

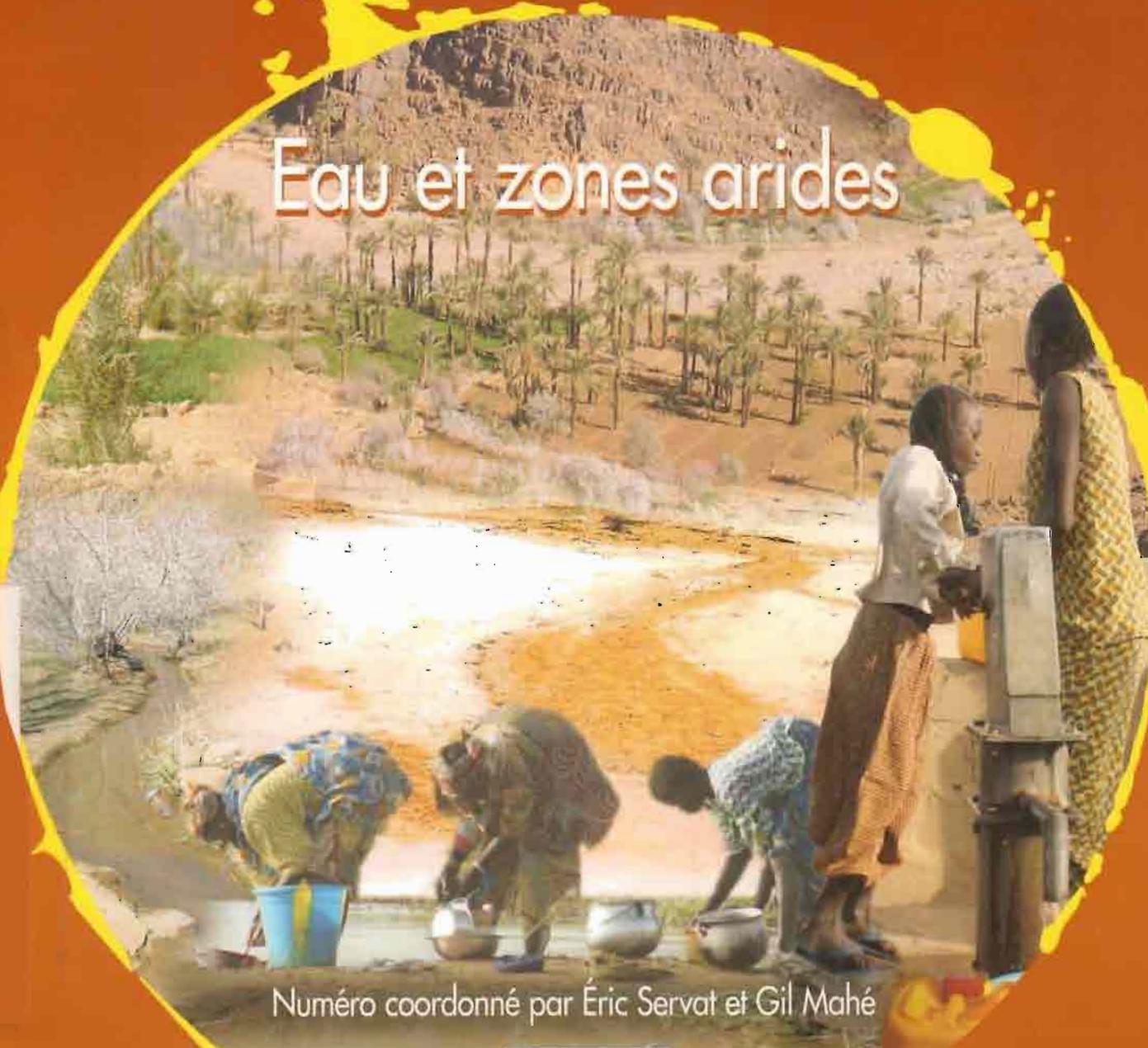
SCIENCE ET CHANGEMENTS PLANÉTAIRES

SECHERESSE

VOLUME 20

NUMÉRO 1

JANVIER - FÉVRIER - MARS 2009



Eau et zones arides

Numéro coordonné par Éric Servat et Gil Mahé

w.jlsc.com

John Libbey
EUROTEXT

AGENCE
UNIVERSITAIRE
DE LA FRANCOPHONIE

IRD
Institut de recherche
pour le développement

Cahiers d'études et de recherches francophones

Sommaire/Contents

Eau et zones arides *Water Resources and Arid Zones*

5 **Éditorial/Editorial**

Éric Servat, Gil Mahé

Introduction/Introduction

7 Eau et zones arides : enjeux et complexité

Water resources and arid zones: Issues and challenges

Éric Servat, Gil Mahé

Situation générale : zones arides et ressources en eau Overall Situation: Arid Areas and Water Resources

9 Ressources et demandes en eau en Méditerranée : situation et perspectives

Water resources and demands in the Mediterranean:

Current situation and perspectives

Mohammed Blinda, Gaëlle Thivet

17 Techniques de mobilisation des ressources en eau et pratiques d'utilisation en zones arides : bilans, évolutions et perspectives

Water resources development techniques and water use practices in arid regions: Balances, evolution and prospects

Patrick Le Goulven, Guillaume Lacombe, Julien Burte, Alain Gioda, Roger Calvez

31 Review of hydrology research within the open eucalypt woodlands of tropical semiarid Australia: A possible source of baseline information for the West African Sahel

Revue des recherches hydrologiques dans les forêts ouvertes d'eucalyptus des régions tropicales semi-arides d'Australie : une source possible d'information hydrologique de base pour les régions du Sahel d'Afrique de l'Ouest

Mike Bonell, John Williams

Observation et outils Monitoring and Tools

48 Operational monitoring of water bodies in arid and semiarid regions with SPOT/VEGETATION satellite: Contribution of EumetCast and recent research projects

Suivi opérationnel par télédétection des plans d'eau en milieux arides à l'aide des données de l'instrument VEGETATION : l'apport d'EumetCast et de récents projets de recherche

Bruno Combal, Eva Haas, Job Andigué, André Nonguierma, Etienne Bartholomé

Ce numéro a été coordonné par Éric Servat et Gil Mahé et a bénéficié du soutien financier de l'Institut de recherche et de développement (IRD).

Éditeur

John Libbey Eurotext Limited
127, avenue de la République
92120 Montrouge, France
Tél. 01 46 73 06 60
Fax 01 40 84 09 99

Secrétaire de rédaction
Chantal Delooz-Karageorgiadés
<chantal.delooz@jle.com>

Secrétaire
Florence Sillé
<florence.sille@jle.com>

Pour soumettre vos manuscrits à *Sécheresse* (fichiers texte au format .doc ou .rtf et images au format jpeg ou tiff), rendez-vous sur le site :

<http://libbey.fontismedia.com/sec/>
et laissez-vous guider

Correspondants

N. Akrimi (Tunisie)
M. De Boedt (Belgique)
N. Bouagga (Algérie)
F. Lopez Bermúdez (Espagne)

Abonnements

NPAI/John Libbey
Service abonnements
26 bis, rue Kléber
93107 Montreuil cedex
Tél. : 01 43 62 66 64
Fax : 01 43 62 84 29
<abonnements@jle.com>

4 numéros par an. France : 107 € TTC.

Voir tarifs complets sur la page d'abonnement insérée dans ce numéro

ISSN (Sécheresse) 1147-7806

ISSN (Sécheresse en ligne) 1777-5922

ISSN (Sécheresse supplément en ligne) 1777-5930

Commission paritaire n° 1009 T 85543

La revue « Sécheresse » est référencée dans les bases Agris, Biosis Previews, CAB International, Orchis, Pascal et Resagri

Traduction

Donald White

Pré-press

Jouve (Mayenne)

Impression

Corlet Imprimeur, SA, ZI route de Vire
14110 Condé-sur-Noireau - N° 120670

Index des annonceurs : John Libbey
Eurotext : p. 4, 4^e de couv.

Couverture : Coopérative de création d'après un cliché de la Société astronomique de France et composition Twice Daily à partir de photos fournies par Eric Servat et Gil Mahé, coordonnateurs de ce numéro.
Bulletin d'abonnement : 3^e de couv
Conseils aux auteurs : 2^e de couv

Le journal *Sécheresse* a reçu le concours des organismes suivants :

- le ministère de l'Environnement (France)
- le ministère délégué à la Coopération et à la Francophonie (France)
- le ministère des Affaires étrangères (France)
- l'Observatoire du Sahara et du Sahel (Tunisie)
- l'Institut de recherche pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement (Cemagref - France)
- le Centre de coopération internationale en recherche agronomique (Cirad - France)
- l'Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO-Italie)
- le Comité inter-États de lutte contre la sécheresse au Sahel (Cils)
- l'Institut de recherche scientifique pour le développement en coopération (IRD - France)
- le Centre technique agronomique (CTA-Pays-Bas)
- l'Institut national de la recherche agronomique (Inra - France)
- le Centre national de la recherche scientifique (CNRS - France)
- l'Institut national de la recherche scientifique (Inrs/Eau - Québec)
- l'Institut agronomique et vétérinaire Hassan II (Maroc)

- 57 Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie
Annual variability of precipitation in the northwest of Algeria
Hind Meddi, Mohamed Meddi
- 66 Apport d'une caractérisation du réseau hydrographique sur la forme des crues à l'échelle d'un petit bassin-versant en zone semi-aride
Contribution of hydrographic network characterization on flow forms at the small catchment area scale in a semiarid zone
Taoufik Hermassi, Jean-Marie Lamachère, Slah Nasri, Hamadi Habaieb

