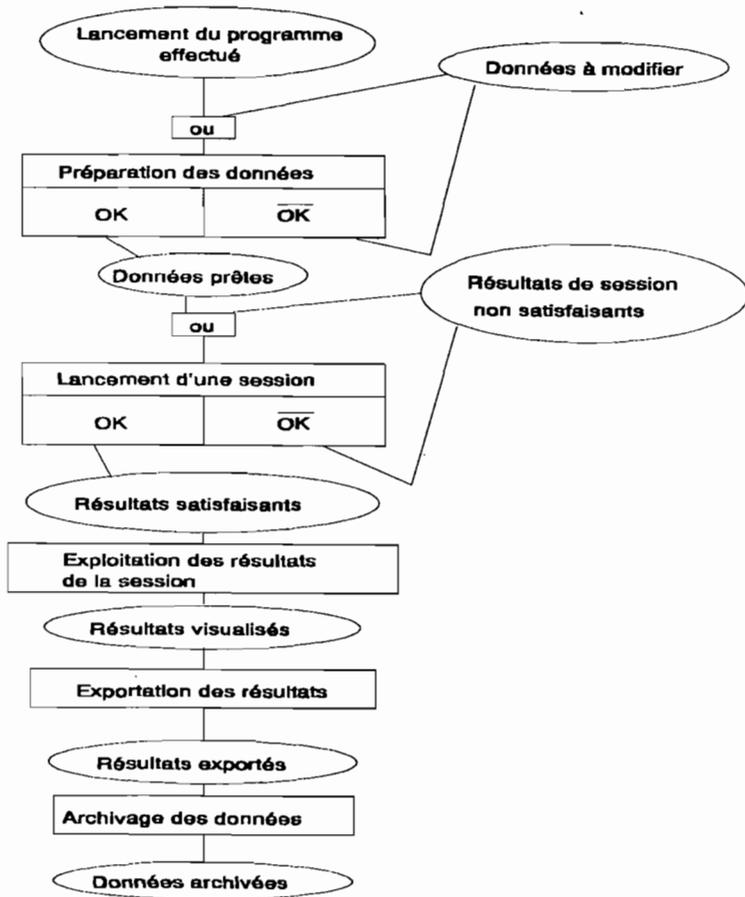


Fig. 1 Modèle conceptuel des traitements: modèle général.

l'utilisation de l'information recueillie sur un poste pluviométrique pour plusieurs bassins.

C'est ce que montre la Fig. 2: les données hydrométriques sont rattachées à un bassin versant, lui-même rattaché à une zone, alors que les données pluviométriques sont gérées séparément. L'information contenue en *PPa* peut ainsi être utilisée pour le B.V. 1 ou pour le B.V. 2 si la réalité géographique ou hydrologique le permet.

Les données traitées

Les modèles hydrologiques globaux traitent plusieurs types de données: pluies moyennes sur un bassin, débits et évapotranspiration (ETP). Emile permet de gérer facilement ces trois types de données à l'aide d'une série de menus de préparation des données qui servent à leur mise en forme pour les modèles hydrologiques. De nombreuses possibilités sont offertes à l'utilisateur pour acquérir ces données.

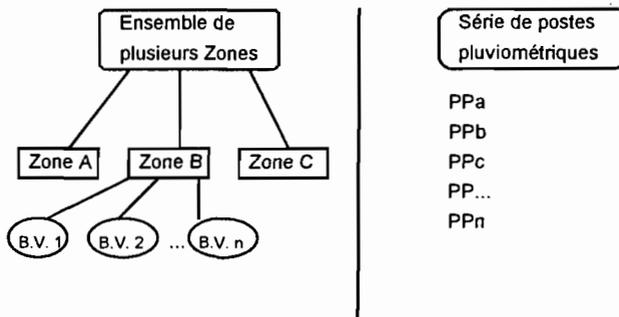


Fig. 2 Principe de gestion des données hydrométriques et pluviométriques.

Acquisition des débits:

- importation selon plusieurs formats de fichiers dont les fichiers Hydrom (Boyer & Cochonneau, 1993);
- saisie des débits journaliers.

Acquisition des pluies moyennes pour le bassin versant considéré:

- importation selon plusieurs formats de fichiers dont les fichiers Pluviom (Boyer *et al.*, 1992);
- saisie des pluies moyennes journalières;
- calcul des pluies moyennes à l'aide de différents postes pluviométriques et de leurs coefficients de pondération. Les pluies journalières de chaque poste pluviométrique peuvent être saisies ou importées de la même façon que les pluies moyennes journalières.

Acquisition des ETP:

- importation des ETP journalières, décadaires ou mensuelles, ces dernières étant ensuite transformées en données journalières;
- saisie des ETP journalières, décadaires ou mensuelles;
- calcul des ETP selon la formule de Penman, les paramètres de cette formule peuvent être saisis ou importés au pas de temps journalier ou mensuel;
- calcul des ETP selon la formule de Thornthwaite, les paramètres de cette formule peuvent être saisis au pas de temps mensuel.

En outre, plusieurs outils de visualisation et d'étude des concomitances permettent de tester la présence et la cohérence des données. Il est possible, par exemple, de visualiser les pluies et les débits sur un graphique et d'avoir accès à une grille de saisie afin de corriger une ou plusieurs valeurs de pluies ou de débits.

Les différents types de sessions: Emile permet l'accès à plusieurs types de sessions, et donc à différentes utilisations des algorithmes: calages manuels, calages automatiques, simulations et générations de débits. Parmi ceux-ci, calages manuels et calages automatiques sont utilisés pour générer des jeux de valeurs optimales de paramètres des modèles pour un bassin donné. La Fig. 3 présente les détails de la phase de modélisation au sein du modèle conceptuel des traitements.

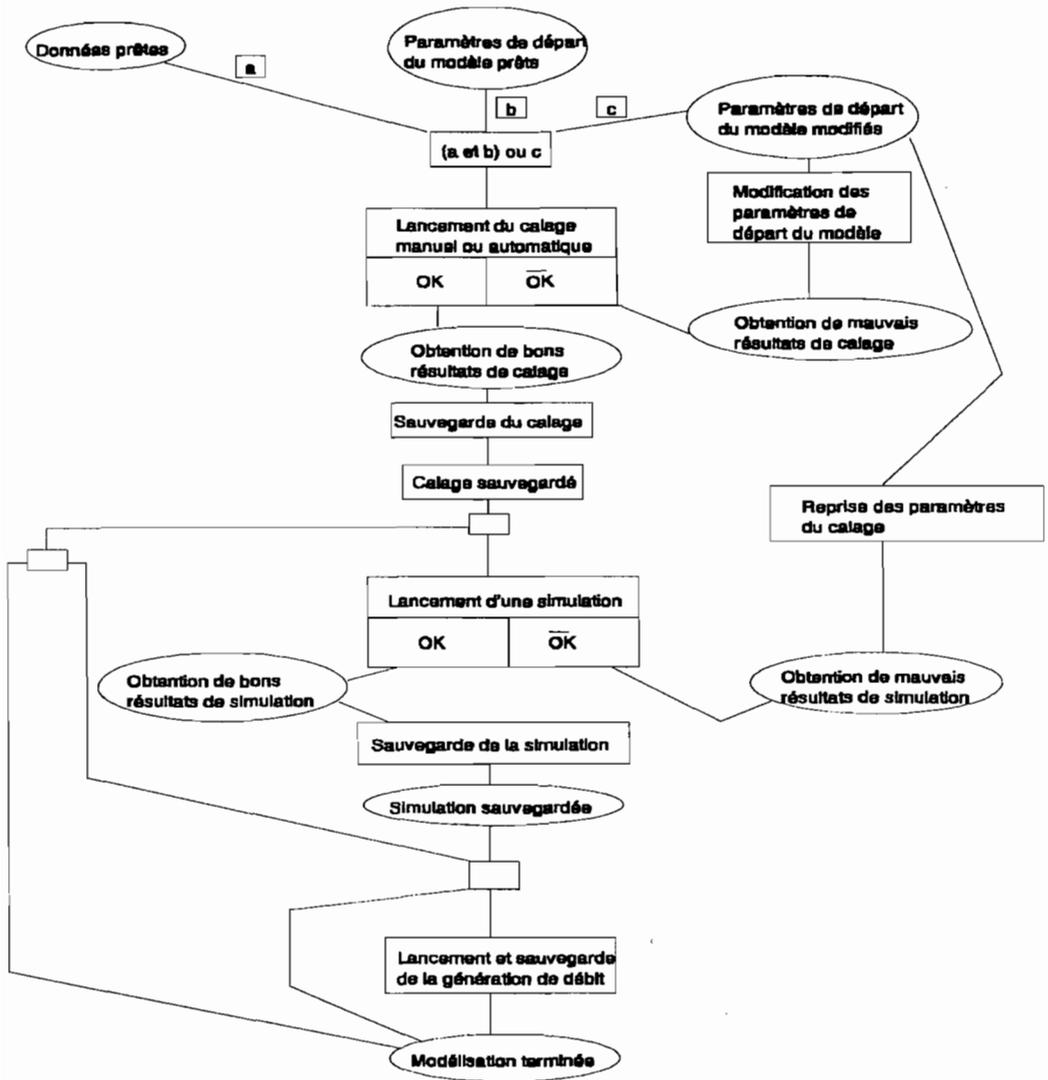


Fig. 3 Modèle conceptuel des traitements: détail de la phase de modélisation.

Les traitements automatisés (ou par lots): les traitements par lots permettent d'effectuer plusieurs sessions différentes les unes à la suite des autres.

L'exploitation des résultats

La phase d'exploitation des résultats vient en complément des sessions d'utilisation des modèles proprement dites. Elle fournit plusieurs types de graphiques (hydrogrammes, suivis des niveaux de réservoirs de modèles, etc.) ainsi que divers calculs statistiques (coefficients d'IRVC, écarts type, coefficients de corrélation, coefficients d'autocorréla-

tion) et de bilans qui permettent une évaluation plus précise de la qualité d'une session de calage ou de simulation.

Les utilitaires

Emile dispose également d'une série d'utilitaires qui permettent une gestion efficace des données et des sessions ainsi que des communications avec d'autres logiciels.

Des utilitaires de sauvegarde, suppression et restauration des données:

- sauvegarde d'une zone: une zone est un regroupement de plusieurs bassins versants, la zone du fleuve Niger par exemple comprend tous les bassins versants situés sur le bassin hydrographique du Niger;
- restauration d'une zone;
- suppression d'une zone;
- sauvegarde d'un bassin: cette opération sauve toutes les données du bassin (pluviométrie, débits observés et ETP), y compris les résultats de sessions (débits calculés, paramètres des modèles calés, etc.);
- restauration d'un bassin;
- suppression d'un bassin;
- sauvegarde d'un poste pluviométrique: cette opération sauve les pluies journalières relevées pour un poste donné;
- restauration d'un poste pluviométrique;
- suppression d'un poste pluviométrique;
- purge d'une session: permet de supprimer les résultats d'une session.

Des utilitaires d'exportation de données:

- pluies par poste;
- pluies moyennes;
- débits journaliers;
- ETP journalières;
- paramètres de calage;
- ETP et ETR;
- niveau des réservoirs;
- pluies et débits;
- résultats d'exploitation.

Conclusions et perspectives

Emile a reçu un accueil très favorable de la part de l'ensemble des intervenants dans le domaine de l'eau. Sa conception lui permet en effet de remplir un triple rôle en matière de modélisation hydrologique: pédagogique, opérationnel et outil de recherche. Il peut effectivement être utilisé dans le cadre d'une formation à la modélisation hydrologique, et ses nombreux graphiques et résultats chiffrés permettent de bien saisir le rôle de chacun des composants. Mais il peut également servir d'outil de modélisation dans le cadre d'études d'ingénierie ou de travaux de recherche.

Les perspectives d'avenir du logiciel sont celles de la sortie dans le courant de l'année 1996 de la version d'Emile sous environnement Windows. Elle devrait combiner

les modules de calcul avec une gestion des données effectuée, cette fois, à l'aide d'un véritable SGBD. De même les possibilités de sortie des graphiques seront améliorées, Emile s'enrichissant alors de toutes les fonctionnalités Windows.

GENERATOR

Introduction

Les modèles hydrologiques sont des outils très fréquemment utilisés dans le domaine de l'évaluation, de la valorisation et de la gestion des ressources en eau. Les hydrologues ont construit une grande variété de modèles conceptuels globaux. L'informatique permet de réaliser certains traitements de manière automatique mais son application à la construction de modèles n'est pas chose aisée pour un profane. Le logiciel Générateur, utilisant les principes de la programmation orientée objet, permet à l'hydrologue de concevoir simplement le modèle conceptuel global qui lui convient, à partir d'objets de base.

Application de la programmation orientée objet à l'hydrologie

Il existe une forte analogie entre la conception d'un modèle global en hydrologie et l'approche orientée objet en informatique. Dans un cas comme dans l'autre on découpe le problème en terme d'objets. Les modèles hydrologiques sont en effet constitués d'entités de base (la pluie, les réservoirs, les débits, etc.) qui stockent ou qui distribuent de l'eau.

La programmation orientée objet met en oeuvre trois concepts fondamentaux:

- l'héritage: il est possible de créer toute une hiérarchie d'objets héritant les uns des autres. Ainsi toute information héritée d'un objet ne nécessite pas d'être redéfinie à chaque fois;
- l'encapsulation: les informations sont toujours rattachées à des objets. On peut donc faire complètement abstraction des informations que l'on manipule si l'on passe par l'intermédiaire de ces objets;
- le polymorphisme: consiste à donner le même nom à une action commune à une hiérarchie d'objets, chaque objet redéfinissant son effet réel afin de l'adapter à ses besoins.

Ces trois concepts permettent de construire plus facilement une application en procédant par couches, du plus simple vers le plus complexe. Générateur a été développé à l'aide du compilateur Borland Pascal 7.0. Cet environnement de développement nous permet de bénéficier des qualités ergonomiques de l'environnement graphique Windows.

Présentation de Générateur

L'environnement de Générateur est constitué de trois éléments principaux (Fig. 4): une fenêtre dans laquelle l'utilisateur peut dessiner son modèle, une barre d'outils contenant les boutons représentatifs des fonctions les plus couramment utilisées, et une palette

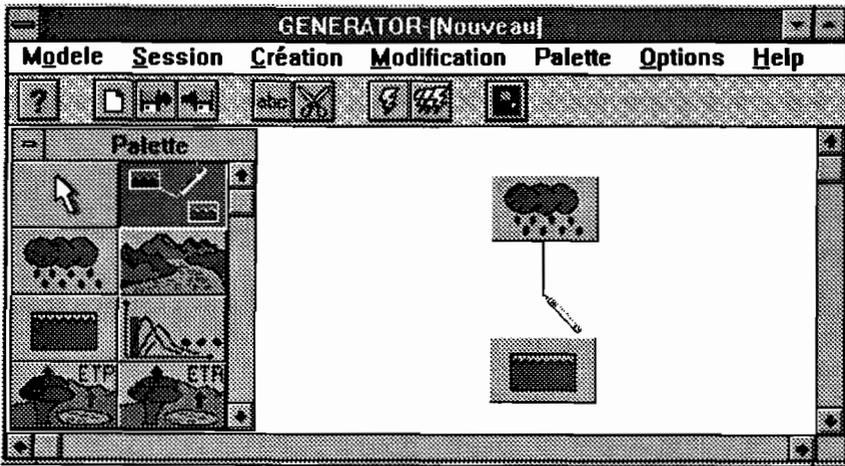


Fig. 4 La fenêtre principale de Générateur.

composée de boutons sur lesquels on peut cliquer pour insérer un objet dans la fenêtre du modèle.

Les objets utilisés peuvent être classés en deux catégories: les objets standards fournis avec l'application et les objets définis par l'utilisateur. Parmi les objets standards on a isolé les objets contenant les données calculées ou observées (les débits, l'évapotranspiration réelle, l'évapotranspiration potentielle, ou la pluie), l'objet répartiteur qui permet de moduler dans le temps les quantités d'eau restituées et enfin l'objet réservoir qui dispose d'un niveau et d'une capacité. Ces objets ont tous une structure identique: ils contiennent une série de variables et une série de paramètres qu'il est possible de modifier. L'utilisateur peut aussi créer une nouvelle catégorie d'objets à partir des éléments qu'il aura sélectionnés dans le modèle. Un nouveau bouton sera alors créé et rajouté à la palette.

Les liens qui relient les différents objets d'un modèle hydrologique sont matérialisés par des flux dans lesquels sont stockées des équations mathématiques. Ces flux relient une variable de départ d'un objet à une variable d'arrivée d'un autre objet. L'équation permet de calculer la quantité d'eau qui se déplace. Une fois le modèle créé on peut le caler en sélectionnant une méthode d'optimisation des paramètres parmi celles qui sont proposées. Chaque donnée des objets d'entrée (pluie ou évapotranspiration potentielle) sera alors injectée dans le modèle et circulera d'objet en objet par l'intermédiaire des flux jusqu'aux objets débit ou évapotranspiration réelles qui recueillent les données calculées. Entre chaque cycle de calcul les méthodes d'optimisation adéquates seront appliquées afin de faire converger les valeurs des paramètres du modèle vers la solution optimale. Les différentes valeurs prises par les variables au cours d'un calage peuvent être stockées dans des fichiers ou visualisées sous forme graphique. Chaque modèle créé peut être sauvegardé pour être réutilisé à tout moment.

Conclusion et perspectives

En plus de son attrait pour les hydrologues qui manipulent des modèles, Générateur

possède un intérêt pédagogique évident. Un étudiant qui utilisera ce logiciel pour construire un modèle pas à pas comprendra plus facilement de quoi se compose un modèle hydrologique et quelle est son utilité. L'application ne fonctionne actuellement qu'en calage. Elle devra à terme fonctionner en synergie avec le logiciel Emile dont elle constituera l'outil de création de modèles.

HEP-BASE

Introduction

Le programme Iccare (Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en AfRique de l'ouest non sahélienne), a pour objet l'identification, dans toute la sous-région « Afrique de l'Ouest non sahélienne », d'une éventuelle variabilité du climat. La masse de données que représente une telle étude est considérable. Pour la gérer, il s'est avéré nécessaire de développer HEP-Base sous environnement Windows, une base de données relationnelle alimentée à partir d'Hydrom et Pluviom (logiciels développés à l'Orstom), qui permet un accès simplifié par requêtes, et l'utilisation de nombreuses fonctionnalités. En outre, HEP-Base constitue le gestionnaire de données d'Emile.

Contenu de la base: types de données gérées et fonctionnalités

HEP-Base a été développé pour gérer des données d'Hydrométrie, d'Evapotranspiration et de Pluviométrie. Ces données sont acquises à des stations d'observations, HEP-Base gère également les données d'identification de ces stations de mesures. Les observations sont acquises au pas de temps journalier, décadaire et mensuel.

Les fonctions remplies par HEP-Base sont multiples:

- mise à jour: recouvre les opérations de saisie, correction, exclusion et visualisation de données (tableaux et graphiques);
- édition: englobe les éditions d'inventaires de données;
- traitements simples: regroupe les opérations simples de statistiques descriptives annuelles et interannuelles;
- mise à disposition: permet d'extraire par des requêtes, des données dans des formats standards.

Critères de choix de Paradox 4.5 pour Windows

Paradox est un système de gestion de base de données relationnelles, muni d'un puissant langage de programmation piloté par les événements, ObjectPal. De plus Paradox est un produit très répandu dans ses versions DOS, ce qui est un gage de qualité et une garantie de suivi et d'évolution.

Utilisation de Paradox

Paradox met à la disposition du programmeur différents types d'objet qui lui servent à définir et constituer la base de données, et à implémenter son application:

Les tables: Paradox stocke les informations dans des tables. Elles sont composées d'enregistrements qui contiennent l'information sous la forme d'une succession de variables appelées champs;

Les fiches: les fiches sont les objets permettant de visualiser et de travailler sur un enregistrement. Elles fonctionnent comme un écran de saisie, et représentent l'élément principal de l'interface entre l'utilisateur de la base de données et les données elles mêmes;

Les états: les états sont la forme imprimée des données. Ils peuvent représenter les données d'une table mais aussi les résultats de calculs ou de combinaisons sur les champs d'une ou plusieurs tables;

Les requêtes: une requête est une question que l'on formule sur les données de la base. La réponse est stockée dans une table sur laquelle on peut effectuer divers traitements;

Les scripts: les scripts sont des lignes de programmation écrites en ObjectPal, qui permettent d'effectuer automatiquement des opérations;

Les bibliothèques: les bibliothèques sont des objets permettant de stocker du code ObjectPal. Ceci permet de partager des procédures entre les fiches, les états et les scripts d'une application.

Schéma relationnel

La Fig. 5 représente les relations établies entre les tables qui constituent la base de données. Les trois tables de données (hydrométrique, pluviométrique et ETP) sont indexées aux stations ou postes par leur code. Les postes pluviométriques et ETP sont indexés chacun à un pays et à une zone. La station hydrométrique est, de plus, reliée à une rivière. Enfin, chaque rivière est reliée à un bassin.

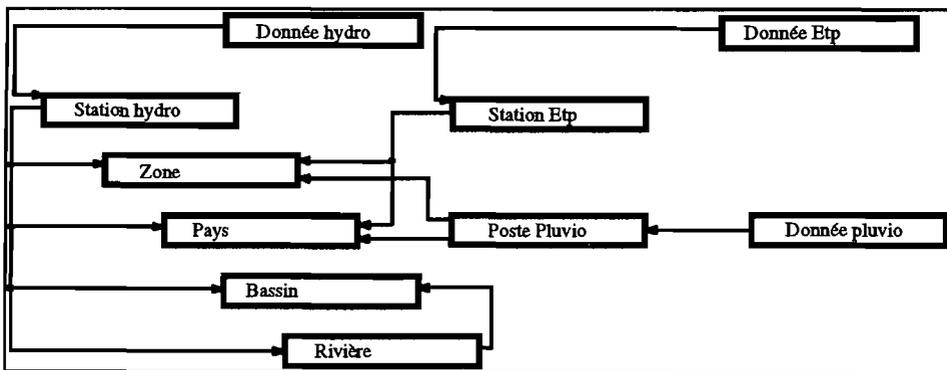


Fig. 5 Relations entre les différentes tables de HEP-Base.

Elaboration des fiches

Les fiches sont des objets assimilés à des écrans de saisie qui permettent de visualiser les enregistrements d'une table. La Fig. 6 montre celle représentant les enregistrements de la table « données pluviométriques ». A chaque champ de l'enregistrement données pluviométriques va correspondre un champ de saisie de la fiche. D'autres objets sont rajoutés à la fiche: des champs calculés, des boutons et un menu.

Mise à jour des données pluviométriques

Unités en 1/10 mm

Code poste : 109000100 Année : 1936 Mois : 6

01	280	11	200	21	0
02	0	12	0	22	20
03	0	13	0	23	0
04	0	14	120	24	0
05	1000	15	0	25	0
06	0	16	0	26	0
07	0	17	0	27	0
08	0	18	0	28	100
09	0	19	100	29	0
10	0	20	0	30	100

1000 2 1305 1220 31 3545

Fig. 6 Fiche représentant les enregistrements de la table « données pluviométriques ».

Les requêtes

Les requêtes sont des questions posées à la base de données. La réponse est fournie sous la forme d'une table contenant les données satisfaisant aux critères. Pour initialiser les critères, une fiche a été créée qui résume toutes les possibilités de sélection des données (Fig. 7).

Les états

Les états sont les sorties imprimées de tout ou partie des champs des enregistrements d'une table. Ils se construisent graphiquement et peuvent présenter, par exemple, le résultat d'une requête. La Fig. 8 présente le résultat de l'impression d'une liste de bassins. Cette liste peut être dirigée soit à l'écran soit directement sur l'imprimante.

Conclusion

Sans rentrer dans le détail de Paradox Windows et sans vouloir exposer la théorie des bases de données, cette communication a pour objet de donner un exemple de la

Fig. 7 Fiche dédiée aux requêtes, apparaissant avant chaque interrogation (impression, extraction, inventaire, etc.).

faisabilité d'un gestionnaire simple de données hydroclimatiques; et ce, sans investissement important tant en programmation qu'en développement d'outils spécifiques.

Il existe, cependant, une contrainte majeure à la réalisation d'une telle base de données. HEP gère, en effet, des données à pas de temps fixe, ce qui permet d'élaborer les tables nécessaires sans difficultés. Il en aurait été autrement, s'il avait fallu gérer des données à pas de temps variable telles que les cotes instantanées ou la pluviographie.

Code bassin	Nom des bassins
Agnès	Agnès
Banco	Banco
Banda	Bandama
Bia	Bia
Boubo	Boubo
Caval	Cavalry
Comoe	Comoe
Dgbi	Dgbi
Dodo	Dodo
Cbanga	Cbanga
Mie	Mie
zoua	zoua
Nero	Nero
Niger	Niger
NOUN	NOUNOUTOU
Oueme	Oueme
Sanpe	San Pedro
Sassa	Sassandra
Tabou	Tabou
Valla	Valla
Yopou	Yopougon

Fig. 8 Exemple d'impression sous HEP-Base de la table des bassins hydrographiques.

BADOIE

Introduction

Badoie (**BA**nque de **DO**nnées **Inter-Etats**) est le nom de la base de données du projet FRIEND-AOC (Flow Regimes from International and Experimental Network Data, Afrique de l'Ouest et Centrale).

Les données seront collectées au pas de temps journalier ou aux pas de temps supérieurs disponibles (pentadaire, décadaire ou mensuel), dans les formats utilisés par les services nationaux ou les pôles de recherche du projet (formats Hydrom, Pluviom, Clicom, etc.). Badoie devra aussi fournir une vue globale des données à l'aide de divers types d'inventaires. Les données hydrométriques et pluviométriques seront transmises sur disquette, après accord écrit du Centre de Coordination au service national ou à l'équipe de recherche qui en fera la demande. Celle-ci s'engage à respecter les règles de mise à disposition des données qui auront été définies par le Comité d'Orientation du projet.

L'architecture de Badoie

Les données manipulées peuvent être séparées en deux types: les informations environnementales et les informations de fonctionnement. Les informations environnementales sont liées aux données proprement dites. Quant aux informations de fonctionnement, elles constituent les éléments qu'il est nécessaire de conserver pour une gestion dynamique des données (provenance des données, qui les a fournies ?, etc.).

Les informations stockées

Les données qu'il est nécessaire de stocker sont les débits et les pluies ainsi que les informations concernant les stations et postes auxquels elles sont rattachées. Il convient aussi de pouvoir identifier les personnes en relation avec Badoie, c'est à dire, les pôles de recherche et les services nationaux, ainsi que l'origine et la nature des données, en mémorisant les informations telles que les flux de données et les jeux de données (*cf.* Fig. 9).

Les fonctions offertes par Badoie sont de trois sortes: la manipulation des données dans la base, l'établissement d'un historique des transactions effectuées avec Badoie et enfin une vue globale du stock de données, au moyen d'éditions et d'inventaires.

Les interlocuteurs: on regroupe dans cette entité les personnes en relation avec Badoie qu'ils soient clients ou fournisseurs de données. Ce sont généralement les services nationaux des Etats impliqués dans le programme FRIEND-AOC ou les pôles de recherche.

Les flux de données: les flux de données permettent de stocker toute information de provenance et de date sur les échanges de données entre Badoie et les services nationaux ou les pôles de recherche.

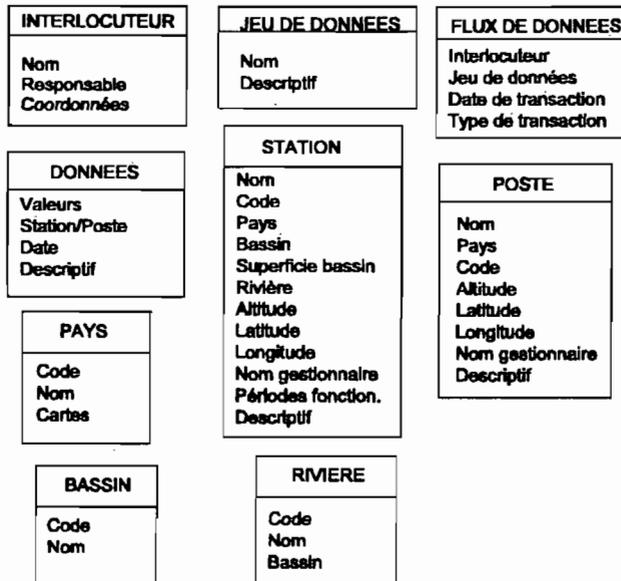


Fig. 9 Tables de Badoie.

Le jeu de données: un jeu de données permet de décrire la donnée. Ainsi, un jeu de données permet d'identifier la nature des données comme, des données brutes ou ayant fait l'objet d'un traitement.

Les données: chaque donnée fait référence à une station hydrométrique ou à un poste pluviométrique. Elle est aussi associée à une date précise. De plus un code permet de fournir des informations précises quant à la nature de la donnée (brute, reconstituée ou modifiée).

Les stations hydrométriques: toutes les données de débit gérées par Badoie sont nécessairement rattachées à une station.

Les postes pluviométriques: de la même façon, les données de pluie sont rattachées à des postes pluviométriques.

Les services liés à la manipulation des données dans la base

Dans Badoie, les données sont visualisées sous la forme d'écrans tels que celui donné, à titre strictement indicatif, dans la Fig. 10. Les données ne seront pas saisies ou corrigées directement au sein de Badoie, la critique des données n'étant pas dans ses attributions. Pour ce faire, chaque client ou fournisseur disposera des outils Hydrom et Pluviom. Chaque correction effectuée par un service ou par un pôle de recherche sur un jeu de données constituera un jeu de données supplémentaire qui sera codé en conséquence.

Code station :		Année :		Mois :	
1090100112		1955		1	
01	76,50	11	62,10	21	39,30
02	71,00	12	59,50	22	
03	53,50	13	62,90	23	42,00
04		14	46,40	24	
05	70,30	15	60,00	25	
06	63,30	16	52,50	26	
07		17	54,70	27	41,40
08		18		28	
09	67,40	19	53,60	29	
10	66,70	20	37,10	30	48,30

Decade 1 :	70,00
Decade 2 :	65,00
Decade 3 :	65,00

Débit Mensuel :

Boutons de consultation

⏪ ⏩ ⏴ ⏵

Fig. 10 Badoie – fiche de visualisation des données.

Code poste :	20000100	Nom de poste :	ABIDJAN AERO
Code pays :	109	Nom de pays :	Côte d'Ivoire
Latitude :	5.26	Altitude :	7.00 m
Longitude :	-3.93		

Boutons de consultation

⏪ ⏩ ⏴ ⏵

Fig. 11 Exemple de fiche de saisie d'informations « périphériques ».

Les procédures nécessaires à la saisie et à la correction des informations « périphériques » seront mises en place pour faire face à d'éventuels incidents (il faut pouvoir répondre, par exemple, au déplacement d'une station, au changement de nom d'un poste ou même d'un pays) (cf. Fig. 11).

Importation et exportation des données seront très ouvertes, de nombreuses passerelles étant développées tant vers les logiciels de gestion de données que vers les tableurs communément utilisés.

Les services liés à la constitution d'un historique des transactions

L'ensemble des informations constituant l'historique des transactions de Badoie pourra être utilisé pour établir des requêtes spécifiques.

Les services fournissant des éditions ou des inventaires

Les éditions: les éditions s'obtiendront à l'aide de critères tels que la nature des données, le pas de temps, les stations ou les postes, etc. Badoie permettra aussi l'élaboration de graphiques afin de mieux visualiser les données.

Inventaires: on considère deux types d'inventaires: les inventaires sous forme de tableaux et les inventaires sous forme de cartes:

Taux de lacunes
 ■ = 0% ■ = 5% ■ = 5-10% ■ = 10-20% ■ = 20-30% ■ = 30-50% ■ = 50-70% ■ = 70-90% □ = 100%

| Station: 1090000100 |
|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Année: 1950 | Année: 1951 | Année: 1952 | Année: 1953 | Année: 1954 |
| Janvier | Janvier | Janvier | Janvier | Janvier |
| Février | Février | Février | Février | Février |
| Mars | Mars | Mars | Mars | Mars |
| Avril | Avril | Avril | Avril | Avril |
| Mai | Mai | Mai | Mai | Mai |
| Juin | Juin | Juin | Juin | Juin |
| Juillet | Juillet | Juillet | Juillet | Juillet |
| Août | Août | Août | Août | Août |
| Septembre | Septembre | Septembre | Septembre | Septembre |
| Octobre | Octobre | Octobre | Octobre | Octobre |
| Novembre | Novembre | Novembre | Novembre | Novembre |
| Décembre | Décembre | Décembre | Décembre | Décembre |

Fig. 12 Exemple d'inventaire mensuel fourni par Badoie.

Inventaires tableaux (cf. Fig. 12). On distingue trois sortes d'inventaires de ce type, les inventaires dits annuels, les inventaires par périodes et les inventaires mensuels. Chaque type d'inventaire permet pour chaque année, chaque période ou chaque mois de représenter la disponibilité et le taux de lacunes des données.

Inventaires cartographiques (cf. Fig. 13 donnée à titre d'exemple, sans valeur réelle). L'utilisation de cartes dans Badoie permettra une meilleure visualisation des données et des stations ou postes dont dispose la banque. Pour cela, un pays donné sera découpé en zones de tailles équivalentes. A la suite de quoi, une échelle de couleurs permettra de visualiser la densité de stations ou de postes contenus dans chacune de ces zones.

Badoie pourra également permettre le pointage, sur une carte, des stations et des postes. On pourra, de même, visualiser la qualité et la quantité des données, à savoir

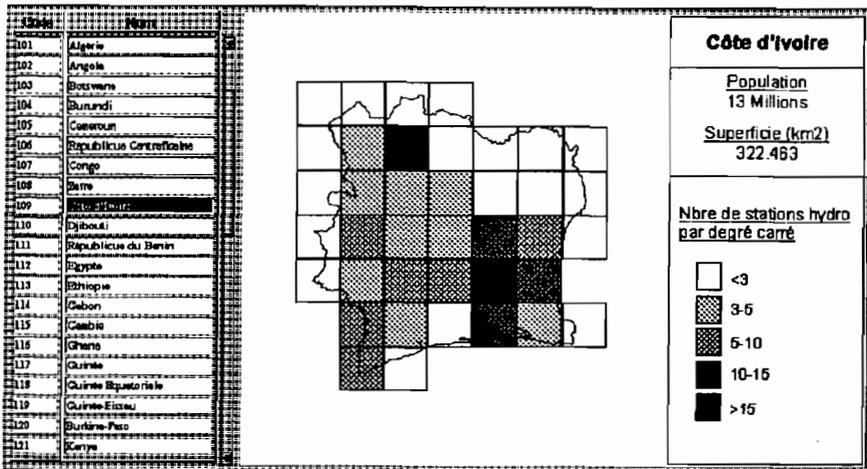


Fig. 13 Exemple d'inventaire cartographique fourni par BADOIE (à titre indicatif et sans valeur réelle).

leur taux de lacunes et leur nombre. Toutes ces représentations à l'échelle d'un pays seront possibles à l'échelle d'une carte de la zone AOC au complet.

REFERENCES

- Boyer, J. F. & Cochonneau, G. (1993) *Hydrom 3.0. Manuel de référence*. Laboratoire d'hydrologie, Montpellier, Orstom.
- Boyer J. F., Crespy, A., Dieulin, C., Guiscafne, J., L'Hôte, Y. & Raous, P. (1992) *Pluviom 2.1. Manuel de référence*. Laboratoire d'hydrologie, Montpellier, Orstom.
- Edijatno & Michel, C. (1989) Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* 2, 113-121.
- Guilbot, A. (1986) Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France. *Rev. Internat. des Sciences de l'Eau* 2, 19-26.
- Rosenbrock, H. H. (1960) An automatic method for finding the greatest or least of a function. *Computer J.* 3, 175.
- Servat, E. & Dezetter, A. (1988) Modélisation globale de la relation pluie-débit: des outils au service de l'évaluation des ressources en eau. *Hydrol. Continent.* 3(2), 117-129.
- Servat, E. & Dezetter, A. (1991) Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrol. Sci. J.* 36(4), 307-330.
- Servat, E. & Dezetter, A. (1993) Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *J. Hydrol.* 148, 231-248.

Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau en Côte d'Ivoire

B. KOUAME, E. SERVAT

Antenne Hydrologique Orstom, 06 BP 1203 Cidex 1, Abidjan 06, Côte d'Ivoire

A. DEZETTER

Centre Orstom, 01 BP 182, Ougadougou 01, Burkina Faso

Résumé L'économie de la Côte d'Ivoire, pays en développement, est principalement liée à l'agriculture. La connaissance, avec précision, de la disponibilité des ressources en eau revêt donc une importance considérable. Le programme Erreau (Evaluation Régionale des Ressources en Eau), mené en Côte d'Ivoire, avait pour objectif de contribuer à la connaissance de cette ressource grâce à l'utilisation des techniques de modélisation pluie-débit. Cette étude a porté sur plusieurs dizaines de bassins versants de superficie comprise entre 100 et 7000 km². Nous avons cherché à représenter la relation pluie-débit à trois pas de temps: annuel, mensuel et journalier. Au pas de temps annuel, si les différentes formulations testées se montrent assez approximatives, elles permettent cependant d'estimer globalement la lame annuelle écoulée. Le modèle élaboré au pas de temps mensuel se révèle tout à fait satisfaisant en matière de restitution des hydrogrammes. Son utilisation a pu être validée sur l'ensemble de la Côte d'Ivoire. Les modèles au pas de temps journalier se sont montrés très performants en zone de savane permettant donc de reconstituer les apports à des pas de temps assez fins. Les valeurs des paramètres des modèles journaliers, après calages, ont été caractérisées afin de pouvoir utiliser ces algorithmes dans un cadre régional, en simulation, sur des bassins non jaugés ou mal connus. Les équations de prédétermination obtenues, dans certains cas et pour certaines zones géographiques, font intervenir des variables caractéristiques de l'occupation des sols d'une part, et des indices pluviométriques de répartition des pluies dans l'année d'autre part. Ces équations se révèlent d'une qualité acceptable en ce qui concerne le modèle GR3. Cependant, dans une optique réellement opérationnelle, il faudrait encore accroître leur fiabilité.

Rainfall-runoff modelling and the estimation of water resources in the Ivory Coast

Abstract The economy of Ivory Coast, a developing country, is mainly based on agriculture. Precise knowledge of the availability of water resources is therefore important. The research programme named Erreau (Evaluation Régionale des Ressources en Eau) was designed to contribute to this knowledge using rainfall-runoff modelling. This study focused on a large number of catchments with areas between 100 and 7000 km². The

rainfall-runoff relationship was studied at three time steps: the year, the month and the day. For the yearly time step, the various formulae tested give only approximate results. Nevertheless, they allow an overall estimation of the annual flow. The monthly model is quite satisfactory for the reconstitution of hydrographs. Its use could be validated for the whole Ivory Coast. The daily models were very impressive in the savannah area, allowing the calculation of water resources for small time steps. After model calibrations, the parameters were characterized so that these algorithms could be used in a regional framework with ungauged or unknown catchments. Some of the predetermination equations produced use such variables as land use or rainfall index for rainfall distribution during the year. These equations have an acceptable quality as regards the GR3 model, however it would be necessary to improve their reliability from an operational point of view.