Impacts climatiques sur la ressource et l'environnement *Impact of Climate on Water Availability and on the Environment*

Les nappes/Aquifers

- 78 Origine de la minéralisation dans l'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie)
Origin of the mineralization in the Plio-quadernary eastern coastal aquifer of Cap Bon (Tunisia)
Mohamed Fethi Ben Hamouda, Christian Leduc, Jamila Tarhouni, Kamel Zouari
- 87 Évolution de la recharge de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan (Tunisie centrale) déduite de l'analyse géochimique
Past and present groundwater recharge processes in the Kairouan plain aquifer (Central Tunisia) inferred from geochemical analyses
Safouan Ben Ammar, Leila Jeribi, Guillaume Favreau, Kamel Zouari, Christian Leduc, Monique Oi, Jemaïel M'barek, Ridha Beji

Les barrages/Dams

- 96 Évolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens
Changes in big dams of arid areas: Some examples in Algeria
Boualem Remini, Christian Leduc, Wassila Hallouche
- 104 Effet du barrage de Manantali sur les modifications du régime hydrologique du fleuve Sénégal dans le bassin amont : une approche statistique
Impact of the Manantali dam on the modifications of the Senegal river basin hydrological regime: A statistical approach
Soussou Sambou, Yaya Diémé, Abdou Karim Touré, Ansou Malang Badji, Edmond Nicaise Malanda-Nimy
- 112 Les petits barrages du nord de la Côte d'Ivoire : inventaire et potentialités hydrologiques
Small reservoirs of Northern Côte d'Ivoire: Inventory and hydrological potentialities
Philippe Cecchi, Franck Gourdin, Soungalo Kone, Daniel Corbin, Jackie Etienne, Alain Casenave

Les zones irriguées/Irrigated Areas

- 123 Estimation spatialisée de l'évapotranspiration des cultures irriguées par télédétection : application à la gestion de l'irrigation dans la plaine du Haouz (Marrakech, Maroc)
Spatialized estimates of evapotranspiration of irrigated crops using remote sensing: Application to irrigation management in the Haouz plain (Marrakesh, Morocco)
Vincent Simonneaux, Michel Lepage, Dorian Helson, Jérôme Métral, Sonia Thomas, Benoît Duchemin, Mohamed Cherkaoui, Hakim Kharrrou, Brahim Berjami, Abdelghani Chehbouni

Érosion et occupation du sol/*Erosion and Land Use*

- 131 Interaction entre érosions hydrique et éolienne sur sols sableux pâturés au Sahel : cas du bassin-versant de Katchari au nord du Burkina Faso
Wind and water erosions of pastured sandy soils in the Sahel: A case study in Northern Burkina Faso
Jean-Louis Rajot, Harouna Karambiri, Olivier Ribolzi, Olivier Planchon, Jean-Pierre Thiebaut
- 139 Variabilité climatique et transport de matières en suspension sur le bassin de Mayo Tsanaga (Extrême-Nord Cameroun)
Climatic variability and transport of suspended matter in the Mayo-Tsanaga basin (Extreme-North Cameroon)
Gaston Liéno, Gil Mahé, Jean-Emmanuel Patourel, Éric Servat, Georges Emmanuel Ekodeck, Félix Tchoua
- 145 Les conséquences géomorphologiques de l'occupation du sol et des changements climatiques dans un bassin-versant rural sahélien
Geomorphological consequences of land use and climate change in a Sahelian rural catchment basin
Ibrahim Bouzou Moussa, Oumarou Faran Maiga, Jean-Marie Karimou Ambouta, Benoît Sarr, Luc Descroix, Mahaman Moustapha Adamou

Santé/Health

- 153 Mares temporaires et risques sanitaires au Ferlo : contribution de la télédétection pour l'étude de la fièvre de la vallée du Rift entre août 2003 et janvier 2004
Water ponds and sanitary risk in the Ferlo area: Contribution of remote sensing in studying Rift Valley Fever between August 2003 and January 2004
Jacques André Ndione, Jean-Pierre Lacaux, Yves Tourre, Cécile Vignolles, Delphine Fontanaz, Murielle Lafaye
- 161 Ressources en eau et santé publique au Sahel : exemple de la propagation des maladies infectieuses à Saint-Louis (Sénégal)
Water and public health in Sahelian countries: The case of infectious disease in Saint-Louis (Senegal)
Moussa Mbaye, Gil Mahé, Éric Servat, Richard Laganier, Sylvain Bigot, Omar Diop, Jean-Francois Guégan

Ressources en eau et socio-économie/*Water Resources and Socio-economy*

- 171 The implications of a decade of drought in Australia (1996-2007)
Les implications d'une décennie de sécheresse en Australie de 1996 à 2007
Trevor M. Daniell

Éric Servat
Gil Mahé

UMR HydroSciences Montpellier
(CNRS, IRD, UM1, UM2)
Maison des Sciences de l'Eau
Université de Montpellier 2
Place Eugène Bataillon
34095 Montpellier cedex 5
<Eric.Servat@msem.univ-montp2.fr>
<Gil.Mahe@msem.univ-montp2.fr>

Sous l'égide de l'Unesco, 26 agences des Nations unies ont travaillé pour produire le troisième rapport mondial sur les ressources en eau, paru quelques jours avant le Forum mondial de l'eau qui s'est tenu à Istanbul en mars 2009. Contrairement aux éditions précédentes, le ton de ce rapport est pour le moins alarmant. Dans son préambule, Koïchiro Matsuura, directeur de l'Unesco, explique qu'« *en dépit du caractère vital de l'eau, le secteur souffre d'un manque chronique d'intérêt politique, d'une mauvaise gouvernance, et de sous-investissement* » et qu'il est nécessaire d'« *agir d'urgence pour éviter une crise globale* ».

Et pourtant, les prélèvements annuels globaux par rapport au volume d'eau facilement accessible et « utilisable » sont évalués, aujourd'hui, à 3 800 milliards de mètres cubes, ce qui ne représente que 25 % des ressources utilisables. Mais cette relative abondance ne reflète pas les énormes disparités de la distribution géographique de cette ressource vitale. Certaines régions sont, en effet, d'ores et déjà en état de stress hydrique (ressources inférieures à 500 m³ par an et par habitant), alors que d'autres ont à faire face à des catastrophes liées à la surabondance chronique des précipitations. Ces inégalités entraînent des difficultés nombreuses et de tous ordres.

Sur le plan démographique, par exemple, la croissance de la population mondiale augmente les besoins en eau de 64 milliards de mètres cubes chaque année. Agriculture, développement économique et production d'énergie rendent indispensable une ressource toujours plus importante en fonction des choix stratégiques et des engagements qui en dépendent.

Les désordres induits par le changement climatique ont aussi des conséquences sur le cycle hydrologique, et les prévisions du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) s'accordent à prévoir des sécheresses plus longues et des inondations plus nombreuses. Ces désordres viendront renforcer la dégradation déjà constatée des écosystèmes, par ailleurs souvent surexploités.

Sur le plan sanitaire, on constate déjà que, dans les pays en développement, 80 % des maladies sont liées à l'eau, conséquence d'un accès trop rare à une eau potable et d'un criant manque d'infrastructures dû à un double déficit de financements et de choix politico-stratégiques.

Ce panorama de l'eau aujourd'hui, somme toute inquiétant, doit, néanmoins, aussi prendre en compte l'appropriation croissante des questions environnementales par l'opinion publique, ainsi que l'internationalisation et la globalisation de la réflexion autour de la question de l'eau. L'« or bleu » s'impose peu à peu comme un des enjeux les plus forts du XXI^e siècle, avec, en arrière-plan, la menace des « guerres de l'eau ».

Parallèlement, nombreuses sont les zones arides et semi-arides d'ores et déjà menacées par la désertification, et, donc, par la dégradation des sols, en raison de divers facteurs parmi lesquels la sécheresse, bien entendu, mais aussi la surexploitation des ressources.

Ces zones sèches sont des écosystèmes extrêmement fragiles. La rareté des ressources en eau douce, la maigre épaisseur des terres arables et la faible productivité de la biomasse les rendent particulièrement vulnérables aux pratiques d'exploitation nuisibles telles que le surpâturage, le déboisement ou une irrigation inadaptée qui favorise la salinisation des sols. On comprend donc aisément que, dans les zones arides et semi-arides, les enjeux planétaires de l'eau soient encore plus exacerbés. En effet, ce sont près de 25 % des habitants de la planète qui vivent dans ces régions qui conjuguent forte croissance démographique, pauvreté et mortalité infantile, tout en ne disposant que de seulement 2 % des ressources mondiales en eau. Fragilité des écosystèmes secs et limites des ressources disponibles y sont ainsi rarement prises en compte, car les priorités sont autres, souvent tournées vers l'évidente et cruciale question de la survie de la population.

Cette réflexion peut s'étendre, au-delà, dans les zones frontalières entre les régions semi-arides et les régions subhumides, *a priori* moins concernées par les effets du

changement climatique sur les ressources en eau, du fait de leur humidité originelle un peu plus importante. Ce sont, cependant, là aussi, des zones très sensibles aux conséquences d'une baisse des précipitations, tant d'un point de vue environnemental que sociétal. En effet, les populations de ces régions, avant d'être confrontées à la sécheresse et à ses implications, n'ont pas été habituées à gérer un déficit hydrique ou une désertification

croissante. Ces zones très peuplées présentent depuis plusieurs décennies des changements radicaux de modes de vie et fournissent de forts contingents de migrants vers les grandes agglomérations urbaines des pays en développement.

Grâce aux travaux de recherche menés ces dernières décennies, la connaissance des zones arides s'est nettement approfondie et une grande quantité de données est désormais disponible sur le sujet. Il faut,

néanmoins, faire face à des interrogations nouvelles qui se posent avec acuité dans ces territoires, telles que les variations climatiques et leurs conséquences sur le cycle de l'eau, ou les enjeux de la durabilité.

Ce numéro spécial de *Sécheresse*, consacré à la question de l'eau dans les zones arides, n'a d'autre ambition que d'apporter une contribution à l'étude de la spécificité de ces milieux, pour mieux faire face aux enjeux qui sont les leurs. ■

Éric Servat
Gil Mahé

UMR HydroSciences Montpellier
(CNRS, IRD, UM1, UM2)
Maison des Sciences de l'Eau
Université de Montpellier 2
Place Eugène Bataillon
34095 Montpellier cedex 5
<Eric.Servat@msem.univ-montp2.fr>
<Gil.Mahe@msem.univ-montp2.fr>

Eau et zones arides : enjeux et complexité

Plus qu'ailleurs, dans les zones arides et semi-arides, la gestion durable des ressources en eau est un *challenge* permanent, dont la difficulté s'accroît depuis plusieurs décennies à cause, d'une part, des impacts du changement climatique et, d'autre part, de l'accroissement des populations et de leurs besoins en eau.

Afin d'apporter quelques éléments d'information actualisés sur la situation des ressources en eau et de leur usage dans les zones arides, nous avons rassemblé dans ce numéro spécial 18 études représentatives de problématiques scientifiques majeures, sur des terrains variés en Amérique du Sud et centrale, en Méditerranée, en Afrique subsaharienne et en Australie.

Situation générale : zones arides et ressources en eau

La première préoccupation dans les zones arides peuplées, c'est la disponibilité en eau par rapport à une demande sociétale croissante, comme le montrent Blinda et Thivet autour de la Méditerranée. Quelles sont les ressources en eau renouvelables, les perspectives d'évolution de la demande et les risques de pénurie ? Quels sont les risques de tension sur la ressource dans les régions où la demande augmente (en Afrique du Nord et au Proche-Orient, notamment) ? Blinda et Thivet analysent les sources d'approvisionnement – prélèvement, réutilisation, exploitation minière, dessalement –, les solutions de gestion des crises et l'adaptation des politiques de gestion de l'eau, sur la base de la Stratégie méditerranéenne pour le développement durable adoptée en 2005.

Les ressources identifiées, il reste à les mobiliser, grâce à des techniques dont Le Goulven dresse un inventaire, à partir d'exemples en Tunisie, au Brésil et au Mexique. Qu'il s'agisse d'eaux de surface ou

d'eaux souterraines, les moyens sont multiples pour stocker l'eau : barrages, réservoirs souterrains, aménagements superposés. Mais d'autres techniques permettent d'utiliser des ressources en eau non conventionnelles : désalinisation, réutilisation d'eaux usées, capture d'eau atmosphérique ou de rosée. Les instruments de la gestion sont l'irrigation traditionnelle ou localisée (goutte à goutte) et les techniques d'économies, qui doivent être accompagnées d'outils économiques et réglementaires.

Un troisième aspect de la problématique de l'eau dans les zones arides est la compréhension des processus hydrologiques à la surface et en subsurface et de leur variabilité en fonction de l'évolution des contraintes climatiques et anthropiques. Un très bon exemple est donné par Bonell et Williams à partir d'une revue de la recherche sur l'hydrologie sahélienne en Australie, synthèse de 15 années de travaux menés par le *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation* (CSIRO) entre 1975 et 1990. L'environnement naturel et le climat sont très semblables à ceux du Sahel d'Afrique de l'Ouest, ce qui rendrait très intéressante la comparaison des résultats dans les deux régions, l'environnement australien étant beaucoup moins perturbé par les activités anthropiques.

Observation et outils

Les données satellitaires sont utilisées à de multiples fins en hydrologie et en surveillance de l'environnement. Au titre du Centre commun de recherche de la Commission européenne d'Ispra, Combal *et al.* en donnent un exemple pour la détermination des zones humides en Afrique grâce aux données SPOT VEGETATION, avec une répétitivité de 10 jours.

La base de toute étude hydrologique reste l'observation au sol des pluies, des débits et de tous les autres paramètres climatiques et données piézométriques. Dans

l'article de Meddi et Meddi la variabilité pluviométrique est étudiée à l'échelle de l'Algérie. Ils mettent en évidence la diminution des pluies observée depuis plusieurs décennies, qui va de 20 à 30 % selon les régions. Cette baisse des pluies est également observée dans de nombreuses autres régions, au Maghreb et au Sahel notamment, et nous oblige à nous interroger : est-ce une manifestation du changement climatique en cours, qui laisserait prévoir, pour les prochaines décennies, un scénario semblable, mais amplifié, ou n'est-ce qu'un pur hasard ?

Enfin, la modélisation hydrologique qui sert à la simulation des débits est indispensable à l'étude des effets du changement climatique (pluies et évapotranspiration surtout) sur les régimes hydrologiques et les ressources en eau. Il existe plusieurs types de modèles selon les objectifs. Hermassi *et al.* nous proposent une étude qui vise à améliorer la modélisation d'un petit bassin-versant cultivé en Tunisie.

Impacts climatiques sur la ressource et l'environnement

Dans les régions où les ressources en eau sont limitées, la moindre perturbation d'un seul compartiment du cycle hydrologique peut avoir des répercussions majeures sur l'ensemble du cycle et sur la disponibilité en eau pour les différents usages qu'en ont les populations. Les perturbations peuvent être d'origine climatique ou anthropique, concerner les eaux souterraines ou les eaux de surface, ou l'environnement via l'érosion et les états de surface. Les impacts sur la ressource en eau concernent tous les domaines d'activité, depuis l'approvisionnement en eau potable jusqu'à l'irrigation, mais également la santé.

Les nappes

La recharge des nappes est intimement liée à la qualité des précipitations. La baisse des pluies enregistrée dans de nombreux pays arides et semi-arides depuis plusieurs décennies est le plus souvent associée à une baisse du niveau des eaux souterraines. Mais la pression anthropique semble être un facteur plus important encore : la surexploitation des eaux souterraines provoque une dégradation de la qualité des eaux, comme le montrent Ben Hamouda *et al.* dans leur étude de l'aquifère de la côte orientale du cap Bon en Tunisie, qui connaît une dégradation de la qualité de ses eaux, du fait de la surexploitation de la nappe et du développement de l'irrigation. Ben Ammar *et al.*, sur la base d'une étude géo-

chimique qui permet d'étudier l'évolution de la recharge, attribuent à une surexploitation locale des ressources et à la construction de barrages la diminution de la recharge de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan depuis plusieurs décennies.

Les barrages

La construction d'un barrage répond à des besoins différents selon sa taille. Le point commun est la possibilité de disposer d'eau à tout moment de l'année, quelle que soit la variabilité du régime pluviométrique. À l'échelle d'une nation comme l'Algérie, la construction de grands barrages a constitué une priorité nationale. Rémini *et al.* apportent quelques éléments chiffrés sur les pertes en eau liées aux 57 grands barrages du pays : pertes par évaporation et par fuite, et surtout perte de capacité d'emmagasinement par envasement. La tendance dans de nombreux pays est à l'accélération de l'envasement, du fait d'une érodibilité accrue des pentes. Les plus grands barrages stockent des quantités d'eau très importantes et ont, de ce fait, un impact majeur sur les régimes hydrologiques, comme le montrent Sambou *et al.* : les écoulements du fleuve Sénégal sont modifiés par le barrage de Manantali. Cependant, si les écoulements de basses eaux ont varié significativement après la mise en service du barrage, la variabilité des écoulements des hautes eaux reste marquée, en Afrique de l'Ouest, par la rupture climatique de 1970.

Enfin, dans de nombreuses régions du monde, on a construit des petits barrages à vocation locale, essentiellement agricole et pastorale, pour permettre aux populations de ne pas quitter leurs villages pendant la saison sèche. Ces ouvrages sont très nombreux dans certains pays ou régions arides ou semi-arides comme le Nordeste du Brésil ou le Burkina-Faso. Ils sont également très utilisés dans des régions moins arides mais connaissant une longue saison sèche comme le nord de la Côte d'Ivoire. Cecchi *et al.* en font l'inventaire et étudient leurs potentialités hydrologiques. Les apports excessifs en eau et en sédiments dus à l'augmentation des coefficients de ruissellement, reliés à la disparition des environnements naturels, constituent aujourd'hui la principale menace sur ces ouvrages.

Les zones irriguées

L'irrigation est un sujet extrêmement vaste. Il est évoqué dans ce numéro par une étude de Simonneaux *et al.* sur l'apport de la télédétection à une estimation fiable de l'évapotranspiration de surfaces agrico-

les irriguées dans le Sud marocain. Dans un contexte de forte tension sur la ressource, les outils développés permettent une gestion plus précise de l'eau.

Érosion et occupation du sol

Avec l'augmentation de la population et des surfaces cultivées, la végétation naturelle disparaît et on observe une augmentation de l'érodibilité des sols, à l'origine de plusieurs problèmes : la perte de sols fertiles, l'augmentation de la turbidité dans les cours d'eau et de la vitesse d'envasement des barrages. Rajot *et al.* étudient la susceptibilité à l'érosion éolienne d'un sol sableux sahélien du nord du Burkina-Faso. Liénoü *et al.* étudient l'évolution temporelle du transport de sédiments dans un petit cours d'eau du Nord-Cameroun, où, malgré la diminution de plus de 50 % des débits depuis le début de la sécheresse, les quantités de matières transportées restent identiques. Enfin, au Niger, Bouzou Moussa *et al.* s'intéressent aux conséquences géomorphologiques sur la dynamique hydroérosive des changements relatifs au climat et à l'occupation du sol, dans un contexte, là aussi, d'augmentation des coefficients de ruissellement.