INTRODUCTION

Les différents projets d'aide au développement élaborés et réalisés en Côte d'Ivoire (périmètres d'irrigation, alimentation en eau potable, lutte contre l'onchocercose, etc.) visent, entre autres, à freiner le départ des populations rurales vers les grands centres urbains du centre (Bouaké) et du sud du pays (Abidjan) en développant l'agriculture et en améliorant les conditions de vie dans ces régions plus défavorisées.

Parmi ces projets, ceux qui touchent à la restructuration et à l'intensification des pratiques agricoles, si on ne considérait que ceux-ci, nécessitent une bonne maîtrise de la gestion des ressources naturelles en général, et des ressources en eau en particulier.

C'est dans cette optique que s'inscrivent les travaux de modélisation de la relation pluie-débit entrepris en Côte d'Ivoire.

Afin de se placer dans des conditions véritablement opérationnelles, les données utilisées, tant hydrométriques que pluviométriques, ont été celles fournies par les réseaux de mesure nationaux de Côte d'Ivoire. Ces données sont en effet les seuls éléments véritablement accessibles aux aménageurs pour bâtir un projet et procéder à des simulations de fonctionnement sur de longues durées.

DONNEES ET METHODES

Données

Sur l'ensemble des trois zones climatiques étudiées, à savoir, les zones de forêt, de savane et de transition, nous avons retenu 43 bassins versants et 55 postes pluviométriques. La superficie des bassins est comprise entre 100 et 7000 km². Les données hydrométriques à notre disposition sur ces bassins couvrent une période d'observations qui varie de 3 à 27 ans. Pour les postes pluviométriques les durées d'observations vont de 9 à 69 ans. Le taux de lacunes est très élevé sur l'ensemble des ces données hydropluviométriques. On note en effet que sur les 419 stations-années observées en hydrométrie 195 sont incomplètes, soit 45%. En pluviométrie sur un total de 1615 stations-années observées, 395 sont incomplètes, soit 25%.

L'étude des corrélations entre postes pluviométriques de longue durée, d'une part sur les hauteurs de pluies annuelles, et, d'autre part sur les hauteurs pluviométriques mensuelles, a donné de faibles coefficients de corrélation. Ces coefficients sont révélateurs de la forte variabilité de la pluviométrie et soulignent la faible densité du réseau de mesure, qui ne peut que difficilement prendre en compte une telle dispersion.

L'étude critique des séries pluviométriques et hydrométriques nous a permis de compléter des lacunes, principalement au moyen de méthodes statistiques. Nous avons néanmoins considéré les données comme généralement utilisables compte tenu de la vocation « appliquée » de notre travail. Ainsi nous avons pu constituer 90 stations-années en zone de forêt, 54 en transition et 59 en savane. La période de concomitance des séries pluviométriques et hydrométriques s'étend de 1965 à 1986.

METHODES

Les modèles globaux pluie-débit que nous avons utilisés fonctionnent à différents pas de temps: du pas de temps annuel au pas de temps journalier en passant par le pas de temps mensuel.

Modélisation au pas de temps annuel

Cette approche empirique n'a été développée que dans les zones de forêt et de transition.

Afin d'estimer la lame annuelle écoulée sur les différents bassins versants et de proposer une formulation utilisable dans un éventail de situations assez large, deux types de relations pluie-débit ont été testées. Le premier type est une relation de la lame annuelle écoulée en fonction de la seule connaissance de la pluie annuelle alors que le second type prend en compte, en plus de la pluie annuelle, d'autres variables telles que les pluies cumulées sur une certaine période, les pluies annuelles et cumulées de l'année antérieure, etc.

L'appréciation de la qualité des essais, a été faite à l'aide d'un critère qui est l'Ecart Quadratique Moyen (EQM) qui minimise l'écart entre lame observée et lame calculée.

Modélisation au pas de temps mensuel

Le test d'un modèle au pas de temps mensuel nous a paru intéressant dans la mesure où un tel algorithme pluie-débit permet de limiter certains des inconvénients liés à la collecte des données au pas de temps journalier, cumuls notamment.

Notre choix s'est porté sur un algorithme élaboré par Snyder (1963) et décrit par Singh (1990). C'est un modèle fortement inspiré des équations du bilan hydrologique. Après avoir étudié ce modèle, nous l'avons adapté au contexte particulier de notre étude (zones de forêt et de transition de Côte d'Ivoire) et restructuré pour accroître sa robustesse afin de pouvoir généraliser son utilisation.

Le modèle de Snyder dans sa version initiale comporte neuf paramètres. La lame d'eau écoulée V_q est la résultante de deux composantes: un écoulement immédiat V_{qa} et un écoulement retardé V_{qd} .

V_{qa} peut être exprimé comme une portion du volume précipité V_p au cours du mois i considéré, V_{pi} . Pour qu'un écoulement immédiat se produise, il faut que le volume précipité soit supérieur à un certain seuil S_v .

$$V_{qa} = AA(V_{pi} - S_{vi}) \quad (1)$$

avec: i : indice du mois considéré; V_{pi} : volume précipité (en mm) durant le mois i ; AA : paramètre ($0 \leq AA \leq 1$); et S_{vi} : valeur du seuil pour le mois i ; $S_{vi} = \text{Seuil} [1 + \sin(\pi i)]$, $0 \leq \text{Seuil} \leq 150$.

V_{qd} prend en compte les précipitations du mois étudié, mais également celles des mois précédents. Nous avons supposé que la spécificité des deux zones d'étude (saison sèche longue et prononcée) nous permet de faire l'hypothèse que l'écoulement retardé s'annule après cinq mois. Calcul de l'écoulement retardé V_{qd} :

$$V_{qd} = \sum_{i=1}^5 BB_i(V_{pi} - G_i) \quad (2)$$

avec: $i = 1$: mois considéré, $i = 2, 3, 4$ et 5 mois précédent de rang 1, 2, 3 et 4; BB_i = paramètres ($BB_a, BB_b, BB_c, BB_d, BB_e$) exprimant la proportion d'eau provenant du mois considéré et des quatre mois antérieurs ($0 \leq BB_i \leq 1$); G_i : paramètre de type seuil:

$$G_i = CC + DD * S_{vi} \quad (3)$$

Notons que les paramètres "Seuil" du modèle permettent de prendre en compte la variation de la capacité d'absorption du sol.

Le modèle initial comporte donc neuf paramètres: Seuil, AA , BB_a , BB_b , BB_c , BB_d , BB_e , CC et DD .

Le modèle à neuf paramètres a été calé sur 60 stations-années en zone de forêt et 34 en zone de transition pour les calages station-année par station-année et sur des séries chronologiques de plusieurs années. Les résultats enregistrés lors de ces différents calages sont satisfaisants dans l'ensemble. Par contre les validations sont de moins bonne qualité. La surparamétrisation du modèle peut expliquer en partie ce phénomène. Il a donc semblé nécessaire de restructurer le modèle.

Après une étude de sensibilité (Kouamé, 1992) il est ressorti que certains paramètres tels que Seuil et CC sont peu sensibles. Ils ont donc été fixés à des valeurs constantes. Pour les paramètres BB_i , très sensibles et qui caractérisent les prélèvements d'eau sur les précipitations du mois en cours (BB_a) et des quatre mois précédents (BB_b, \dots, BB_e), une loi de décroissance linéaire simple a été retenue:

$$BB_i = BB_a(1 - Xi/4) \quad (4)$$

avec $X_{(i=1,2,3,4,5)} = (0,1,2,3,4)$.

On obtient alors un modèle à trois paramètres (AA , BB_a et DD), appelé modèle AB2.

Modélisation au pas de temps journalier

Deux modèles globaux conceptuels et déterministes ont été utilisés pour mener à bien cette étude: CREC (Guilbot, 1986) et GR3 (Edijatno & Michel, 1989).

Le modèle CREC est basé sur un schéma à réservoirs relativement classique qui permet d'identifier une fonction de production et une fonction de transfert. La version de CREC présentée en Fig. 1 est la version complète, à dix paramètres. La fonction de production comprend trois paramètres: $X3$, $X4$ et $X7$. Son fonctionnement est basé sur le taux de remplissage du réservoir en « cul de sac », S , qui simule l'état d'humidité du sol et alimente l'évapotranspiration. Ce réservoir contrôle la fraction de la pluie devant participer à l'écoulement après avoir été réglée par la partie « transfert » du modèle. La fonction de transfert de CREC comprend deux réservoirs: le réservoir H (dit « superficiel » par opposition au réservoir G dit « profond »), contrôlé par trois paramètres $X1$, $X5$ et $X6$, et le réservoir G , contrôlé par $X2$.

H possède deux sorties. La première est contrôlée par $X1$ sous la forme:

$$Q_j^H = [X1 * H_j]^2 \tag{5}$$

La seconde sortie du réservoir H permet d'alimenter le réservoir G . Elle présente un seuil $X6$, en deçà duquel rien ne coule par cet orifice. G fournit l'écoulement de base sous la forme:

$$Q_j^G = X2 * Q_{j-1}^G + (1 - X2) * \Delta G_j \tag{6}$$

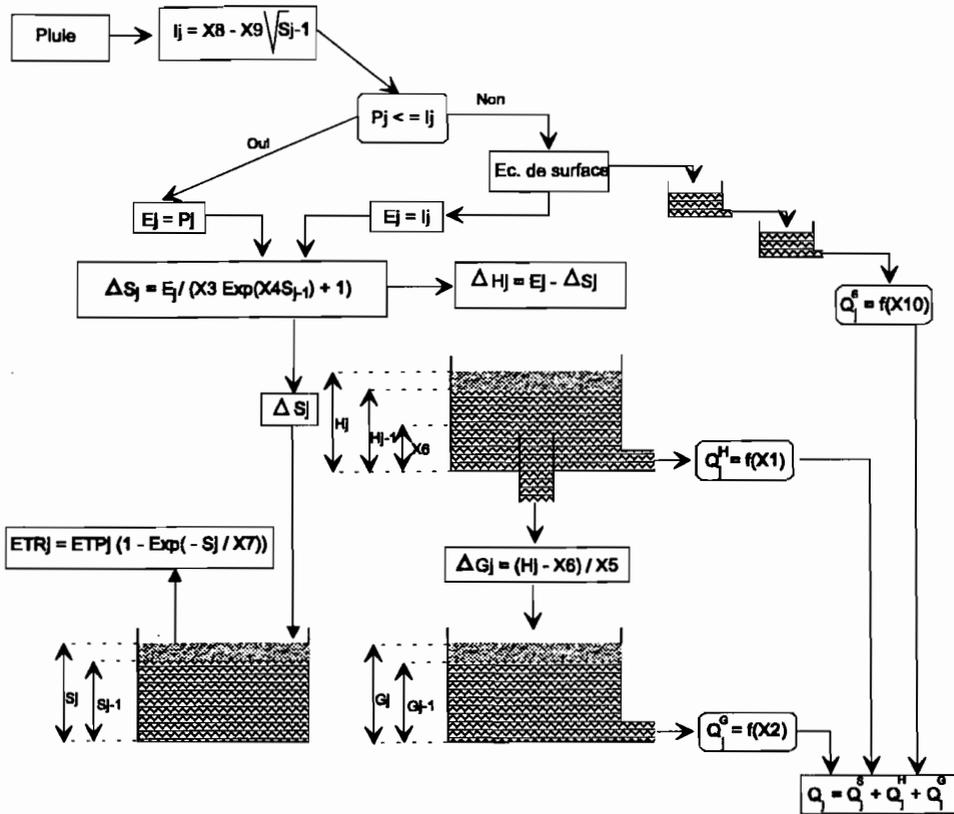


Fig. 1 Schéma conceptuel du modèle CREC.

Le modèle GR3 qui est également un modèle à réservoirs (Fig. 2), a été utilisé à de nombreuses reprises en zone tempérée (Loumagne, 1988; Edijatno & Michel, 1989; Edijatno, 1991) mais ne l'avait jamais été en zone tropicale.

L'architecture de cet algorithme repose sur deux réservoirs et un hydrogramme unitaire:

- (a) le réservoir-sol, dont le paramètre A représente la capacité maximale, qui n'a comme seule sortie que le prélèvement occasionné par l'évaporation potentielle: ce réservoir commande la répartition de la pluie nette entre lui-même et la partie « transfert » du modèle;
- (b) un hydrogramme unitaire (paramètre C), qui s'intercale entre la pluie nette, déterminée par le réservoir sol, et le réservoir eau-gravitaire, permet d'étaler cette même pluie nette afin de reproduire correctement les montées de crues;
- (c) le réservoir eau-gravitaire, dont le paramètre B caractérise la « rétention maximale à un jour »: ce réservoir reçoit à chaque pas de temps le débit délivré par l'hydrogramme unitaire. Le niveau R du réservoir règle le débit Q qu'il relâche selon l'expression:

$$Q = \frac{R^2}{R + B} \tag{7}$$

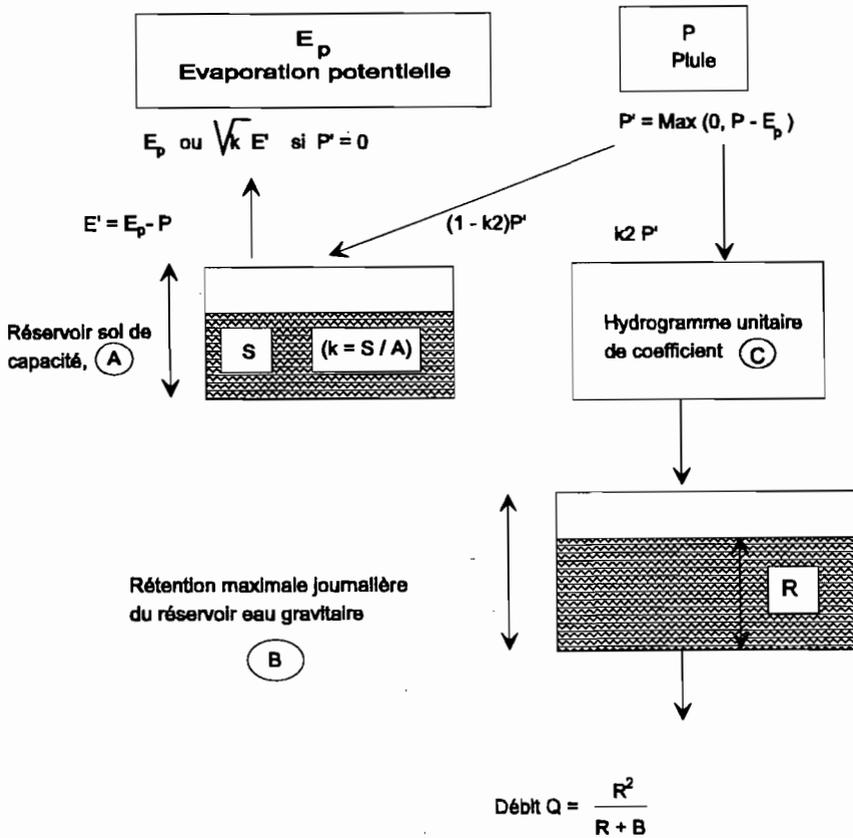


Fig. 2 Schéma conceptuel du modèle GR3.

RESULTATS

Modélisation empirique (pas de temps annuel)

Les équations obtenues en fonction de la pluie annuelle P sont reportées dans le Tableau 1. Dans l'ensemble la valeur du critère, écart quadratique moyen, reste élevée. La formule de type Medinger apparaît, cependant, légèrement plus satisfaisante que les autres. Le fait de retirer de l'échantillon les années exceptionnelles, tant déficitaires qu'excédentaires, n'améliore que faiblement les résultats (cf. Tableau 2).

Le second type d'estimation de la lame annuelle écoulée a été effectué à partir des données relatives à la pluviométrie de l'année, de l'année antérieure et saisonnière, et en utilisant des techniques de régression multiple. Les résultats sont de qualité moyenne en zone de forêt (coefficients de détermination R^2 variant de 0,57 à 0,82).

En zone de transition par contre, les équations de régression obtenues ne sont que de faible qualité, les coefficients de détermination R^2 obtenus étant relativement faibles tant sur l'échantillon complet que sur l'échantillon réduit (de 0,33 à 0,63).

Tableau 1 Valeurs, après calage, des paramètres et du critère sur l'échantillon complet.

Forêt (90 éléments)		Transition (54 éléments)	
Modèle	Critère	Modèle	Critère
Type Medinger (1948): $L = 0,5846*(P - 968,8)$	164,2	Type Medinger: $L = 0,1177*(P - 692)$	33,7
Type Coutagne (1949): $L = 0,0289*(P - 700)^{1,382}$	164,9	Type Coutagne: $L = 0,00077*(P - 300,5)^{1,651}$	34,4
Type Deri (1977): $L = 0,00089*(P)^{1,751}$	179,1	Type Deri: $L = 0,000049*(P)^{1,974}$	35,2
$L = (P - 1005,3)^{0,929}$	165,4	$L = (P - 656,3)^{0,658}$	36,3
$L = \exp(4,2732 + 0,00095*P)$	191,0	$L = \exp(1,5821 + 0,00197*P)$	35,3

Tableau 2 Comparaison des valeurs de l'Ecart Quadratique Moyen dans les différents cas.

Modèle	Echantillon complet		Echantillon sans les valeurs « exceptionnelles »	
	Forêt	Transition	Forêt	Transition
Coutagne	164,9	34,4	91,6	24,8
Medinger	164,2	33,7	95,7	25,7
Régression multiple	111,4	26,7	-	-

Modélisation conceptuelle (pas de temps mensuel et journalier)

Dans les deux cas (pas de temps mensuel et journalier), le critère de calage utilisé est le critère de Nash modifié (Servat & Dezetter, 1993), qui s'exprime:

$$\text{Nash} = \frac{\sum_{i=1}^N (L_o - L_c)^2}{\sum_{i=1}^N (L_o - \bar{L})^2} \quad (8)$$

avec: L_c = lame calculée en mm; L_o = lame observée en mm; et \bar{L} = lame observée moyenne en mm.

Ce critère est assimilable à un pourcentage de variance résiduelle non expliquée par le modèle choisi.

Modèle au pas de temps mensuel

Le modèle AB2 à 3 paramètres a été calé, année par année, sur les 94 stations-années disponibles en zone de forêt et de transition. La qualité de ces calages est satisfaisante:

- en forêt 43% et 72% des valeurs du critère de Nash modifié sont respectivement inférieures à 0,1 et 0,2;
- en transition 50% et 71% des valeurs du critère de Nash modifié sont respectivement inférieures à 0,1 et 0,2.

Les valeurs moyennes du critère de Nash modifié sont, respectivement, 0,199 et 0,214 en forêt et en transition. Sur des séries de plusieurs années, les calages avec le modèle initial à neuf paramètres (cf. Tableau 3) donnent des résultats meilleurs que ceux du modèle définitif à trois paramètres. Par contre, en validation, les valeurs du critère obtenues pour le modèle restructuré sont nettement inférieures à celles du modèle initial. Le modèle AB2 se révèle donc robuste, ce qui est indispensable dans le cadre de l'utilisation d'un tel outil en mode opérationnel.

Testé en zone de savane, cet algorithme a également donné de bons résultats, confirmant sa robustesse. Le Tableau 4 récapitule la valeur moyenne du critère de Nash modifié dans les trois zones testées.

Modèle au pas de temps journalier

Les résultats obtenus avec les modèles journaliers utilisés ne sont réellement satisfaisants qu'en zone de savane. Divers problèmes, liés très vraisemblablement à des insuffisances de conception portant sur la représentation des phénomènes d'évapotranspiration en zone de forêt ou sur la mauvaise prise en compte de la litière, peuvent expliquer ces faiblesses. La mauvaise qualité des données parfois collectée en forêt (cumuls fréquents) peut aussi contribuer à expliquer ces déficiences.

En zone de savane, par contre, les résultats sont satisfaisants (Dezetter, 1991 ; Servat & Dezetter, 1993). Les modèles CREC et GR3 ont été calés sur l'ensemble des 91 stations années dont nous disposons. En ce qui concerne CREC, dans 34% des cas le critère de Nash modifié est inférieur à 0,1, ce qui dénote un excellent calage. Pour GR3, 27,5% des cas présentent des valeurs de critère de Nash modifié inférieures à 0,1. Dans les deux cas, les fortes valeurs du critère de Nash sont essentiellement dues aux années 1983 et 1984, qui furent exceptionnellement sèches sur l'ensemble du territoire ivoirien, et qui se révèlent donc être des situations pratiquement impossibles à simuler pour des algorithmes pluie-débit de ce type.

Tableau 3 Valeurs du critère de Nash modifié pour les calages et validations des modèles mensuels initiaux et restructurés.

Années calage	Années validation	Calage « initial »	Validation « initial »	Calage AB2	Validation AB2
Kavi à M'Bessé (1195 km ²) 1977-1979	1980	0,1839	0,7090	0,1900	0,4101
Ko à Man (207 km ²) 1971-1973	1981 1985-1986	0,1090	0,2775 0,1991	0,1412	0,2273 0,1946
Ko à Man (207 km ²) 1985-1986	1971-1973 1981	0,0765	0,3001 0,9400	0,1295	0,2390 0,6659
Ko à Logoualé (1518 km ²) 1984-1986	1981-1983 1981-1982	0,1124	0,5640 0,6136	0,1721	0,3229 0,3442
Néka à Nékaounié (344 km ²) 1980-1982	1986	0,3133	1,019	0,3553	1,065
Néka à Nékouanié (344 km ²) 1980-1981	1982 1986	0,3429	0,4070 1,206	0,4555	0,3105 1,019
Davo à Dakpadou (6538 km ²) 1970-1973	1977-1979	0,4799	0,3667	0,5922	0,3565
Davo à Dakpadou (6538 km ²) 1984-1986	1977-1979	0,2399	0,6303	0,3245	0,7658
N'Zo à Kahin (4379 km ²) 1984-1986	1982-1983	0,0381	0,1440	0,0571	0,1167
Lobo à Nibéhibé (6829 km ²) 1965-1967	1968 1971-1973	0,1647	0,4966 0,8375	0,2128	0,0715 0,3464
Lobo à Nibéhibé (6829 km ²) 1971-1973	1968 1965-1967	0,0853	0,2429 0,3154	0,1538	0,1874 0,3192

La première colonne indique le bassin versant et les années sur lesquels ont été effectués les calages, la seconde les années sur lesquelles portent les validations, puis de la troisième à la sixième colonne les valeurs correspondantes des modèles initiaux et restructurés.

Les jeux de paramètres obtenus après calage pour un bassin donné ont, ensuite, été systématiquement validés sur les autres années disponibles pour le bassin considéré. Nous en retiendrons que le nombre de situations où cette validation croisée conduit à de bons résultats est extrêmement faible, à savoir de l'ordre de 10%. Il semble donc que les paramètres calés pour une station année particulière soient spécifiques et caractéris-

Tableau 4 Valeurs moyennes du critère de Nash modifié, pour chaque zone test.

Zone	Nash modèle initial	Nash modèle restructuré
Forêt	0,084 ± 0,104	0,199 ± 0,181
Transition	0,120 ± 0,204	0,213 ± 0,293
Savane	0,088 ± 0,169	0,153 ± 0,101

tiques de celle-ci. Cette constatation amène à penser que le calage des modèles conceptuels utilisés ici est loin de n'être fonction que des seules caractéristiques physiques et géomorphologiques intrinsèques des bassins versants. Les caractéristiques climatiques et physiographiques des années et des bassins considérés ont assurément un rôle important, et doivent être nécessairement prises en considération dans toute tentative d'explication des valeurs prises par les paramètres des algorithmes pluie-débit.

Des essais ont été effectués pour chercher à expliquer, à l'aide d'équations de régression multiple, les valeurs prises par les paramètres des modèles. Dans l'absolu, c'est se donner ainsi les moyens de pouvoir prédéterminer ces mêmes paramètres et donc d'utiliser les algorithmes pluie-débit sur des bassins versants non jaugés.

Sur l'ensemble des paramètres de CREC les valeurs des coefficients de détermination R^2 varient de 0,11 à 0,89, mais, à une exception près, ils concernent des équations établies à l'aide des logarithmes des variables et n'ont pas de signification statistique réelle pour les valeurs originales non transformées.

Pour GR3 les valeurs des coefficients de détermination des trois équations de régression correspondant aux paramètres A , B et C sont respectivement 0,32, 0,44 et 0,87.

Les descripteurs retenus, tant en ce qui concerne les bassins versants que la climatologie des années considérées, permettent de définir des équations de prédétermination des paramètres des modèles étudiés. C'est pour GR3 que la qualité de ces régressions apparaît comme étant la plus satisfaisante, conséquence de son nombre de paramètres réduit et de leur bonne définition, permettant ainsi d'éviter les compensations numériques internes de l'algorithme.

Une des principales caractéristiques de ces équations est l'importance des termes de pluie cumulée ou relative des premiers mois de saison des pluies. Une des hypothèses que l'on peut avancer à ce sujet est que ces variables caractérisent la reprise après la saison sèche, la croissance et l'importance de la couverture végétale, élément fondamental au vu de l'importance des phénomènes d'évapotranspiration dans les bilans hydriques en zone de savane soudanaise. Ces termes de pluie cumulée pourraient donc être des indicateurs indirects de l'indice foliaire, variable dont nous n'avons pu disposer pour réaliser notre étude.

L'importance relative des paramètres d'occupation des sols se fait également sentir. Ils contribuent à définir pour les deux modèles certains paramètres de production comme de transfert.

Des essais de reconstitution d'hydrogrammes ont été entrepris à l'aide de ces différentes équations, pour CREC comme pour GR3.

Pour CREC, l'examen de divers critères numériques d'adéquation (Servat & Dezetter, 1993) indique une certaine dégradation de la qualité de l'hydrogramme reconstitué par rapport à la qualité des calages obtenus. Cette dégradation est, néanmoins, souvent le fait d'années très particulières du point de vue climatologique. Les équations statistiques de prédétermination des paramètres de CREC ne permettent donc guère de s'éloigner d'une certaine « normalité climatique ».

Les résultats obtenus à l'aide des équations de GR3 sont généralement meilleurs que ceux acquis avec CREC. La qualité de la paramétrisation de GR3 qui permet l'indépendance des paramètres et l'absence de compensations numériques, autorise l'obtention d'équations de prédétermination d'assez bonne valeur. Cependant, dans un cas comme dans l'autre, si les voies explorées pour la prédétermination des paramètres se sont

révélées prometteuses, les conclusions ne permettent pas encore d'aboutir à une utilisation en mode opérationnel.

CONCLUSION

Les différentes approches et les différents pas de temps envisagés pour la modélisation de la relation pluie-débit conduisent à des résultats et à des conclusions qui diffèrent selon les cas.

La modélisation au pas de temps annuel repose sur une approche empirique dont la précision des résultats est loin d'être pleinement satisfaisante. Une telle approche ne permet pas de prendre en compte les diverses hétérogénéités qui caractérisent la relation pluie-débit quelle que soit la zone climatique considérée.

L'approche conceptuelle, menée au pas de temps mensuel en s'appuyant sur un algorithme initialement proposé par Snyder (1963), a conduit à d'excellents résultats. L'algorithme restructuré s'avère plus robuste que le modèle initial tout en conservant un niveau de fiabilité très satisfaisant, et ce pour toutes les zones climatiques. Il fait ainsi preuve de qualités qui autorisent son utilisation sur tout le territoire ivoirien pour reconstituer des séries d'apports.

Les travaux de modélisation menés au pas de temps journalier n'ont conduit à des résultats satisfaisants qu'en zone de savane. Dans ce contexte climatique précis, et malgré des conditions de fonctionnement assez difficiles dues à une forte variabilité des données (coefficients d'écoulement variant de 0,5% à 20%), et à une sécheresse très prononcée en 1983 et 1984, les modèles CREC et GR3, conçus en zone de climat tempéré, présentent de bons résultats. D'une manière générale, certaines améliorations pourraient cependant être suggérées pour permettre un meilleur fonctionnement de ces algorithmes en zone tropicale. Une modélisation plus adaptée des phénomènes d'évapotranspiration pourrait, par exemple, être envisagée, dans la mesure où ce phénomène représente, dans ces régions, un pourcentage extrêmement important du bilan hydrique, alors que les modèles globaux utilisés ne le traitent que d'une manière très simplifiée. Il faudrait pour cela pouvoir disposer des données nécessaires à une modélisation plus fine, ce qui est malheureusement loin d'être toujours le cas. Les essais effectués dans le domaine de la prédétermination des paramètres conduisent à des résultats intéressants mais insuffisants, toutefois, pour pouvoir envisager une utilisation dans un contexte opérationnel. Néanmoins, les équations obtenues font intervenir, principalement, des variables caractéristiques de l'occupation des sols et des indices pluviométriques de répartition des pluies dans l'année. Elles mettent ainsi l'accent, de manière indirecte, sur la nécessité de pouvoir prendre en compte des variables caractéristiques de la couverture végétale proprement dite. Ce qui permettrait d'améliorer sensiblement la représentation des phénomènes d'évapotranspiration, primordiaux dans le bilan hydrique en zone tropicale.

Remerciements Les auteurs tiennent à remercier l'Agence Nationale pour l'Aviation Civile et la Météorologie (ANAM) et la Direction de l'Eau de Côte d'Ivoire pour la mise à disposition des données sans lesquelles cette étude n'aurait pu être réalisée.

REFERENCES

- Coutagne, A. (1949) Contribution à l'étude de l'écoulement en Algérie. *Annuaire hydrologique 1947-1948*. SCEGT.
- Deri, J. (1977) Etude générale de la ressource en eau en Algérie. Note manuscrite et annexes, ANRH.
- Dezetter, A. (1991) Modélisation globale de la relation pluie débit. Application en zone de savanes soudanaises (nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Montpellier II.
- Edijatno (1991) Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- Edijatno & Michel, C. (1989) Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* no. 2, 113-121.
- Guilbot, A. (1986) Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France. *Revue International des Sciences de l'eau* 2(1), 19-26.
- Kouamé, B. (1992) Adéquation de différents modèles globaux pluie-débit pour déterminer les apports en eau dans les zones de transition et de forêt de la Côte d'Ivoire. Essai de régionalisation des paramètres. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II.
- Loumagne, C. (1988) Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay.
- Medinger, G. (1948) *Tableau général de l'hydrologie algérienne dans Hydrologie Algérienne, recueil des observations de 1924 à 1946*. SCEGT.
- Servat, E. & Dezetter, A. (1993) Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *J. Hydrol.* 148, 231-248.
- Singh, V. P. (1990) *Hydrologic Systems*, vol. II: *Watershed Modeling*. Prentice Hall Inc.
- Snyder, W. M. (1963) A water yield model derived from monthly runoff data. In: *Symposium on Surface Waters* (General Assembly of Berkeley, August 1963), 18-30. IAHS Publ. no. 63.

Prévision des crues de l'Amazonie

**B. CAPPELAERE, H. LUBES NIEL, C. BERKHOFF,
H. THEPAUT**

Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

J.-L. GUYOT, M. MOLINIER

Orstom, CP 09 747, 70001-970 Brasília, Brésil

E. DE OLIVEIRA & M. RODRIGUES

DNAEE-CGRH, Brasília, Brésil

Résumé Le logiciel Cheiamaz a été développé pour prévoir l'évolution de la crue à Manaus, sur la base d'une modélisation de type statistique des séries chronologiques de cotes observées aux principales stations brésiliennes du bassin de l'Amazonie. Des équations de prévision ont été établies pour des échéances variant de 10 à 60 jours, par une méthode de régression progressive ascendante, couplée à une procédure d'élimination graduelle descendante des variables à envisager compte-tenu des lacunes que comportent les séries de données. Les écarts quadratiques moyens, en calage et en validation, varient de moins de 10 cm pour le délai de 10 jours, à environ 40 cm pour celui de 60 jours. Une méthode neuronale a d'autre part été testée pour prévoir la cote maximale de la crue. Le logiciel Cheiamaz permet enfin de comparer *a posteriori* les prévisions émises antérieurement avec les données effectivement observées.

Amazon flood forecasting

Abstract The Cheiamaz software has been developed for flood forecasting in Manaus based on statistical-type modelling of the stage time series recorded at the main river gauges in the Brazilian Amazon basin. Forecast equations have been established for several lead times from 10 to 60 days, using a forward stepwise regression method, coupled with a procedure that gradually eliminates variables with missing data. The mean square errors, both for calibration and validation, vary from less than 10 cm to about 40 cm for the 10-day and 60-day lead times respectively. A neural method has also been tested to forecast the peak flood level. *A posteriori* comparisons of previous forecasts with actual stage observations, once available, are made possible with the Cheiamaz software.

INTRODUCTION

La ville de Manaus, riveraine du Rio Negro à proximité de sa confluence avec le Rio Solimoès (Fig. 1), est régulièrement affectée, ainsi que sa région, par les inondations causées par ces grands fleuves amazoniens. Ce système fluvial le plus puissant du monde produit des débits caractérisés par une périodicité annuelle, avec une crue « simple » à

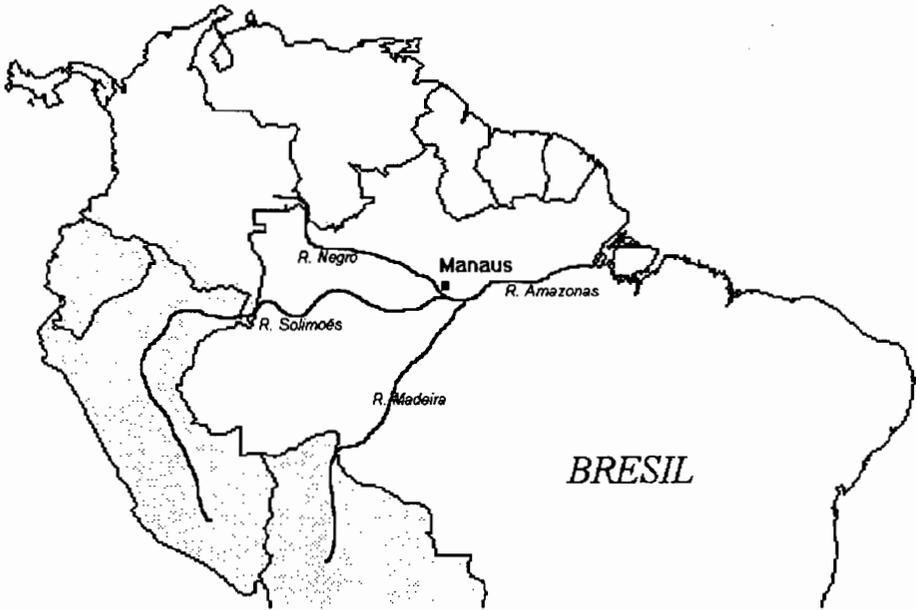


Fig. 1 Plan de situation.

un maximum. Dans la région de Manaus, la crue atteint son niveau maximum entre mai et juillet, celui-ci pouvant varier dans une plage d'environ 8 m (entre les cotes métriques 21,77 et 29,69 sur la période 1903 à 1993 à l'échelle de Manaus). Le marnage total à Manaus atteint 16 m sur cette période.

Manaus se trouvant immédiatement dans le remous de la confluence Negro-Solimões, la ligne d'eau y dépend infiniment plus du débit du Rio Amazonas (nom pris par le fleuve à l'aval de cette confluence), donc de la somme des deux débits affluents, que de celui du Rio Negro seul. Elle peut également être influencée par le débit du Rio Madeira, dont la confluence est à moins de 200 km à l'aval. Suivant les conditions hydrauliques en cours, les remous se transmettent en effet sur plusieurs centaines de kilomètres dans ce réseau hydrographique à pentes infimes (de l'ordre de 10^{-5}).

C'est donc un bassin total de 4,3 millions de km^2 , soit 72% du bassin amazonien, qui contribue au niveau de la crue à Manaus, produisant un limnigramme fortement lissé par rapport à ceux traduisant respectivement les débits propres de chacun des formateurs (Fig. 2). On note un déphasage très important dans le temps entre les crues de ces derniers, correspondant aux régimes climatiques différents auxquels ils sont soumis (Molinier *et al.*, 1993). Il en résulte à Manaus un limnigramme particulièrement asymétrique, avec une longue montée et une décrue rapide.

NUISANCES CAUSEES PAR LES INONDATIONS

Le système fluvial constitué par l'Amazone et ses grands affluents représente l'axe essentiel de développement et de communication du bassin amazonien, immense région (56% du territoire brésilien) d'une très grande importance pour l'avenir du pays. C'est donc sur ses rives que se concentre la plus grande part des établissements humains de

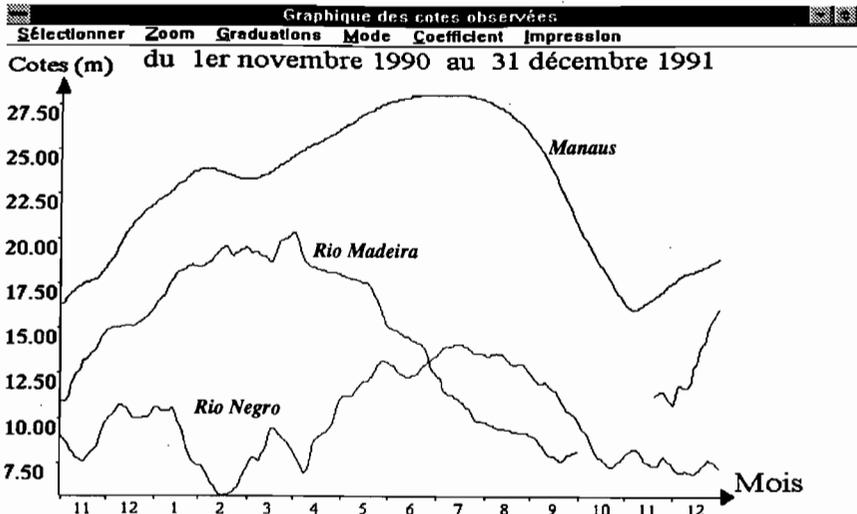


Fig. 2 Exemple de limnigrammes de crue sur les formateurs amazoniens (copie d'écran du logiciel Cheiamaz).

la région, qui se trouvent ainsi largement exposés aux crues en raison de l'ampleur de la zone inondable. Les populations et leurs activités, aussi bien rurales qu'urbaines ou semi-urbaines, subissent régulièrement des effets très importants et prolongés, dont la gravité varie en fonction de la sévérité de la crue: celle-ci détermine en effet les surfaces inondées, les hauteurs de submersion, ainsi que les durées au-dessus d'une hauteur donnée.