Santé

Parmi les impacts des changements climatiques, ceux sur la santé font l'objet d'une attention accrue, mais restent difficiles à appréhender, qu'ils concernent une zone rurale et essentiellement le bétail (Ndione *et al.*), ou les populations de la ville de Saint-Louis au Sénégal (Mbaye *et al.*). Ndione *et al.* étudient la relation entre variabilité climatique, zones humides et fièvre de la vallée du Rift dans le Ferlo au Sénégal. Ils déterminent les conditions climatiques favorables au développement de l'épidémie dans une région de mares temporaires. Mbaye *et al.* étudient les relations entre occurrences de maladies infectieuses, climat et hydrologie en zone urbaine à Saint-Louis du Sénégal, et mettent en évidence la plus grande vulnérabilité des populations qui habitent les quartiers les moins bien équipés en structures sanitaires.

Ressources en eau et socio-économie

Pour terminer, Daniell présente les impacts majeurs de 10 années de sécheresse sur les ressources en eau, les usages et toute l'économie du Sud-Est de l'Australie, et les liens avec le changement climatique et El Niño. ■

Mohammed Blinda
Gaëlle Thivet

Plan Bleu
15, rue Ludwig Van Beethoven
06560 Valbonne
France
Site web : www.planbleu.org
<mblinda@planbleu.org>
<gthivet@planbleu.org>

Ressources et demandes en eau en Méditerranée : situation et perspectives

Résumé

Dans les pays du pourtour méditerranéen, les ressources en eau sont limitées et très inégalement réparties dans l'espace et dans le temps. Les pays de la rive Sud reçoivent seulement 10 % du total des précipitations moyennes annuelles. La population méditerranéenne « pauvre » en eau, c'est-à-dire celle des pays disposant de moins de 1 000 m³/hab/an de ressources renouvelables, pourrait atteindre 250 millions d'habitants en 2025, dont 80 millions en situation de pénurie avec moins de 500 m³/hab/an. La demande en eau de l'ensemble des pays méditerranéens a doublé dans la deuxième moitié du xx^e siècle pour atteindre, en 2005, 280 km³/an. Elle pourrait encore s'accroître de près de 20 % d'ici à 2025, pour l'essentiel dans les pays du Sud et de l'Est. L'agriculture représente près de 65 % de cette demande totale en eau. Les pertes lors du transport et des différents usages de l'eau sont, quant à elles, estimées à plus de 35 % de la demande totale. Dans certains pays, les prélèvements en eau approchent voire dépassent déjà le niveau limite des ressources renouvelables. Une partie croissante des demandes est satisfaite par une production d'eau « non durable » reposant sur le prélèvement d'eaux fossiles ou sur la surexploitation de ressources renouvelables. La poursuite de stratégies nationales qui privilégient encore trop souvent l'accroissement de l'offre en eau, mobilisant et altérant toujours davantage les ressources naturelles, comporte de graves risques à terme. Dans un contexte de pénurie croissante dans une partie de la région et face aux incertitudes liées au changement climatique, il devient de plus en plus nécessaire d'adapter les politiques de gestion de l'eau, de mieux gérer les différents usages et d'utiliser les ressources de façon plus économe et optimale, pour répondre aux besoins des populations et aux nécessités du développement d'aujourd'hui et de demain. L'amélioration de la gestion intégrée des ressources et demandes en eau a ainsi été retenue comme le premier domaine d'action prioritaire de la Stratégie méditerranéenne pour le développement durable adoptée en 2005 par l'ensemble des pays riverains de la Méditerranée.

Mots clés : changement climatique, gestion de la demande en eau, Méditerranée, pénurie d'eau, ressources en eau.

Abstract

Water resources and demands in the Mediterranean: Current situation and perspectives

In the Mediterranean rim countries, water resources are limited and very unequally distributed over both space and time. The southern rim countries receive only 10% of the total annual average rainfall. The number of people living in countries in situations of water scarcity, with less than 1000 m³/capita/year of renewable water resources, could reach 250 million in 2025, 80 million of whom would be facing extreme shortage conditions with less than 500 m³/capita/year. During the second half of the 20th century, water demand increased twofold, reaching 280 km³/year in all rim countries in 2005. It may increase by a further 20% by 2025, essentially in the southern and eastern countries. Agriculture accounts for nearly 65% of this total water demand. Losses during water transport and use are estimated at more than 35% of the total water demand. In some countries, water withdrawals

L'eau : une ressource irrégulière, rare et fragile en Méditerranée

Les ressources en eau douce renouvelables, aussi bien souterraines que superficielles, de l'ensemble des pays méditerranéens¹ sont estimées, en année moyenne, à environ 1 080 km³/an. Le fait majeur est le déséquilibre prononcé de la répartition géographique de ces ressources (figure 1) : près des 2/3 se concentrent dans les pays du Nord ; les pays de l'Est et du Sud de la Méditerranée ne sont dotés que de respectivement un quart et un dixième des ressources en eau et l'ensemble des 6 pays et territoires les moins pourvus (Chypre, Israël, Libye, Malte, Territoires palestiniens, Tunisie) dispose de moins de 1 % du total [1, 2]. En outre, 28 % de ces ressources (300 km³/an) traversent des frontières et sont donc communes à plusieurs pays, méditerranéens ou non. Le taux de dépendance vis-à-vis de ressources externes est particulièrement élevé dans quelques pays : 97 % en Egypte (Nil), 55 % en Israël (Jourdain, Mountain Aquifer), 47 % en Croatie, 43 % en Syrie (Euphrate).

À cette irrégularité de répartition des ressources en eau dans l'espace, s'ajoute une très grande irrégularité dans le temps, à la fois intra-annuelle et interannuelle. Chiffrer les ressources en eau par des moyennes annuelles est alors loin de traduire toute la réalité, les écarts étant beaucoup plus significatifs que les moyennes.

La variabilité intra-annuelle se caractérise par une concentration des pluies sur quelques mois (50-100 jours par an en moyenne) et par une moindre disponibilité en eau pendant la période estivale corres-

pondant au pic des plus grandes demandes en eau (irrigation, tourisme). Pour mesurer cette variabilité dans l'année, on définit les ressources « régulières » comme l'écoulement assuré à 90 % du temps lors d'une année moyenne. Sur le volume total des ressources renouvelables du bassin méditerranéen en année moyenne, seule une faible proportion, environ 30 %, est régulière.

Key words: climate change, the Mediterranean, water demand management, water resources, water scarcity.

À la variabilité au sein de l'année se surimpose une très forte variabilité inter-annuelle, entre les différentes années successives. Les années déficitaires (par rapport aux moyennes annuelles) en termes de précipitations sont ainsi fréquentes. Elles peuvent résulter d'un déficit d'apport (précipitations efficaces) d'hiver et de printemps, à conséquences surtout hydrologiques, et/ou d'une accentuation de la sécheresse estivale (amplitude et longueur

à conséquences immédiates sur les sols et la végétation et à effets hydrologiques différés [3]

Cette irrégularité restreint considérablement la possibilité d'exploiter les ressources en eau superficielles et a justifié la réalisation de nombreux ouvrages destinés à leur stockage et à leur régulation intra- ou inter annuelle.

Les évaluations des ressources en eau renouvelables moyennes présentées ci-dessus restent ainsi encore trop optimistes car les ressources dites « naturelles », calculées par les hydrologues, ne sont qu'en partie accessibles. Leur exploitation est donc fonction non seulement des possibilités pratiques et socio-économiques qu'on a de les maîtriser, mais aussi des contraintes environnementales. En pratique, les ressources en eau réellement exploitables sont, suivant les pays, de l'ordre de la moi-

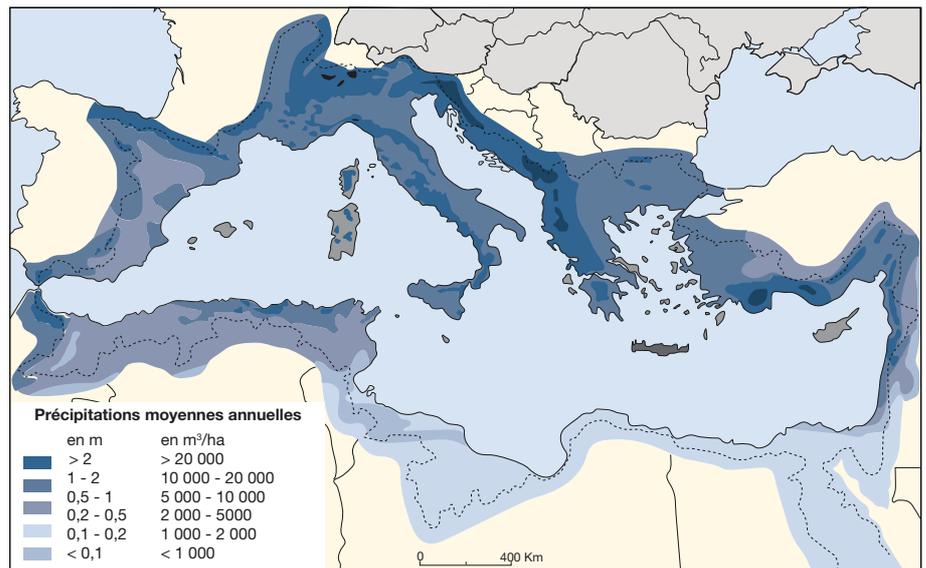


Figure 1. Répartition des précipitations moyennes dans le Bassin méditerranéen.

Source : Plan Bleu, J. Margat, 2003.

¹ Espagne, France, Monaco, Italie, Malte, Slovénie, Croatie, Bosnie-Herzégovine, Monténégro, Albanie, Grèce, Turquie, Chypre, Syrie, Liban, Territoires palestiniens, Israël, Egypte, Libye, Tunisie, Algérie, Maroc.

tié ou du tiers des ressources « naturelles » et elles seules sont à comparer aux populations et aux demandes, dans chaque pays et, de préférence, pour chaque bassin.

Il convient, en sens inverse, de ne pas restreindre les ressources aux seules « eaux bleues » formées par les écoulements d'eaux superficielles et souterraines et de considérer et compter aussi les « eaux vertes », c'est-à-dire les eaux provenant des précipitations. Le flux moyen annuel de ces « eaux vertes » est compris entre 400 et 500 km³/an dans les pays méditerranéens, mais il est aussi inégalement réparti : 65 % au nord, 20 % à l'est, 15 % au sud. Ce constat explique l'importance de la demande en eau d'irrigation dans tous les pays de l'Est et du Sud, demande souvent supérieure à 60 %, et pouvant dans certains pays atteindre près de 90 %, de la demande en eau agricole (incluant eaux bleues et eaux vertes). Les chiffres-clés du *tableau 1* résument ces contrastes entre sous-régions.

Les effets régionaux du changement climatique global sur le cycle de l'eau, même s'ils sont encore difficilement quantifiables à des échéances précises, vont très vraisemblablement appauvrir les ressources en eau des pays méditerranéens et amplifier leur variabilité, par des sécheresses plus accentuées et plus fréquentes, et donc affaiblir leur exploitabilité au Nord comme au Sud. Les territoires les plus pauvres en eau seront les plus affectés. Tous les exercices récents de modélisation situent la Méditerranée parmi l'une des régions les plus vulnérables au réchauffement planétaire [4].

Il convient de noter que plusieurs pays du Sud ont déjà récemment révisé en baisse les chiffres des ressources en eau sur lesquels leurs plans de développement sont basés, par précaution ou par la prise en compte des nombreuses années

sèches de la dernière décennie qui ont fait chuter les moyennes de 20 % en Algérie et de 25 % au Maroc [5].

L'indicateur de compétition en eau et le ratio inverse - l'indice de ressources par habitant -, définis dans le *tableau 1*, sont très sensibles aux variations de population et expriment bien, en moyenne, la richesse ou la rareté relative en eau d'un pays. Ces indicateurs sont pratiques pour des comparaisons nationales et, surtout, pour la prospective des situations, puisqu'ils reposent sur la seule variable démographique, relativement facile à projeter. L'expression des ressources en eau « naturelles » moyennes par habitant constitue le premier indicateur servant à caractériser les situations de « tension » ou de « pauvreté en eau » (entre 1000 et 500 m³/hab/an) et de « pénurie structurelle » (moins de 500 m³/hab/an) et permet d'illustrer les écarts existant entre pays et entre régions intérieures ou entre bassins (*figure 2*). Par exemple, les ressources naturelles par habitant du Monténégro, estimées à plus de 25 000 m³/an, sont

500 fois plus grandes que celles de Gaza, territoire le plus démuné. L'indice de compétition, correspondant au nombre d'habitants devant se partager chaque million de m³ annuel, varie quant à lui de 40 habitants au Monténégro à 25000 à Gaza.

Des demandes en eau croissantes au Sud et à l'Est

La demande en eau se définit comme l'ensemble des volumes d'eau nécessaires à la satisfaction des différents usagers de l'eau, y compris les volumes « perdus » lors du transport entre le lieu de prélèvement ou de production et le lieu de consommation finale et lors de l'usage. La demande se distingue de la consommation finale de l'eau par l'utilisateur car elle inclut aussi toutes les pertes et non-usages. Elle est satisfaite par des prélèvements sur les ressources naturelles, des importations d'eau et des productions d'eau non conventionnel-

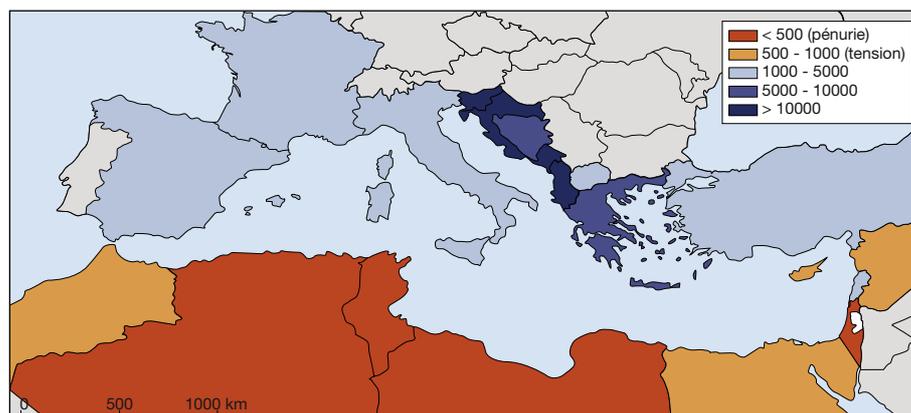


Figure 2. Ressources naturelles en eau renouvelables par habitant (m³/hab/an), 2000-2005. Source : Plan Bleu, 2008.

Tableau 1. Ressources naturelles en eau renouvelables en région méditerranéenne. Source : Plan Bleu, 2007

		Sous-régions (pays entiers)			Total	
		Nord (Europe)	Est (Proche-Orient)	Sud (Afrique du Nord)		
Ressources naturelles renouvelables (eaux bleues) (moyennes annuelles) (a)	Total (km ³ /an)	740	247	95	1083	
	Total (%)	68	23	9	100	
	Par habitant (m ³ /an)	3915	2371	631	2441	
Indice de compétition	Habitants/hm ³ /an	255	422	1584	410	
	Ressources naturelles renouvelables exploitables (moyennes annuelles) (b)	Total (km ³ /an)	359	133	81	572
	Total (%)	63	23	14	100	
Estimation des eaux vertes (moyennes annuelles) (c)	Par habitant (m ³ /an)	1899	1279	536	1289	
	Total (km ³ /an)	300	100	70	470	
	Total (%)	64	21	15	100	

(a) Ressources internes et externes, calculées par sous-régions sans double compte dû aux échanges entre pays méditerranéens voisins.

(b) Suivant des critères propres à chaque pays.

(c) Eaux pluviales utilisées et consommées (évapotranspirées) par l'agriculture irriguée et les pâturages.

les comme le dessalement ou la réutilisation des eaux usées épurées.

Les moteurs principaux de la demande en eau en Méditerranée sont l'irrigation, pour faire face à un déficit pluviométrique et à une demande alimentaire croissante dans les pays du Sud et de l'Est, les besoins domestiques et le tourisme en pleine expansion. Les rétrospectives sur de longues périodes montrent qu'au cours de la seconde moitié du xx^e siècle, les demandes totales en eau ont doublé pour atteindre, en 2005, environ 280 km³/an pour l'ensemble des pays méditerranéens [6]. Les pays ayant connu les plus fortes croissances, supérieures à 2 % par an, sont la Turquie, la Syrie et la France. Lors de la dernière décennie, seuls quelques pays ont stabilisé (Israël), voire réduit (Italie, Malte, Chypre) leur demande totale en eau.

L'agriculture irriguée est le premier secteur consommateur d'eau avec 180 km³/an pour alimenter 26 millions d'hectares. Elle représente 64 % de la demande totale en eau : 45 % au nord et 82 % au sud et à l'est. Son poids n'est marginal que dans les pays de l'Est adriatique (tableau 2).

Si les demandes par habitant paraissent assez voisines en moyenne par sous-région, elles sont beaucoup plus contrastées si on les calcule par pays : elles varient de plus de 1 000 m³/an en Égypte, à moins de 100 m³/an en Cisjordanie, au Monténégro ou en Croatie. La variété des poids relatifs de l'irrigation explique, là encore, la plus grande partie des différences. Comme pour les ressources en eau, les demandes calculées par bassin sont marquées par de fortes inégalités. Le record des demandes par habitant se trouve en Espagne dans le bassin de l'Èbre avec 3 700 m³/an vers 2000.

Les demandes en eau ne sont pas liées aux niveaux de développement socio-économique, les pays les plus développés n'utilisent pas plus d'eau que les pays « en

développement ». Comparées à chaque dollar de la valeur ajoutée agricole, les quantités d'eau annuelles utilisées pour l'irrigation vont d'environ 15 litres en Slovaquie à plus de 3 000 litres en Syrie et en Égypte.

D'après les projections du Plan Bleu fondées sur différents plans nationaux, la demande en eau pourrait encore s'accroître d'une cinquantaine de km³ d'ici à 2025 [6, 7]. L'essentiel de cette croissance serait le fait des pays du Sud (+ 28 %) et surtout de la rive Est (+ 33 %), notamment la Turquie et la Syrie (figure 3). La croissance de la demande en eau serait néanmoins décélérée et freinée en quelques cas par la rarefaction des disponibilités et les adaptations des utilisations (Israël).

L'agriculture irriguée devrait rester le principal utilisateur, en volume, de la ressource en eau, notamment au sud et à l'est du bassin [8]. Selon la FAO [9], les surfaces irriguées pourraient augmenter de 38 %

au sud et de 58 % à l'est d'ici 2030, alors que la demande en eau agricole resterait stable au nord, pouvant même régresser (Italie).