A Manaus même, capitale de l'Etat d'Amazonie et principale concentration urbaine de la région, ce sont 25 000 personnes qui sont régulièrement touchées pendant des périodes de 3 à 5 mois. L'urbanisation non-maîtrisée des *iguarapés*, thalwegs inondables où les hauteurs de submersion peuvent atteindre plusieurs étages d'habitation selon l'importance de la crue, fait courir des risques dramatiques à une population nombreuse et démunie, habitant des constructions sommaires sur pilotis. Les conséquences sur les plans de la santé et de la sécurité publique aggravent les conditions de mauvaise qualité de vie de la région.

Afin de minimiser les dommages sociaux et économiques, la prévision des crues est jugée indispensable par les autorités dans l'organisation des actions de protection civile. En zone rurale, le déplacement opportun des troupeaux est un élément essentiel dans la viabilité des exploitations agricoles.

OBJECTIFS DE LA PREVISION

L'objectif général du travail entrepris est de permettre la prévision à Manaus du niveau maximal attendu, mais également de la date à laquelle celui-ci sera atteint ainsi que du déroulement des phases de montée vers ce maximum et d'amorce de la décrue. Pour la prévention des risques associés à l'inondation, il est en effet nécessaire de savoir quand seront atteintes certaines cotes critiques, correspondant à différents seuils de mise en alerte et de prise de mesures de protection, et quand ces mesures pourront être levées.

C'est donc bien toute la partie ascendante du limnigramme, au-dessus d'un certain niveau correspondant à la mise en activité du système de prévision, que l'outil à développer doit permettre d'anticiper, jusqu'à ce que la phase de décrue soit nettement engagée.

Définir des objectifs de prévision, c'est également spécifier jusqu'à quels délais et -cibles, compte-tenu des enjeux associés aux mesures à prendre et à une éventuelle décision inappropriée (ex.: évacuation inutile ou, inversement, défaut dommageable de mesures de protection).

Délai et précision étant inévitablement liés par une règle de variation en sens opposé, c'est donc un compromis entre ces deux critères qu'il faut adopter, qui tienne compte des besoins opérationnels à satisfaire par la prévision, mais également de ce que permet effectivement le système hydrologique et son réseau d'observation.

Compte-tenu de l'importance et de la dispersion des populations concernées, ainsi que de la difficulté qu'il y a sur le terrain à prendre et à mettre en oeuvre des mesures de protection, il est jugé nécessaire de pouvoir émettre une prévision jusqu'à un délai très long, de l'ordre de deux mois, la précision acceptable pour ce délai pouvant aller jusqu'à quelques dizaines de centimètres. Les valeurs de 10, 15, 20, 30, 40, et 60 jours ont donc été retenues comme délais pour lesquels une prévision devrait être émise.

D'autre part, pour avoir aussi tôt que possible une idée de l'ampleur à attendre de la crue, il est souhaitable d'avoir dès la mise en activité de la prévision une estimation du niveau maximal susceptible d'être atteint.

On considère que le système de prévision doit être activé dès que la cote 22,5 m est atteinte à Manaus, ou au plus tard le 15 mars, et doit fonctionner au moins jusqu'à la fin-juillet.

DONNEES DISPONIBLES

Pour élaborer le modèle de prévision, l'on disposait des hauteurs journalières en 39 sites limnimétriques répartis sur les cours des trois grands formateurs (Rios Solimoès, Negro, et Madeira) et du Rio Amazonas de Manaus à Obidos (Fernandes, 1987). Quinze années de mesures (1978 à 1992), considérées comme suffisamment complètes, ont été retenues. De nombreuses lacunes existent néanmoins dans les séries ainsi constituées. A Manaus, la série est beaucoup plus longue, puisque l'on dispose des données depuis 1903, et est quasi-complète.

Très peu de ces stations sont effectivement étalonnées en débit, la relation hauteur-débit étant très rarement biunivoque sur ce réseau hydrographique à pentes très faibles. La variable-cible étant elle-même une cote, on a donc décidé ici de ne travailler qu'avec des variables cotes sans chercher à passer aux débits.

Un important programme d'équipement des stations en transmission satellitaire (système Argos) est en cours (Guimarães *et al.*, 1995), faisant suite à l'exploitation d'une vingtaine de stations depuis 1985 (Callède *et al.*, 1986). L'un des objectifs de ce programme est de réduire considérablement les délais d'obtention des données nécessaires à la prévision, en interfaçant dans une prochaine étape le logiciel Cheiamaz avec la chaîne de télétransmission.

METHODES

Pour réaliser la prévision du limnigramme à Manaus, il est nécessaire d'établir un modèle de propagation depuis les stations amont, basé sur les quinze années d'observations concomitantes aux stations concernées. L'impossibilité de passer par les variables débits excluant une modélisation de nature physique du processus de propagation, c'est donc vers une modélisation de type statistique que s'est orienté ce travail.

Par ailleurs, compte-tenu de la série beaucoup plus longue dont on dispose à Manaus, et des propriétés statistiques intéressantes qui la caractérisent, une modélisation basée sur les seules observations à cette échelle a été tentée, avec l'objectif plus limité de prévoir le niveau maximal de la crue, et non pas le limnigramme ou la date d'occurrence du maximum. Par opposition au modèle de propagation ci-dessus, on qualifiera d'« auto-régressif » ce modèle ne faisant intervenir que la variable hauteur à Manaus, bien qu'il ne fasse pas appel à la méthodologie des modèles de type AR de Box & Jenkins.

Cette partie du travail a été l'occasion de tester et comparer deux approches différentes pour établir un tel modèle, l'une de la statistique classique, à savoir la régression linéaire, l'autre issue des développements récents sur les réseaux neuronaux.

Modèle de propagation

Des équations de prévision de 10 à 60 jours ont été établies par une méthode de régression progressive ascendante (Draper & Smith, 1981). Cette méthode permet, pour chaque délai, de sélectionner, parmi un grand nombre de variables potentiellement explicatives de l'évolution à venir de la crue à Manaus, le sous-ensemble qui soit à la fois aussi réduit et aussi significatif que possible au regard de cette prévision.

Une variable étant constituée par l'association d'une station et d'un décalage temporel (antériorité du jour d'observation de la donnée par rapport au jour d'émission de la prévision) supérieur ou égal au délai de prévision, le nombre de variables envisageables est très élevé, car des antériorités de plusieurs dizaines de jours doivent être envisagées, suivant la localisation des stations. C'est donc au total plusieurs milliers de variables potentiellement pertinentes, pour beaucoup fortement corrélées, qu'il faut prendre en compte dans l'analyse! Même si cet ensemble considérable de variables ne peut être présenté d'un bloc au programme de régression progressive (une part de « pilotage manuel » par essai-erreur est nécessaire), on voit bien l'intérêt d'un algorithme qui soit capable de réaliser une sélection objective des variables les plus pertinentes parmi un grand nombre.

Un programme a été développé, couplant cette méthode de régression progressive à une procédure de mise à jour dynamique des échantillons de données, par élimination graduelle des variables soumises à la régression. En effet, le nombre relativement élevé de lacunes dans les séries de données est susceptible de réduire de manière importante l'échantillon sur lequel est calé et validé le modèle de propagation, puisque cet échantillon correspond à l'intersection des données effectivement disponibles pour chaque variable envisagée dans la constitution du modèle. Ainsi, plus le nombre de variables soumises à la régression progressive est élevé, plus l'échantillon sur lequel travaillera la régression sera réduit, ce qui peut altérer la qualité du modèle produit, et

notamment le choix des variables retenues. L'algorithme de mise à jour des échantillons consiste donc en une série d'allers-retours entre régression et choix de variables présentées à la régression: à chaque étape, parmi les variables non retenues par la régression qui vient d'être effectuée, une partie d'entre elles est définitivement éliminée, constituée par celles dont la présence contribue le plus à réduire la taille de l'échantillon.

Cette élimination graduelle évite de supprimer prématurément des variables qui pourraient s'avérer pertinentes, une fois l'échantillon devenu plus large. Elle converge en quelques itérations vers un modèle effectivement calé et validé sur le plus grand échantillon possible permis par les variables entrant dans sa constitution.

Pour que ce programme d'élaboration de modèles de prévision soit à la fois puissant et facile à utiliser, l'utilisateur définit les différents paramètres de mise en oeuvre de la méthode dans un fichier à format particulièrement souple, inspiré des fichiers de configuration (connus par leur suffixe .INI) des applications Windows. Ce fichier de pilotage permet par exemple de sélectionner les crues utilisées en calage ou en validation; ou encore d'appliquer et de combiner (par "et" et "ou" logiques) différents critères de constitution de ces échantillons, par exemple: période(s) de l'année, seuillage(s) sur une ou plusieurs variables explicatives.

Le programme permet également de prendre en compte comme variables explicatives les séries désaisonnalisées, représentant les écarts au limnigramme de « l'année moyenne » (courbe des moyennes journalières interannuelles) en chaque station.

Parmi les quinze crues observées de 1978 à 1992, dix ont été choisies pour constituer l'échantillon de calage, et cinq pour l'échantillon de validation. Ce choix a été effectué de telle sorte que ces deux échantillons soient aussi représentatifs que possible de l'ensemble des crues observées. La taille effective des échantillons ainsi disponibles varie suivant le modèle considéré, avec un minimum de l'ordre de 630 observations pour le calage, et de 340 pour la validation.

Modèle autorégressif de prévision du maximum

Une prévision du niveau maximum de la crue peut être réalisée au cours de la montée à partir de la simple connaissance de la hauteur observée à Manaus et de la date à laquelle cette observation est effectuée. L'incertitude sur cette prévision décroît bien sûr à mesure que l'on avance dans la phase de montée, mais, comme on le verra plus loin (section « Résultats »), elle devient acceptable suffisamment tôt au cours de cette montée pour faire de cette prévision une information intéressante. Etablir un modèle à partir des seules données à Manaus présente le grand avantage de permettre l'exploitation de la très longue série observée à cette station, à savoir les 90 années de 1903 à 1992. On a donc tiré parti de cet échantillon remarquable de données pour comparer des approches différentes de modélisation, issues d'une part des méthodes classiques de la statistique linéaire, d'autre part de celles plus récentes basées sur les réseaux neuronaux.

Trois modèles distincts ont ainsi été élaborés, qui tous ont la forme générale suivante:

$$H_{\max} = f[H(j), j] \quad (1)$$

où H représente la hauteur observée à Manaus, et j le jour julien de cette observation, pris dans la période 15 mars-30 mai.

Le premier modèle est constitué par une fonction f purement linéaire des deux variables j et $H(j)$:

$$H_{\max} = a.H(j) + b.j + c \quad (2)$$

appliquée à l'ensemble de la période de définition de j , c'est-à-dire du 15 mars au 31 mai. On l'appellera donc pour cette raison modèle « linéaire-global », symbolisé par la lettre L .

Le second fait intervenir j non pas comme variable directe du modèle, mais comme variable de contrôle des valeurs des paramètres de la fonction f , celle-ci devenant donc une fonction linéaire de $H(j)$, à paramètres variables $a(j)$ et $c(j)$:

$$H_{\max} = a(j).H(j) + c(j) \quad (3)$$

On appellera ce second modèle « polylinéaire »; soit P , puisque constitué d'une juxtaposition de petits sous-modèles linéaires partiels, définis pour une date j donnée de l'année, cet ensemble formant un modèle non-linéaire. Notons que l'outil de prévision proposé par Maia-Neto & Da Silva-Lopes (1994) s'apparente quelque peu à ce modèle polylinéaire, une des différences importantes étant leur pas de temps mensuel (H devenant alors la cote maximale sur l'intervalle) et non journalier.

Ces deux premiers modèles L et P sont établis par régression linéaire, le premier directement sur l'ensemble des données correspondant à l'intervalle de variation de j , c'est-à-dire de la mi-mars à la fin-mai, le second séparément pour chaque valeur de j , donc pour chaque jour de l'année.

Le troisième modèle, noté N , est lui un modèle véritablement non-linéaire, la fonction f étant ici constituée par un réseau de neurones, de type perceptron multicouche (voir par exemple Hecht-Nielsen, 1987), que l'on écrira:

$$H_{\max} = N[H(j), j] \quad (4)$$

Ces trois modèles ont été calés sur l'ensemble des données journalières relatives aux périodes 15 mars-31 mai des 57 années 1903 à 1959; les 33 années 1960 à 1992 sont utilisées en validation.

RESULTATS

Modèle de propagation

Les équations mises au point pour les différents délais de prévision font, au total, appel à dix stations parmi les 39 considérées.

Le modèle de base proposé met donc en jeu l'ensemble de ces dix stations. Pour permettre un mode de fonctionnement de secours lorsque certaines stations ne sont plus accessibles, un modèle « dégradé » a également été mis au point en se limitant à seulement quatre stations, jugées indispensables à la prévision. Les résultats et discussions qui suivent ne concernent que le modèle de base.

Un modèle est constitué par un ensemble d'équations correspondant d'une part aux différents délais de prévision, d'autre part à différentes phases de la crue. Une meilleure précision peut en effet être obtenue en « spécialisant » les équations par phase de crue.

L'objectif principal de la prévision à Manaus étant la montée vers le maximum et l'étalement de la crue jusqu'à l'amorce de la décrue, un jeu d'équations spécifiques a été établi pour cette période, définie par les deux critères suivants: hauteur à Manaus supérieure à 24 m, date antérieure à fin juillet. On a ainsi constitué un modèle dit « composite », contenant ces équations spécialisées pour la phase critique, et dans lequel le reste de la crue (début de la montée avant le seuil de 24 m, et décrue à partir d'août) est modélisé par un jeu d'équations établies sur l'ensemble de la période de crue (hauteur à Manaus au-dessus de 22,5 m). On dénomme d'autre part modèle « global » celui qui n'applique que ce dernier jeu d'équations à toute la crue.

La comparaison des modèles « global » et « composite » (Fig. 3) montre la supériorité de ce dernier dans la phase critique, mesurée par l'écart quadratique moyen de prévision (moyenne quadratique des écarts entre valeurs observée et prévue pour la même date). Ce gain est obtenu aussi bien pour les données de calage que pour celles de validation. Le modèle composite montre une concordance remarquable des erreurs de prévision entre les jeux de validation et de calage, pour tous les délais étudiés. Signalons que pour les délais longs, la prévision est améliorée par l'incorporation de variables désaisonnalisées.

Compte-tenu des objectifs, la conclusion que l'on peut tirer de la Fig. 3 est que la précision des prévisions, si elle décroît bien sûr avec le délai, reste tout à fait acceptable jusqu'à 60 jours (écart quadratique moyen d'une quarantaine de centimètres environ pour ce délai), et qu'il est donc possible de bâtir un outil opérationnel fiable autour de ce modèle.

A titre expérimental, une méthode basée sur les réseaux neuronaux a également été mise en oeuvre pour l'établissement d'un modèle de propagation. Si les résultats obtenus sont certes systématiquement meilleurs que ceux produits par l'approche de statistique linéaire classique, l'amélioration apportée est cependant faible. L'intérêt limité de la méthode neuronale pour ce problème-ci est vraisemblablement dû pour l'essentiel au fait que la propagation sur le système étudié est somme toute bien représentée par une

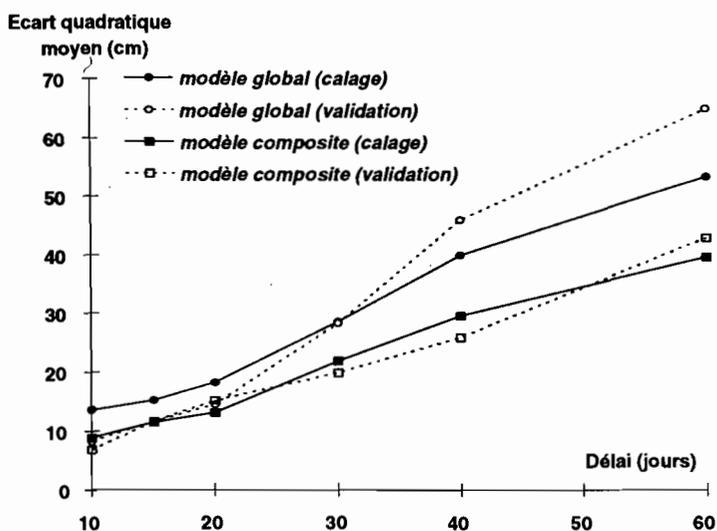


Fig. 3 Qualité de la prévision du limnigramme en montée de crue.

modélisation linéaire. L'apport de l'approche neuronale est illustré dans la section suivante, pour la prévision du maximum à partir des seules observations à Manaus.

Modèle autorégressif de prévision du maximum

La Fig. 4 compare les performances des trois différents modèles envisagés en termes d'écart quadratique moyen entre hauteurs maximales observée et prévue, pour les années de calage et celles de validation. Bien que le calage des modèles ait été effectué pour la période 15 mars-31 mai d'émission des prévisions, il est intéressant de comparer également leurs performances sur une partie seulement de cette période, la précision attendue sur la prévision du maximum augmentant à mesure que l'on se rapproche de l'étale de la crue. La Fig. 4 distingue ainsi les écarts quadratiques moyens obtenus sur deux périodes d'émission des prévisions: d'une part la totalité de la période 15 mars-31 mai, d'autre part une période limitée à la deuxième quinzaine de mai où l'on se trouve en phase terminale de montée de la crue.

Sur ce graphique, l'axe des abscisses est gradué en nombre de paramètres, afin de classer sur cet axe chacun des trois modèles suivant leur degré de parcimonie.

Les conclusions principales que l'on peut en tirer sont les suivantes:

- s'il apparaît peu de différence entre les trois modèles pour l'écart quadratique mesuré sur l'ensemble de la période du 15 mars au 31 mai, les modèles *N* (neural) et *P* (polylinéaire) sont par contre significativement meilleurs (moindre écart quadratique) sur la période terminale (fin mai). Cette capacité à effectuer une prévision beaucoup plus précise en fin de montée provient de leur aptitude à représenter la non-linéarité du processus;
- le modèle neuronal est aussi performant que le modèle polylinéaire mais avec un nombre de paramètres beaucoup plus restreint. Ceci montre la capacité structurelle d'un réseau neuronal à capter les non-linéarités du processus modélisé.

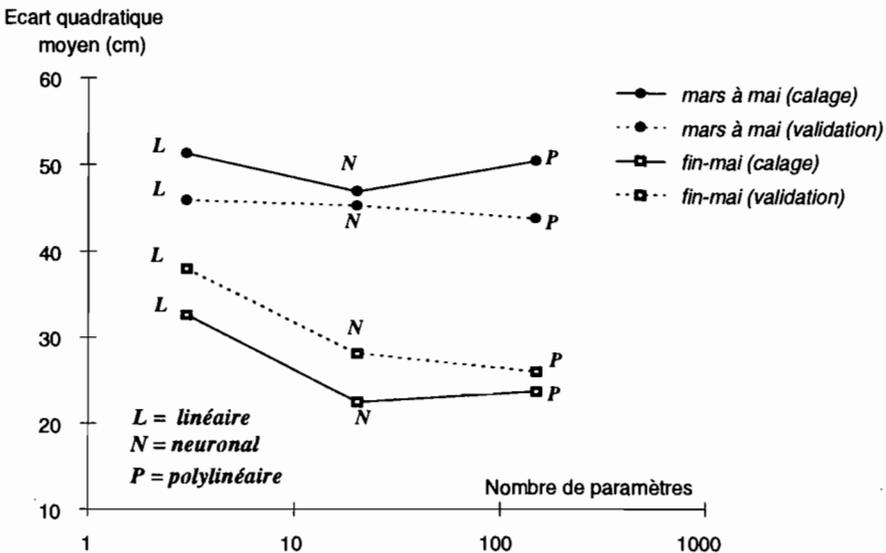


Fig. 4 Qualité comparée des modèles de prévision du maximum.

A noter que si un modèle de type autorégressif (c'est-à-dire basé sur les seules observations à Manaus) s'avère possible, avec une précision intéressante, pour la prévision du maximum de la crue, tel n'est pas le cas de la prévision du limnigramme ni de la date d'occurrence du maximum: l'erreur obtenue sur la prévision d'un niveau daté est en effet très élevée si l'on ne fait intervenir comme variables explicatives que les données de Manaus, et il faut alors avoir recours au modèle de propagation faisant intervenir les observations sur les autres stations du bassin.

Logiciel opérationnel de prévision

Le logiciel Cheiamaz a été développé pour permettre aux prévisionnistes d'effectuer leur tâche avec efficacité et fiabilité, en mettant à leur disposition les fonctions graphiques suivantes:

- (a) visualisation et superposition des limnigrammes observés aux stations du bassin;
- (b) émission de la prévision;
- (c) comparaison des prévisions antérieures avec les observations.

Par défaut la prévision est effectuée avec le modèle de propagation composite, mais l'utilisateur peut choisir le modèle global s'il le souhaite. Elle est accompagnée de son intervalle de confiance, pour une probabilité au choix de l'utilisateur (Fig. 5).

L'affichage des comparaisons se fait suivant deux méthodes: dans la première (comparaison « par délai », Fig. 6(a)), les prévisions sont effectuées pour un délai donné, une seule valeur prévue étant donc représentée pour chaque jour de la période visualisée; dans la seconde (appelée comparaison « en peigne » en raison de l'allure du graphe obtenu, Fig. 6(b)), sont affichées des prévisions complètes (tous délais), correspondant à certaines dates choisies d'émission, à intervalles réguliers.

Pour le moment, il n'a pas été développé dans le logiciel Cheiamaz de processus adaptatif permettant de mettre à jour les équations en temps réel en fonction des niveaux effectivement observés à Manaus.

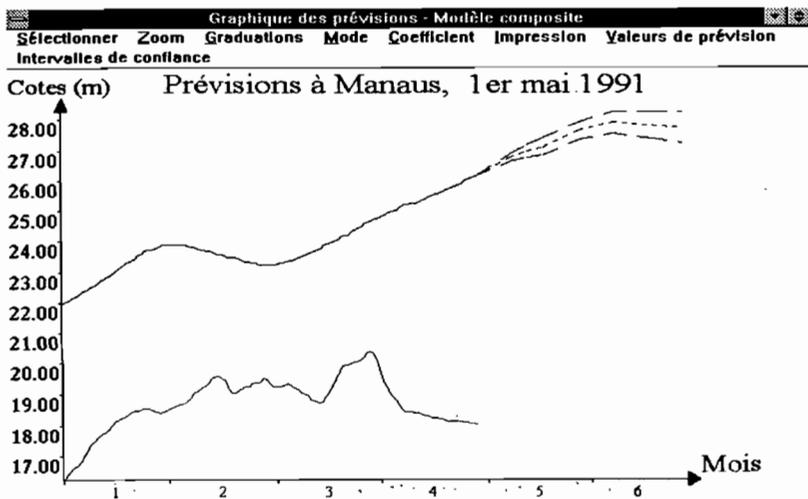


Fig. 5 Logiciel Cheiamaz, exemple de graphique des prévisions à Manaus.

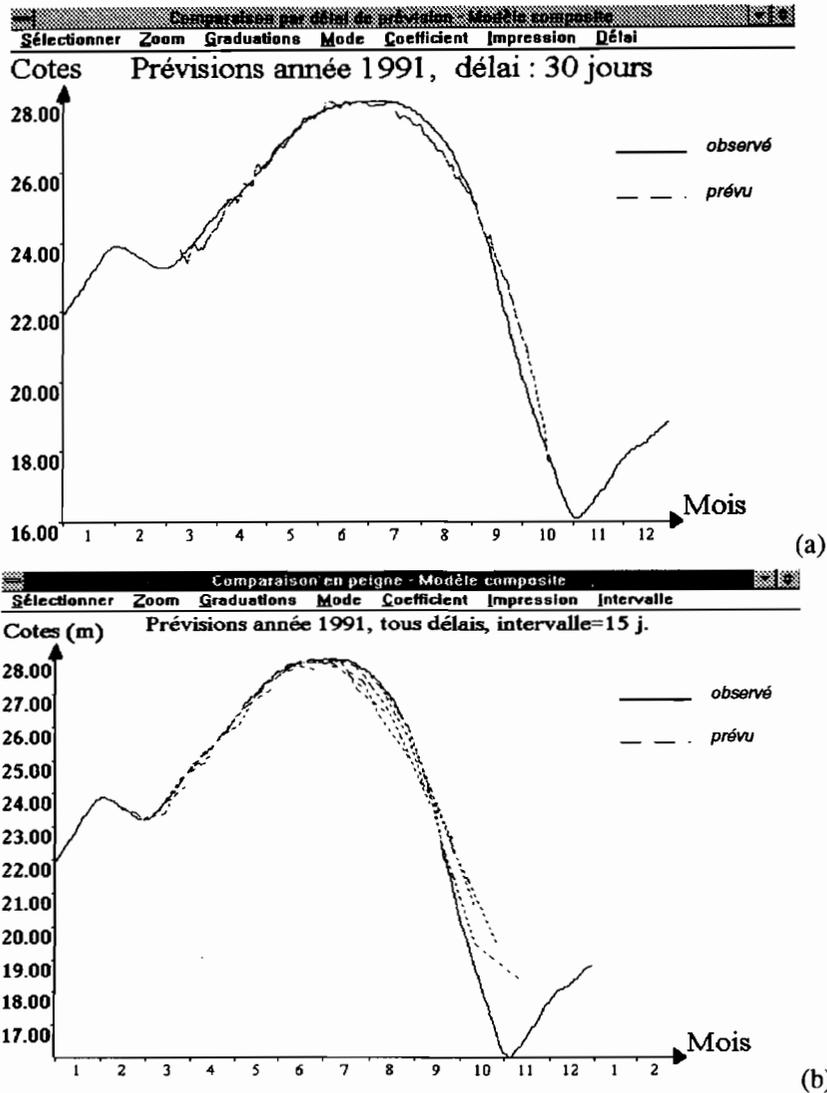


Fig. 6 Logiciel Cheiamaz, comparaison prévisions/observations: (a) par délai; (b) en peigne.

Dans l'état actuel du logiciel, l'introduction des données est manuelle (une donnée par jour par station), l'intention étant d'interfacer Cheiamaz avec le système de réception des données par satellite du DNAEE.

Deux modes d'exploitation sont possibles, soit en temps réel (la date courante est automatiquement prise comme date de fonctionnement) soit en simulation (la date de fonctionnement est alors choisie dans le passé par l'utilisateur).

Le logiciel Cheiamaz a été développé en programmation objet (langage C++) sous Windows. Une bibliothèque d'objets graphiques génériques a d'abord été élaborée, qui permet de construire tous les types de graphes nécessaires à l'application. Cette

bibliothèque peut être réutilisée pour construire d'autres applications faisant appel à des représentations graphiques analogues. Cheiamaz a été installé sur l'ordinateur du service de prévision des crues du DNAEE, pour être opérationnel dès la crue de 1995.

CONCLUSION

Le modèle de propagation établi par régression progressive ascendante sur les hauteurs observées aux stations des principaux formateurs brésiliens de l'Amazone, permet de réaliser une prévision satisfaisante des niveaux à Manaus, jusqu'à un délai de deux mois. Les écarts quadratiques sur ces prévisions varient de moins de 10 cm pour un délai de 10 jours, à environ 40 cm pour le délai de 60 jours. La prévision du maximum de la crue peut également être réalisée, avec une précision certes moindre mais encore intéressante, par un modèle neuronal utilisant les seules observations à Manaus.

Un logiciel opérationnel destiné à être exploité par les prévisionnistes a été développé sous Windows et installé à Brasília, permettant d'effectuer les prévisions en temps réel, et de comparer *a posteriori* les prévisions émises antérieurement avec les données effectivement observées.

Outre cet outil fonctionnel qui était l'objectif premier du projet, d'autres outils mis au point pour sa réalisation sont également disponibles et peuvent être réutilisés dans le cadre d'autres opérations:

- (a) Un logiciel d'élaboration de modèles régressifs et/ou neuronaux (une option du programme permet d'effectuer ce choix), pouvant travailler dans de très grands espaces de données entachés de lacunes. Cet outil a d'ores et déjà été utilisé dans le cadre d'un autre projet au Tchad, à savoir la prévision des crues du système fluvial Chari-Logone à N'Djamena (Paturel, 1995).
- (b) Une bibliothèque d'objets graphiques génériques utilisable pour le développement d'applications C++ sous Windows.

REFERENCES

- Callède, J., Claudino, L. & Fonseca, V. (1986) Transmission par satellite des hauteurs d'eau de l'Amazone et de ses affluents. *Hydrol. Continent.* 1(2).
- Draper, N. & Smith, H. (1981) *Applied Regression Analysis*. Wiley-Interscience.
- Fernandes, D. (1987) *Inventário das Estações Fluviométricas*. DNAEE, Ministério das Minas e Energia, Brasília.
- Guimarães, V., Cudo, K. & Callède, J. (1995) Os avanços da gestão da rede hidrométrica brasileira através da telemetria por satélite. *A Água em Revista* 3(4).
- Hecht-Nielsen, R. (1987) *Neurocomputing*. Addison-Wesley.
- Maia Neto, R. & Da Silva Lopes, E. (1994) As cheias de Manaus. *A Água em Revista* 2(2).
- Molinier, M., Guyot, J. L., De Oliveira, E., Guimarães, V. & Chaves, A. (1993) Hydrologie du bassin de l'Amazone. *Colloque PÉGI-GBF* (Paris, novembre 1993).
- Paturel, E. (1995) *Elaboration d'un modèle de prévision des crues à N'Djamena - Prévision sur le système Chari-Logone à hauteur de N'Djamena*. Antenne Hydrologique Orstom Abidjan.

Analyse statistique de l'écoulement d'un fleuve dans une plaine d'inondation: application aux cotes maximales du fleuve Niger dans la cuvette lacustre

J. P. LAMAGAT

*Direction de l'Eau, Ministère de l'Environnement, 20, avenue de Ségur,
F-75005 Paris, France*

S. SAMBOU

*Laboratoire d'Hydraulique et de Mécanique des Fluides, Département de Physique,
Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal*

J. ALBERGEL

Orstom, BP 434, 1004 El Menzah, Tunis, Tunisie

Résumé L'influence de la cuvette lacustre du fleuve Niger se traduit par un amortissement des crues très important induit par un faible accroissement de cote, la crue se perd dans l'immense plaine d'inondation constituée par la cuvette ou delta intérieur. L'ajustement statistique d'une seule loi ne peut suffire à traduire les multiples caractéristiques de l'écoulement, les hypothèses d'homogénéité des échantillons étudiés ne sont plus vérifiées, les régimes d'écoulement dans le lit mineur seul et dans le couple lit mineur/lit majeur étant différents. Une méthode utilisant deux lois, tronquées en fréquence, différentes, suivant le régime d'écoulement a été élaborée (Lamagat *et al.*, 1986; Lamagat & Molinier, 1983). Les résultats présentés montrent que la méthode élaborée permet de prendre en compte l'influence des paramètres hydrauliques du lit majeur sur l'écoulement.

Statistical analysis of a river flow in a flood plain: application to maximal levels of the Niger inland delta

Abstract The influence of the river Niger inland basin translates a small increase in flood level into a very serious flood, with consequential flood losses in the immense flood plain constituted by the inland delta. The statistical adjustment of a single law cannot explain the multiple characteristics of the flow; hypotheses of sample homogeneity are no longer true, regimes of flow in the minor bed alone and in the coupled minor bed/major bed system being different. A method using two different laws, truncated in frequency and following the flow regime, has been developed (Lamagat *et al.*, 1986; Lamagat & Molinier, 1983). The results presented show that this method allows one to take into account the hydraulic parameter of the major bed influencing the flow.

INTRODUCTION

La détermination des valeurs extrêmes de variables hydrologiques (pluies, débits, niveaux de marée, vitesse du vent, températures, ...) utilisées dans le dimensionnement

des réseaux d'assainissement, des stations d'épuration, des systèmes d'irrigation, des ouvrages d'art (ponts, barrages, digues, ...), la protection des centrales nucléaires, la gestion des ressources en eau, ..., se fait généralement à partir d'une analyse statistique.

Cette analyse se justifie par le fait que les phénomènes naturels qui concourent à la réalisation de ces variables hydrologiques font intervenir un grand nombre de facteurs qui ne sont pas tous indépendants. Il est alors très difficile de concevoir des formes mathématiques qui puissent les décrire de façon déterministe, et d'en déduire des modèles permettant la prédétermination des valeurs extrêmes. L'ajustement de lois statistiques sur des paramètres facilement quantifiables reste la méthode la plus opérationnelle pour appréhender le risque hydrologique (Roche, 1963).

Dans le présent article, l'intérêt se porte sur les hauteurs maximales de la cuvette du fleuve Niger où, du fait de la géomorphologie particulière, se côtoient plusieurs régimes d'écoulement différents. Une représentation graphique systématique des fonctions de répartition empirique sur un diagramme de Gauss a montré, pour certaines stations, un fort amortissement de la courbe « hauteur/fréquence » à partir d'un certain seuil. L'ajustement statistique à partir d'une loi unique ne parvient pas à reproduire cette particularité; une troncature de la loi en fréquence a permis de lever provisoirement le problème (Lamagat et al., 1986).

CADRE PHYSIQUE

La cuvette du fleuve Niger comprise entre les latitudes 13°N (Koulikoro) et 17°N (Tossaye) et les longitudes 0°30' et 7°30'O constitue un immense delta intérieur dont la dynamique est très complexe. Elle se caractérise par un élargissement considérable du lit majeur. La zone lacustre est contrôlée à l'amont par la station de Kirango et à l'aval par celle de Koryoumé (Fig. 1). Elle s'étend sur une bande de 400 km de large, avec une pluviosité qui passe de 700 mm au sud à 150 mm au nord.

On distingue deux régimes climatiques:

- au sud, entre les isohyètes de 700 mm et 300 mm: régime sahélien; et
- au nord entre les isohyètes 300 mm et 100 mm: régime subdésertique.

Suivant l'abondance hydrologique de l'année 15-35 milliards de m³ s'évalent irrégulièrement sur une vaste étendue de plus de 80 000 km². Bras principaux, émissaires, chapelets de mares et grands lacs s'étendent à perte de vue (Lamagat et al., 1986).

La pente superficielle du Niger dans cette zone est extrêmement faible, 2 cm km⁻¹ entre Niafunké et Diré (231 km) et 1 cm km⁻¹ entre Diré et Tossaye. Elle favorise des dépôts latéraux de matériaux qui forment un cordon riverain ou bourrelet. Celui-ci limite les eaux vives. Dans l'ensemble, les vitesses superficielles sont relativement nulles ou imperceptibles, sauf dans les bras ou les cours d'eau principaux.

L'endiguement naturel des bras principaux conjugué à la faiblesse de la pente et à la sédimentation dans le lit entraînent un exhaussement du lit de transit. Il en résulte une pente superficielle latérale entre le lit mineur et le lit majeur. Le fleuve se comporte alors comme un canal distributeur alimentant un lit majeur très étendu, comportant des plaines d'inondation, des lacs reliés par l'intermédiaire de bras, et d'émissaires qui en détournent d'importants volumes d'eau qui sont perdus pour l'écoulement.

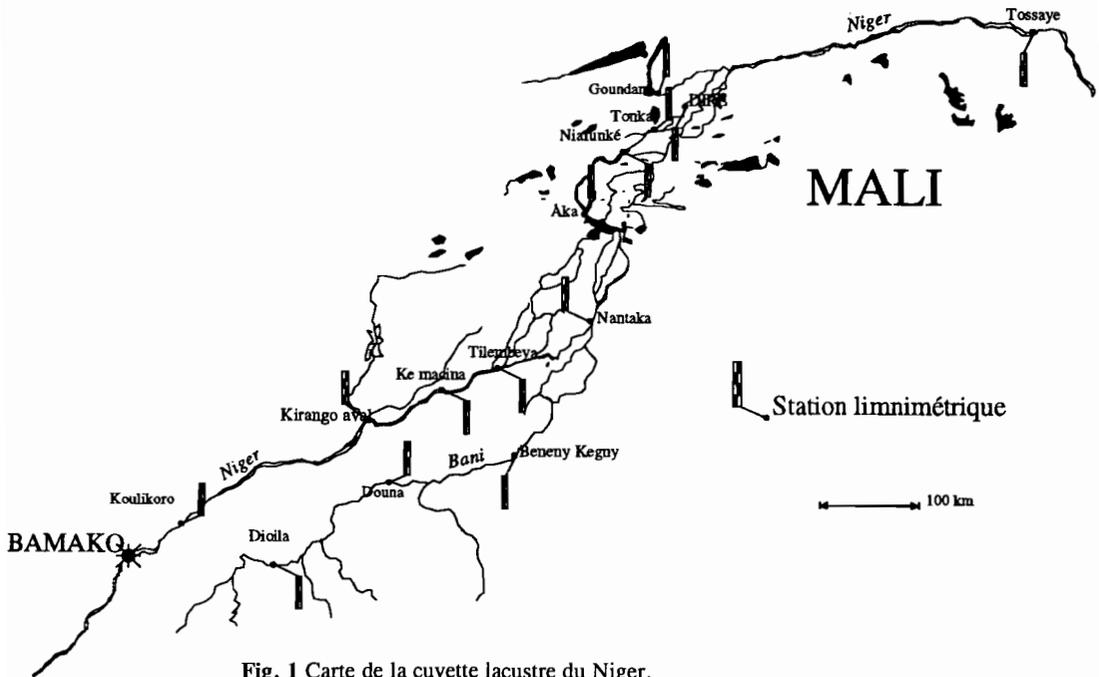


Fig. 1 Carte de la cuvette lacustre du Niger.

Tableau 1 Caractéristiques statistiques des séries des hauteurs maximales.

Stations	Moyenne (cm)	Ecart-type (cm)	Coefficient d'asymétrie	Période d'observation (ans)
Akka	546,7	49,7	-0,741	57
Diré	533,7	59,6	-0,922	69
Goundam	227,6	68,5	0,616	37
Kara	561,7	26,3	-1,848	73
Ké-Macina	664,3	44,5	-1,426	73
Kirango	624,7	68,2	-0,248	73
Kouakourou	719,6	29,6	-1,390	37
Koulikoro	641,5	71,6	0,172	73
Nantaka	651,6	40,3	-1,075	37
Niafunké	556,4	42,7	-0,704	57
Tilembeya	581,3	19,2	-2,275	73
Tindirma	573,8	41,2	-0,688	57
Tondifarma Amont	576,8	41,9	-0,684	57
Tondifarma Aval	583,7	45,6	-0,684	57
Tonka	531,6	44,3	-0,492	57
Tossaye	435,8	43,9	-1,956	78

DONNEES DE L'ANALYSE

Nous avons choisi de travailler, dans un premier temps, sur les hauteurs maximales. La méthodologie pourra être étendue aux autres variables hydrologiques telles que les modules ou les débits maximaux.