La demande des collectivités devrait également continuer à croître pour répondre aux besoins en eau potable d'une population de plus en plus urbaine - 98 millions d'urbains supplémentaires sont attendus au sud et à l'est d'ici 2025 - et à des touristes plus nombreux (300 millions de touristes par an attendus à l'horizon 2025).

La demande en eau pour les secteurs énergétique et industriel devrait baisser en valeur absolue dans les pays du Nord de la Méditerranée, du fait notamment des gains d'efficacité attendus. Dans les pays du Sud et de l'Est, en revanche, le secteur industriel devrait fortement augmenter sa demande en eau en valeur absolue et atteindre plus de 7 % de la demande totale en 2025.

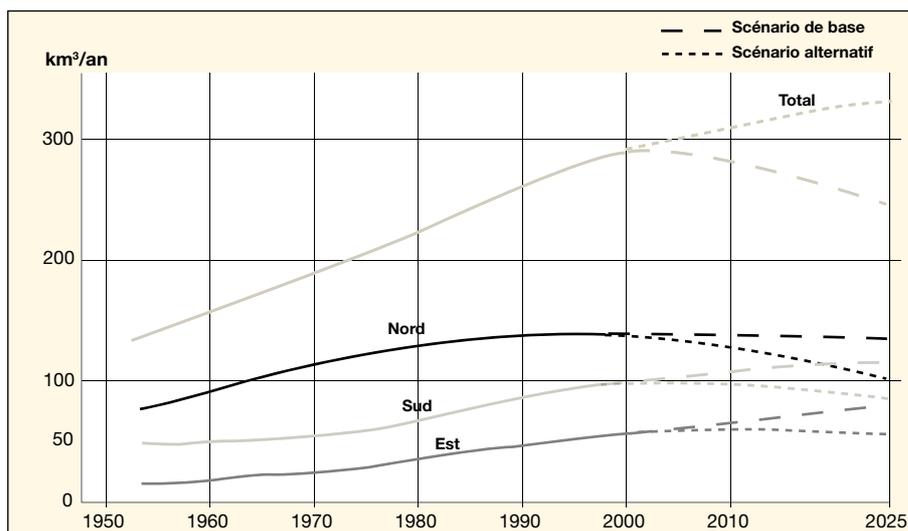


Figure 3. Demandes totales en eau, scénarios tendanciel et alternatif (pays entiers). Source : Plan Bleu, 2005.

Tableau 2. Demandes en eau en région méditerranéenne (moyenne 2000-2005). Source : Plan Bleu, 2007

		Sous-régions (pays entiers)			Total
		Nord (Europe)	Est (Proche-Orient)	Sud (Afrique du Nord)	
Demandes en eau (utilisations) en km ³ /an (moyenne 2000-2005)	Collectivités (eau potable)	22,3	8,7	7,9	38,9
	Agriculture (irrigation)	57,7	47	76,6	181,3
	Industries non desservies	13,6	2,2	3,4	19,2
	Énergie (refroidissement)	2,5	2,5	4,9	41,5
	Total	127,7	60,4	92,8	280,9
Demandes en eau par habitant en m ³ /an pour les 4 secteurs (moyenne 2000-2005)		676	580	618	633

Si elle reste difficile à quantifier, la demande environnementale, destinée notamment au bon fonctionnement des écosystèmes, pourrait prendre de l'importance. Certains pays ont déjà inscrit dans leur législation le respect d'un minimum de débit dans les cours d'eau pour la survie des espèces, comme c'est le cas des pays de l'Union européenne avec la directive cadre sur l'eau, ou ont introduit explicitement une demande environnementale (Espagne) ; d'autres pourraient suivre (Chypre, Israël, Maroc, Tunisie...). Mais le plus souvent encore, cette demande n'est pas quantifiée dans les bilans et est plutôt considérée comme une limite à l'exploitation des ressources.

Les inégales croissances tendancielle projetées des demandes vont étendre et aggraver les déséquilibres, particulièrement au Sud et au Proche-Orient. Ainsi, même si les ressources en eau demeuraient inchangées, les populations en situation de pauvreté en eau pourraient s'élever à 250 millions en 2025, soit à 47 % de la population totale des pays méditerranéens et davantage encore si les ressources en eau conventionnelles s'appauvrissent. En 2050, tous les pays du Sud seront en situation de pénurie.

Malgré quelques progrès encourageants enregistrés ces dernières années, l'efficacité du transport et de l'utilisation de l'eau dans les différents secteurs d'usage est loin d'être satisfaisante. Les pertes liées au transport, aux fuites et à une mauvaise utilisation de la ressource dans les secteurs de l'alimentation en eau potable et de l'irrigation sont, en effet, estimées à près de 100 km³/an pour l'ensemble des pays méditerranéens (figure 4), soit à plus de 35 % de la demande totale en eau [10].

Ces pertes correspondent à un gisement potentiel d'économies d'eau considérable, dont une politique de « gestion des demandes en eau » plus active pourrait mobiliser au moins une partie, de l'ordre de grandeur des augmentations de demandes projetées.

Des pressions accrues sur les ressources en eau

Le niveau de pression des demandes sur les ressources peut être appréhendé par l'indice d'exploitation des ressources naturelles renouvelables, défini comme le ratio « prélèvements sur les ressources en eau naturelles renouvelables / ressources en eau naturelles renouvelables moyennes ». Ce ratio, calculé pour les pays entiers en 2005 et 2025, met en évidence une géographie très contrastée du « futur en eau »

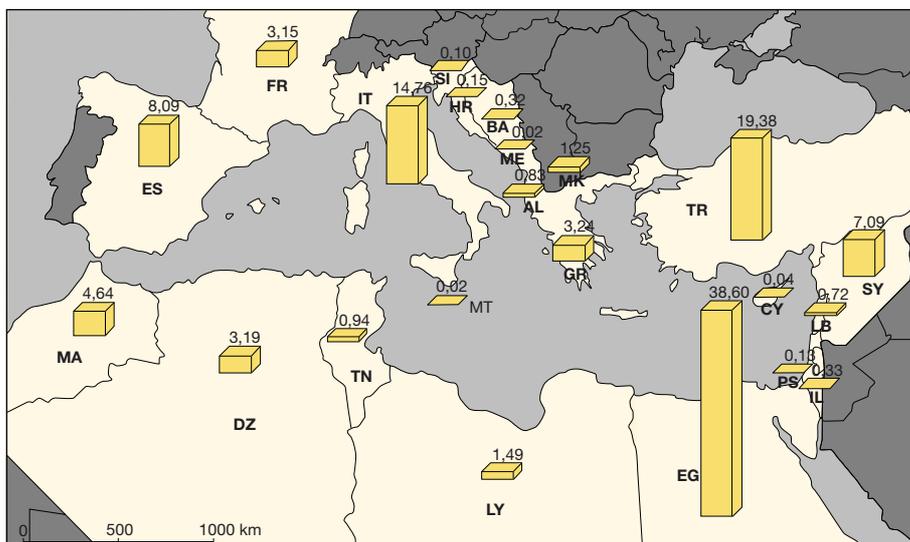


Figure 4. Quantités d'eau prélevées et perdues ou inutilisées en Méditerranée.

Note : Il s'agit des quantités d'eau prélevées et perdues ou inutilisées lors du transport et du premier usage (chez l'utilisateur, à la parcelle), sachant qu'une partie de cette eau peut être réutilisée de manière secondaire (comme l'utilisation des retours d'eau de drainage agricole en Egypte permettant de réutiliser la même eau pour plusieurs irrigations successives).

Source : Plan Bleu, 2007.

(figure 5). D'ores et déjà, dans certains pays (Egypte, Israël, Libye, Malte, Syrie) et à Gaza, les prélèvements en eau approchent, voire dépassent, le niveau limite des ressources renouvelables. Les situations présentes et futures deviennent encore plus alarmantes lorsque l'indice est calculé, non à l'échelle de chaque pays, mais à celle du seul bassin versant méditerranéen (cas de l'Espagne méditerranéenne, sud de l'Italie...). Les tensions sur les ressources apparaissent en outre encore plus fortes lorsque l'on ne considère que les ressources en eau « exploitables ».

Une partie croissante des demandes est satisfaite par une production d'eau non durable estimée à 16 km³/an, dont 66 % sont issus de prélèvements d'eaux fossiles et 34 % de la surexploitation des ressources renouvelables. L'indice de production d'eau non durable, correspondant au volume total des prélèvements en eau provenant de réserves aquifères non renouvelables et de la surexploitation des nappes exprimé en pourcentage du volume total des prélèvements, est particulièrement élevé en Libye (86 %), à Gaza (40 %), en Tunisie (29 %), en Algérie (29 %) et en Espagne (25 %).

Mais les pressions sont aussi qualitatives. Les teneurs en pesticides ou en nitrates sont excessives dans de nombreux aquifères, surtout au Nord. Quarante-sept millions de Méditerranéens sont privés d'accès à un système d'assainissement amélioré, notamment au Sud et au Proche-Orient. Par tout, de nombreux cours d'eau sont sujets à

pollution chronique du fait des rejets domestiques et industriels non épurés.

Pour satisfaire la demande en eau croissante, les stratégies nationales privilégient encore l'accroissement de l'offre en eau et prévoient la poursuite des grands travaux afin, notamment, d'accroître la maîtrise des eaux et de réduire les risques face aux contraintes naturelles. On recense déjà 1200 grands barrages dans le seul bassin versant méditerranéen. Suivant les projections tendancielle, l'approche par l'offre devrait ainsi rester prépondérante et se traduire par (figure 6) :

- un accroissement des prélèvements sur les ressources renouvelables via notamment l'intensification et le parachèvement des aménagements hydrauliques, la surexploitation des eaux souterraines et le développement des transferts interrégionaux et internationaux ;
- l'accroissement de l'exploitation « minière » des réserves d'eau souterraine non renouvelables dans les bassins sahariens de plusieurs pays du Sud, exploitation qui pourrait plus que doubler d'ici 2025, surtout en Libye et en Algérie ;
- l'utilisation des retours d'eau de drainage agricole (Egypte, Maroc, Syrie) et la réutilisation des eaux usées épurées pour l'irrigation (Espagne, Israël, Chypre, Egypte, Tunisie) ;
- la production industrielle d'eau douce par dessalement d'eau de mer ou d'eau saumâtre, qui, s'étant d'abord développée dans des situations d'isolement insulaire (Malte, Baléares, Chypre) et en zone littorale (Libye), notamment pour faire face aux

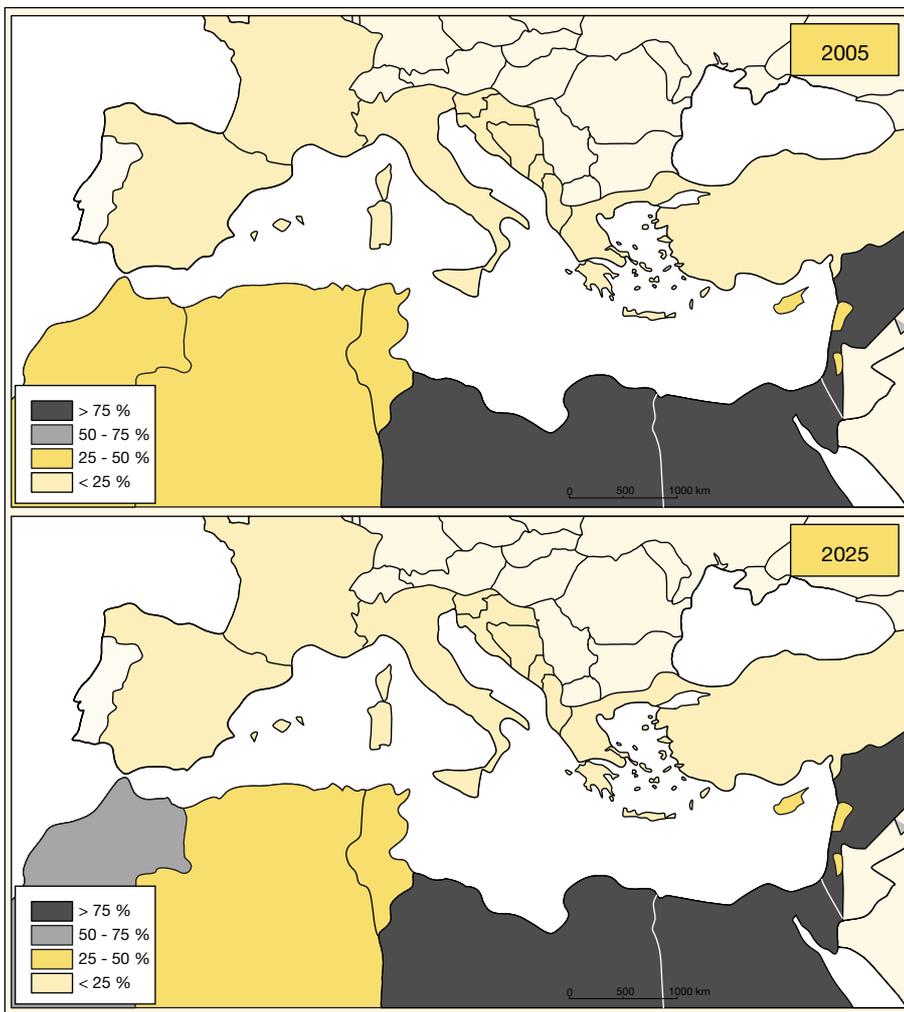


Figure 5. Indices d'exploitation des ressources naturelles renouvelables, 2005 et 2025.

Note : un indice voisin ou supérieur à 75 % indique des tensions sur les ressources en eau déjà très fortes ; un ratio entre 50 et 75 % signale des risques importants de tensions structurelles à moyen terme ; avec un ratio entre 25 et 50 %, les pays peuvent connaître des tensions locales ou conjoncturelles.

Source : Plan Bleu, 2008.

besoins du secteur touristique, essaime aujourd'hui tout autour de la Méditerranée. Elle constitue jusqu'à 60 % de l'alimentation en eau potable à Malte. L'Algérie, disposant d'énergie bon marché, a clairement misé sur le dessalement pour approvisionner en eau les grands centres urbains comme Alger, Oran ou Skikda. L'Espagne, au 4^e rang de la production mondiale, a la particularité d'affecter une part importante de l'eau dessalée au secteur agricole pour une production maraîchère sous serre à contre saison vouée à l'exportation. La capacité totale installée en Méditerranée pourrait être multipliée par 6 d'ici à 2030 pour atteindre près de 30 millions de m³/j [11].

En matière d'offre, il convient également d'observer l'abaissement significatif des coûts liés au dessalement de l'eau, qui rend ce type de ressource plus compétitif

par rapport aux transferts. Le dessalement à grande échelle reste, néanmoins, une option consommatrice d'importantes quantités d'énergie, émettrice de gaz à effet de serre et coûteuse. Le coût de l'eau produite par dessalement d'eau de mer serait ainsi de l'ordre de 0,4 à 0,6 €/m³ pour de grandes unités, soit environ 2 fois plus élevé que celui de l'eau « conventionnelle », ce sans tenir compte de l'investissement initial élevé. Le dessalement a, par ailleurs, des impacts négatifs sur l'environnement, liés au développement d'infrastructures littorales mais également au rejet de saumures.

La poursuite de ces politiques axées sur l'augmentation de l'offre et surtout des prélèvements, mobilisant et altérant toujours davantage les ressources naturelles, comporte de graves risques à terme, en particulier l'épuisement rapide de certaines res-

sources fossiles, la destruction d'aquifères côtiers par intrusion d'eau de mer, la dégradation de la qualité des eaux et des systèmes aquatiques, la réduction des écoulements, la régression des zones humides. Les facteurs d'accroissement de la « vulnérabilité en eau » (coûts de production, risques sanitaires) pourraient se trouver exacerbés. Les politiques d'offre atteignent donc des limites physiques, socio-économiques et environnementales, comme l'atteste déjà la situation de nombreux barrages dans les pays du Sud et de l'Est qui vont vraisemblablement perdre l'essentiel de leur capacité du fait de l'envasement des retenues. On estime que l'ensemble du Maghreb perd ainsi chaque année l'équivalent d'un réservoir de 100 millions de mètres cubes.

Le niveau des pressions sur les ressources peut par ailleurs entraîner une amplification et une multiplication des conflits d'usage entre secteurs d'utilisation, notamment en fonction de critères de valorisation, en premier lieu entre villes et agriculture irriguée : les allocations de ressources à l'agriculture seront réduites en proportion au profit des demandes urbaines prioritaires. Conflits aussi pour le partage des ressources entre régions ou entre pays, tout particulièrement entre amont et aval des bassins transfrontaliers (Euphrate, Jourdain, Nil...). Plus généralement, conflits entre les utilisations humaines et la préservation de la nature : menaces accrues sur les écosystèmes et restriction de leur sauvegarde, comme des possibilités d'atteindre les objectifs de « bon état écologique » des eaux selon la Directive cadre sur l'eau de l'UE pour les pays du Nord.

Mieux gérer les ressources et demandes en eau pour faire face aux crises et pénuries

Face à un scénario tendanciel qui annonce une montée inéluctable des problèmes, un scénario alternatif est possible [6], fondé sur la mise en place de politiques volontaristes :

- d'utilisation économe de l'eau à travers la mise en place d'instruments de gestion de la demande en eau : techniques, économiques, réglementaires ou sociaux,
- d'augmentation du potentiel exploitable par une meilleure conservation des eaux et des sols et par un recours accru à la recharge artificielle des nappes en milieu aride, afin de favoriser l'infiltration et le stockage dans la zone aérée du sol ou dans les aquifères et diminuer ainsi les pertes par évaporation.

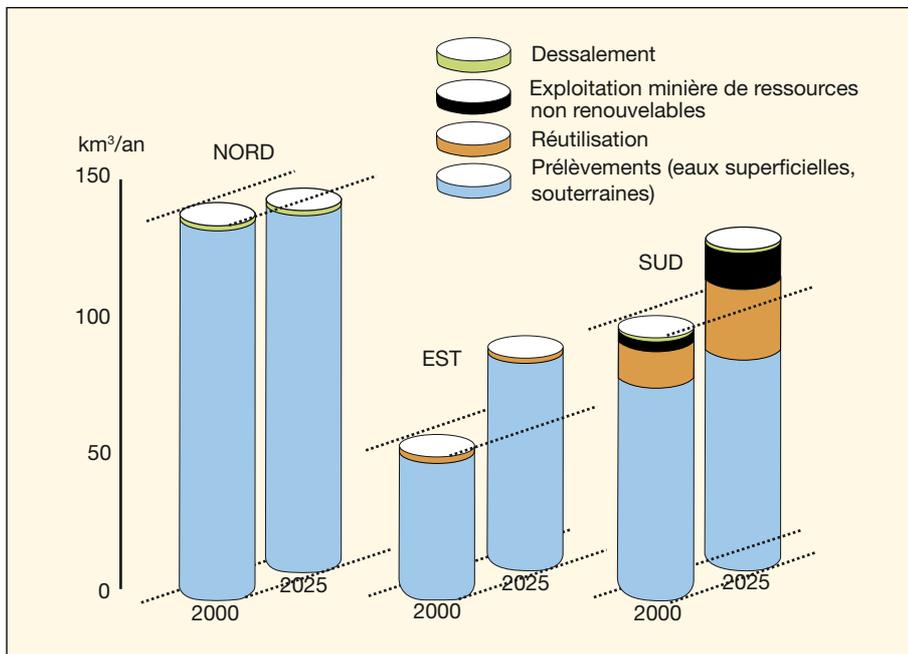


Figure 6. Sources d'approvisionnement en eau des pays méditerranéens (scénario tendanciel).
Source : Plan Bleu, J. Margat, 2006.