L'objectif de cette analyse est de faire une étude statistique des hauteurs maximales afin d'en déterminer les fréquences rares. Les hauteurs d'eau dans la cuvette sont observées à 16 stations limnimétriques. Nous en avons choisi cinq pour illustrer notre méthode: Koulikoro (à l'amont de la cuvette), Ké-Macina (à l'entrée de la cuvette), Tilembeya à la défluence du Diakka, Diré, et Tossaye à l'aval de la cuvette. Les hauteurs maximales sur les périodes analysées proviennent de la banque de données hydrologique de l'Orstom.

Les données des observations journalières ont été critiquées et complétées. La hauteur maximale est la lecture journalière la plus élevée enregistrée pendant la crue. Le régime hydrologique de type tropical pur est, à toutes les stations, unimodal (Rodier, 1964). La crue commence en juillet et finit en décembre, le maximum est atteint dans la première ou la seconde décade de septembre à Koulikoro et deux mois plus tard, à Tossaye. Le Tableau 1 donne les paramètres statistiques obtenus sur les distributions expérimentales.

METHODE D'ANALYSE

Ajustement à une loi statistique (méthode classique)

L'approche classique utilisée dans l'analyse des fréquences consiste (Brunet-Moret, 1969; Ming-Ko Woo & Tarhule, 1994; Mutua, 1994) en partant d'une réalisation $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ d'un échantillon (X_1, X_2, \dots, X_n) de taille N , obtenu à partir d'une variable aléatoire X par une suite indépendante de tirages successifs et au hasard:

- à supposer la densité de probabilité $f(x, \theta)$ de la variable aléatoire X connue *a priori* par son expression mathématique;
- à utiliser la réalisation x du n -échantillon pour estimer les paramètres de la loi; et
- déterminer l'adéquation de l'ajustement à l'aide de tests statistiques.

La fonction de répartition empirique $F_n(x, \theta)$ est déterminée à partir de la réalisation x de l'échantillon N , en calculant la probabilité au non dépassement de la variable aléatoire x par (Fourgeaud & Fuchs, 1972):

$$F_n(x) = P(X < x) = \frac{R_n(x)}{n}$$

où $R_n(x)$ est le nombre de réalisations de l'événement $E = P(X < x)$ en n tirages. En pratique on utilise des formules empiriques (Hazen, Cunane, Gringorten, Weibull dans Gouze, 1990). Dans cette analyse, nous avons choisi celle de Hazen:

$$F_n(x; \theta) = \frac{i - 0,5}{n}$$

où n est la taille de l'échantillon, et i le rang de l'observation dans une classification en ordre croissant, $F_n(x, \theta)$ étant alors la probabilité au non-dépassement de la variable X .

Tableau 2 Caractéristiques des distributions théoriques, avec $f(x)$ densité de probabilité et $F(x)$ fonction de répartition.

Gauss	$f(x) = \frac{1}{\sigma(2\pi)^{1/2}} e^{-1/2[(x-\mu)/\sigma]^2}$	$\mu =$ moyenne $\sigma =$ écart-type
Gumbel	$F(x) = e^{-e^{-\alpha(x-x_0)}}$	$\alpha =$ paramètre d'échelle $x_0 =$ paramètre de position
Exponentielle généralisée	$F(x) = \frac{\lambda+1}{2} - \lambda e^{-[(x-x_0)/b]^{1/\delta}}$	$x_0 =$ paramètre de position $b =$ paramètre d'échelle $\delta =$ paramètre de forme $\lambda = \pm 1$ selon le signe de $b \cdot \delta$

Quatre distributions théoriques ont été utilisées: Gauss, Gumbel, Exponentielle généralisée sans troncature, exponentielle généralisée avec troncature. Le Tableau 2 résume les caractéristiques de ces lois.

Nous présentons brièvement l'estimation des paramètres de la distribution exponentielle généralisée par la méthode des moments (Brunet-Moret, 1974) importante pour la suite.

A partir de la réalisation de l'échantillon N , le coefficient d'asymétrie a été estimé par la relation (Kottogoda, 1980):

$$g_1 = \frac{N \sum_i x_i^3 - 3 \sum_i x_i^2 \sum_i x_i + 2(\sum_i x_i)^2}{N(N-1)(N-2)\sigma^3}$$

Le même terme calculé par la loi théorique est (Brunet-Moret, 1974):

$$g_1 = \frac{\Gamma(3\delta+1)^3 - 3\Gamma(2\delta+1)\Gamma(\delta+1) + 2[\Gamma(3\delta+1)]^2}{\{\Gamma(2\delta+1) - [\Gamma(\delta+1)]^2\}^{3/2}}$$

où $\Gamma =$ fonction gamma d'Euler.

Le paramètre de forme δ est calculé par approximations successives en égalant les expressions de g_1 et g donnant le coefficient d'asymétrie estimé d'une part à partir de l'échantillon, et d'autre part à partir de la loi. On en déduit les paramètres de position x_0 et d'échelle b par:

$$s = \frac{\hat{\sigma}}{[\Gamma(2\delta+1) - \Gamma(\delta+1)]^{1/2}}$$

$$x_0 = \bar{\mu} - \hat{\sigma} \Gamma(\delta+1)$$

où $\hat{\sigma}$ est l'écart type et $\bar{\mu}$ la moyenne, $\hat{\sigma}$ et $\bar{\mu}$ étant estimés à partir de l'échantillon. Le signe de b dépend de x_0 , selon qu'il est borne supérieure ou borne inférieure.

Séparation des types d'écoulement et ajustement de deux lois tronquées

Lorsque la courbe expérimentale hauteur/fréquence montre un fort amortissement à partir d'une certaine fréquence, on considère deux séries différentes de part et d'autre d'un seuil. Ce seuil est pris comme valeur de troncature pour deux lois de même

expression mathématique dont on cale les paramètres à partir de chaque échantillon. La loi exponentielle généralisée, qui s'adapte bien aux échantillons étudiés, a été choisie. Pour simplifier le problème, la fréquence de troncature F_0 et la cote correspondante x_0 sont supposées connues. Dans ce cas l'estimation des paramètres peut se faire par la méthode des moments (Brunet-Moret, 1974):

Si on pose:

$$R_1 = \sum_i (x_i - x_0) = s\Gamma(\delta + 1)$$

et

$$R_2 = \frac{\sum_i (x_i - x_0)^2}{\sum_i (x_i - x_0)} = s \frac{\Gamma(2\delta + 1)}{\Gamma(\delta + 1)}$$

On calcule δ par approximations successives à partir de:

$$\frac{R_2}{R_1} = \frac{\Gamma(2\delta + 1)}{\Gamma(\delta + 1)}$$

et on en tire b (paramètre d'échelle) par:

$$s = \frac{R_1}{\Gamma(\delta + 1)}$$

L'échantillon est divisé en deux à partir de x_0 seuil de troncature. Pour les observations inférieures à x_0 , x_0 est une borne supérieure; dans ce cas b est négatif. Dans le cas contraire, x_0 est une borne inférieure et b est positif.

Dans tous les essais effectués le paramètre de forme δ est positif. La fonction de répartition s'écrit suivant la position relative de x par rapport à x_0 :

$$\begin{aligned} x > x_0 & \quad F(x) = F_0 + (1 - F_0) \{1 - e^{-(x-x_0)/s}\}^{1/\delta} \\ x < x_0 & \quad F(x) = e^{-(x-x_0)/s}^{1/\delta} \end{aligned}$$

La fonction inverse devient:

$$\begin{aligned} x > x_0 & \quad x = x_0 + s \left[-\ln \left(\frac{1 - F}{1 - F_0} \right) \right] \\ x < x_0 & \quad x = x_0 + s [-\ln(F)] \end{aligned}$$

En toute rigueur x_0 est fixé par les caractéristiques physiques du cours d'eau, cette borne correspond au début de l'influence des paramètres hydrauliques du lit majeur. Du fait de la modification perpétuelle du lit par suite de dépôts solides et d'érosion, cette valeur peut être variable.

Pour déterminer la borne qui sépare les écoulements, x_0 , un critère de qualité minimisant la somme de carrés des écarts entre quantiles théoriques et observés (σ^2) est utilisé. On donne successivement à x_0 les valeurs de hauteurs maximales dans leur ordre de classement. Le graphe $\sigma = f(H_{\max})$ obtenu admet un minimum qui est comme étant

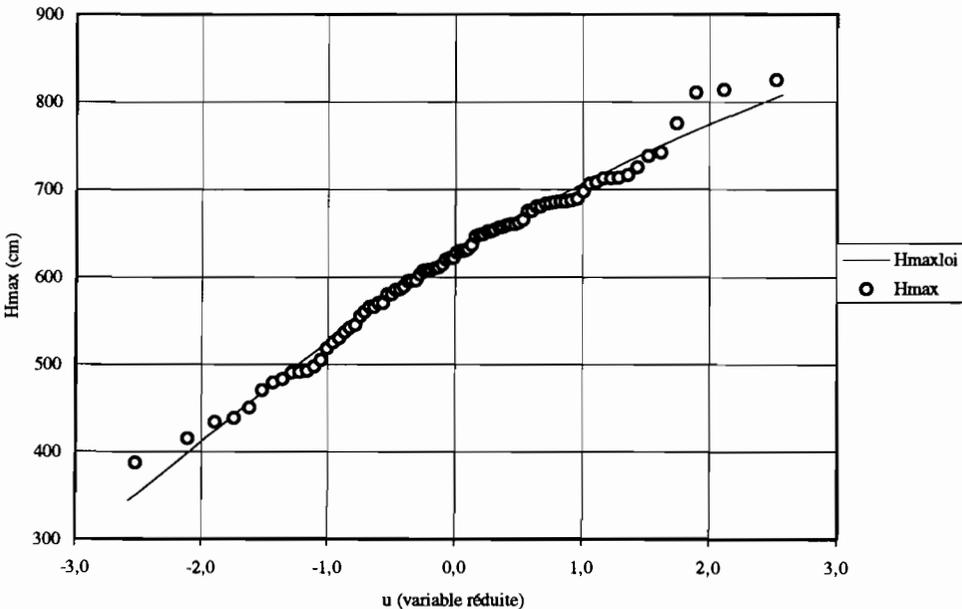
Tableau 3 Paramètres d'ajustement de la loi exponentielle généralisée sans troncature.

Stations	x_0 (cm)	b (cm)	δ
Akka	16	552	0,0768
Kirango	329	322	0,2018
Koulikoro	445	220	0,3347
Tindirma	189	402	0,0885
Tondifarma Amont	192	403	0,0940
Tondifarma Aval	190	412	0,0894
Tonka	253	296	0,0135

la valeur optimale de x_0 ; la fréquence correspondante f_0 est donc choisie comme étant la fréquence de coupure. Les paramètres obtenus sont ainsi les paramètres optimaux. On retrouve dans Fang Xin Yu & Naghavi (1994) une démarche similaire, où les paramètres de la loi log Pearson III calculés par la méthode des moments sont ensuite optimisés par minimisation de la somme de deux critères.

RESULTATS

Dans un premier temps, les distributions empiriques des 16 stations ont toutes été systématiquement représentées sur papier Gauss. L'examen des allures des courbes obtenues a mis en évidence deux types de stations:

**Fig. 2** Ajustement statistique des hauteurs maximales à la station de Koulikoro.

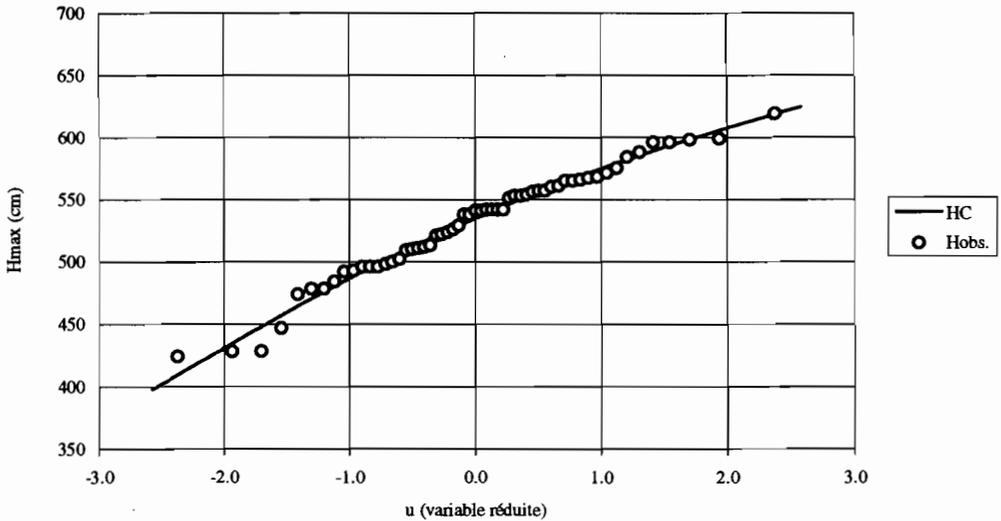


Fig. 3 Ajustement statistique des hauteurs maximales à la station de Tonka.

- absence d'amortissement: Kirango amont, Koulikoro, Niafunké, Tondifarma, Koulikoro, Mopti, Nantaka, Tonka, Akka;
- présence d'un amortissement plus ou moins important à partir d'une certaine côte: Ké-Macina, Tilembeya, Diré, Tossaye, Goundam, Akka.

Les stations du premier type se rencontrent soit à l'amont de la cuvette lacustre où les lits sont bien calibrés, soit à l'intérieur de celle-ci, quand le lit mineur est bien isolé du lit majeur par les bourrelets de berge. Pour ces stations, les échantillons peuvent être

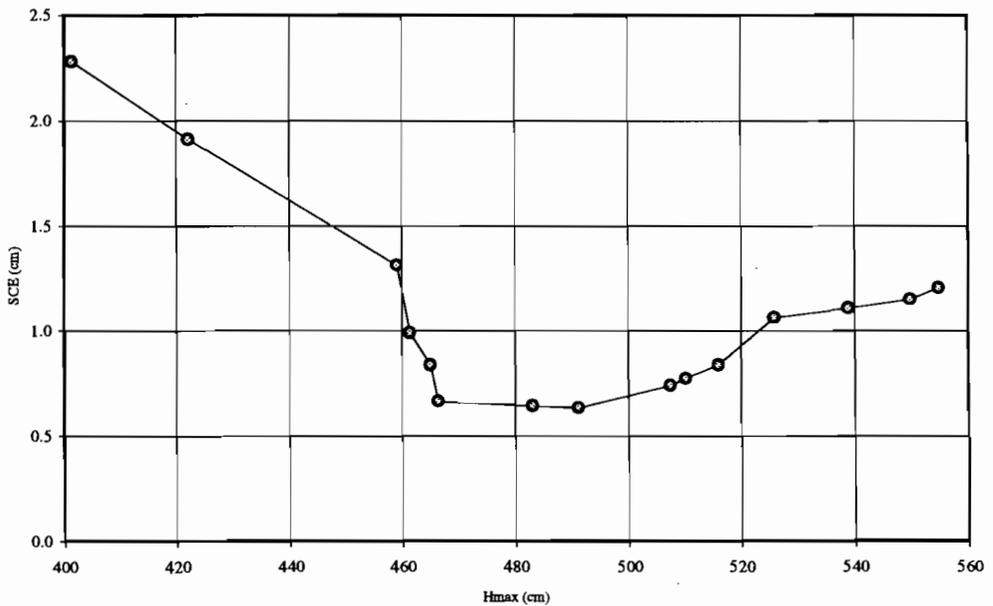


Fig. 4 Détermination du paramètre de position à la station de Diré.

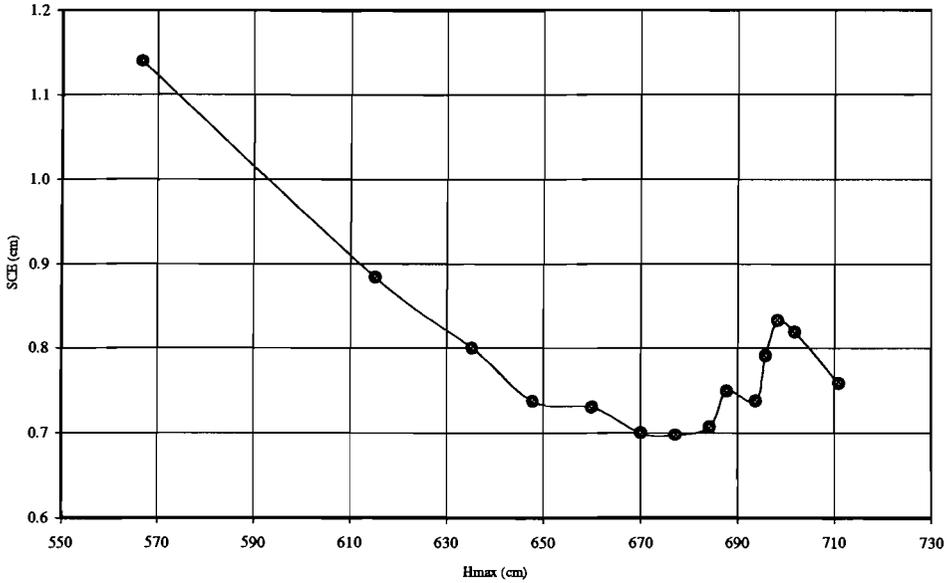


Fig. 5 Détermination du paramètre de position à la station de Ké-Macina.

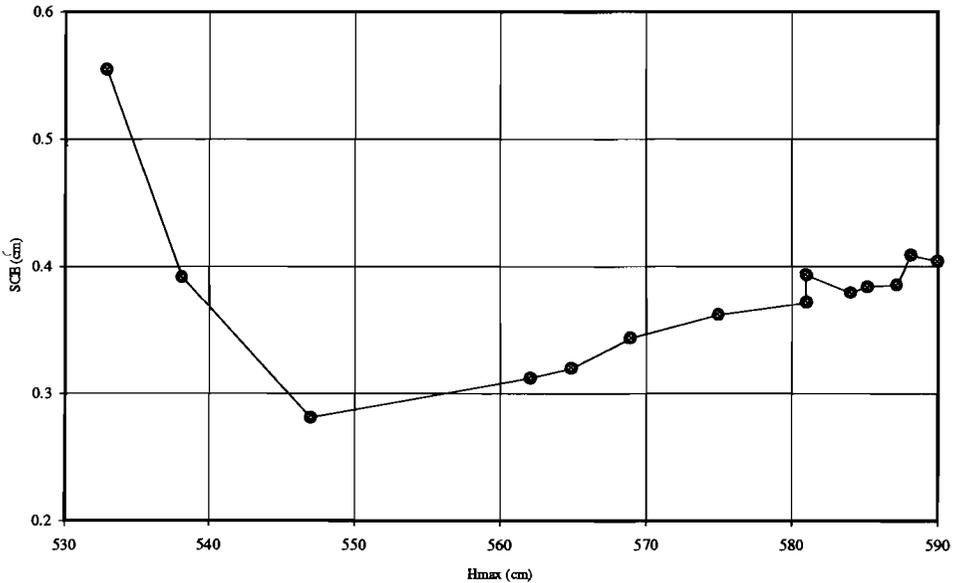


Fig. 6 Détermination du paramètre de position à la station de Tilembeya.

considérés comme homogènes et représentables par une seule distribution. Les comparaisons graphiques et les tests d'adéquation ont montré dans ce cas que la distribution exponentielle généralisée est celle qui représente le mieux les échantillons. Le Tableau 3 montre les paramètres de l'ajustement, les Figs 2 et 3 représentent, à titre d'exemple, les courbes hauteurs/fréquence obtenues pour les stations de Koulikoro et Tonka.

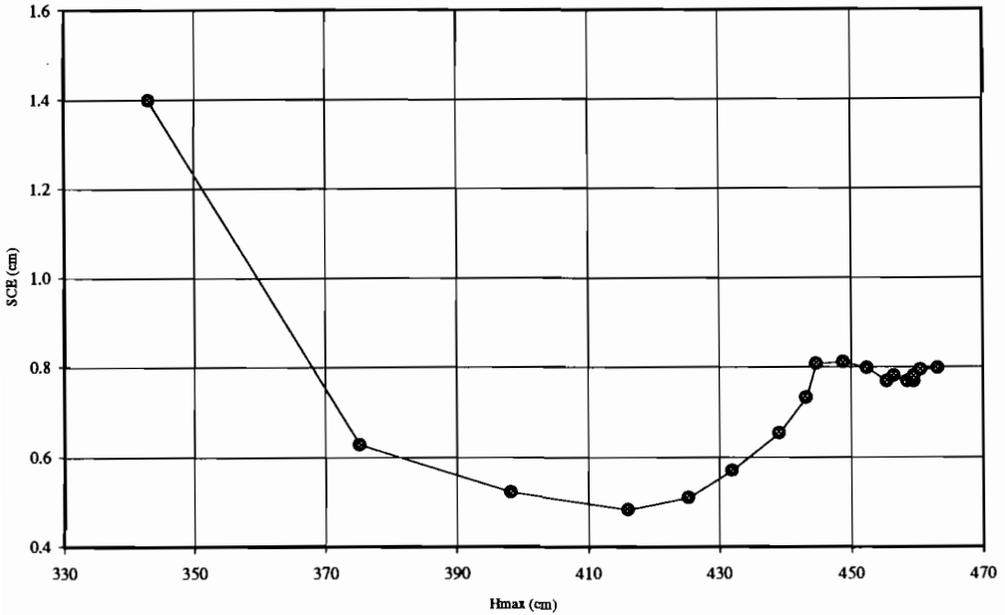


Fig. 7 Détermination du paramètre de position à la station de Tossaye.

Les stations du deuxième type se rencontrent soit dans les parties les plus basses de la zone lacustre, soit au niveau des confluences, soit à la sortie de la cuvette. Dans ce cas il est apparu impossible de réaliser un ajustement statistique unimodal. L'utilisation d'un ajustement statistique bimodal est apparu indispensable. La deuxième méthode a été mise en oeuvre. Les Figs 4-7 montrent, pour les stations de Diré, Tossaye, Ké Macina et Tilembeya, les graphes $SCE = f(H_{max})$ qui permettent de déterminer le seuil de troncature. L'examen des graphes $SCE = f(H_{max})$ met en évidence un minimum apparent qui permet de fixer le seuil de troncature x_0 et de calculer les paramètres b_1 , b_2 , δ_1 , δ_2 de l'ajustement.

Le Tableau 4 récapitule les valeurs de la troncature et celles des paramètres des lois exponentielles généralisées ajustées à chaque échantillon. Les Figs 8-11 donnent une représentation graphique de ces ajustements. Dans le cas de Tossaye et de Tilembeya, l'ajustement de la loi avec borne inférieure permet de traduire remarquablement le fort amortissement observé au delà du seuil de troncature.

Tableau 4 Paramètres d'ajustement de la loi exponentielle généralisée avec troncature.

Stations	b_1 (cm)	δ_1	x_0 (cm)	b_2 (cm)	δ_2
Kara	14,87	0,409	563	-29,80	0,941
Ké-Macina	25,88	0,483	670	-48,62	0,878
Tilembeya	7,99	0,437	584	-21,15	1,039
Tossaye	33,77	0,441	425	-62,94	0,756

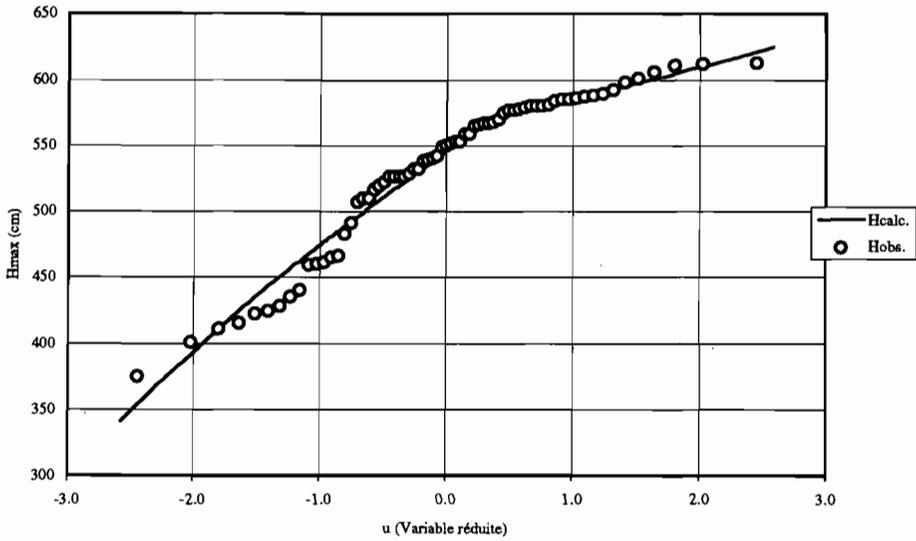


Fig. 8 Ajustement statistique des hauteurs maximales annuelles à la station de Diré.

CONCLUSION

Les caractéristiques géomorphologiques du lit majeur jouent un rôle important dans l'analyse statistique des variables hydrologiques extrêmes des cours d'eau traversant des plaines d'inondation. Le laminage des crues observées dans la cuvette du Niger nécessite l'utilisation de lois statistiques distinctes décrivant la variation des hauteurs d'eau de part

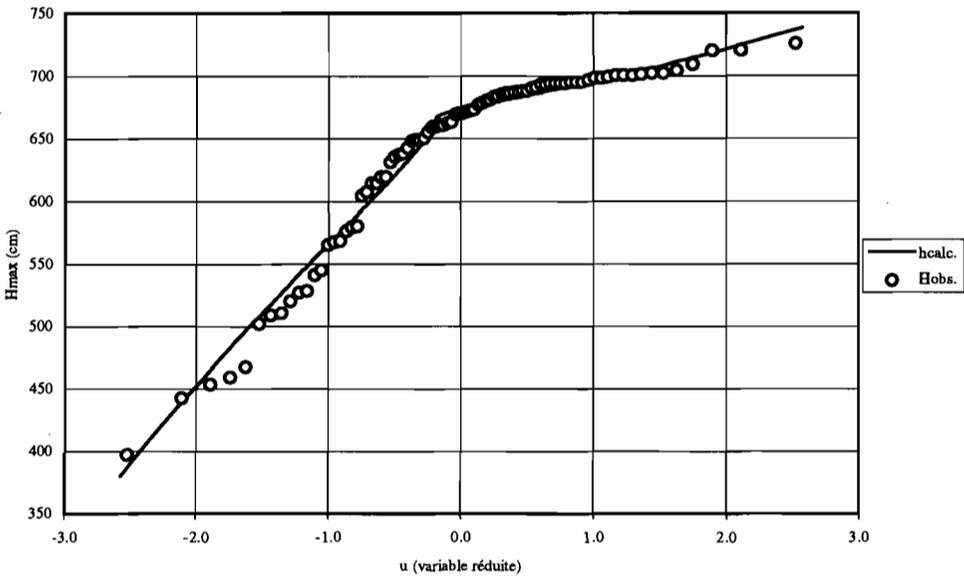


Fig. 9 Ajustement statistique des hauteurs maximales à la station de Ké-Macina.

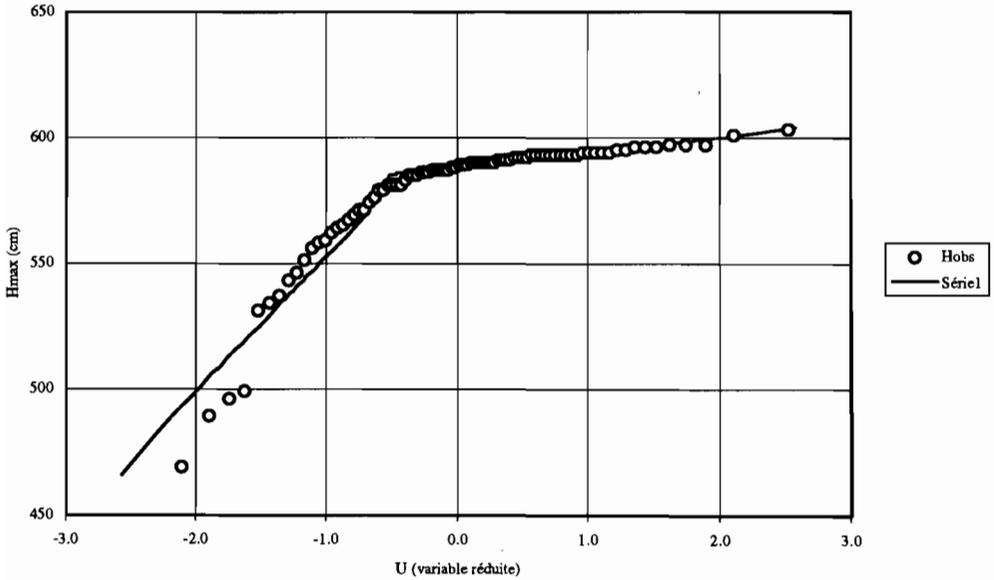


Fig. 10 Ajustement statistique des hauteurs maximales à la station de Tilembeya.

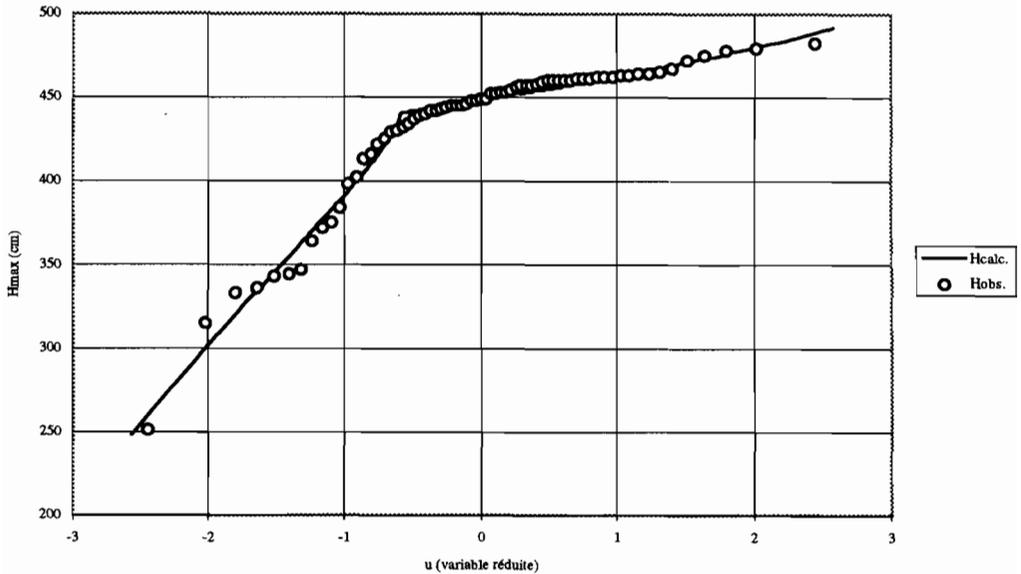


Fig. 11 Ajustement statistique des hauteurs maximales à la station de Tossaye.

et d'autre d'une valeur seuil (ou troncature) x_0 . Cette valeur seuil correspond physiquement à un changement de valeur des paramètres hydrauliques régissant le transfert de la crue. L'utilisation de l'écart quadratique moyen pour déterminer le seuil optimal de troncature apparaît comme une méthode simple de calcul pour séparer les crues provoquant de fortes inondations, de celles qui restent limitées aux lits mineurs.

REFERENCES

- Brunet-Moret, Y. (1969) Etude de quelques lois statistiques appliquées en hydrologie. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* 6(3), 3-99.
- Brunet-Moret, Y. (1974) Distribution exponentielle généralisée. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* 11(4), 245-336.
- Fang Xin Yu & Naghavi, B. (1994) Estimating parameters using optimizing techniques. *Hydrol. Sci. J.* 39(4), 391-403.
- Fourgeaud, C. & Fuchs, A. (1972) *Statistique*. Dunod, Paris.
- Gouze, J. C. (1990) Etude statistique des précipitations sur la région toulousaine et l'Aveyron et application de processus de transformation pluie-débit à la prévision des crues sur l'Aveyron. Thèse Docteur-Ingénieur, INPT de Toulouse, France.
- Kottegoda, N. T. (1980) *Stochastic Water Resources Technology*. Macmillan.
- Lamagat, J. P., Brunet-Moret, Y., Chaperon, P. & Molinier, M. (1986) *Monographie hydrologique du fleuve Niger*. Orstom, Coll. Monogr. Hydrol. no. 8.
- Ming-Ko Woo & Tarhule, A. (1994) Streamflow droughts of northern Nigerian rivers. *Hydrol. Sci. J.* 39(1), 19-34.
- Roche, M. (1963) *Hydrologie de Surface*. Orstom, Gauthier Villars, Paris.
- Rodier, J. (1964) *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo*. Mém. Orstom no. 6. Orstom, Paris.

Indices de coordination et relation pluie-débit: application au haut-bassin du fleuve Sénégal

S. SAMBOU

Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal

C. THIRRIOT

*Institut de Mécanique des Fluides, ENSEEIHT, 2 rue Charles Carmichel,
F-31071 Toulouse, France*

Résumé Les indices de coordination tels que proposés par le deuxième auteur permettent de rendre compte de la force de liaison entre deux variables à seuil telles que sont les pluies et aussi les débits sous les climats à très forte variation hydrologique (en particulier pour les crues dans les oueds habituellement sur fond sec). Ces indices sont fondés sur les moments croisés d'ordre deux, et sont en quelque sorte une forme allégée des coefficients de corrélation. L'application est faite sur le haut-bassin du fleuve Sénégal en amont de Bakel, et sur divers sous bassins faisant partie de ce bassin. La matrice des coefficients de coordination est un guide pour la recherche d'algorithmes du type ARMA pour décrire les relations pluie-débit et les relations entre débits en différentes stations.

Coordination indices and rainfall discharge relationship: application to the upper Senegal basin

Abstract Coordination indexes as proposed by one of the authors allow one to take into account the linkage between two variables with thresholds such as precipitation and intermittent discharge. These indices are based on crossed second order moments and are like simplified correlation coefficients. The indices are applied to the upstream basin of the Senegal river. The set of coordination indices is a guide for searching ARMA algorithms in order to describe the relationships between precipitation and discharge or between the discharges measured at different sites.

INTRODUCTION

Les essais de prévisions menés sur le haut-bassin du fleuve Sénégal ont été jusqu'ici faits à des délais ne dépassant pas le temps de propagation du débit maximum, qui est relativement faible (3-4 jours entre Dakka Saïdou et Bakel, suivant l'importance des crues). Cette caractéristique de l'écoulement fait pencher la balance en faveur des méthodes stochastiques (modèles autorégressifs) et de l'introduction de l'information pluviométrique sous forme de relation pluie-débit dans le cas d'une prévision à long terme des crues orientée vers la gestion de la retenue de Manantali.

Dans cet article la recherche de la relation pluie-débit est basée sur le concept d'indice de coordination (Thirriot, 1992), qui permet de juger de la convolution entre deux grandeurs qui dépendent du temps. L'intérêt de l'indice de coordination est qu'il

s'accommode bien des chroniques des valeurs qui sont nulles pendant des laps de temps plus ou moins longs, comme le sont les pluies en général et encore plus en régime tropical, et les débits des oueds ou cours d'eau intermittents. L'indice de coordination varie de 0 pour des phénomènes complètement indépendants ou décalés, à 1 pour des phénomènes parfaitement en phase. Si les valeurs des indices en question ne s'annulent pas, on peut, en considérant des excédents au-dessus d'un seuil donné, retrouver l'intérêt de l'indice de coordination spécifique des phénomènes intermittents.

L'analyse des tableaux des indices de coordination croisés débits-débits et pluies-débits entre différentes stations va permettre d'apporter une information synthétique chiffrée sur la force de la corrélation entre les évolutions hydrologiques entre deux points du bassin versant et sur le délai de transmission des perturbations. Cette information de base sera comptabilisée dans les travaux ultérieurs pour la recherche d'algorithmes de prévision des crues à long terme.

CADRE PHYSIQUE

Le bassin du fleuve Sénégal se situe entre les régions tropicales au sud et les confins du Sahara au nord. Il traverse dans son cours supérieur les versants humides du Fouta Djallon et les plateaux Mandingues. Dans son cours inférieur, il alimente de vastes zones inondables et de nombreuses cuvettes dans une zone sahélienne. Le fleuve coule tout entier dans la zone de climat tropical. Le bassin du fleuve Sénégal est généralement divisé en deux parties qui s'articulent autour de Bakel:

- Le haut-bassin en amont, caractérisé par un réseau hydrographique très dense avec comme principaux affluents le Bakoye et la Falémé, un relief plus marqué (Massif du Fouta Djallon, Plateaux Mandingues), et un profil en long plus accentué (la pente du cours d'eau varie de 1,3‰ en amont à 0,4‰ en aval sur le Bafing, et de 8,5-0,24‰ sur la Falémé). L'écoulement se fait à l'intérieur d'un lit mineur généralement bien calibré, sans échanges latéraux. Les stations de mesure sont pour la plupart stables, et les courbes de tarage univoques.
- La vallée, en aval de Bakel, qui est une vaste étendue, de relief très faible, avec cependant une microtopographie complexe, composée d'un réseau de cuvettes connectées entre elles et communiquant avec le fleuve par des chenaux.

DONNEES D'ANALYSE

La période étudiée est antérieure à la construction du barrage de Manantali, mise en eau en 1987. Sept stations de débits ont été utilisées: Bakel sur le Sénégal, Kayes sur le Sénégal Moyen, Soukoutali, Bafing-Makana, Dakka-Saïdou sur le Bafing, Toukoto et Oualia sur le Bakoye, Goubassy sur la Falémé. Ces deux derniers affluents (le Bakoye et la Falémé) représentent les sources d'apports non contrôlés les plus importants du réseau. Pour l'étude des pluies journalières, compte tenu de la disparité du réseau, nous avons procédé à la subdivision du haut-bassin en sous-bassins, englobant une ou plusieurs stations hydrométriques, et davantage de stations pluviométriques. Vu le réseau pluviométrique existant, et les données qui nous sont réellement disponibles, nous avons retenu deux sous-bassins:

- celui de Oualia qui comporte deux affluents, le Baoulé et le Bakoye, avec trois stations hydrométriques (Oualia, Toukoto, et Siramakana, qui ne fait malheureusement pas l'objet d'un suivi régulier) et cinq stations pluviométriques: Toukoto, Kita, Sirakoro sur le Bakoye, Faladyé et Diéma sur le Baoulé; et
- celui de Gourbassy, avec comme seule station pluviométrique celle de Kéniéba et comme station hydrométrique celle de Gourbassy, sur la Falémé.

La carte dans la Fig. 1 représente la situation de la zone étudiée, avec l'emplacement de stations pluviométriques et hydrométriques étudiées. Les données utilisées sont les totaux journaliers pour les pluies et les moyennes journalières pour les débits. Les premières ont été fournies par l'Asecna à Dakar et les secondes proviennent de la banque de données Orstom.

METHODE D'ANALYSE

La mise au point d'un outil de prévision des crues à long terme des débits du fleuve Sénégal nécessite la prise en compte des précipitations, les modèles stochastiques mis au point ne permettant pas de dépasser les temps de propagation qui sont de l'ordre de 4 jours entre les points extrêmes du réseau (Dakka Saïdou) et l'exutoire (Bakel) (Sambou & Thirriot, 1993). Un modèle déterministe pluie-débit basé sur une analyse fine des processus pluie-débit à l'échelle du sous-bassin tel le modèle Cequeau (Morin, 1981) est pratiquement impossible à caler compte tenu de la rareté, de la fiabilité et de la disparité de l'information pluviométrique disponible. L'approche suivie est basée sur l'analyse de l'évolution concomitante des totaux journaliers des pluies, et des débits moyens journaliers sur l'ensemble du réseau hydropluviométrique du sous-bassin considéré, en utilisant l'indice de coordination. Le concept d'indice de coordination a été introduit par Thirriot (1992) « pour obtenir un paramètre de synthèse analogue au coefficient classique de corrélation, qui soit significatif de l'évolution concomitante de deux grandeurs discrètes, positives ou nulles. »

Pour deux variables $X(t)$ et $Y(t)$ prenant des valeurs discrètes x_i et y_i , l'auteur définit l'indice de coordination $C_{xy}(0)$ par:

$$C_{xy}(0) = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{\left[\sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i^2 \right]^{1/2}} \quad (1)$$

Le concept d'indice de coordination peut permettre d'introduire un déphasage τ entre les variables $X(t)$ et $Y(t)$ sous la forme:

$$C_{xy}(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n x_i(t) y_i(t+\tau)}{\left[\sum_{i=1}^n x_i^2(t) \sum_{i=1}^n y_i^2(t+\tau) \right]^{1/2}} \quad (2)$$

Les variables $X(t)$ et $Y(t)$ peuvent représenter aussi bien les pluies journalières que les débits moyens journaliers.

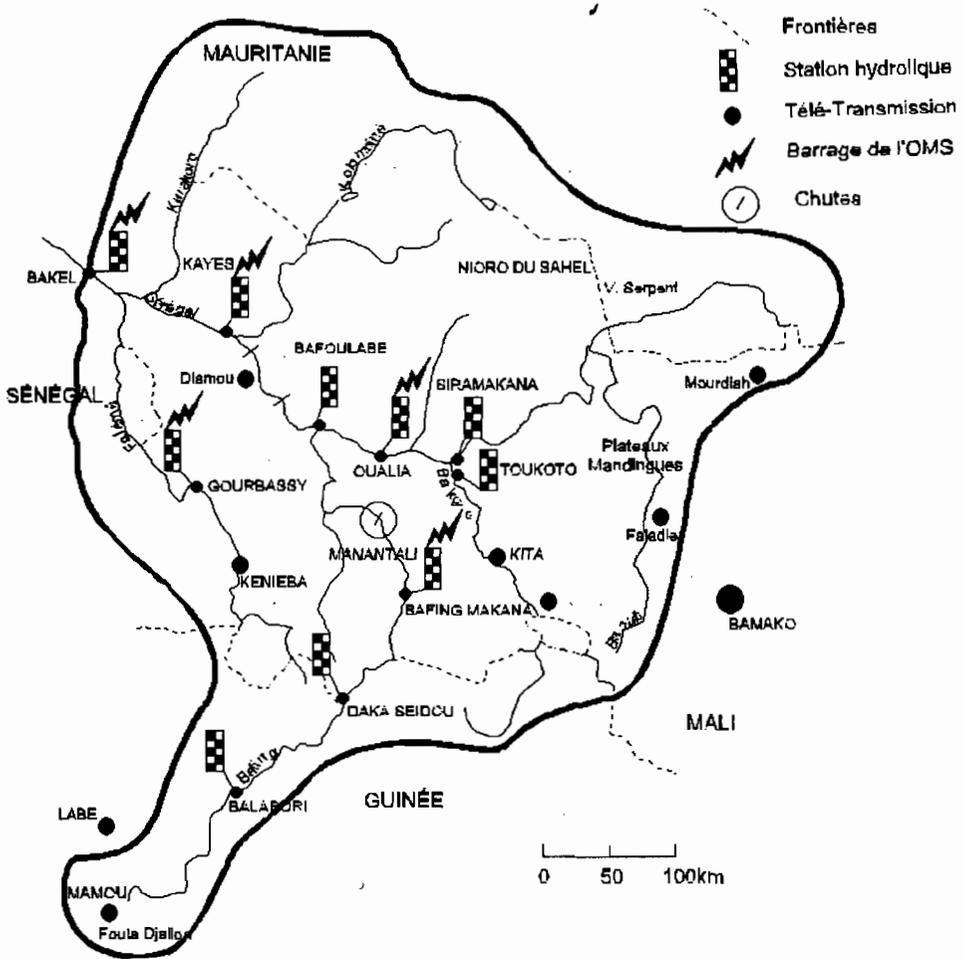


Fig. 1 Haut-bassin du fleuve Sénégal en amont de Bakel.

APPLICATION

Indices de coordinations débits-débits

A partir des fichiers des débits moyens journaliers à la station de Bakel et aux stations du haut-bassin situées sur le cours d'eau principal et sur les affluents les plus importants, les indices de coordination croisés ont été calculés par la relation (2), et les coordinogrammes croisés $C_{xy}(\tau)$ ont été tracés. Les *maxima* des coordinogrammes donnent une idée du déphasage entre les débits journaliers maximaux mesurés aux différentes stations amont et le débit journalier maximal à Bakel. La Fig. 2 indique, à titre d'exemple, les coordinogrammes croisés entre les débits journaliers à Bakel et ceux aux stations amont (Gourbassy, Kayes, Oualia, Toukoto, et Dakka Saïdou) pour l'année 1962; la Fig. 3 représente à titre de comparaison les hydrogrammes correspondants pour la même année pour quelques unes de ces stations. Les indices de coordinations croisés maximaux entre les débits journaliers aux mêmes stations sont résumés dans le Tableau 1.

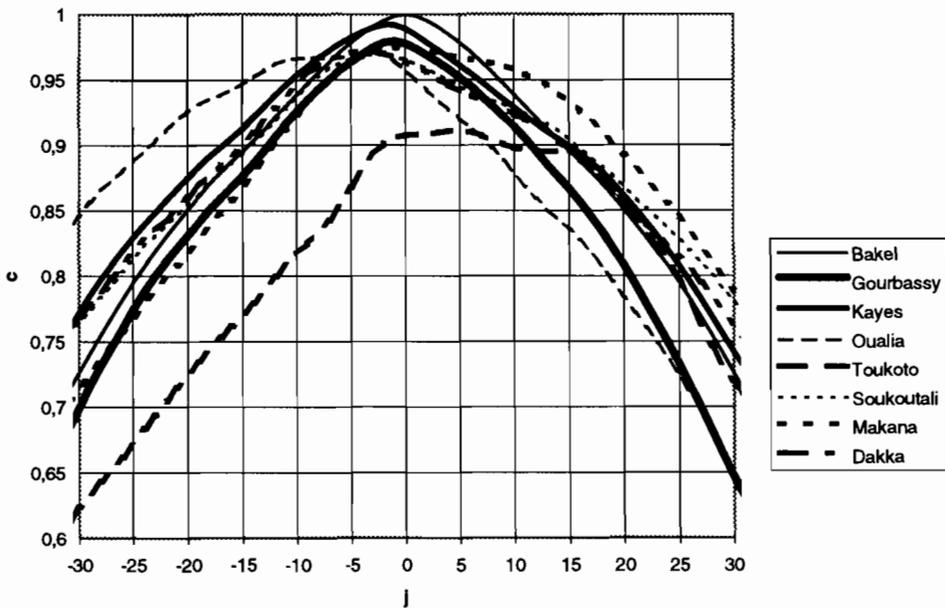


Fig. 2 Coordonogrammes croisés entre débits journaliers à Bakel et aux stations hydrométriques amont 1962.

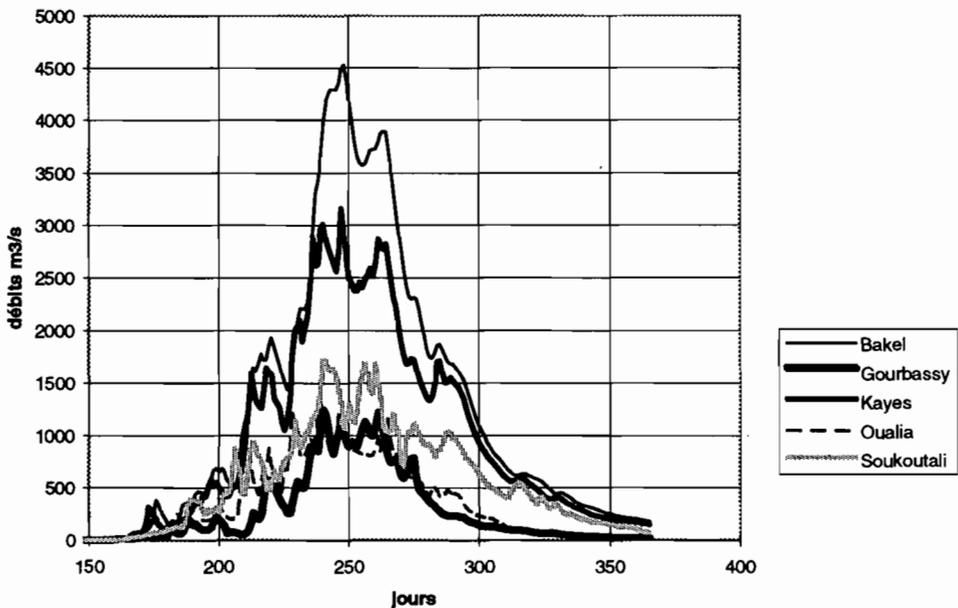


Fig. 3 Hydrogrammes à Bakel et aux stations amont 1962.

Indices de coordination pluie-débit

Pour tenir compte du caractère continu du débit provenant du ruissellement, on a utilisé comme variable explicative du débit une valeur pondérée de la pluie journalière qui

Tableau 1 Indice de coordination croisé maximum entre débits moyens journaliers à Bakel et débits moyens journaliers aux stations amont.

	Bakel	Gourbassy	Kayes	Oualia	Toukoto	Soukoutali	Makana	Dakka
1961	1 0	0,9752 (-4)	0,9875 (-1)	0,9704 (-9)	0,9160 (-8)	0,9370 (-3)	0,9629 (-4)	0,9378 (-4)
1962	1 0	0,9796 (-1)	0,9915 (-2)	0,9704 (-3)	0,9113 (+5)	0,9690 (-3)	0,9741 (0)	0,9715 (-4)
1963	1 0	0,9683 (-3)	0,9949 (-1)	0,9592 (-1)	0,9540 (-2)	0,9707 (-2)	0,9693 (-2)	0,9693 (-3)
1964	1 0	0,9718 (-3)	0,9898 (-2)	0,9897 (-3)	0,9797 (-2)	0,9455 (-3)	0,9401 (-4)	0,9504 (-4)
1965	1 0	0,9676 (-2)	0,9913 (-1)	0,9870 (-2)	0,9683 (+4)	0,9367 (+5)	0,9449 (+5)	0,9398 (+4)
1966	1 0	0,9852 (-2)	0,9907 (-1)	0,9791 (-4)	0,9624 (-4)	0,9661 (-2)	0,9723 (-2)	0,9685 (-3)
1967	1 0	0,9742 (-2)	0,9938 (-1)	0,9829 (-2)	0,9689 (0)	0,9461 (-4)	0,9580 (-4)	0,9430 (-5)
1968	1 0	0,9500 (-1)	0,9970 (-1)	0,9664 (-3)	0,9769 (-2)	0,9729 (-2)	0,9815 (-2)	0,9747 (-3)
1969	1 0	0,9732 (-2)	0,9984 (-1)	0,9782 (-1)	0,9559 (0)	0,9812 (-1)	0,9884 (-2)	0,9825 (-2)
1971	1 0	0,9732 (-2)	0,9977 (-1)	0,9647 (-2)	0,9783 (-1)	0,9732 (-1)	0,9825 (-3)	0,9751 (-2)
1972	1 0	0,9048 (-2)	0,9968 (-1)	0,9592 (-5)	0,9495 (-3)	0,9872 (-2)	0,9853 (-3)	0,9824 (-4)
1973	1 0	0,9540 (-2)	0,9957 (-1)	0,9132 (-3)	0,9608 (-2)	0,9676 (0)	0,9671 (0)	0,9545 (+2)
1974	1 0	0,9716 (-2)	0,9913 (-1)	0,9680 (-2)	0,9458 (-3)	0,9580 (-2)	0,9515 (-2)	0,9245 (+1)
1975	1 0	0,9541 (-1)	0,9960 (-1)	0,9754 (-3)	0,9719 (-3)	0,9568 (-1)	0,9685 (-2)	0,9491 (0)
1976	1 0	0,9658 (-2)	0,9947 (-1)	0,9518 (-3)	0,9431 (-3)	0,9818 (-2)	0,9814 (-2)	0,9799 (-3)
1977	1 0	0,9632 (-1)	0,9896 (0)	0,9247 (-6)	0,9601 (-4)	0,9855 (0)	0,9859 (0)	0,9853 (-1)
1978	1 0	0,9371 (-1)	0,9947 (0)	0,9221 (-2)	0,9494 (0)	0,9846 (0)	0,9831 (0)	0,9806 (-1)
1979	1 0	0,9496 (-1)	0,9935 (-1)	0,9630 (0)	0,9316 (0)	0,9822 (-3)	0,9330 (+5)	0,9711 (-4)
1980	1 0	0,9551 (-2)	0,9965 (-1)	0,9503 (+6)	0,9481 (+6)	0,9912 (-2)	0,9660 (-5)	0,9755 (-5)

XX: année manquante; 0,708: indice de coordination croisé maximal entre les débits moyens journaliers à Bakel et les débits moyens journaliers à la station hydrométrique amont; (-4): déphasage retard entre les débits moyens journaliers à la station hydrométrique aval et les débits moyens journaliers à Bakel.

respecte le bilan de volume (Thirriot, 1992). L'algorithme de pondération le plus simple a été utilisé:

$$P'(t) = \frac{1}{3}[P(t - \Delta t) + P(t) + P(t + \Delta t)] \quad (3)$$

Le calcul a été fait sur les sous-bassins de Oualia et de Gourbassy, en utilisant d'abord la relation (3) pour pondérer les totaux pluviométriques journaliers, avant d'utiliser la relation (2). Pour le deuxième sous-bassin, on ne dispose pas de station pluviométrique plus en amont de Gourbassy, celle de Kéniéba semble en effet insuffisante pour l'explication du débit à Gourbassy. Les indices de coordination croisés ont donc été calculés entre les débits journaliers à la station hydrométrique de Oualia considérée comme l'exutoire, et les totaux pluviométriques journaliers relevés aux stations pluviométriques amont (Toukoto, Kita et Sirakoro sur le Bakoye, Faladyé et Diéma sur le Baoulé). Dans les Tableaux 2 et 3, nous avons rassemblé les valeurs maximales des indices de coordination croisés pluies-débits pour les sous-bassins de Oualia et de Gourbassy. Sur la Fig. 4, nous indiquons à titre d'exemple, les coordinogrammes croisés entre les totaux pluviométriques journaliers aux stations amont de Toukoto, Sirakoro, et Diéma et les débits moyens journaliers à la station de Oualia pour l'année 1963. La Fig. 5 représente quant à elle l'hydrogramme de Oualia pour la même année.

Les principaux commentaires concernent la forme des coordinogrammes croisés entre les pluies et les débits journaliers, qui reproduisent avec un certain lissage, celle des hydrogrammes comme l'illustrent les Figs 4 et 5. Cependant l'interprétation des délais reste délicate, en particulier pour les crues présentant deux ou plusieurs pointes, pour lesquelles il est difficile de déterminer la correspondance entre pointes.

RESULTATS

L'examen attentif des tableaux de coefficients de coordination et surtout des déphasages pose bien des questions et suscite des observations à étayer. Par exemple, sur le parcours fluvial Oualia-Bakel d'environ 300 km, le temps de propagation moyen des débits serait de 3 jours alors que l'effet de la pluie à Sirakoro se fait sentir sur le débit à Oualia, deux cents kilomètres en aval, une à trois dizaines de jours plus tard. Bien sûr, il ne faut pas prendre pour bible hydrologique le tableau des déphasages des indices de coordination maximaux. Les incohérences constatées sur les résultats afférents à quelques stations situées en cascade de l'amont vers l'aval inciteraient à la prudence. Ainsi, le temps de concentration « synthétique » serait plus grand pour la station aval de Toukoto que pour les stations amont de Sirakoro et Faladyé, pour les crues des années 1963, 1968, et 1975. Pour ces sous-bassins du Haut-Sénégal, les coordinogrammes ne peuvent être utilisés de manière aveugle avec seul décodage par l'ordinateur. La complexité de la crue annuelle avec plusieurs maxima successifs bien marqués doit être prise en considération. L'indice de coordination maximal maximal n'est peut-être pas significatif du déphasage, et ceci à cause de divers artefacts, dont l'influence des affluents peu liés aux stations pluviométriques. Par exemple, si nous considérons l'année 1963, à la station de Oualia, le débit marque deux maxima nettement séparés par un creux avec un délai d'environ 30 jours (Fig. 5). Or si on regarde les coordinogrammes de la Fig. 4, pour la même année 1963, on voit qu'à Toukoto, avant un maximum secondaire bien pointu, il y a un premier

Tableau 2 Indice de coordination croisé maximum entre débits moyens journaliers à Bakel et totaux pluviométriques journaliers pondérés aux stations pluviométriques amont.

Année	Toukoto	Kita	Sirakoro	Diéma	Faladyé
1961	0,9410 (-31)	XX	0,7979 (-35)	0,6677 (-21)	0,7647 (-27)
1962	0,6944 (-22)	XX	0,7698 (-14)	XX	0,6618 (-18)
1963	0,6444 (-50)	XX	0,7232 (-11)	0,6567 (-43)	0,6524 (-15)
1964	0,5844 (-3)	XX	XX	0,7065 (-40)	0,782 (-30)
1965	0,5387 (-10)	XX	0,7328 (-18)	0,6886 (-19)	0,5944 (-15)
1966	0,6389 (-24)	0,712 (-17)	0,6544 (-54)	0,6209 (-54)	0,7227 (-24)
1967	0,7395 (-20)	0,6713 (-20)	0,7196 (-44)	0,6727 (-42)	0,719 (-46)
1968	0,6318 (-32)	0,773 (-4)	0,7556 (-17)	0,6203 (-57)	0,6552 (-8)
1969	0,7252 (-22)	0,7567 (-15)	0,6789 (-7)	0,673 (-44)	XX
1971	0,8025 (-22)	0,7298 (-22)	0,680 (-45)	0,5835 (-3)	0,7153 (-22)
1972	XX	0,6456 (-24)	0,6971 (-19)	0,6960 (-5)	XX
1973	XX	0,718 (-3)	0,699 (-2)	XX	0,7141 (-33)
1974	0,715 (-4)	0,794 (-4)	0,7116 (-30)	XX	XX
1975	0,713 (-38)	0,6745 (-3)	0,7758 (-11)	XX	0,7492 (-6)
1976	0,6827 (-10)	0,6310 (-3)	0,6777 (-33)	XX	0,6291 (-57)
1977	0,6603 (-3)	0,6860 (-26)	0,702 (-5)	XX	0,6636 (-6)
1978	0,708 (-4)	0,6845 (-3)	0,722 (-3)	XX	0,5786 (-4)

XX: année manquante; 0,708: indice de coordination croisé maximal; et (-4) déphasage retard entre la pluie journalière à la station pluviométrique amont et le débit moyen journalier à la station de Oualia.

maximum net décalé de 43 jours environ d'avec le maximum secondaire. On peut subjectivement par lissage déplacer le maximum maximorum pour avoir un déphasage d'une trentaine de jours. Ainsi, pour cette crue de 1963, on pourrait admettre, à Oualia,

Tableau 3 Indice de coordination croisé maximum entre débits moyens journaliers à Gourbassy et totaux pluviométriques journaliers pondérés à la station pluviométrique de Kéniéba.

Année	Kéniéba	Année	Kéniéba
1961	0,7355 (-5)	1971	0,6352 (-24) 0,5667 (-5)
1962	0,8207 (-26)	1972	0,5119 (-4)
1963	0,7175 (-3)	1973	0,7562 (-4)
1964	0,7812 (-5)	1974	0,6851 (-27) 0,6561 (-5)
1965	0,7632 (-4)	1975	0,7360 (-5)
1966	0,6458 (-5)	1976	0,6703 (-11) 0,6645 (-4)
1967	0,6823 (-8)	1977	0,7354 (-12)
1968	0,6261 (-4)	1978	0,6830 (-6)
1969	0,7412 (-4)	1979	0,6378 (-7)
1970	0,7415 (-20) 0,6902 (-4)	1980	0,6835 (-8)

0,708: indice de coordination croisé maximal entre les débits moyens journaliers à Gourbassy et les pluies journalières à la station pluviométrique à Kéniéba; (-4): déphasage retard entre les débits moyens journaliers Gourbassy et les pluies journalières à Kéniéba.

les déphasages suivants: 7 jours avec Toukoto, 12 jours avec Sirakoro, 16 jours avec Faladyé. Le même décryptage subjectif pourrait être fait pour l'année 1975, où l'hydrogramme à Oualia est assez irrégulier, avec de nombreux pointes successives; on aurait alors les déphasages suivants: 3 jours à Kita, 4 jours à Toukoto, 20 jours à Faladyé. Face aux très longs déphasages ou temps de concentration synthétiques, on pourrait avancer l'hypothèse d'un écoulement souterrain.

SYNTHESE STATISTIQUE

Devant la dispersion des résultats dû vraisemblablement à plusieurs causes (imbrication de l'influence des divers maximum, intervention de plusieurs temps de concentration,

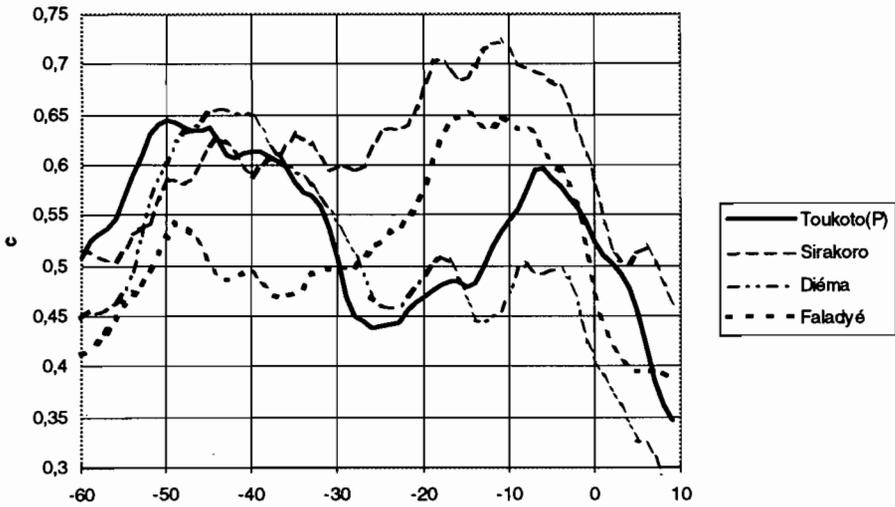


Fig. 4 Coordonogrammes croisés entre débits moyens journaliers à Oualia et totaux pluviométriques journaliers aux stations pluviométriques amont, 1963.

écoulement superficiel et souterrain, non linéarité des opérateurs ...) on est tenté par l'analyse des histogrammes des temps de déphasage. Sur les Figs 6 et 7 nous avons représenté les histogrammes les plus harmonieux concernant les temps de propagation et de concentration. Le coup d'oeil sur l'ensemble des graphes montre que le mode est généralement bien net pour les déphasages des débits. Mais dans les corrélations pluies-débits, l'éparpillement peut suggérer l'affleurement de deux populations différentes. L'explication par la non linéarité de l'opérateur de transfert suivant l'importance du débit moyen n'est pas étayée par la confrontation des déphasages et des débits maximaux.

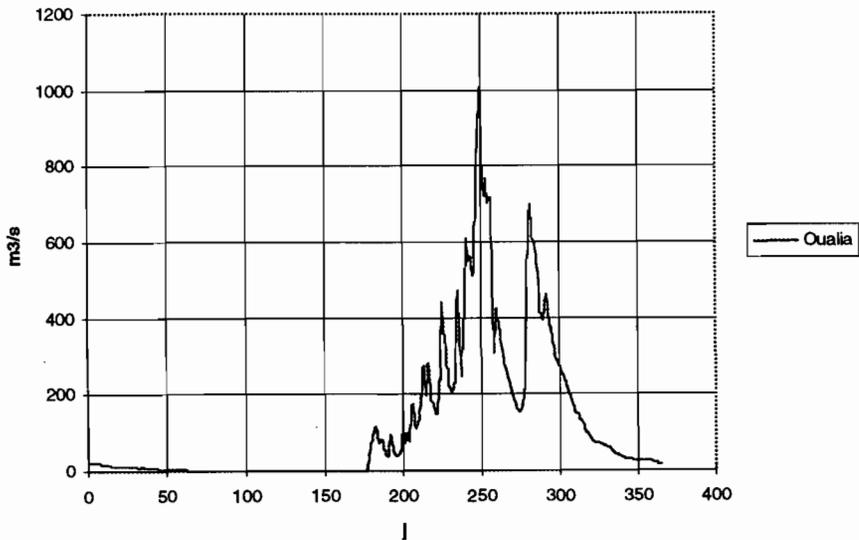


Fig. 5 Hydrogramme à Oualia 1963.

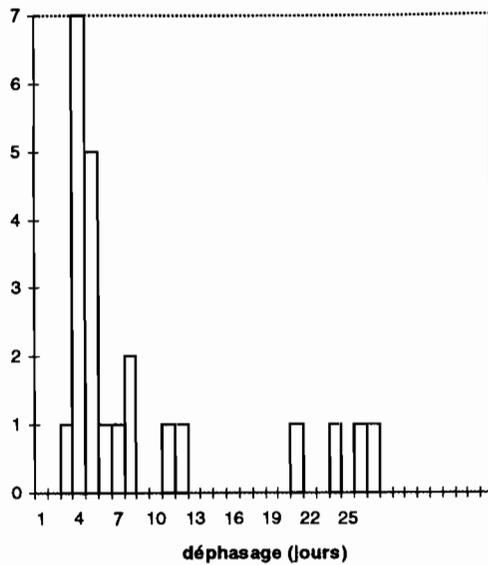


Fig. 6 Histogramme des déphasages entre débits journaliers à Gourbassy et totaux pluviométriques journaliers à Kéniéba.

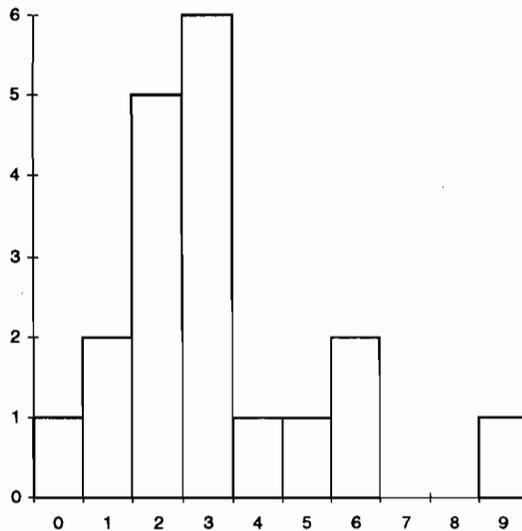


Fig. 7 Histogramme des déphasages entre débits journaliers à Bakel et à Oualia.

PREVISION A LONG TERME

En matière d'écoulement, il est souhaitable de faire la prévision le plus longtemps en avance possible. De ce point de vue l'indice de coordination est un outil de critique de la prévision basée sur les modèles de régression linéaire; il permet en effet de calculer par anticipation l'erreur quadratique relative. Ainsi, si on considère le coordinogramme

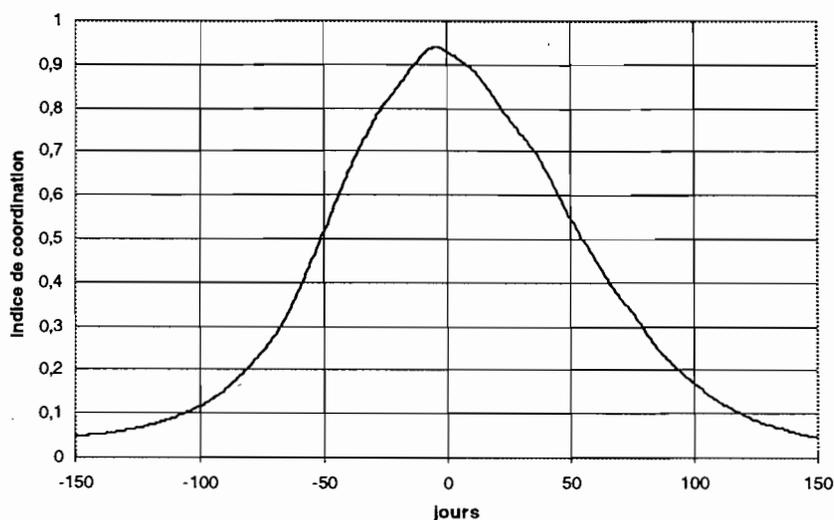


Fig. 8 Coordinogramme croisé entre Bakel et Dakka-Saïdou (1961-1970).

croisé $C_{xy}(\tau)$ entre les débits journaliers observés en deux stations obtenu à partir d'une séquence de plusieurs années de relevés (10 années dans l'étude), on constate qu'au fur et à mesure que τ croît en valeur absolue, l'indice de coordination croisé décroît, et prend des valeurs voisines de zéro, comme on le voit sur la Fig. 8. Thirriot (1996) a montré que, pour une régression simple entre deux stations, l'erreur quadratique relative $|\bar{\epsilon}|$ est de la forme:

$$|\bar{\epsilon}| = [1 - C_{MV}^2(s)]^{1/2} \quad (4)$$

où s est le délai de prévision et $C_{MV}(s)$ est l'indice de coordination croisé entre les deux stations avec un décalage de temps égal à s . L'étude de l'évolution de $|\bar{\epsilon}|$ en fonction de s montre qu'il est minimal pour s voisin du temps de propagation auquel cas la prévision est optimale. Pour de grandes valeurs de s , il tend vers 1; dans ce cas, la prévision est très mauvaise (Fig. 9), ce qui donne une indication des limites de la prévision à long terme.

CONCLUSION

Sur le bassin du Haut Sénégal, où la durée des forts écoulements est bien limitée dans l'année, circonstance favorable à la mise en oeuvre de l'indice de coordination, celui-ci ne constitue pas la panacée de l'analyse hydrologique. Intermédiaire entre le régime des crues sur fond sec dans les oueds, et les crues graduelles dans les rivières pérennes d'Europe du nord, la crue annuelle tropicale doit être examinée de manière spécifique en s'attachant à mieux analyser les rebonds successifs du débit, échos des forts orages, rebonds qui s'émoussent de plus en plus vers l'aval, jusqu'à disparaître en dessous de Matam.

Cependant, à cette étape de l'étude, on voit que les coordinogrammes croisés apportent une information synthétique chiffrée sur la force de la corrélation entre les

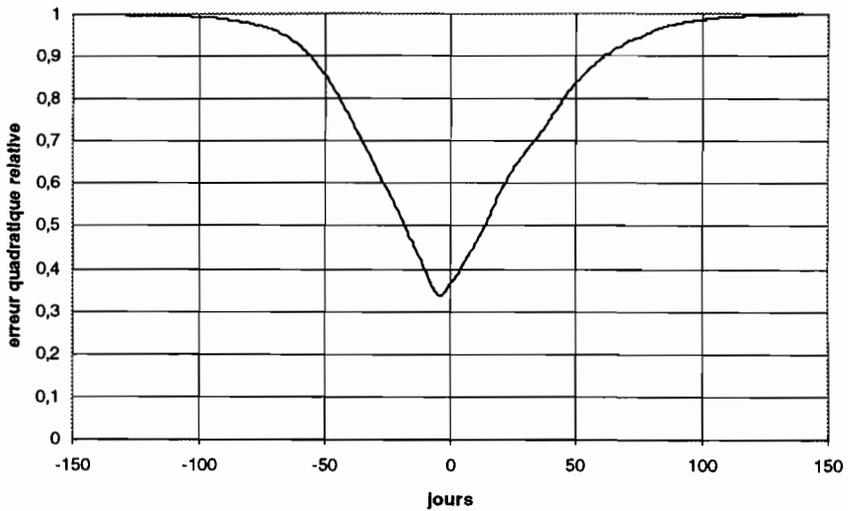


Fig. 9 Variation de l'erreur quadratique relative en fonction du délai s de prévision.

évolutions hydrologiques entre deux points du bassin et sur le délai de transmission des perturbations, et permettent de déterminer par anticipation, le modèle optimal de prévision des crues.

REFERENCES

- Michel, P. (1975) *Les bassins du fleuve Sénégal et de la Gambie. Etudes géomorphologiques*, tomes 1 et 2. Orstom.
- Morin, G., Fortin, J. P., Lardeau, J. P., Sochanska, W. & Paquette, S. (1981) *Modèle Cequeau: manuel d'utilisation. INRS-Eau Rapport scientifique no. 93.*
- Sambou, S. & Thirriot, C. (1993) Algorithme récursif et non récursif: application à la prévision des crues du haut-bassin du fleuve Sénégal. In: *Hydrology in Warm Humid Regions* (ed. par J. S. Gladwell) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 139-148. IAHS Publ. no. 216.
- Rochette (1975) *Le bassin du Fleuve Sénégal*. Monographie Orstom.
- Thirriot, C. (1992) Choix, adaptation aux conditions algériennes et étalonnage d'un modèle mathématique de prévisions hydrologiques. Rapport interne CT 823.
- Thirriot, C. (1992) Indices de coordination et algorithmes de prévision des crues. *C. R. Acad. Sci. Paris* 315 sér. II, 683-688.
- Thirriot, C. (1996) Vanité de la prétention de prévision à long terme au delà du temps de propagation. Rapport interne IMFT. CT 869.

Estimation des débits des crues sur les petits bassins versants en zones sahéliennes et tropicales. Analyse de données et suggestions pour le dimensionnement

J. M. GRESILLON

Centre de Développement des Géosciences Appliquées (CDGA), Université Bordeaux I, avenue des Facultés, F-33405 Talence Cedex, France

C. PUECH

Laboratoire Commun de Télédétection Cemagref/Engref, 500 rue J. F. Breton, F-34093 Montpellier Cedex 5, France

Résumé L'objectif de cette étude sur les crues des petits bassins versants d'Afrique sahélienne et tropicale est d'analyser l'incertitude de l'estimation des débits instantanés maxima des crues de fréquence décennale et de proposer une méthode de dimensionnement des ouvrages hydrauliques qui tienne compte de cette incertitude. L'étude repose sur les données de l'Orstom (Dubreuil, 1972), résultant de campagnes de mesures effectuées à partir des années 1955-1960. Deux régions sont distinguées selon que leur pluviométrie moyenne interannuelle est inférieure à 1000 mm (région dite sahélienne ou tropicale sèche) ou supérieure à cette valeur (région tropicale humide). Les relations entre les caractéristiques hydrologiques des crues et les paramètres géomorphologiques des bassins versants sont examinées et critiquées dans chacune de ces régions. En particulier, les coefficients d'écoulement et de récession des crues sont discutés. Le premier s'avère très difficile à estimer sur un bassin versant sur lequel les données ne sont pas très nombreuses; le second présente davantage de fiabilité. La méthode de dimensionnement des ouvrages hydrauliques qui est proposée accorde donc un rôle important à ce coefficient de récession et prend en considération l'incertitude des corrélations utilisées pour l'estimation des débits des crues.

Assessment of flood discharges on small basins in sahelian and tropical countries. Data analysis and proposals for flood estimation

Abstract The aim of this study on floods in sahelian and tropical african catchments is to analyse the uncertainty in the estimation of instantaneous maximum flood discharges with a return period of 10 years. It also proposes a method to give the sizes for hydraulic works, taking account of this uncertainty. The data come from measurements carried out by Orstom (France) from 1955-1960 (Dubreuil, 1972). Two types of region are considered depending on their mean annual rainfall, P_{an} : the sahelian and dry tropical regions ($P_{an} < 1000$ mm) and the wet tropical regions ($P_{an} > 1000$ mm). The relationships between the hydrological and geomorphological characteristics are examined and discussed for each region. In the main the flow coefficient and recession coefficient are

discussed. The former is shown to be very difficult to assess when numerous data are not available, the latter seems easier to determine. The method which is suggested to dimension spillways employs the recession coefficient. It also considers the uncertainty of the correlations which are used to estimate the maximum flood discharges.

INTRODUCTION

En Afrique de l'ouest et du centre, l'estimation des débits des crues des petits bassins versants est réalisée au moyen de méthodes qui reposent toutes sur les mesures effectuées par l'Orstom à partir des années 1955-1960. Il s'agit d'observations hydrologiques faites sur de nombreux petits bassins versants (60 bassins de superficie inférieure à 200 km² au départ, plus de cent ensuite) couvrant les différentes zones climatiques de cette région (Dubreuil, 1972). Les mesures et observations sur ces bassins (pluviométrie, géomorphologie, formes d'hydrogramme, coefficients d'écoulements, ...) sont extrapolées pour l'estimation des débits de fréquence décennale, puis régionalisées et reliées à la géomorphologie. Les bassins non jaugés sont supposés avoir des comportements hydrologiques identiques aux précédents et les lois moyennes trouvées sur les bassins de mesure leur sont appliquées (Rodier & Auvray, 1965; Puech & Chabi, 1984).

L'expérience acquise à l'utilisation de ces méthodes nous indique aujourd'hui que l'estimation de ces débits de fréquences décennales demeure difficile. En effet les corrélations entre les caractéristiques hydrologiques des épisodes de crues et les paramètres géomorphologiques des bassins comportent une assez grande imprécision et, en conséquence, la part de l'expertise — et donc d'une certaine subjectivité — reste forte dans cette estimation.

L'objectif de cette étude est de réduire, ou au moins de mieux cerner, la part de l'incertitude dans les relations unissant les caractéristiques hydrologiques des crues et les paramètres géomorphologiques d'un bassin versant. C'est l'objet de la première partie de l'étude qui consiste en une analyse critique des données. Ceci nous permet, dans une seconde partie, de proposer des pistes pour l'amélioration des dimensionnements d'ouvrages. Toutes ces réflexions utilisent les mesures de l'Orstom évoquées plus haut comme base de données, et l'outil statistique comme moyen d'analyse.

PREMIERE PARTIE: ANALYSE DE DONNEES

La base de données

Il s'agit des données recueillies par l'Orstom sur un ensemble de cent bassins « représentatifs et expérimentaux », contenant environ 250 sous-bassins couvrant une zone géographique étendue depuis le sud du Sahara (Mali, Mauritanie, Niger, Tchad) jusqu'à l'équateur et au delà dans l'hémisphère sud (Congo, Gabon) (Dubreuil, 1972).

Pour chaque bassin, cette base de données fournit des informations de nature géologique, géomorphologique, pluviométrique, mais aussi des observations hydrologiques ainsi que des estimations de paramètres hydrologiques relatifs aux événements rares.

Les caractéristiques pluviométriques et géomorphologiques

Sur chaque bassin versant, les caractéristiques pluviométriques et géomorphologiques relevées par l'Orstom sont nombreuses. Parmi elles nous avons sélectionné les suivantes:

- la superficie S ;
- la pente I_g définie comme l'indice global de pente (Roche);
- la densité de drainage Dd (rapport de la longueur du réseau hydrographique à la superficie du bassin);
- la pluie moyenne interannuelle P : donnant une indication sur le climat et donc sur le régime des pluies, elle peut également être considérée comme un descripteur global et approché d'un taux de couverture végétale; et
- la pluie décennale journalière du lieu P_{10} : elle a été considérée par les hydrologues de l'Orstom comme un indicateur des caractéristiques de la pluie susceptible de provoquer un débit instantané de fréquence décennale. L'étude du coefficient n de la loi de Montana en Afrique de l'ouest et du centre confirme d'ailleurs que le volume de la pluie décennale dépend peu de sa durée (Mounis & Mansongi, 1974; Grésillon *et al.*, 1979)?

D'autres grandeurs, comme l'indice de compacité ou les dimensions du rectangle équivalent ont été écartées de cette étude parce qu'elles ne sont révélées peu pertinentes en tant que variables explicatives du comportement hydrologique.

Les observations hydrologiques

Les observations hydrologiques enregistrées par l'Orstom consistent en particulier en une série d'événements averses-crues remarquables sur chaque bassin. Par ailleurs, l'ouvrage de Dubreuil fournit pour chaque bassin, un hétérogramme et un hydrogramme associés; il s'agit en général de l'événement le plus important observé, ou bien, si la pluie qui l'a provoqué est de trop longue durée, d'un épisode dit « unitaire » (durée de la pluie faible par rapport à celle de la montée de la crue, ou au minimum, à celle de la crue). Sur cet épisode, nous avons mesuré le temps de montée de la crue t_m et son coefficient de récession, c'est-à-dire le coefficient DS définissant la vitesse de décroissance exponentielle du débit après la pointe de crue ($Q = Q_0 \cdot \exp(-DS * t)$). Pour l'épisode en question, nous avons noté et calculé pour chaque bassin:

- la durée en heures DP de cet épisode pluvieux; et
- le rapport RA entre le total pluviométrique de l'épisode et celui qu'il aurait fallu saisir pour qu'il s'agisse d'une pluie capable de créer une crue de fréquence décennale. On a déterminé cette dernière à partir de la pluie décennale de 24 h du lieu, P_{10} , du temps de montée t_m , considéré comme la durée de pluie la plus sévère pour un bassin versant, d'une loi de Montana ($n = 0,12$ dans cette région), et d'un abattement spatial A fonction de la superficie du bassin (formule de Vuillaume, 1974). De cette manière:

$$RA = P_{obs}/A \cdot P_{10} \cdot (t_m/24)^{0.12}$$

Ce rapport RA joue le rôle de critère d'extrapolation des données hydrologiques: si RA est proche de 1, l'extrapolation est faible, si RA est proche de 0, l'extrapolation est forte. On peut alors s'en servir pour la sélection des bassins selon l'importance de l'extrapolation.

Les paramètres hydrologiques de fréquences décennales

Pour chaque bassin ayant fait l'objet d'observations, les grandeurs hydrologiques suivantes sont déduites par les hydrologues de l'Orstom:

- le débit maximum instantané décennal de crue Q_{10} ;
- le coefficient d'écoulement de cette crue Ke_{10} ; et
- le temps de montée t_{m10} , le temps de base t_{b10} de cette même crue.

Ainsi, au débit instantané de fréquence décennale sont associées des grandeurs hydrologiques de fréquences décennales, telles que coefficient d'écoulement, forme d'hydrogramme, Cette hypothèse est discutée par les auteurs des évaluations de ces grandeurs. La méthode qu'ils retiennent consiste néanmoins à admettre qu'une situation médiane prévaut sur chaque bassin à l'occasion de la crue exceptionnelle, et à accepter la notion de paramètres hydrologiques de fréquence décennale associés aux débits instantanés de même fréquence (générés par des « crues décennales »).

Il s'agit donc de grandeurs obtenues par extrapolation des valeurs observées pendant les quelques années de mesures (de une à quatre, rarement plus). En conséquence, ce sont des valeurs estimées et non pas mesurées. Pour différencier les valeurs vraies et celles qui sont estimées, dans la suite, ces dernières seront notées respectivement Q_{10} , \underline{Ke}_{10} , t_{m10} etc.

Incertitudes sur les estimations des débits décennaux

Sur les bassins d'observation Les incertitudes liées aux estimations Q_{10} proviennent de deux sources principales, si l'on néglige celle qui a pu être commise dans l'estimation de la pluie qui provoque la crue: celles qui sont liées à l'hydrogramme unitaire, estimé et supposé invariant; celles qui résultent de l'extrapolation de la fonction de production, résumée par un coefficient d'écoulement.

En effet, le principe de l'extrapolation du débit instantané de fréquence décennale repose sur la notion d'hydrogramme unitaire (ou « fonction de transfert ») invariant sur un bassin versant. Cette notion, maintenant mieux étudiée, s'avère bien fondée sur les bassins sahéliens (Ribstein, 1990) et plus discutable là où l'écoulement provient d'autres formes d'apports que le ruissellement (Grésillon, 1994; Grésillon *et al.*, 1994). En ce qui concerne les volumes écoulés, et leur schématisation sous forme de coefficients d'écoulements, ils sont estimés à partir d'une extrapolation des observations. Bien que les hypothèses faites pour cette extrapolation soient réalistes, la liaison entre le coefficient d'écoulement et ses facteurs explicatifs est imprécise et les extrapolations \underline{Ke}_{10} le sont aussi, nécessairement.

L'incertitude sur les valeurs de Q_{10} , sur les bassins observés, résulte donc du cumul de celles qui sont faites sur l'estimation de \underline{Ke}_{10} et sur l'hydrogramme unitaire estimé.

Pour chaque bassin versant et sur la base des estimations Q_{10} dont on vient d'examiner le principe, Rodier & Auvray (1965) repris par Rodier & Ribstein (1989), puis Puech & Chabi (1984), ont cherché à établir des corrélations entre Q_{10} et certaines caractéristiques du bassin décrites ci-dessus. Analytiques ou synthétiques, les démarches consistent toutes à rechercher les groupements de bassins et de variables explicatives autorisant les meilleures corrélations. La qualité de ces corrélations est variable, elle est artificielle car elle traduit la forme des relations fonctionnelles qui ont été supposées

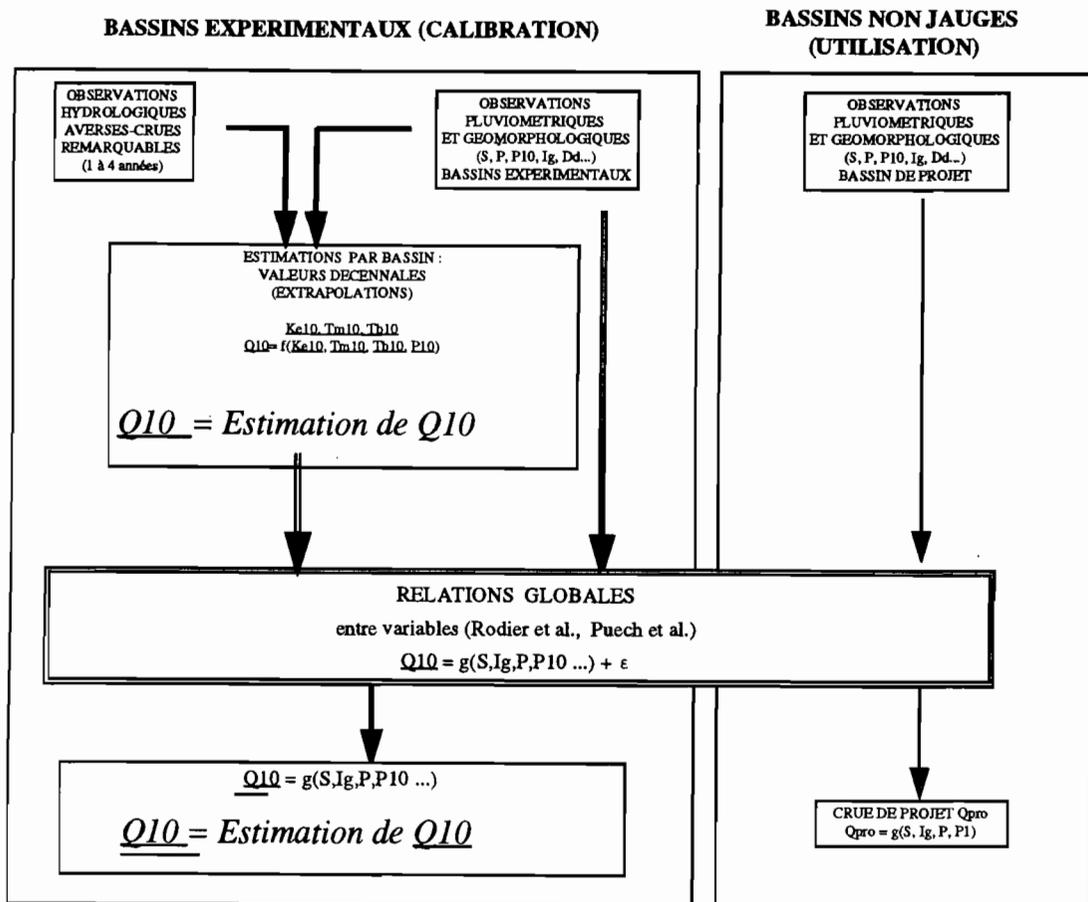


Fig. 1 Schéma de la démarche d'estimation des débits des crues sur les petits bassins versants d'Afrique de l'ouest et du centre.

pour faire l'estimation de Q_{10} , comme nous le verrons plus loin. Quoi qu'il en soit, la valeur du débit instantané maximal de fréquence décennale qu'elles fournissent est alors une valeur approchée de la valeur estimée Q_{10} (que l'on peut noter \underline{Q}_{10}).

Sur les bassins non jaugés Les corrélations précédentes sont exportées sur les bassins non jaugés pour y permettre une estimation des débits de crue de fréquence décennale Q_{10} . Par rapport aux bassins sur lesquels la corrélation a été ajustée, l'exportation introduit une nouvelle incertitude, l'échantillon « de calibration » ne contenant probablement pas tous les cas possibles. La Fig. 1 résume le schéma de la démarche adoptée pour l'estimation des débits maxima instantanés de fréquence décennale, sur les petits bassins versants d'Afrique de l'ouest et centrale, en calibration (partie gauche du schéma), et en exportation (partie droite).

RELATIONS ENTRE CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES

Les corrélations simples entre les variables

L'étude des corrélations entre les variables hydrologiques et les autres repose sur 96 bassins, prélevés dans le recueil des données Orstom (Dubreuil, 1972), pour lesquels l'ensemble des variables est disponible. La couverture géographique de ces bassins (le Tableau 1) s'étend depuis le nord du Sahel jusqu'aux régions équatoriales (valeurs extrêmes pour la pluie interannuelle: 95 mm et 2500 mm).

Le Tableau 2 donne la matrice des corrélations simples entre les logarithmes des variables pluviométriques, géomorphologiques et hydrologiques de ces 96 bassins. Les variables ont le sens défini auparavant, t_m , DS , RA et DP étant relatifs à l'épisode de plus forte importance observé sur chaque bassin.

La très forte corrélation ($r = 0,93$) entre la pluie interannuelle P et la pluie décennale de 24 h P_{10} , signifie que ces deux grandeurs sont redondantes. La pluie décennale P_{10} ayant été utilisée comme entrée pour l'estimation de Q_{10} , il est préférable de conserver P , qui ne risque pas d'améliorer artificiellement les corrélations.

Une autre corrélation très forte ($-0,89$) est celle qui relie le temps de montée t_m et le coefficient de récession DS . On constate d'ailleurs que ces deux grandeurs sont liées de manière tout à fait parallèle à toutes les autres variables. Elles apportent donc la même information. La montée des eaux, qui intervient en général pendant les pluies, est probablement plus sensible à la durée de la pluie qui la provoque que le coefficient de récession qui paraît donc préférable. Le Tableau 2 confirme d'ailleurs que t_m est fortement dépendant de la durée de la pluie DP (coefficient de corrélation $-0,72$), tandis que DS l'est moins ($r = 0,58$).

Les autres liaisons importantes unissent à la superficie du bassin S , le temps de montée comme le coefficient de récession ainsi que la pente Ig . Ces liaisons sont fortes et incontestables; elles ne peuvent provenir que d'un lien physique réel: le temps de montée est une fonction croissante de la taille du bassin (respectivement le coefficient de récession est une fonction décroissante de cette même taille). Enfin, la pente des bassins diminue lorsque leur taille augmente.

Tableau 1 Répartition géographique des bassins retenus.

Pays	Nombre de bassins
Bénin	6
Cameroun	9
Congo	7
Côte d'Ivoire	20
Gabon	2
Burkina Faso	11
Mali	5
Mauritanie	5
Niger	10
Centre-Afrique	2
Tchad	12
Togo	7

Tableau 2 Matrice des corrélations simples entre les logarithmes des variables pluviométriques, géomorphologiques et hydrologiques.

	<i>S</i>	<i>Dd</i>	<i>Ig</i>	<i>P_{an}</i>	<i>P₁₀</i>	<i>K_{e10}</i>	<i>t_m</i>	<i>DS</i>	<i>RA</i>	<i>DP</i>	<i>Q₁₀</i>
<i>S</i>	1										
<i>Dd</i>	-0,19	1									
<i>Ig</i>	-0,64	0,35	1								
<i>P_{an}</i>	0,10	-0,24	0,19	1							
<i>P₁₀</i>	0,12	-0,22	0,15	0,93	1						
<i>K_{e10}</i>	0,01	0,38	-0,06	-0,29	-0,34	1					
<i>t_m</i>	0,77	-0,38	-0,55	0,37	0,37	-0,09	1				
<i>DS</i>	-0,73	0,44	0,55	-0,33	-0,35	0,15	-0,89	1			
<i>RA</i>	0,08	-0,03	-0,12	-0,15	-0,14	0,06	-0,11	-0,03	1		
<i>DP</i>	-0,52	0,23	0,46	-0,08	-0,06	0,00	-0,72	0,58	0,33	1	
<i>Q₁₀</i>	0,60	0,34	-0,29	-0,20	-0,20	0,66	0,17	-0,09	0,14	0,13	1

Statistiques des principales caractéristiques hydrologiques des 96 bassins

Le Tableau 3 fournit les valeurs moyennes et écarts-types pour les variables hydrologiques et géomorphologiques *Q₁₀*, *K_{e10}*, *Dd*, *t_m* et *DS*. Il compare aussi ces mêmes statistiques dans deux zones climatiques séparées par la pluviométrie moyenne inter-annuelle de 1000 mm (zone tropicale humide pour *P* > 1000 mm et tropicale sèche ou sahénienne pour *P* < 1000 mm).

Pour toutes ces grandeurs, les différences entre les valeurs moyennes mesurées sur les deux catégories de régions sont hautement significatives (au seuil de 1%). Ce sont les temps de montée *t_m* et les coefficients de récession *DS* qui sont les plus significativement différents. Ceci confirme la pertinence de la distinction entre régions climatiques pour les comportements hydrologiques.

Nous analysons maintenant le problème de la qualité des estimations des variables hydrologiques.

Tableau 3 Statistiques des principales caractéristiques hydrologiques sur les 96 bassins.

	Nombre de bassins	<i>Q₁₀</i> (m ³ s ⁻¹)		<i>K_{e10}</i> (%)		<i>t_m</i> (h)		<i>DS</i> (h ⁻¹)	
		Valeur moyenne	Ecart type	Valeur moyenne	Ecart type	Valeur moyenne	Ecart type	Valeur moyenne	Ecart type
Tous les bassins	96	68,2	70,0	31,7	17,7	4,28	4,5	0,78	0,87
Bassins pour lesquels <i>P</i> < 1000 mm	39	94,0	80,0	37,6	16,9	2,4	2,6	1,2	1,1
Bassins pour lesquels <i>P</i> > 1000 mm	57	50,5	55,8	27,6	17,3	5,6	5,0	0,5	0,5

TRI DANS LES DONNEES ET ANALYSE DES LIAISONS ENTRE LES VARIABLES

On écarte désormais les bassins pour lesquels l'épisode maximal observé est faible ($RA < 0,8$) et où l'extrapolation des grandeurs hydrologiques a été importante. On écarte également les quelques rares bassins où cet épisode maximal a été très violent ($RA > 1,8$), qui sont susceptibles de biaiser aussi les estimations. Dans ces conditions, il ne reste que 42 bassins, dont 25 des régions tropicales humides ($P > 1000$ mm) et 17 des zones plus sèches ($P < 1000$ mm). L'ensemble de la région semble correctement représenté par cet échantillon (Tableau 4).

Ce tri dans les données a été effectué afin de ne conserver que celles dont la fiabilité est grande, l'extrapolation effectuée pour les obtenir étant faible ou nulle.

Désormais les statistiques des variables hydrologiques dans les deux zones climatiques se différencient encore plus nettement que précédemment notamment le coefficient d'écoulement \underline{K}_{e10} (Tableau 5). On en conclut que les extrapolations ont été faites avec un excès de prudence sur les bassins qui n'ont pas subi d'événements violents.

L'analyse multivariable des grandeurs \underline{K}_{e10} , t_m et DS permet de mettre en évidence quelles sont les grandeurs physiques et morphologiques qui les expliquent, mais aussi quelle dépendance elles ont vis-à-vis de la violence des épisodes sur lesquels elles ont été mesurées.

Tableau 4 Répartition géographique des bassins pour lesquels $0,8 < RA < 1,8$.

Pays	Nombre de bassins
Bénin	2
Cameroun	6
Congo	4
Côte d'Ivoire	6
Gabon	2
Burkina Faso	4
Mali	1
Mauritanie	1
Niger	7
Centre-Afrique	-
Tchad	5
Togo	4

Analyse du temps de montée t_m et du coefficient de récession DS

Les Tableaux 6 et 7 donnent les coefficients de corrélation partielle (r) entre t_m ou DS et chacune des variables explicatives, compte tenu des autres, pour la meilleure corrélation multiple trouvée. L'étude est faite en distinguant les deux zones climatiques et en comparant les résultats selon que les bassins ont été triés d'après le critère de l'importance de l'extrapolation des débits ($0,8 < RA < 1,8$) ou non. Les variables explicatives retenues sont celles pour lesquelles la valeur du coefficient de corrélation partiel est significative au seuil de 5%. Le carré du coefficient de corrélation multiple

Tableau 5 Statistiques des variables hydrologiques sur les bassins ayant subi une forte pluie.

	Nombre de bassins	Q_{10} ($m^3 s^{-1}$)		K_{e10} (%)		t_m (h)		DS (h^{-1})	
		Valeur moyenne	Ecart type	Valeur moyenne	Ecart type	Valeur moyenne	Ecart type	Valeur moyennetype	Ecart
Bassins pour lesquels $P < 1000$ mm	17	101,9	78,1	44,4	18,8	1,4	1,8	1,9	1,1
Bassins pour lesquels $P > 1000$ mm	25	52,5	58,7	24,3	14,1	3,9	4,0	0,6	0,5

Tableau 6 Meilleures corrélations expliquant le temps de montée t_m . Le Tableau donne les coefficients de corrélation partielle, avec leur signe, entre t_m et chaque variable, compte tenu des autres, ainsi que le coefficient de détermination non biaisé $R2NB$.

	Nombre de bassins	Variable expliquée	S	Dd	Ig	P	RA	DP	$R2NB$
$P < 1000$ mm	39	t_m	0,70	-0,38	-0,36				0,77
$P < 1000$ mm $0,8 < RA < 1,8$	17	t_m	0,67	-0,78				0,71	0,92
$P > 1000$ mm	57	t_m	0,53		-0,42		-0,48	0,40	0,60
$P > 1000$ mm $0,8 < RA < 1,8$	25	t_m	0,60		-0,49			0,57	0,62

Tableau 7 Meilleures corrélations expliquant le coefficient de récession DS . Le Tableau donne les coefficients de corrélation partielle, avec leur signe, entre DS et chaque variable, compte tenu des autres, ainsi que le coefficient de détermination non biaisé $R2NB$.

	Nombre de bassins	Variable expliquée	S	Dd	Ig	P	RA	DP	$R2NB$
$P < 1000$ mm	39	DS	-0,59	0,61	0,38				0,78
$P < 1000$ mm $0,8 < RA < 1,8$	17	DS	-0,62	0,57					0,70
$P > 1000$ mm	57	DS	-0,43		0,41			-0,39	0,54
$P > 1000$ mm $0,8 < RA < 1,8$	25	DS	-0,42		0,64			-0,57	0,61

non biaisé $R2NB$ (tenant compte de la taille de l'échantillon) est également indiqué pour chaque corrélation multiple.

On peut constater que, dans les régions sahéliennes ou sèches, la sélection des bassins ayant subi des épisodes violents est pertinente; elle met en évidence la forte

liaison du temps de montée t_m et de la durée de la pluie DP , ce qui est logique. Dans ces conditions, l'importance de la densité de drainage Dd apparaît également beaucoup plus nettement, au point de dépasser la superficie S comme facteur explicatif. Elle correspond vraisemblablement à une réalité physique qui était masquée avant qu'on ne restreigne l'échantillon aux épisodes violents.

En région humide, pour les échantillons réduits aux bassins ayant subi de fortes pluies, la signification de chaque variable explicative est améliorée également; elle est plus masquée en raison de la diminution du nombre des variables explicatives (disparition du rôle de RA).

Les formes d'hydrogramme sont donc surtout déterminées par la taille des bassins et par la densité de drainage dans les régions sahéniennes, par la taille des bassins et par les pentes en régions tropicales humides.

La similitude entre DS et t_m en ce qui concerne les liens qu'ils ont avec les diverses variables explicatives est remarquable. Ce sont pratiquement les mêmes variables qui interviennent et les coefficients de corrélation partielle sont voisins. Ceci confirme le jugement énoncé plus haut: ces deux grandeurs contiennent la même information.

La Fig. 2, qui montre la liaison existant entre le temps de montée t_m et l'inverse du coefficient de récession $1/DS$ pour l'ensemble des bassins triés selon RA , prouve cette similitude entre les deux variables.

La variable DS , qui paraît moins sensible aux caractéristiques de la pluie — au moins en zone sèche — et plus facile à mesurer, sera donc conservée dans la suite.

D'après cette analyse, la notion d'hydrogramme unitaire se trouve plutôt confirmée, au moins dans les régions sahéniennes et tropicales sèches. En effet, DS , qui peut représenter à lui seul l'ensemble de la fonction de transfert, y est indépendant des caractéristiques de la pluie RA et DP . En région tropicale humide la durée de la pluie DP est un facteur explicatif de DS , mais l'importance de la pluie RA n'intervient pas significativement.

Ainsi l'hypothèse d'invariance de la fonction de transfert, utilisée pour parvenir aux estimations des débits décennaux, bien qu'imparfaite, n'est probablement pas à l'origine

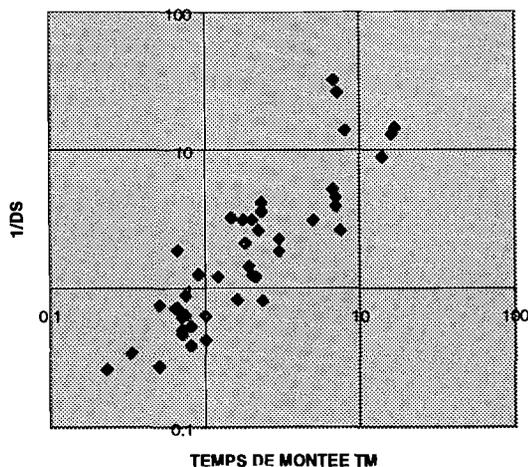


Fig. 2 Liaison entre temps de montée et coefficient de récession sur les 42 bassins.

des erreurs les plus graves, notamment en région sahélienne où les ruissellements sont dominants.

Analyse du coefficient d'écoulement \underline{Ke}_{10}

On constate (Tableau 8) que la qualité des explications, évaluée par le coefficient de détermination non biaisé, $R2NB$, est fortement améliorée en zone tropicale humide si l'on réduit les échantillons de données aux seuls bassins pour lesquels l'épisode le plus violent enregistré est proche de son intensité décennale. Cela n'est pas aussi net pour la zone sahélienne, à cause de la réduction du nombre des variables explicatives, qui passe de trois à un lorsque l'échantillon ne contient que les bassins ayant reçu des épisodes violents.

Si on admet que la qualité de l'estimation de \underline{Ke}_{10} est meilleure dans le cas où les épisodes enregistrés ont atteint des valeurs proches de l'épisode décennal, alors l'amélioration de la qualité de la corrélation peut signifier qu'il existe un lien physique entre \underline{Ke}_{10} et ses variables explicatives qui n'est pas suffisamment pris en compte dans l'extrapolation effectuée pour estimer sa valeur.

Toutefois, le faible pouvoir explicatif des variables disponibles par rapport au coefficient \underline{Ke}_{10} , de même que le rôle important des variables RA et DP sur sa valeur dans le cas de la zone tropicale humide, illustrent la difficulté de l'estimation de ce coefficient d'écoulement.

Néanmoins, on remarque que:

- **en zone tropicale humide**, c'est la densité de drainage qui explique le mieux le coefficient d'écoulement \underline{Ke}_{10} : les écoulements sont favorisés par la présence des drains visibles. Pour comprendre cet effet du réseau, on peut supposer que les apports en partie souterrains, sont drainés par le réseau hydrographique tandis que les écoulements rapides sont d'autant plus importants que les distances aux drains sont faibles. Pour ces bassins très arrosés, les apports de crues pourraient être dus à la présence de saturation des sols à proximité des rivières. Pour \underline{Ke}_{10} en zone humide, le pourcentage de sa variance expliquée par le seul coefficient de drainage pourrait être assez élevé, de l'ordre de 50% selon l'échantillon dont nous disposons;

Tableau 8 Meilleures corrélations expliquant le coefficient d'écoulement \underline{Ke}_{10} . Le Tableau donne les coefficients de corrélation partielle, avec leur signe, entre \underline{Ke}_{10} et chaque variable, compte tenu des autres, ainsi que le coefficient de détermination non biaisé $R2NB$.

	Nombre de bassins expliquée	Variable S	Dd	Ig	P	RA	DP	$R2NB$
$P < 1000$ mm	39	\underline{Ke}_{10}	-0,31		-0,50		0,43	0,27
$P < 1000$ mm $0,8 < RA < 1,8$	17	\underline{Ke}_{10}			-0,51			0,26
$P > 1000$ mm	57	\underline{Ke}_{10}	0,47	-0,23				0,20
$P > 1000$ mm $0,8 < RA < 1,8$	25	\underline{Ke}_{10}	0,75			0,67	-0,50	0,64

- **en zone sahélienne et tropicale sèche**, c'est la pluie interannuelle qui est la plus explicative. Dans cette région, les coefficients d'écoulements de crue diminuent lorsque P augmente. La végétation — dont l'importance est croissante avec P dans ces régions — s'oppose aux écoulements, probablement parce qu'elle favorise des infiltrations qui ne rejoindront pas la rivière. A l'échelle de temps de l'épisode, les volumes d'apports aux rivières semblent donc dépendre de l'infiltration (comportement dit « hortonnien »). Malheureusement, en zone sahélienne ou tropicale sèche, le pourcentage de la variance de Ke_{10} pouvant être expliqué par la pluie moyenne interannuelle ne semble pas dépasser 25%. Si notre interprétation est juste, P joue un rôle en tant qu'indicateur du taux de couverture végétale, qui est responsable de l'importance de l'infiltration (avec, bien sûr, d'autres variables notamment pédologiques). Dans ces conditions, on peut imaginer qu'un meilleur marqueur de cette couverture végétale puisse donner des informations plus pertinentes pour la détermination du coefficient d'écoulement Ke_{10} . On peut probablement espérer ces informations d'une vision aérienne et en particulier des images satellites.

CONCLUSION

Ainsi, à condition d'opérer un tri dans les données et de privilégier celles qui sont à la fois accessibles sans trop de difficultés et les plus pertinentes, il semble possible de les utiliser pour une étude statistique. C'est l'objet de l'analyse qui suit, où les intervalles de confiance des estimations sont pris en compte pour parvenir au dimensionnement des ouvrages hydrauliques.

DEUXIEME PARTIE: SUGGESTIONS POUR LE DIMENSIONNEMENT DES OUVRAGES HYDRAULIQUES

La durée de vie des petits ouvrages hydrauliques de l'Afrique sahélienne ou tropicale, dépend de la qualité de la connaissance que l'on a des débits extrêmes. La pathologie de ces petits ouvrages hydrauliques est en effet dominée par les ruptures dont les crues sont responsables. Comme on a pu voir ci-dessus, il existe en effet une réelle imprécision dans l'estimation des débits de crues dont le dimensionnement des ouvrages n'en tient pas compte.

LES RELATIONS STATISTIQUES

Pour la recherche des meilleures relations statistiques on utilise les données précédentes et, parmi celles-ci, on ne considère que les bassins sur lesquels la pluie observée la plus forte obéit au critère: $0,8 < RA < 1,8$. Ainsi les relations que nous établirons sur ces bassins ne risquent pas de traduire un schéma d'extrapolation. L'hypothèse que nous faisons est la suivante: en dépit de la diminution de la taille de l'échantillon d'analyse (Tableau 4), la fiabilité des relations statistiques est améliorée par la sévérité du tri dans les données et, en conséquence, une extrapolation de ces relations statistiques est mieux justifiée.

Représentativité des bassins sélectionnés

Le Tableau 9 donne les valeurs moyennes, écart types, valeurs minimale et maximale des grandeurs caractéristiques de ces mêmes bassins versants, qu'il s'agisse de leur géomorphologie ou de leur hydrologie.

Dans la suite, en raison du tri effectué dans les données, nous ne faisons plus la distinction entre les valeurs estimées (Q_{10} , Ke_{10}) et les valeurs exactes (Q_{10} , Ke_{10}).

Le domaine de fluctuation de l'ensemble des grandeurs est bien représentatif des petits bassins. La plage de variation des superficies est plus étendue en région sèche (0,6-300 km²) qu'en climat humide (1,4-120 km²). On constate sur ce Tableau que la variabilité des coefficients d'écoulement est beaucoup plus forte en zone humide qu'en zone sèche; on peut vérifier qu'il n'est pas possible d'attribuer au hasard la différence des coefficients d'écoulement entre les zones sèches et humides.

Les meilleures corrélations pour expliquer le débit Q_{10}

Sur les bassins retenus on a recherché les meilleures corrélations multiples permettant d'expliquer Q_{10} à partir des variables explicatives dont le Tableau 9 donne les statistiques.

Les corrélations totales entre les logarithmes des variables (X, Y, \dots) étant presque toutes meilleures qu'entre les variables elles-mêmes, nous recherchons des corrélations du type:

$$Q_{10} = A * X^a * Y^b * Z^c * \text{etc.}$$

Tableau 9 Statistiques des différentes variables géomorphologiques et hydrologiques dans l'échantillon des bassins retenus pour l'établissement des corrélations.

(a) Régions sahéliennes et tropicales sèches ($P < 1000$ mm; 17 bassins)

	S (km ²)	Dd (km km ⁻²)	Ig (m km ⁻¹)	P (mm)	Q_{10} (m ³ s ⁻¹)	Ke_{10} (%)	t_m (h)	DS (h ⁻¹)
Valeur moyenne	35,5	3,4	12,9	547	101,9	44,4	1,4	1,9
Ecart type	67,5	1,7	10,7	283	78,1	18,8	1,8	1,1
Valeur minimale	0,56	0,56	3,04	100	8	20,6	0,23	0,07
Valeur maximale	294	6,8	50	920	300	82	8	3,8

(b) Régions tropicales humides ($P > 1000$ mm; 25 bassins)

	S (km ²)	Dd (km km ⁻²)	Ig (m km ⁻¹)	P (mm)	Q_{10} (m ³ s ⁻¹)	Ke_{10} (%)	t_m (h)	DS (h ⁻¹)
Valeur moyenne	27,1	2,1	25,9	1510	52,5	24,3	3,9	0,6
Ecart type	31,7	1,64	27,7	378	58,7	14,1	4,0	0,5
Valeur minimale	1,44	0,09	3,58	1070	0,3	0,5	0,66	0,03
Valeur maximale	119,8	8,8	109	2500	200	54	16	1,6

Toutes les variables énumérées dans la première partie sont prises en considération. La recherche a été réalisée par régression montante, les variables étant introduites lorsque la valeur du coefficient de corrélation partielle de Q_{10} avec cette variable, compte tenu des autres, est significative au seuil de 5%.

Le Tableau 10 donne les meilleures régressions obtenues de cette manière dans les deux régions climatiques que nous considérons. Pour chaque nombre de variables explicatives considérées, sont indiqués dans ce Tableau:

- l'expression de la relation puissance déduite de la régression multiple entre les logarithmes des variables, les unités utilisées étant celles des Tableaux précédents;
- le carré du coefficient de corrélation multiple (coefficient de détermination) non biaisé de cette régression, tenant compte de la taille de l'échantillon et du nombre de variables explicatives introduites; et
- le carré du coefficient de corrélation partielle entre Q_{10} et chacune des variables explicatives, compte tenu des autres.

Ainsi, dans les régions sahéliennes et tropicales sèches, l'ordre d'importance des variables explicatives est le suivant: la superficie S , le coefficient de récession DS , le coefficient d'écoulement Ke_{10} . En zone tropicale humide, l'ordre est différent: le coefficient d'écoulement Ke_{10} , la superficie S , le coefficient de récession DS .

Le groupe de variables: superficie S , coefficient d'écoulement Ke_{10} et coefficient de récession DS intervient donc toujours aux trois premières places. En dehors de la superficie S , ce sont les variables hydrologiques qui sont les plus informatives. Malheureusement, elles sont d'un accès plus difficile que les variables géomorphologiques. Pourtant, parmi les variables hydrologiques, on a vu que celles qui décrivent la forme

Tableau 10 Meilleures régressions multiples pour expliquer Q_{10} .

(a) Régions sahéliennes et tropicales sèches ($P < 1000$ mm; 17 bassins)

Régression	Coefficient de détermination non biaisé R^2_{NB}	Coefficient de corrélation partiel au carré entre Q_{10} et chaque variable explicative, compte tenu des autres		
		entre Q_{10} et S	entre Q_{10} et DS	entre Q_{10} et Ke_{10}
$Q_{10} = 20,2 * S^{0,53}$	0,79	0,79		
$Q_{10} = 8,8 * S^{0,81} * DS^{0,65}$	0,95	0,94	0,75	
$Q_{10} = 1,34 * S^{0,77} * DS^{0,53} * Ke_{10}^{0,54}$ (1)	0,98	0,98	0,86	0,72

(b) Régions tropicales humides ($P > 1000$ mm; 25 bassins)

Régression	R^2_{NB}	Coefficient de corrélation partiel au carré entre Q_{10} et chaque variable explicative, compte tenu des autres		
		entre Q_{10} et S	entre Q_{10} et DS	entre Q_{10} et Ke_{10}
$Q_{10} = 0,59 * Ke_{10}^{1,3}$	0,74	0,74		
$Q_{10} = 0,24 * S^{0,4} * Ke_{10}^{1,23}$	0,84	0,41		0,81
$Q_{10} = 0,31 * S^{0,74} * Ke_{10}^{1,03} * DS^{0,60}$ (2)	0,95	0,83	0,71	0,90

de l'hydrogramme unitaire sont plus stables et plus accessibles que Ke_{10} ; c'est pourquoi nous nous intéressons ci-dessous aux régressions qui ne font pas intervenir le coefficient Ke_{10} , mais seulement les variables géomorphologiques et hydrologiques caractéristiques de la forme de l'hydrogramme unitaire.

Les meilleures régressions pour expliquer le débit Q_{10} , en excluant Ke_{10}

La recherche des meilleures corrélations est faite désormais en retirant le coefficient d'écoulement Ke_{10} et en suivant la même démarche de corrélation montante. Deux relations sont fournies, l'une n'exige aucune mesure hydrologique, l'autre nécessite la mesure du coefficient de récession DS . Le Tableau 11 donne le résultat de cette analyse.

En régions sahélienne et tropicale sèche, la variance résiduelle de la corrélation sans le coefficient d'écoulement Ke_{10} , est déjà bien limitée si l'on connaît la superficie S et le coefficient de récession DS ($R^2 = 0,94$).

En région tropicale humide, au contraire, cette variance résiduelle est importante en dépit de l'introduction des trois variables, superficie, densité de drainage et coefficient de récession ($R^2 = 0,68$).

Tableau 11 Meilleures régressions multiples pour expliquer Q_{10} , sans Ke_{10} .

Zone	Régression	R2NB (non biaisé)
Sahélienne et tropicale sèche ($P < 1000$ mm)	$Q_{10} = 9,6 * S^{0,62} * Dd^{0,50}$ (3)	0,83
	$Q_{10} = 8,8 * S^{0,81} * DS^{0,65}$ (4)	0,94
Tropicale humide ($P > 1000$ mm)	$Q_{10} = 3,2 * S^{0,62} * Dd$ (5)	0,51
	$Q_{10} = 2,7 * S * Dd^{0,7} * DS^{0,8}$ (6)	0,68

PRISE EN COMPTE DE L'INCERTITUDE

Intervalle de confiance pour le débit vrai Q_{10}

Nous supposons que le débit Q_{10} estimé sur chaque bassin expérimental avec un rapport d'extrapolation RA compris entre 0,8 et 1,8 est juste. Les régressions permettant d'obtenir Q_{10} sur les bassins non jaugés ont pour forme:

$$\log Q_{10} = \log A + a_1 \cdot \log X_1 + a_2 \cdot \log X_2 + \dots + \epsilon \quad (\log Q_{10} = \log q_{10} + \epsilon)$$

et pour coefficient de corrélation multiple R . Ces régressions permettent de définir le débit q_{10} fourni par la régression linéaire. Moyennant l'hypothèse d'homoscédasticité pour la variance et de normalité des valeurs $\log Q_{10}$ autour de leurs estimations ($\log q_{10}$) on peut définir les intervalles de confiance tels que:

$$\log q_{10} - t \cdot \sigma \cdot (1 - R^2)^{0,5} < \log Q_{10} < \log q_{10} + t \cdot \sigma \cdot (1 - R^2)^{0,5} \quad (7)$$

(σ étant l'écart type des valeurs de $\log Q_{10}$, t la valeur de la variable centrée et réduite à laquelle correspond l'intervalle de confiance $I\%$, pour la loi normale) ou bien:

$$q_{10}/k < Q_{10} < k.q_{10} \quad (8)$$

(q_{10} est le débit décennal estimé par la corrélation) avec:

$$k = 10^{t.\sigma.(1 - R^2)0,5} \quad (9)$$

La probabilité p' pour que, sur un ouvrage choisi au hasard, Q_{10} dépasse la borne supérieure $k.q_{10}$ de l'intervalle de confiance à $I\%$ est:

$$p' = (1 - I/100)/2 \quad (10)$$

La probabilité p pour que, sur un ouvrage donné pendant un intervalle de temps d'une année, le débit atteigne ou dépasse la valeur du débit maximum de fréquence décennale Q_{10} , est égale à $1/10$. Parmi un grand nombre d'ouvrages, indépendants les uns des autres, et tous dimensionnés de manière à résister à un débit Q_p inférieur ou égal à la borne supérieure $k.q_{10}$, la probabilité de dépassement sur un ouvrage pris au hasard, chaque année, est $p^*(1/10)$.

La probabilité de non dépassement sur un ouvrage après n années est donc $P = (1 - p^*/10)^n$.

Cette probabilité est identique à celle qui correspond à un événement supposé connu de durée de retour T (dans ce cas $P = (1 - 1/T)^n$), à condition que $p' = 10/T$.

A p' est associée une valeur de I (relation (10)) et donc de t par la loi normale, de sorte que le coefficient k (relation (9)) est connu et donc aussi la borne supérieure de l'intervalle de confiance $k.q_{10}$ qui correspond au débit Q_p contre lequel les ouvrages doivent être protégés.

Ce raisonnement correspond, en principe, à un calcul de probabilité de rupture sur un parc important d'ouvrages et pas pour chacun des ouvrages. Toutefois, cette logique est prise en défaut si la borne supérieure de l'intervalle de confiance, $Q_p = k.q_{10}$, est inférieure au débit instantané de durée de retour T sur le site, Q_T . (Dans ce cas, la probabilité de non dépassement sera déterminée par cette dernière valeur Q_T et non par Q_p .)

Application: dimensionnement avec une probabilité moyenne annuelle de non dépassement de 1/100

Le dimensionnement est calculé en affectant aux valeurs obtenues à partir des régressions un coefficient multiplicateur K déduit de équation (9) avec $p' = 1/10$, c'est-à-dire $I = 80\%$, soit $t = 1,28$ (loi normale). Ainsi le débit Q_p de la crue dont il faut protéger l'ouvrage est défini par:

$$Q_p = K.Q_{10} \quad (11)$$

avec:

$$K = 10^{1,28.\sigma.(1 - R^2)0,5} \quad (12)$$

Les valeurs du coefficient K correspondant aux quatre régressions du Tableau 11 ont été calculées en tenant compte de l'écart type des valeurs de $\log Q_{10}$ sur nos échantillons (en zones sahélienne et tropicale sèche $\sigma = 0,474$, en zone tropicale humide $\sigma = 0,662$). On obtient ainsi les relations du Tableau 12, où sont indiquées les valeurs de K .

Tableau 12 Les régressions utilisables et les coefficients majorateurs à leur appliquer pour obtenir le débit dont il faut protéger les ouvrages.

Zone	Relation	Coefficient majorateur <i>K</i>
Sahélienne et tropicale sèche	(3) $Q_{10} = 9,6 * K * S^{0,62} * Dd^{0,50}$	1,8
	(4) $Q_{10} = 8,8 * K * S^{0,81} * DS^{0,65}$	1,4
Tropicale humide	(5) $Q_{10} = 3,2 * K * S^{0,62} * Dd$	3,9
	(6) $Q_{10} = 2,7 * K * S * Dd^{0,7} * DS^{0,8}$	3,0

Le coefficient majorateur *K* à appliquer est important en zone tropicale humide. La crue centennale n'étant probablement jamais trois fois plus forte que la crue décennale, c'est bien la relation (11) donnant Q_p qu'il faut utiliser pour une protection des ouvrages.

Au contraire, en zones sahélienne et tropicale sèche, le coefficient $K = 1,4$ de la relation (4) n'est peut-être pas suffisant pour assurer une garantie de non dépassement équivalente à celle d'une crue centennale et il est préférable de chercher à estimer le débit Q_{100} et non pas seulement le débit Q_p de la relation (11), si équation (4) est employé. En revanche, la relation (3), associée au coefficient $K = 1,8$ fournit probablement un débit Q_p d'un ordre de grandeur convenable pour notre objectif.

CONCLUSION ET SYNTHESE

La validation de cette méthode a été pratiquée sur l'échantillon des bassins écartés de l'étude parce qu'ils ne respectent pas le critère $0,8 < RA < 1,8$. Cette validation donne des résultats satisfaisants.

Cette méthode met en évidence l'apport que représente l'introduction d'une mesure hydrologique capable de fournir la valeur du coefficient de récession *DS*. On a vu que cette grandeur est beaucoup plus accessible que le coefficient d'écoulement; quelques crues observées peuvent donner une indication de sa valeur.

Enfin elle constitue un encouragement à la réalisation de mesures hydrologiques sur site. En effet, en l'absence de ces mesures, le dimensionnement est pénalisé par de forts coefficients majorateurs, dus à l'incertitude sur les débits calculés. Il est regrettable en effet que ces dimensionnements soient si souvent effectués sans véritable reconnaissance hydrologique.

REFERENCES

Initials missing for two authors - Mounis & Mansongi

- Dubreuil, P., Chaperon, P., Guiscafré, J. & Herbaud, J. (1972) *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux: années 1951-1969*. Orstom, Paris.
- Grésillon, J. M. (1994) Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Approches numériques et expérimentales à différentes échelles. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Joseph Fourier, Grenoble.
- Grésillon, J. M., Herter, P. & Lahaye, J. P. (1979) Note sur le dimensionnement des ouvrages évacuateurs de crues en Afrique de l'ouest sahélienne ou tropicale. Ministère de la Coopération française, Paris.
- Grésillon, J. M., Obléd, Ch., 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. In: *Crues et inondations*, tome 1 (23èmes journées de l'Hydraulique, Congrès de la SHF, Nîmes, Septembre 1994), 237-244.

- Mounis, H. & Mansongi, M. (1974) *Note provisoire sur les pluies exceptionnelles de faible durée en Afrique occidentale et centrale*. CIEH.
- Neyret-Gigot, J. M. (1992) *Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré: le modèle Storhy (application au bassin du Réal Collobrier)*. Thèse doctorat de l'Université Joseph Fourier.
- Puech, C. & Chabi Gonni (1984) *Méthode de calcul des débits de crue décennale pour les petits et moyens bassins versants en Afrique de l'ouest et centrale*. CIEH, Ouagadougou.
- Ribstein, P. (1990) *Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel*. Thèse, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Rodier, J. A. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits des crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale*. Orstom/CIEH, Paris.
- Rodier, J. & Ribstein, P. (1989) *Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km²*. Orstom, Paris.
- Vuillaume, G. (1974) *L'abattement des précipitations journalières en Afrique inter tropicale. Variabilité et précision du calcul*. *Cah. Orstom Sér. Hydrol.* 11(3), 205-240.

Premiers essais de détermination du coefficient de ruissellement décennal à l'aide de règles floues

F. DELCLAUX & V. HILAIRE

Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

Résumé Dans le cadre de la prédétermination des crues décennales au Sahel, Jean Rodier a proposé une méthode d'évaluation des coefficients de ruissellement décennaux. Cette méthode est basée sur l'estimation de trois paramètres explicatifs, la surface du bassin-versant, l'indice global de pente et la classe d'infiltrabilité. L'utilisation d'abaques permet la détermination du coefficient recherché: pour une surface donnée, on effectue une double interpolation sur les variables pente et infiltrabilité. Un des points délicats de la méthode réside dans la détermination et la classification des variables explicatives. En effet, ce travail met en jeu des connaissances qualitatives qu'il s'agit de traduire quantitativement. Or la théorie des ensembles flous permet le traitement numérique d'informations qualitatives ou incertaines. Nous testons un système à bases de règles floues dans lequel les variables sont appréhendées en tant que nombres flous, et où les algorithmes numériques sont remplacés par des règles d'inférence. La calibration du modèle s'effectue sur un jeu de données en faisant varier la forme des fonctions d'appartenance ainsi que la mise en oeuvre des règles. Le modèle est ensuite validé sur un autre échantillon de données.

Determination of the ten year period return runoff coefficient with a fuzzy rules-based model

Abstract Within the framework of the determination of the 10-year return floods in the Sahel, Rodier proposed an evaluation method for the runoff coefficient. This method is based on estimation of three parameters, the catchment basin area, a global slope index and an infiltrability index. The runoff coefficient is found by interpolation between these variables on predefined curves. One of the problems is to determine quantitative values for these variables, mainly for the infiltrability index which is qualitatively known. We test a fuzzy rules-based model in which the variables are considered as fuzzy numbers and where the curves are modelled by inference rules. The model is calibrated on a data set: the calibration parameters are the shape of the membership functions, the defuzzification function and the number of fuzzy classes. Then we validate the model on another data set.

INTRODUCTION

En matière de modélisation hydrologique, nous sommes parfois conduits à poser des hypothèses et classifications trop strictes que nous aimerions pouvoir moduler en

fonctions de connaissances qualitatives. Le problème de l'accès à la valeur exacte d'une variable incertaine ou imprécise est souvent résolu par une approche statistique où la variable est remplacée par une fonction de probabilité. L'approche Bayésienne permet d'intégrer une connaissance a priori sur l'incertitude. Dans ce domaine cependant, la théorie des ensembles flous propose un autre cadre de travail. Aussi nous sommes-nous intéressés, dans le cadre de la prédétermination des coefficients de ruissellement décennaux, à la modélisation à base de règles floues dans laquelle les variables s'expriment en tant que nombres flous et leurs relations par des règles d'inférence.

ENSEMBLES ET NOMBRES FLOUS

Définitions

Les ensembles flous, introduits en 1965 par Zadeh, sont basés sur le concept d'appartenance graduelle. Dans la théorie classique des ensembles, un élément appartient ou n'appartient pas à un ensemble donné. Au contraire, un ensemble flou a une frontière vague: par exemple, l'ensemble des longues rues d'une ville.

Un sous-ensemble flou A d'un ensemble X est un ensemble de couples tels que:

$$A = \{[x, \mu_A(x)], x \in X\}$$

où $\mu_A(x)$ est la fonction d'appartenance de x dans A et prend ses valeurs dans l'intervalle $[0, 1]$. Plus $\mu_A(x)$ est proche de 1, plus l'élément x appartient à A . Par contre si $\mu_A(x)$ vaut zéro, il est certain que x n'appartient pas à A . Dans le cas des ensembles ordinaires, la fonction $\mu_A(x)$ est binaire et prend les valeurs 0 ou 1.

Un nombre flou est un cas particulier des ensembles flous et se définit de la manière suivante:

- il existe au moins une valeur x telle que $\mu_A(x) = 1$; et
- la fonction $\mu_A(x)$ est convexe: $\forall a, b, c, a < c < b: \mu_A(c) \geq \min[\mu_A(a), \mu_A(b)]$.

La fonction μ_A est ainsi constituée d'une partie croissante et d'une partie décroissante (voir Fig. 1).

Caractéristiques des nombres flous

Les caractéristiques principales de la fonction d'appartenance sont (voir Fig. 1):

- le support, défini comme l'intervalle $\{x; \mu_A(x) > 0\}$; et
- la forme de la fonction d'appartenance: triangulaire, trapézoïdale, ou suivant une loi puissance telle que les fonctions *LR* de Dubois et Prades (Bardossy & Duckstein, 1995).

Il est parfois utile de trouver une valeur réelle équivalente à un nombre flou. On procède alors à une opération dite de « déflouification » pour laquelle plusieurs méthodes sont utilisées:

- la moyenne des maximum:

$$M_A = \int_{-\infty}^{+\infty} \max[\mu_A(x)] dx$$

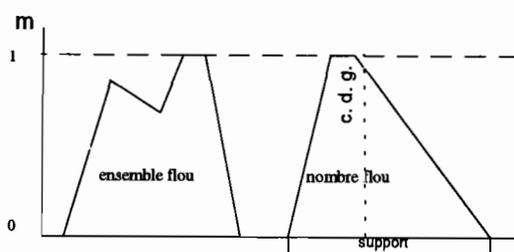


Fig. 1 Fonction d'appartenance d'un ensemble flou et d'un nombre flou.

— la médiane:

$$\int_{-\infty}^{M_A} \mu_A(x) dx = \int_{M_A}^{+\infty} \mu_A(x) dx$$

— le centre de gravité:

$$M_A = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} x \mu_A(x) dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} \mu_A(x) dx}$$

Enfin, une arithmétique floue a été élaborée. C'est une généralisation de l'arithmétique courante, basée sur la notion d'intervalle. En effet, un nombre flou peut être considéré comme un ensemble discret d'intervalles. Il est alors possible d'effectuer des opérations d'addition, de soustraction, etc., ainsi que d'appliquer des opérateurs d'intersection, d'union et de calcul de distances.

MODELISATION A BASES DE REGLES FLOUES

Les ensembles flous sont utilisés dans de nombreux contextes dont les plus connus sont le contrôle de processus en automatique. Mais ils sont également mis en oeuvre en tant qu'outils d'analyse de décision et de risque et en tant qu'outils scientifiques, notamment dans le domaine de l'environnement (Droesen & Geelen, 1993; Bardossy *et al.*, 1990). Dans ce contexte, la modélisation à base de règles floues nous intéresse plus particulièrement car elle permet de modéliser quantitativement le discours qualitatif du spécialiste en respectant les caractéristiques du raisonnement humain.

Principes

Supposons qu'un système soit défini par n variables X_i explicatives d'une variable Z , que nous disposions d'un jeu de données expérimentales de m uplets (x_{ij}, z_j) et que les relations s'expriment un ensemble de règles de la forme {si X_1 et si X_2 et si X_3 et si X_n alors Z }. Ce formalisme peut exprimer, par exemple: si la pente est forte et le sol très perméable, alors le ruissellement sera très important.

On décrit chacune des variables par plusieurs nombres flous de fonction d'appartenance μ_{X_i} dont les intersections sont non vides. Ainsi, pour chaque donnée k

(x_{i_k}, z_k) , plusieurs règles pourront s'appliquer simultanément, mais avec des poids différents. On définit alors pour une donnée k un degré de satisfaction v_j^k de la règle j , v_j^k étant fonction des appartenances des X_i :

$$v_j^k = \min_i [\mu_{X_i}(x_{i_k})]$$

L'ensemble flou résultant Z_k est une pondération des ensembles Z_j^k déduits de chaque règle j , soit:

$$Z_k = \cup_j v_j^k Z_j^k$$

La valeur réelle z'_k , déduite de l'ensemble flou Z_k par une méthode de « déflouification », est alors comparée à la valeur observé z_k .

METHODE ORSTOM DE PREDETERMINATION DES CRUES DE FREQUENCE DECENNALE

Historique

Dès 1965, une première note de synthèse (Rodier & Auvray, 1965) établissait les bases de la méthode Orstom à partir d'un échantillon de 65 bassins versants d'Afrique de l'Ouest, de superficie inférieure à 120 km² et situés entre les isohyètes interannuelles 150 et 1600 mm.

Le volume des observations s'est notablement accru et des analyses hydrologiques de plus en plus fines ont permis de mieux appréhender les phénomènes hydrologiques. De 1984 à 1986, un travail de révision a été réalisé pour les bassins versants de superficie inférieure à 10 km² (Rodier, 1986; 1989; Rodier & Ribstein, 1986; 1988).

A partir de 1988, Rodier a étendu cette révision à 250 petits bassins versants des zones sahélienne et tropicale sèche, pour des pluviométries annuelles comprises entre 300 et 1000 mm (Rodier, 1993; 1995; FAO, 1995).

But et fondement de la méthode

Rodier (1993) a proposé de prendre pour référence de crue de projet la crue dite « décennale ». Celle-ci est définie comme étant une crue fictive dont les principales caractéristiques ont une période de retour de 10 ans. Plus précisément, c'est la crue provoquée par une pluie journalière de hauteur décennale, toutes les autres caractéristiques correspondant aux valeurs les plus fréquentes pour les fortes précipitations observées (humectation du sol, état de la végétation, forme du hyétogramme). L'approche proposée, déterministe, est celle d'un modèle global « pluie-débit » fondé sur la théorie de l'hydrogramme unitaire. Le débit de pointe correspondant au ruissellement de la crue décennale peut être défini par la relation:

$$Q_{10} = K_{10} P_{10} Kr_{10} \alpha_{10} S / Tb_{10}$$

avec: K_{10} : coefficient d'abattement; P_{10} : hauteur de pluie ponctuelle journalière de fréquence décennale; Kr_{10} : coefficient de ruissellement; α_{10} : coefficient de pointe; S :

superficie du bassin versant; et Tb_{10} : temps de base.

Le coefficient d'abattement est un coefficient de réduction qui permet de passer d'une hauteur de pluie ponctuelle à une hauteur moyenne sur une certaine superficie située dans une zone pluviométriquement homogène. Il est déterminé en Afrique de l'ouest par la formule de Vuillaume (1974).

Le coefficient de ruissellement est le rapport entre le volume de ruissellement rapide à l'exutoire du bassin et le volume précipité sur l'ensemble du bassin versant.

Le coefficient de pointe est le rapport entre le débit maximum ruisselé et le débit moyen correspondant au volume ruisselé sur le temps de base. On admet que α_{10} est voisin de 2,6 quelle que soit la superficie du bassin; cependant l'aspect du réseau hydrographique peut modifier cette valeur.

Enfin, le temps de base décrit l'intervalle de temps compris entre le début et la fin du ruissellement rapide.

Le coefficient de ruissellement Kr_{10}

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes limités à la détermination du coefficient de ruissellement décennal Kr_{10} . Pour un bassin-versant donné, et pour une pluie P_{10} donnée, Kr_{10} est calculé par interpolation à partir de deux coefficients Kr_{70} et Kr_{100} correspondant à des précipitations de 70 et 100 mm. Ces coefficients sont déterminés en fonction de la superficie (S) des bassins pour cinq classes d'infiltrabilité (Ci) et pour différentes valeurs de l'indice global de pente (Ig) à partir des observations de 250 bassins versants. Le coefficient Kr_{10} s'écrit donc:

$$Kr_{10} = Kr_{70}(S, Ci, Ig) + [Kr_{100}(S, Ci, Ig) - Kr_{70}(S, Ci, Ig)](P_{10} - 70)/(30)$$

L'indice global de pente Ig est déterminé après construction de la courbe hypsométrique du bassin. C'est le rapport entre la dénivelée globale et la longueur du rectangle équivalent.

La quantification des classes d'infiltrabilité est le point le plus délicat de la méthode proposée: les éléments déterminants de l'infiltrabilité en zones sahélienne et tropicale sèche sont les états de surface qui intègrent le couvert végétal, les organisations pédologiques superficielles et les modalités de mise en culture ou d'occupation du sol. La classification qualitative adoptée (FAO, 1995) comprend cinq classes d'infiltrabilité caractérisées par des plages de lames d'eau fictives (Pr) correspondant à une pluie utile de 50 mm:

- TI	: bassin rigoureusement imperméable	$Pr > 30$ mm;
- I	: bassin imperméable	$24 > Pr > 26$ mm;
- RI	: bassin relativement imperméable	$12 > Pr > 18$ mm;
- P	: bassin perméable	$6 > Pr > 9$ mm; et
- TP	: bassin très perméable	$Pr < 5$ mm.

Des abaques fournissent les valeurs des coefficients de ruissellement Kr_{70} et Kr_{100} pour différentes classes de surfaces, d'indices de pente et d'infiltrabilité (voir Fig. 2).

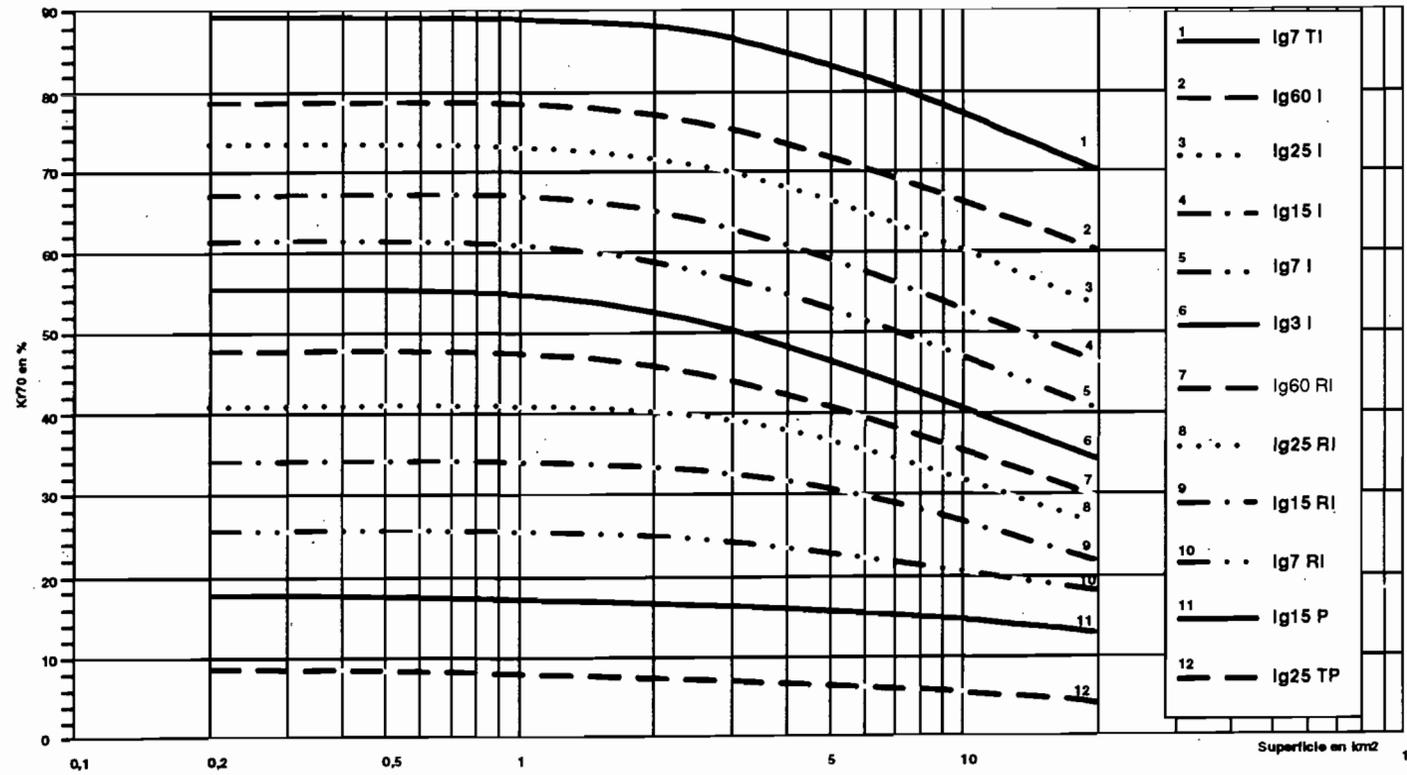


Fig. 2 Evolution du K70 en fonction de la surface ($S < 10 \text{ km}^2$), des indices globaux de pente et des classes d'infiltrabilité.

MODELISATION DU $Kr70$ A L'AIDE DE REGLES FLOUES

Les données

Dans notre étude, nous nous limiterons à la modélisation du coefficient $Kr70$. Les trois variables explicatives sont le logarithme de la surface ($\log S$), l'indice global de pente (Ig) et la classe d'infiltrabilité (Ci). A partir des données expérimentales relevées par Rodier, concernant 74 bassins-versants, nous avons établi un échantillon de calibration et un échantillon de validation comportant chacun 37 jeux de données dont les caractéristiques statistiques sont similaires (voir Tableau 1).

Tableau 1 Caractéristiques des échantillons de calibration et de validation.

Calibration	(37 bassins versants)	Validation	(37 bassins versants)
$\log S$	moyenne	1,46	1,34
	écart type	0,55	0,63
Ig	moyenne	11,5	13,7
	écart type	12,2	10,4
Ci	moyenne	21,0	20,1
	écart type	7,2	7,5
$Kr70$	moyenne	31,7	32,8
	écart type	17,3	18,0

Méthodologie

- (a) Dans une première étape, nous calibrons le modèle flou par les opérations suivantes:
- classification floue des variables ($\log S$, Ig , Ci , $Kr70$) et définition des fonctions d'appartenance;
 - estimation, à partir des abaques, des règles traduisant les relations entre variables; et
 - application des règles et « déflouification » du $Kr70$.

Dans ce contexte, la paramétrisation du modèle est réalisée par la définition des intervalles des classes floues, par le choix des fonctions d'appartenance et par le choix d'une méthode de « déflouification ». La calibration est manuelle, de type essai/erreur et repose sur le jeu de données de calibration précédemment décrit.

- (b) Dans l'étape de validation, nous travaillons sur le deuxième échantillon de données:
- comparaison avec les « observations » de Rodier; et
 - comparaison avec les résultats de la méthode Orstom (FAO, 1995) basée sur une détermination directe du $Kr70$ à partir des abaques.

Résultats

Dans la phase de calibration, la paramétrisation du modèle a porté sur trois éléments:

- (a) **la méthode de « déflouification »**: nous avons comparé deux méthodes, la moyenne des maximum et le centre de gravité. Il s'avère que les résultats fournis par ces deux

méthodes sont équivalents. Cette relative insensibilité à la méthode de « déflouification » est également confirmée par la littérature (Bardossy & Disse, 1993; Bardossy & Duckstein, 1995);

(b) **la forme des fonctions d'appartenance**: nous avons testé deux cas extrêmes où toutes les fonctions sont soit triangulaires soit trapézoïdales. La Fig. 3 montre la configuration retenue dans le cas de fonctions trapézoïdales. Les simulations effectuées révèlent une mauvaise adéquation de la forme triangulaire qui sous-estime le *Kr70* flou. Ceci s'explique par le fait que cette forme minimise les valeurs des fonctions d'appartenance, et donc les poids d'application des règles. En effet, une forme triangulaire traduit un caractère flou assez prononcé, ce qui n'est pas le cas pour toutes les variables. Ainsi, ce test est-il trop schématique: dans l'avenir, il faudra pouvoir estimer le caractère incertain ou imprécis de chaque variable et lui associer la fonction d'appartenance la plus cohérente; et

(c) **le nombre de classes**: nous avons retenu deux situations, les variables *Ci* et *Ig* étant réparties en cinq classes:

- trois classes pour $\log S$ et cinq classes pour *Kr70*, soit 75 règles; et
- deux classes pour $\log S$ et trois classes pour *Kr70*, soit 50 règles.

Les résultats (voir Fig. 4) montrent qu'un nombre de classes peu élevé induit une dispersion plus grande. Par contre, et ceci est le plus intéressant, la dispersion a lieu autour de la bissectrice, ce qui n'est pas le cas lorsque le nombre de classes est

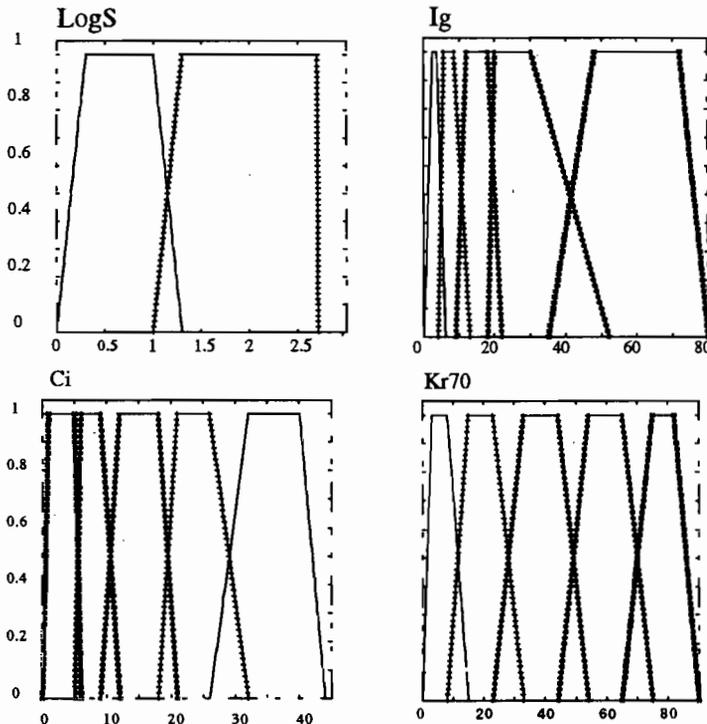


Fig. 3 Fonctions d'appartenance trapézoïdales pour les variables « logarithme de la surface » ($\log S$); indice de pente (*Ig*); classe d'infiltrabilité (*Ci*); et coefficient de ruissellement (*Kr70*).

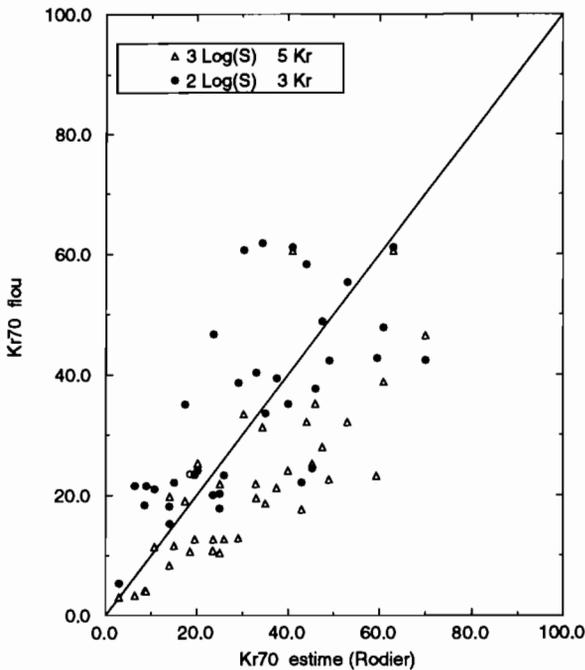


Fig. 4 Phases de calibration: influence du nombre de classes floues pour les variables $\log S$ et $Kr70$.

important. En d'autres termes, complexifier le modèle en multipliant les classes n'apporte pas de gain en précision. Par ailleurs l'accroissement correspondant du nombre de règles rend celles-ci délicates à générer.

Nous avons finalement retenu la paramétrisation suivante:

- méthode de « déflouification »: le centre de gravité;
- fonction d'appartenance: trapézoïdales; et
- nombre total de classes: 15, dont deux pour la surface, cinq pour l'indice de pente et la l'infiltrabilité, et trois pour le coefficient de ruissellement.

Les Figs 5 et 6 montrent les résultats finaux des phases de calibration et de validation du modèle flou par rapport aux données estimées par Rodier. Par ailleurs, nous mettons en parallèle les résultats obtenus avec la méthode Orstom où le $Kr70$ est déterminé par les abaques.

Malgré une dispersion plus importante des résultats dans la phase de validation, la paramétrisation issue de la calibration est confirmée. Cette dispersion, également observable pour la méthode Orstom, semble caractéristique de la répartition des données de l'échantillon.

Par ailleurs, la méthode Orstom donne des résultats relativement meilleurs que le modèle flou. Dans l'état actuel des travaux, il est difficile d'expliquer l'origine de ces écarts.

Le calcul du $Kr70$ pour des valeurs extrêmes pose problème du fait de l'apparition de seuils: à ce niveau, il conviendra de caractériser plus finement les fonctions d'appartenance. De plus, le système d'établissement des règles pose problème: en effet,

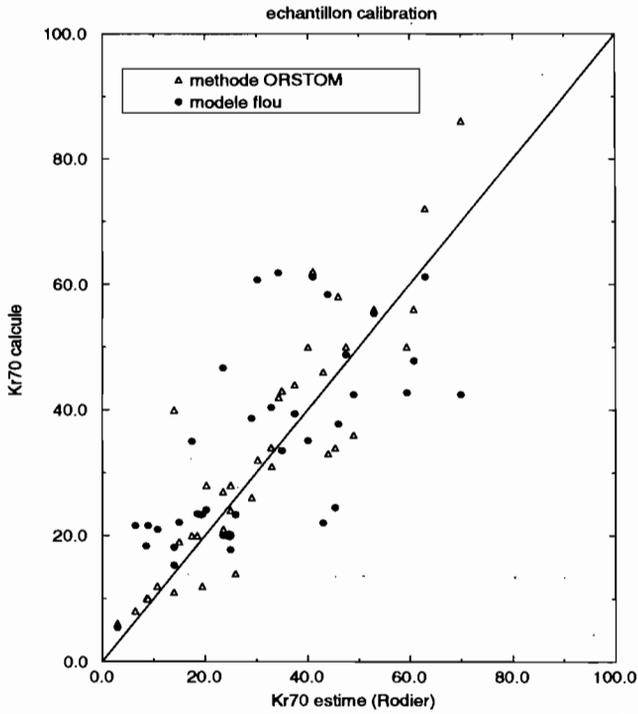


Fig. 5 Phases de calibration: comparaison des résultats issus du modèle flou et de la méthode Orstom avec les valeurs « estimées » par Rodier.

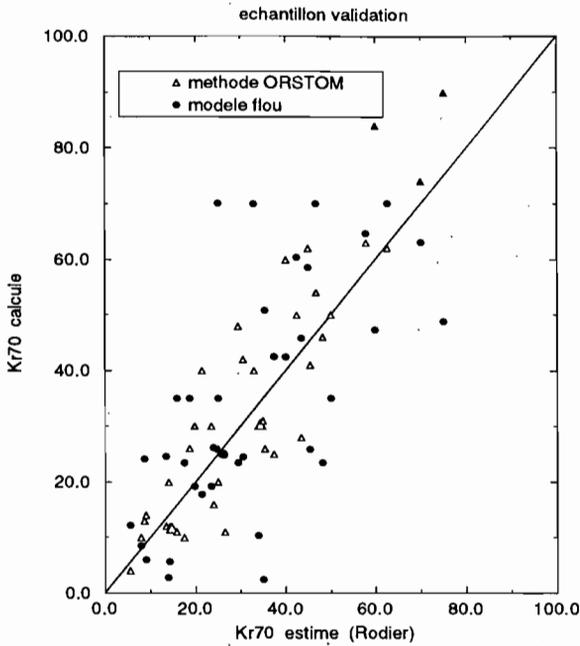


Fig. 6 Phases de validation: comparaison des résultats issus du modèle flou et de la méthode Orstom avec les valeurs « estimées » par Rodier.

il a été établi à partir des abaques utilisés dans la méthode Orstom, et, de ce fait, créée un biais méthodologique dans la comparaison des deux modèles.

CONCLUSION

Cette première étude concernant la modélisation floue a permis de mettre en oeuvre les théories du flou dans la problématique hydrologique du calcul du coefficient de ruissellement décennal en Afrique de l'Ouest. Les premiers résultats sont encourageants: la facilité de mise en oeuvre des algorithmes, la non-nécessité de multiplier le nombre de classes et l'utilisation de techniques élémentaires de « déflouification » contribue à la simplicité du système.

Certes, un certain nombre d'améliorations sont à apporter. La forme des fonctions d'appartenance doit être reliée à la nature des variables, la définition des règles doit être affinée, soit par une approche statistique, soit par une approche de type expertise avec un hydrologue ayant une bonne connaissance du milieu. Il reste également à compléter cette étude par le calcul du Kr_{100} et du Kr_{10} .

Néanmoins l'approche floue est bien adaptée à la résolution du problème hydrologique posé: par sa facilité de mise en oeuvre, et par sa capacité à s'adapter au raisonnement qualitatif de l'hydrologue-expert tout en intégrant les aspects déterministes et quantitatifs de la méthode Orstom de prédétermination du coefficient de ruissellement décennal.

REFERENCES

- Bardossy, A., Bogardi, I. & Duckstein, L. (1990) Fuzzy regression in hydrology. *Wat. Resour. Res.* **26**(7), 1497-1508.
- Bardossy, A. & Disse, M. (1993) Fuzzy rule-based models for infiltration. *Wat. Resour. Res.* **29**(2), 373-382.
- Bardossy, A. & Duckstein, L. (1995) *Fuzzy Rule-based Modeling with Applications to Geophysical, Biological and Engineering Systems*. CRC Press.
- Droesen, W. J. & Geelen, L. H. W. T. (1993) Application of fuzzy sets in ecohydrological expert modelling. In: *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proc. HydroGIS 93 Conf., Vienna, April 1993) (ed. par K. Kovar & H. P. Nachtnebel), 3-11. IAHS Publ no. 211.
- FAO (1995) Manuel de prédétermination des apports annuels et des crues décennales sur les petits bassins versants en Afrique sahélienne et tropicale sèche. CIEH/Orstom/Cemagref, Rome, (à paraître). Logique Floue, Observatoire français des techniques avancées, Paris.
- Ribstein, P. & Rodier, J. A. (1989) Fortes crues des petits cours d'eau du Sahel: forme de l'hydrogramme. *Hydrol. Continent.* **4**(1), 33-47.
- Rodier, J. A. & Auvray, C. (1965) *Estimation des débits de crue décennale pour les petits bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale*. CIEH/Orstom, Paris.
- Rodier, J. A. (1986) Caractéristiques des crues des petits bassins versants au Sahel. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* **21**(2), 1-25.
- Rodier, J. A. & Ribstein, P. (1986) Transposition des données hydrologiques, utilisation des bassins représentatifs pour la prédétermination des crues et l'estimation des apports au Sahel. *Colloque International sur la Révision des Normes Hydrologiques*. CIEH, Ouagadougou.
- Rodier, J. A. & Ribstein, P. (1988) Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Rapport interne, Orstom, Montpellier.
- Rodier, J. A. (1992) *Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens*. Orstom, Coll. Etudes et Thèses.
- Rodier, J. A. (1993) Paramètres caractéristiques des fortes crues dans les régions tropicales sèches. Première partie. Coefficient de ruissellement. *Hydrol. Continent.* **8**(2), 139-160.
- Rodier, J. A. (1995) Paramètres caractéristiques des fortes crues dans les régions tropicales sèches. Deuxième partie. Fonction de transfert (temps de base, coefficient de pointe, temps caractéristique de base). *Hydrol. Continent.* **9**(1), 33-68.

- Vuillaume, G. (1974) L'abattement des précipitations journalières en Afrique intertropicale, variabilité et précision du calcul. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* **11**(3), 205-240.
- Zadeh, L. A. (1965) Fuzzy sets. *Inform. Control* **8**, 338-353.

ATHYS: atelier hydrologique spatialisé

CH. BOUVIER, F. DELCLAUX & A. CRESPIY

Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

Résumé ATHYS représente un environnement convivial à vocation hydrologique, destiné à l'analyse et à l'application de modèles spatialisés. Il comprend un module de traitement et de visualisation de données hydro-pluviométriques, un module de traitement et de visualisation de données géographiques et un catalogue de modèles. ATHYS est développé avec le langage Tcl/Tk et le générateur Xf, pour fonctionner sur station de travail. Au terme d'une première année consacrée à construire un outil opérationnel sur la base de l'existant, ATHYS devrait rapidement évoluer vers une structure plus modulaire et plus puissante, notamment en ce qui concerne l'intégration des modèles hydrologiques.

ATHYS: hydrological spatial computing tool kit

Abstract ATHYS is a tool kit for the application of space-distributed models in hydrology. It includes three separate parts: a processor-viewer of the rainfall-runoff data, a processor-viewer of the geographic data, and a list of ready-to-use hydrological models. ATHYS can be installed on any work station, and was developed using the Tcl/Tk language and Xf interface, which ensures user-friendly software. During the first year of development, the objectives were mainly to integrate existing software into the ATHYS environment. Latter, ATHYS is supposed to work with a model generator that the hydrologist would use to build his own model.

INTRODUCTION

Ceux d'entre nous qui ont connu Monsieur Rodier restent très impressionnés par sa capacité à mémoriser d'innombrables observations acquises sur toutes sortes de bassins, pour en comprendre leur fonctionnement ... sans l'aide d'un quelconque ordinateur! Ceci nous semble bien difficile à concevoir maintenant, en partie sans doute parce que les objectifs de l'hydrologie se sont faits plus ambitieux, et que l'on ne peut plus y répondre sans l'aide d'un outillage conséquent de logiciels.

Dans ce contexte, développer une recherche de qualité, c'est bien souvent s'appuyer sur une base informatique puissante. Il n'est pas rare en effet de consacrer plus de la moitié de son temps à l'utilisation, voire au développement, de divers logiciels. On attend bien sûr que ceux-ci soient réalisés avec le plus grand soin. D'autre part, pour une diffusion efficace auprès de partenaires ne disposant pas nécessairement de compétences informatiques poussées, ces logiciels se doivent d'être particulièrement faciles à mettre en oeuvre, et c'est peut être ce que l'on oublie le plus fréquemment.

Si la plupart des besoins hydrologiques courants sont relativement bien couverts par les logiciels existant actuellement (et l'Orstom a toujours veillé à y contribuer), certains

domaines restent encore insuffisamment pourvus, tout en faisant l'objet d'une forte demande. C'est le cas en particulier de la modélisation distribuée.

ATHYS (ATelier HYdrologique Spatialisé) est né du besoin de définir et de concevoir un outil opérationnel pour la mise en oeuvre des modèles hydrologiques spatialisés. Ce type de modèle nécessite en effet la manipulation d'un grand nombre de données, aussi bien hydro-pluviométriques que géographiques, et requiert l'utilisation de logiciels fonctionnant jusque là indépendamment les uns des autres, avec des structures parfois très différentes.

Le premier objectif d'ATHYS est donc de rassembler et d'uniformiser. Les possibilités de visualisation étant naturellement importantes pour préparer les données nécessaires aux modèles et interpréter leurs résultats, le second objectif d'ATHYS est de fournir dans ce domaine un support puissant. Enfin, ATHYS prétend être un outil ouvert, capable d'intégrer toute sorte de développement futur, programmé en C ou en fortran, sans autre travail que la réalisation de l'interface de présentation, et la transmission des options de traitement et des résultats par voie interne.

Lors du démarrage d'ATHYS, une des questions posées était de savoir comment se positionner par rapport aux SIG, et il existe effectivement un certain nombre de tentatives récentes consistant à intégrer des modèles hydrologiques dans un SIG (Chairat & Delleur, 1993; Romanowicz *et al.*, 1993). Cette solution ne nous a pas semblé convenable pour plusieurs raisons:

- le maniement d'un SIG, dont l'hydrologue n'utilisera finalement qu'un nombre limité de fonctionnalités, représente un investissement extrêmement lourd;
- intégrer un modèle dans un SIG, c'est imposer à l'utilisateur potentiel le choix de ce SIG, qui n'est pas nécessairement celui qu'il a l'habitude d'utiliser, s'il en utilise un; c'est aussi se lier à une structure fermée, dont on contrôle difficilement l'évolution;
- les SIG restent généralement mal adaptés à la gestion des données « très dynamiques », comme les pluies et les écoulements. De plus, un certain nombre de techniques de modélisation: optimisation, analyse de sensibilité ne figurent pas dans les SIG.

S'il est effectivement intéressant d'utiliser en hydrologie quelques fonctionnalités des SIG, il nous paraît finalement plus rationnel de transférer ces fonctionnalités vers un environnement hydrologique, que le contraire.

ATHYS: les principes de base

Les principes de base qui ont conduit à la réalisation d'ATHYS sont donc:

- (a) environnement hydrologique dédié à la modélisation distribuée incluant une série de modèles, la visualisation des données hydro-pluviométriques et géographiques, l'interpolation spatiale (spline et krigeage); la génération et le traitement de MNT, qui ne présentent pas une nature typiquement hydrologique, ont également été intégrés dans ATHYS, compte tenu de leur rôle central dans la modélisation distribuée;
- (b) environnement logiciel totalement séparé des SIG, des outils de traitement d'image et des bases de données. Tous les traitements d'images élaborés seront réalisés à l'extérieur d'ATHYS, qui comprendra seulement un ensemble d'opérations élémen-

- taires, et assurera l'importation et l'exportation des structures de fichiers standard utilisés par l'ensemble des outils géographiques dédiés (format TIFF, DXF, ...);
- (c) environnement informatique implanté sur station de travail Sun, IBM, HP ...;
- (d) environnement modulaire facilitant l'intégration des applications existantes et les possibilités de développement ultérieur. Les interfaces utilisateur sont développés avec le langage Tcl/Tk et le générateur Xf (Delmas, 1993; Ousterhout, 1993).

ATHYS: présentation des modules

ATHYS est constitué de trois parties principales: un pré-processeur de données hydrologiques, un pré-processeur de données géographiques et un catalogue de modèles. La Fig. 1 donne un exemple de présentation des menus d'ATHYS: le menu principal est à l'arrière plan (on ne voit que la colonne correspondant au catalogue de modèles), les deux autres plans correspondent à l'activation du modèle MERCEDES et de l'item « Paramètres du modèle ».

Le pré-processeur hydrologique

Un premier module est constitué de quatre rubriques principales, réunissant l'ensemble des opérations nécessaires à la constitution des épisodes hydro-pluviométriques:

- L'importation et l'exportation des données pluviométriques et hydrométriques: les formats internes utilisés par ATHYS sont les formats ASCII d'exportation de Pluviom et de Hydrom. Plusieurs programmes sont disponibles pour échanger ces formats avec d'autres formats courants, ou avec un format que peut définir l'utilisateur (par positionnement des variables dans chaque enregistrement).
- La fusion des données de pluies et de débits dans un fichier unique, dans lequel chaque ligne correspond à un pas-de-temps donné, fixé par l'utilisateur. Chaque bloc d'enregistrement correspond à une année, avec un mode d'écriture condensé pour réduire l'encombrement de ces fichiers.
- La création d'épisodes à partir du fichier précédent; chaque épisode est défini par ses dates de début et de fin, qui peuvent être fixées manuellement ou automatiquement: dans ce dernier cas, l'utilisateur peut demander un découpage systématique de l'année, et conserver tous les épisodes associés à des seuils de hauteur de pluie et de débit maximum fixés à volonté.
- La correction des valeurs contenues dans les épisodes, pour une période et pour un ou plusieurs postes définis par l'utilisateur: les opérateurs disponibles sont +, -, *, / et mise en lacune.

Ce module dispose en outre d'une fonction de visualisation, comprenant divers réglages: choix de l'épisode, des postes à représenter, des échelles de temps, de pluies et de débits. Les principales caractéristiques hydro-pluviométriques de l'épisode sont calculées automatiquement par rapport à ce qui est visualisé; figurent également plusieurs fonctions d'impression. La Fig. 2 montre un exemple de visualisation dans lequel figurent trois hyétogrammes et deux hydrogrammes (calculés et observés dans le même cadre) au pas-de-temps journalier.

Un deuxième module intègre la génération de grilles spatiales pluviométriques à partir de données ponctuelles par interpolation à base de fonctions spline ou krigeage

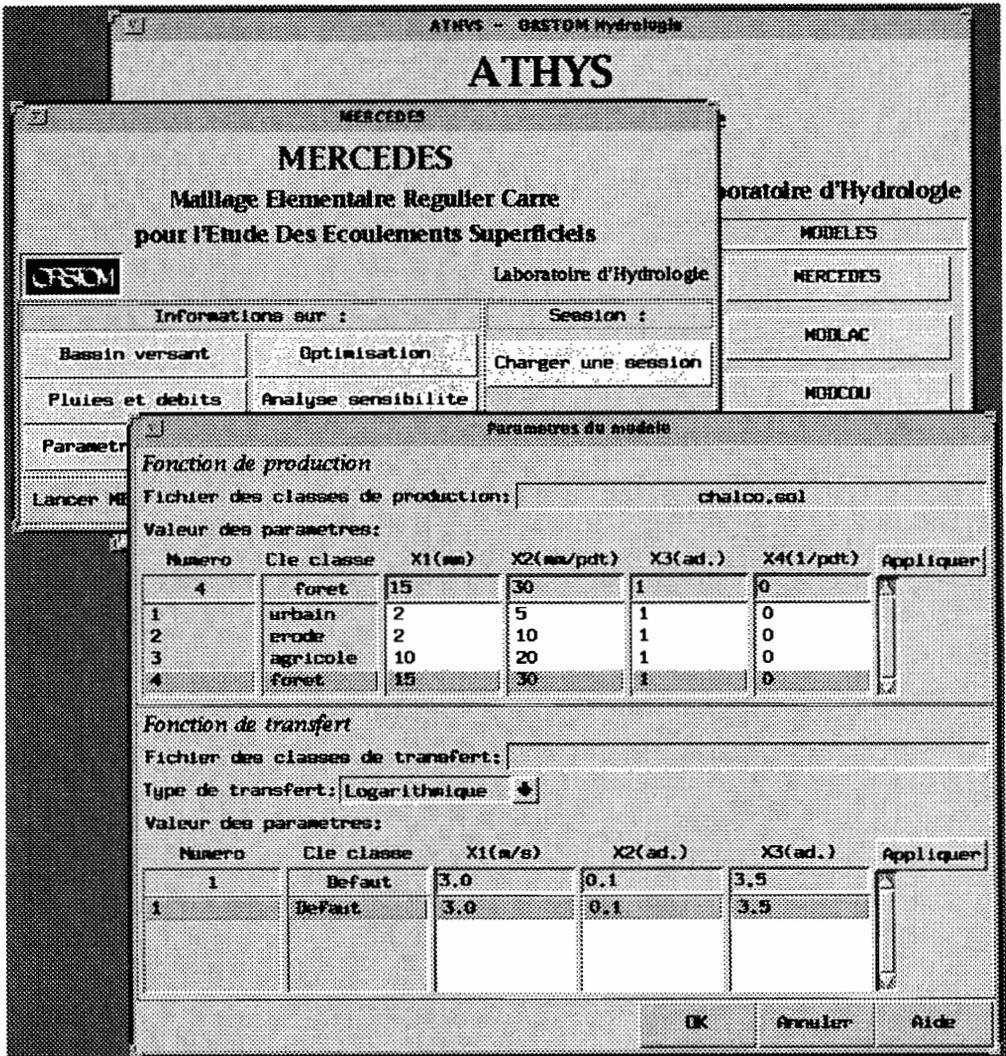


Fig. 1 Exemples d'écrans de menus ATHYS.

(Delclaux & Thauvin, 1991). C'est le programme SPATIAL qui a été directement intégré dans ATHYS.

Le pré-processeur géographique

Le pré-processeur géographique comporte trois rubriques principales:

- échange de formats, permettant de convertir les fichiers aux différents formats standard (Tiff, Sunraster, PCX, DXF, ...) et aux différents formats Orstom (Planete, Lamont, ...);

- opérations de base sur les images, avec différents programmes pour modifier ou traiter les images: modifier dimensions ou orientation de l'image, recoder les valeurs, masquer, opérations algébriques sur une ou plusieurs images, squelettisation, statistiques sur image, ...;
- traitement de MNT, constitué essentiellement par le portage des programmes réalisés par Depraetere (1991). Ce module possède cinq fonctionnalités principales: création de MNT à partir de courbes de niveau et/ou de semis de points - par interpolation barycentrique ou polynomiale, création des fichiers dérivés du MNT (pentes, orientations, drainage, convexités, ...), correction du modèle de drainage avec option pour forcer le drainage, création des fichiers dérivés du modèle de drainage (distances à l'exutoire, bassins versants, superficies drainées), et divers utilitaires à application hydrologique.

Un visualiseur de données cartographiques, VICAIR, (VISualisation de CARtes et d'INformation Raster) affiche les informations spatialisées nécessaires au modèle (voir la Fig. 2): cartes raster, vecteur et point. VICAIR, développé à partir du visualiseur intégré à la version Public Domain GRASS/Tcl/Tk réalisée par le bureau d'étude canadien LAS, intègre un gestionnaire de couches -au sens où chaque couche d'information peut être visualisée ou supprimée indépendamment des autres- permettant la superposition 2D des cartes et la vérification de leur cohérence. Bien qu'utilisant en interne la structure de données des fichiers GRASS, VICAIR permet d'accéder à d'autres formats de fichiers tels que TIFF, GRASS ASCII, DXF,

Les modèles hydrologiques

Trois modèles sont intégrés ou en cours d'intégration dans ATHYS:

(a) MERCEDES (Bouvier, 1994; Bouvier *et al.*, 1994) est un modèle spatialisé conceptuel opérant sur la base de mailles carrées régulières, pour représenter les écoulements superficiels. Deux versions de Mercedes sont actuellement disponibles et intégrées dans ATHYS:

- la première repose sur le principe d'additivité des contributions des différentes mailles pour restituer l'hydrogramme résultant en un ou plusieurs points-exutoires. Cette version comprend quatre paramètres de production, simulant le réservoir sol (hauteur du stock STO et loi de vidange ds), et deux types de pertes continues (soustractives INF et/ou multiplicatives $COEF$). La contribution au ruissellement de chaque maille est transférée à l'exutoire en suivant la trajectoire définie par les directions de drainage, et en considérant que la vitesse V_m de transfert sur chaque maille est fixée à l'aide de deux paramètres, V_o et α , et reliée à la pente p de la maille par l'expression:

$$V_m = V_o \cdot p^\alpha \quad (1)$$

On en déduit un temps de propagation T_m jusqu'à l'exutoire, et l'on réalise ensuite l'étalement dans le temps de cette contribution, à l'aide d'un stockage de type réservoir linéaire. Le coefficient K_m de ce réservoir est lié au temps de transfert T_m par une relation logarithmique, dans laquelle intervient un troisième paramètre de transfert, K_o :

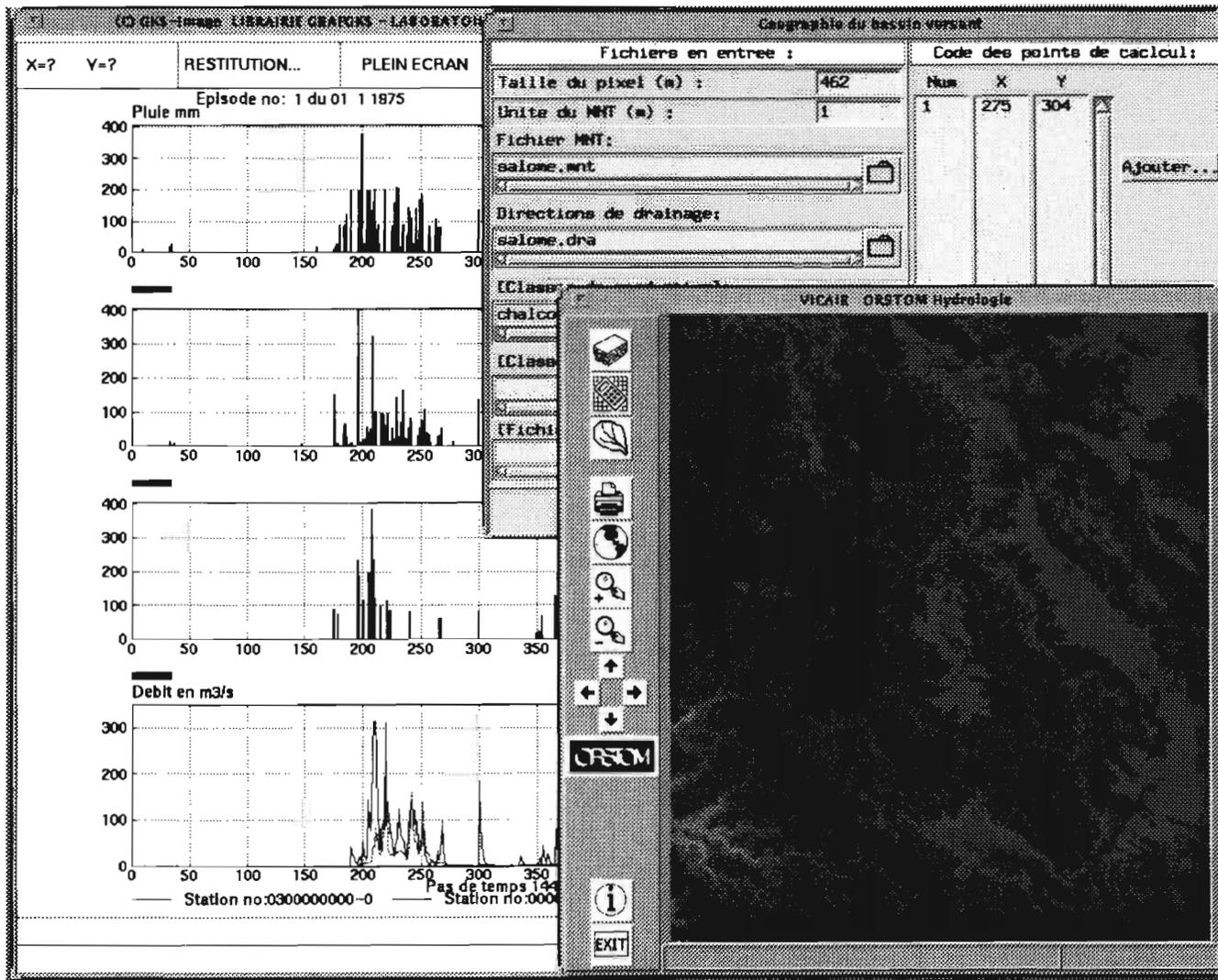


Fig. 2 Exemples de visualisations dans ATHYS.

$$K_m = K_o \cdot \ln(T_m) \quad (2)$$

L'étalement est donc fonction (logarithmique) de la position de la maille sur le bassin. On obtient finalement l'hydrogramme résultant en sommant les hydrogrammes élémentaires des contributions des différentes mailles pour les différentes impulsions de pluie:

- la seconde version, plus complète, prend en compte les interactions des différentes mailles. Contrairement à la première version, le volume transité par une maille dépend des apports pluvieux et des apports des mailles amont, et décrit les états intermédiaires du bassin, pour chaque temps de calcul et pour chaque maille. Les paramètres de production sont analogues à ceux de la première version, mais peuvent décrire la redistribution des pertes sur la trajectoire, l'introduction de retenues dans le système. Le transfert est basé sur la même expression de la vitesse, combinée avec un étalement réalisé sur les N mailles parcourues au cours d'un pas-de-temps de calcul: un réservoir linéaire répartit les volumes sur chaque maille en fonction d'un paramètre K_m lié à la distance d_{\max} parcourue au cours du pas-de-temps de calcul:

$$K_m = K_o \cdot \ln(d_{\max}) \quad (3)$$

Enfin, cette version propose également une modélisation des défluences, par l'intermédiaire de plusieurs couches de drainage hiérarchisées et communiquant entre elles en fonction de seuils débimétriques que l'utilisateur doit fixer. On présente plus loin un exemple de traitement réalisé avec cette version de Mercedes.

Les principes d'utilisation de Mercedes se veulent simples et faciles à mettre en oeuvre. Ils ont été testés jusqu'à présent sur une gamme assez large de bassins versants: bassins urbains de quelques hectares à une dizaine de km², bassins naturels montagneux de 30-100 km², grands bassins de plusieurs milliers de km².

Les deux modèles suivants, MODLAC et MODCOU sont plus anciens et mieux connus. Ils sont résumés brièvement:

- (b) MODLAC (Girard, 1982) est un modèle conceptuel distribué adapté aux bassins versants ruraux équipés ou non de retenues. Il permet, soit la modélisation du comportement du bassin, soit la simulation de scénarios d'aménagement. Il fonctionne à des échelles de temps journalières pour des bassins-versants supérieurs à 100 km². La couche de surface est discrétisée en mailles carrées de taille variable en fonction de la densité de l'information spatiale. Ce modèle intègre treize fonctions de production, déterminées par le croisement d'informations diverses, qui répartissent l'eau entre écoulement de surface, infiltration, stockage dans le sol et évapotranspiration. Le transfert est effectué en tenant compte de la durée du trajet de l'eau d'une maille jusqu'à l'exutoire du bassin.
- (c) MODCOU a été développé sur des principes identiques à ceux de MODLAC: même découpage spatial, mêmes échelles, mêmes fonctions de production et de transfert pour la couche sol. De plus, ce modèle est complété par un modèle souterrain caractérisé par une fonction de transfert dans la zone non saturée, une fonction de transfert souterrain simulant l'écoulement au sein des aquifères par la loi de Darcy et une fonction d'échange nappe-rivière.

ATHYS: les perspectives

Démarré en janvier 1995, le projet ATHYS a cherché en priorité à intégrer les fonctions, programmes et modèles existants. Cette première phase a permis de valoriser les différents logiciels jusque-là épars, et de consolider la réflexion concernant l'avenir du projet.

L'utilisation de l'existant présente des limites évidentes: un certain nombre de programmes doivent impérativement être rafraîchis, voire transformés. C'est surtout dans le cas des modèles que doit évoluer l'architecture d'ATHYS: intégrer ces modèles tels qu'ils existent actuellement représente d'abord un travail lourd pour développer l'interface utilisateur, conduit ensuite à intégrer plusieurs fois les mêmes fonctions (optimisation, sensibilité qui lorsqu'elles existent, sont des procédures liées au modèle), et trace enfin un cadre totalement figé par modèle.

On souhaiterait au contraire utiliser toutes les combinaisons possibles (aussi bien au niveau des structures spatialisées que des concepts) pour « fabriquer » un modèle. A ces constituants fondamentaux du modèle – structures et concepts, on doit pouvoir adjoindre les fonctionnalités destinées à faciliter l'analyse et l'application: procédures d'optimisation ou de sensibilité, calculs d'incertitudes. Tout cela suppose que les différents constituants du modèle soient compatibles entre eux, et interchangeables:

- En ce qui concerne les structures, le problème peut se ramener finalement à numéroter un certain nombre d'objets (mailles carrées ou triangulaires, régulières ou irrégulières, ou plus généralement objet de forme quelconque) auxquels il faut savoir associer diverses caractéristiques (position, surface, longueur, sol, végétation, relief, ...) et des liens de l'amont vers l'aval. Dans le cas de mailles carrées régulières par exemple, on accède assez facilement à ces diverses données. Dans d'autres cas, certaines fonctions simples des SIG (agrégation de pixels sur des zones de limites connues par exemple) suffiront à obtenir ces caractéristiques. Dans quelques autres cas enfin, la définition des objets et de leurs attributs requiert certaines fonctions relationnelles des SIG que l'on envisage pas d'intégrer dans ATHYS: si par exemple, l'utilisateur veut construire l'intersection (géométrique) de deux attributs non numériques (e.g. types de sols et de végétation), le recours à un SIG relationnel est alors inévitable.
- En ce qui concerne les concepts, il s'agit d'écrire les modules de production et/ou de transfert en respectant une programmation standard. Deux options sont actuellement analysées et comparées: la première consiste à fournir à l'utilisateur un catalogue de ces modules interchangeableables, mais figés, programmés dans un ou éventuellement plusieurs langages (fortran, C), et se référant à des variables imposées (variables climatiques – pluies, températures, ensoleillement, ..., ou variables géographiques – pentes, sols, végétation, ...) que l'on utilisera ou pas; la seconde correspond à la réalisation d'une interface de programmation simplifiée, permettant tout à la fois d'écrire les concepts de production et de transfert en disposant des opérateurs algébriques courants, mais également de définir les variables et paramètres que l'on souhaite utiliser de façon beaucoup plus souple.

ATHYS: un exemple d'application

Le traitement présenté dans ce qui suit concerne la caractérisation des risques d'inondations, sur une zone pilote de la ville de Ouagadougou (Bouvier & Hingray, 1995). A Ouagadougou comme dans de nombreuses villes d'Afrique de l'Ouest, les submersions sont fréquentes et dues à la conjonction de plusieurs facteurs: relief peu marqué, insuffisance des infrastructures de drainage et de leur entretien, rapidité de l'extension urbaine. Les écoulements sont d'abord canalisés par les collecteurs et les voiries, puis, dans les cas critiques, se répandent dans le tissu urbain, dans des directions qui correspondent alors à la topographie naturelle des lieux. La modélisation des écoulements repose sur cette dualité artificielle/naturelle des directions de l'écoulement, et sur l'utilisation du modèle Mercedes dans sa version multicouches.

Un premier traitement consiste à modifier les directions naturelles du drainage (déduites du MNT) en fonction du réseau des collecteurs et des voiries. On applique au modèle de drainage initial la fonction d'ATHYS de drainage forcé: les directions à forcer sont matérialisées par un réseau linéaire (digitalisé ou extrait d'une image); ce réseau est décomposé par le programme en segments; on interroge le MNT pour connaître les altitudes des extrémités de chaque segment, la différence définissant alors le sens de drainage; on corrige alors les directions sur ce segment en fonction du sens indiqué par le programme. On a représenté sur la Fig. 3 les réseaux hydrographiques (calculés à partir du MNT par seuillage sur la superficie drainée en amont) naturels et modifiés en fonction des voiries et des collecteurs.

MERCEDES a ensuite été appliqué à la zone pilote avec une pluie uniforme correspondant à une période de retour $T = 50$ ans. Les paramètres de production et de transfert ont également été uniformisés sur la zone, notamment $INF = 5 \text{ mm h}^{-1}$, $V_o = 1 \text{ m s}^{-1}$, le calcul ayant été réalisé pour des pas-de-temps de 10 s, avec des mailles de 10 m de côté.

On a considéré que les capacités d'évacuation étaient égales à $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les collecteurs, et $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les voiries. Lorsque ces seuils sont dépassés, le débit excédentaire est alors transféré en suivant les directions induites par la topographie naturelle. Dans cette représentation, le bassin versant n'est plus défini de façon univoque, mais varie au contraire en fonction des différents débordements ou captages locaux, gérés sans que l'utilisateur ait à intervenir: c'est naturellement un autre avantage de la méthode. La Fig. 4 représente les débits maximaux calculés hors du réseau défini par les collecteurs et les voiries, et donne une appréciation visuelle des flux et de leur impact sur les zones urbanisées.

CONCLUSIONS

Le développement d'ATHYS intervient alors que l'usage des modèles spatialisés tend à se généraliser en hydrologie. Longtemps dissuasive, la mise en place de ces modèles bénéficie depuis quelques années des progrès réalisés en matière de logiciels géographiques: SIG, traitement de MNT et d'imagerie satellitaire. ATHYS propose un couplage original entre ces logiciels et les modèles hydrologiques, dans lequel l'hydrologie reste prépondérante et l'investissement dans les logiciels géographiques limité.

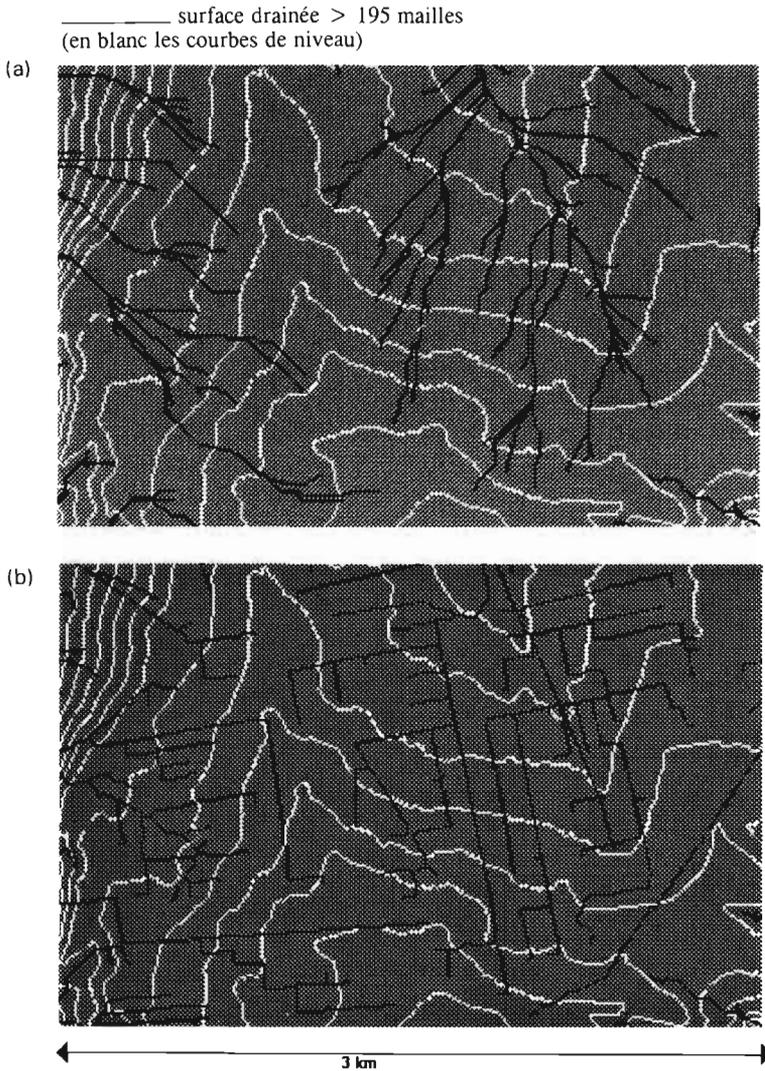


Fig. 3 Rectification du modèle de drainage en fonction des voiries et des collecteurs: (a) drainage induit par la topographie naturelle (b) drainage corrigé en fonction des voiries et des collecteurs.

L'exemple concernant les inondations urbaines, entièrement traité par ATHYS, montre ce que peuvent apporter les modèles spatialisés par rapport à la simple restitution de valeurs calculées à un exutoire: c'est d'abord la possibilité d'obtenir une description multi-temporelle des champs d'écoulements, restituant avec réalisme le fonctionnement interne du système. Outre l'hydrologie, ce type de représentation intéresse tous les phénomènes liés aux écoulements, transport de sédiments ou de polluants par exemple. Enfin, c'est non seulement au niveau de l'information que l'on gagne, mais aussi au niveau de sa présentation et de sa compréhension par des non-spécialistes.

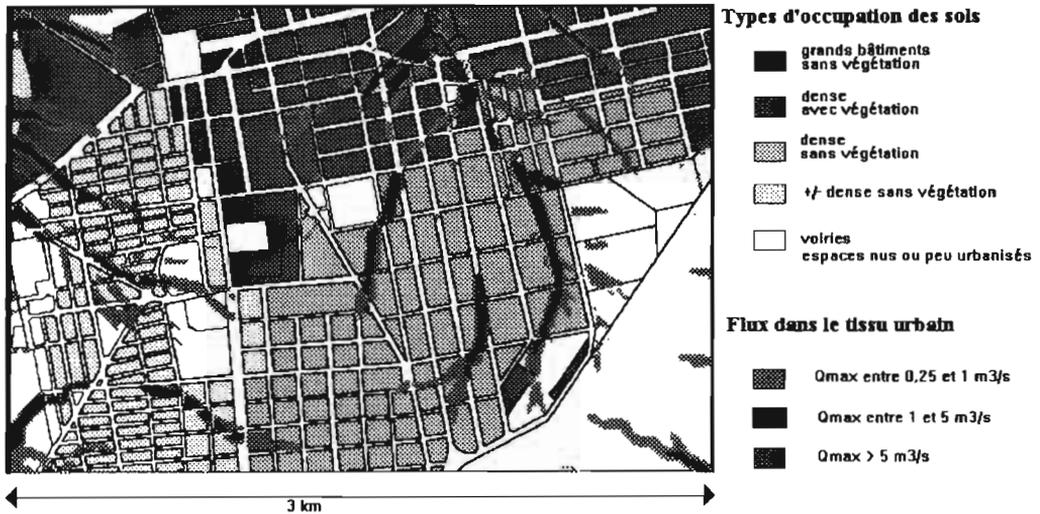


Fig. 4 Champs des débits maximaux consécutifs à une pluie uniforme $T = 50$ ans.

Ceci étant, les modèles spatialisés sont encore loin d'avoir apporté tous les progrès escomptés en hydrologie. De multiples études, basées sur des expérimentations plus élaborées, restent à développer pour aboutir à une représentation satisfaisante des phénomènes. Là encore, par sa capacité à faciliter l'application de modèles existants comme à en construire de nouveaux, ATHYS devrait apparaître comme la plate-forme idéale pour l'analyse de l'espace hydrologique.

REFERENCES

- Bouvier, C. (1994) MERCEDES: principes du modèle et notice d'utilisation. Rapport interne Orstom.
- Bouvier, C., Fuentes, G. & Dominguez, R. (1994) MERCEDES: un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène. In: *Comptes-rendus des 23èmes Journées de la SHF Crues et inondations* (Nîmes, septembre 1994), 257-260.
- Bouvier, C. & Hingray, B. (1995) Une méthode hydro-géographique pour la caractérisation du risque pluvial en milieu urbain. In: *Hydrologie urbaine et modélisation spatialisée*. Mémoire de DEA de B. Hingray, Université de Montpellier 2.
- Chairat, S. & Delleur, J. W. (1993) Integrating a physically based hydrological model with GRASS. In: *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proc. HydroGIS93 Conf., Vienna, April 1993) (ed. par K. Kovar & H. P. Nachtnebel), 143-150. IAHS Publ. no. 211.
- Delclaux, F. & Thauvin, V. (1991) SPATIAL, chaîne de traitement de données spatialisées – spline, variogramme, krigeage: méthodes et manuel utilisateur. Rapport interne, Orstom Laboratoire d'Hydrologie.
- Delmas, S. (1993) XF: design and implementation of a programming environment for interactive construction of graphical user interfaces. Berlin.
- Depraetere, C. (1991) *DEMIURGE 2.0 Chaîne de production et de traitement de MNT. Manuel*, tome 3: LAMONT. Coll. Logorstom, Orstom.
- Girard, G. (1982). Modélisation des écoulements de surface sur des bassins hydrologiques équipés de réservoirs: modèle MODLAC. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* **19**(2), 55-72.
- Ousterhout, J. K. (1993) Tcl and the Tk toolkit. Draft report, University of California, Berkeley.
- Romanowicz, R., Beven, K., Freer, J. & Moore, R. (1993) TOPMODEL as an application module within WIS. In: *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proc. HydroGIS93 Conf., Vienna, April 1993) (ed. par K. Kovar & H. P. Nachtnebel), 211-223. IAHS Publ. no. 211.

INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROLOGICAL SCIENCES

Hydrological Sciences Journal

The Association has produced a scientific journal since 1956. This journal is one of the oldest and most international of all the hydrology journals and it is produced by hydrologists for hydrologists. The present title, *Hydrological Sciences Journal*, came into effect from 1982. From 1988 the frequency of publication was increased from quarterly to bimonthly. As well as scientific papers on all aspects of hydrology the Journal contains announcements on worldwide hydrological activities organized or sponsored by IAHS, book reviews, and a diary of forthcoming events.

Subscriptions: The 1996 annual subscription (for six issues) is £106 or \$170 (USA); the 1997 subscription is £116 or \$180 (USA); dispatch within Europe by surface mail and to other continents by air-speeded delivery is included. The subscription address is:

Mrs Frances Watkins, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

tel.: +44 1491 692442

fax: +44 1491 692448/692424

e-mail: frances@iahs.demon.co.uk

Back issues of many volumes are still available and may also be ordered from this address.

Contributions: The Editor welcomes original papers, scientific notes, and letters. There is no page charge for papers less than 15 printed pages in length. Please submit material for publication to Frances Watkins at the above address. Original papers will be screened by two referees, usually chosen from the Panel of Associate Editors. Instructions to Authors are available from Frances Watkins.

Series of Proceedings and Reports

For over 70 years the Association has published proceedings of symposia and workshops, and reports from working groups. Such publications comprise the well established "Red Book" *Series of Proceedings and Reports* (ISSN 0144-7815). Between five and 10 titles are published each year. The *only* address for orders is:

Jilly Gash, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

tel.: +44 1491 692442;

fax: +44 1491 692448/692424

e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk

Standing orders: Customers wishing to receive every new title in the Red Book series may place a "standing order" for the series. The benefits are: a 15% discount, and obtaining each publication at the earliest opportunity.

Series of Special Publications

In 1989 the first of a new series of Special Publications was published. Several more have since been published. Publications in this series have an A4 format, a blue cover, do not generally exceed 100 pages. The *only* address for orders is:

Jilly Gash, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK

tel.: +44 1491 692442;

fax: +44 1491 692448/692424

e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk

Catalogue of Publications

A cumulative catalogue of all IAHS publications is produced every two years. A copy may be obtained from Jilly Gash at IAHS Press, Wallingford. The catalogue is also in the IAHS Homepage on the World Wide Web at:

<http://www.wlu.ca/~wwwiahs/index.html>

International Hydrology Prize

Since 1981 an International Hydrology Prize has been awarded annually on an individual basis in recognition of an outstanding contribution to the science. Nominations for the prize are made by National Committees and forwarded to the Secretary General for consideration by the Nominations Committee. Details of the criteria considered for the award are available from the Secretary General (*address given on the inside front cover*).

Tison Award

The Tison Fund was established in 1982 to provide an annual prize of \$750 (US). The Tison Award will be granted for an outstanding paper published by IAHS in the period of two years prior to the deadline for nominations. *Nominations should be received by the Secretary General not later than 31 December each year.* Candidates must be *under 41 years of age* at the time their paper was published. The full list of rules may be obtained from the Secretary General