Les marges de progrès sont considérables puisqu'une meilleure gestion de la demande permettrait d'économiser un quart des demandes, soit environ 85 km³/an en 2025 (figures 3 et 7). L'agriculture irriguée représente le plus gros potentiel d'économies en volume, avec près de 65 % du potentiel total d'économies d'eau identifié en Méditerranée, sur la base d'une réduction de moitié des pertes de transports pour atteindre 10 % et d'une efficacité à la parcelle portée de 60 % à 80 %. Le reste du potentiel d'éco-

nomies d'eau concerne l'industrie pour 22 %, sur la base d'un taux de recyclage porté à 50 %, et l'approvisionnement en eau potable pour 13 %, grâce à la réduction de moitié des pertes de transport et des fuites chez les usagers pour atteindre respectivement 15 % et 10 % [12].

Dans cette perspective optimiste et supposée généralisée à tous les pays méditerranéens, les demandes en eau totales pourraient être de 102 km³/an au Nord et de 144 km³/an au Sud et au Proche-Orient, ce qui équivaudrait globalement à une diminution de la

demande totale actuelle d'une quarantaine de km³/an (figures 3 et 7) [12]. Ces économies d'eau permettraient, par ailleurs, de réaliser des économies d'énergie et des économies financières. Les études disponibles montrent en effet des écarts pouvant aller de 1 à 3, voire de 1 à 10 selon les cas, entre le coût du m³ d'eau économisée et le coût du m³ d'eau mobilisée [13].

Ces estimations globales, fondées sur des expériences concrètes, montrent que de telles inflexions sont possibles. La Tunisie, par exemple, a mis en place une stratégie nationale d'économie d'eau d'irrigation comprenant la création d'associations d'usagers, une tarification ayant permis un recouvrement progressif des coûts et des instruments financiers ciblés pour l'équipement des exploitations agricoles en technologies économes en eau et le soutien des revenus des agriculteurs. Cette politique a permis depuis 1996 de stabiliser la demande en eau d'irrigation malgré le développement agricole et de sécuriser les besoins du secteur touristique et des villes. Au Maroc, l'amélioration de la gestion de l'eau dans l'agglomération de Rabat-Casablanca a permis de retarder ou d'éviter la réalisation d'investissements coûteux initialement prévus au plan directeur de 1980 [5, 12].

Il existe également une vaste gamme de méthodes de gestion des ressources, encore trop peu explorée, qui permettrait d'augmenter le potentiel exploitable des ressources naturelles renouvelables, et ce à moindre coût énergétique, économique et environnemental. Certaines pistes concernant les pays arides mériteraient d'être approfondies dans tous les pays, même si elles font souvent appel à des innovations impliquant un large spectre de disciplines (hydrogéologie, hydrologie, agronomie, pédologie...). Il s'agit, notamment :

- de la recharge artificielle des nappes, en utilisant les barrages comme un moyen de régulariser les crues (El Haouareb dans le Kairouanais en Tunisie, nappe du Souss au Maroc...);
- du fractionnement des ouvrages de régulation en amont des bassins versants pour limiter l'envasement des retenues en brisant l'énergie érosive des écoulements et favoriser le remplissage de la zone aérée [14];
- des actions de conservation des eaux et des sols (végétalisation, façons culturales, ouvrages, procédés biologiques) permettant d'augmenter la capacité de stockage par le sol des eaux de pluie. La mise en place et la pérennité de ces techniques se heurtent néanmoins parfois au manque d'implication des agriculteurs.

Toutes ces mesures permettraient de rééquilibrer la répartition des ressources en eau dans le territoire. Elles pourraient ame-

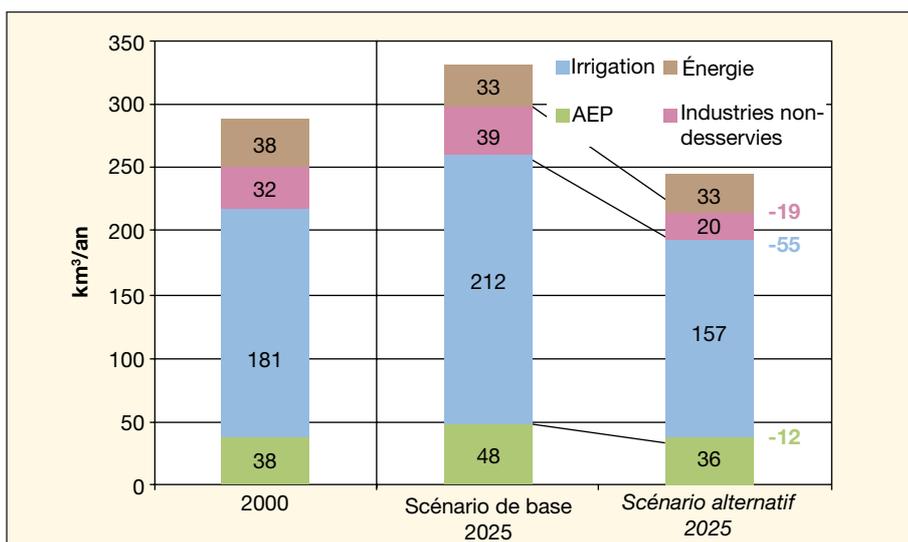


Figure 7. Demandes en eau par secteurs d'utilisation, scénarios tendanciel (de base) et alternatif.
Source : Plan Bleu, 2007.

ner à repenser la fonction des grands barrages autour d'un objectif prioritaire de prévention des inondations et de recharge de nappes.

D'autres pistes, comme le captage de sources littorales ou sous-marines d'eau douce ou faiblement saumâtre, commencent aussi à être explorées en Méditerranée. Si le potentiel de ces sources reste relativement faible et ponctuel (les débits mesurés au niveau de sources karstiques sous-marines parmi les plus importantes de Méditerranée - à Chekka au Liban, à Banyas en Syrie et à Gökova en Turquie -, sont compris entre 2 et 7 m³/s) [15], leur exploitation pourrait néanmoins contribuer à l'alimentation en eau de certaines villes littorales.

D'indispensables réformes pour infléchir les tendances

Des situations de pénurie d'eau sont déjà présentes dans une partie de la région méditerranéenne et leur extension et leur aggravation au XXI^e siècle sont inéluctables, surtout au sud et à l'est : les pays où les ressources en eau sont les plus faibles par habitant et les plus coûteuses à mobiliser et à répartir vont connaître les plus fortes augmentations de demandes, tout en risquant le plus un appauvrissement de leurs ressources. Cela exigera, de leur part, des efforts considérables d'adaptation aux nouveaux contextes méditerranéens.

Les marges de choix des politiques de l'eau, en région méditerranéenne, ne sont pas immenses mais sont réelles. Ces politiques devront s'infléchir vers un rééquilibrage entre l'approche par l'offre, qui a longtemps été prédominante, et l'approche par la gestion des demandes [6, 16].

Le passage du scénario tendanciel à un scénario de développement plus durable ne peut se faire que progressivement, à travers d'indispensables réformes affichant clairement l'objectif de gestion intégrée des ressources et demandes en eau dans toutes les politiques - notamment agricoles - et générant les moyens de sa mise en œuvre, avec l'établissement de plans

d'efficacité et de systèmes de financement durables.

Dans ce contexte, la question du financement des investissements pour l'approvisionnement en eau potable et l'assainissement (au sud et à l'est), ainsi que celle du recours aux instruments économiques (subventions, tarification...) pour optimiser l'allocation des ressources disponibles, apparaissent centrales pour l'avenir. Il en est de même du renforcement des capacités de gestion, en particulier au niveau local. La coopération régionale, bénéficiant d'une longue tradition dans le domaine de l'eau en Méditerranée, est en mesure de contribuer à catalyser et accélérer l'émergence des changements souhaités.

Les pays riverains de la Méditerranée ont ainsi retenu, comme objectifs prioritaires dans le cadre de la Stratégie méditerranéenne pour le développement durable adoptée en 2005 :

- la stabilisation de la demande en eau grâce à une atténuation des pertes et du gaspillage, et l'augmentation de la valeur ajoutée par mètre cube d'eau utilisé,
- la promotion de la gestion intégrée des ressources en eau à l'échelle des bassins versants,
- l'atteinte des Objectifs du Millénaire pour le développement en matière d'accès à l'eau potable et d'assainissement,
- la promotion de la participation, du partenariat et d'une coopération active et solidaire pour la gestion durable de l'eau au niveau local et national. ■

Références

1. Margat J. *Plan Bleu. L'eau des Méditerranéens : situation et perspectives*. Collection Prospective. Paris : L'Harmattan, 2008.
2. FAO. *Review of world water resources by country*. Roma : FAO, 2003.
3. Margat J. *Sécheresses et ressources en eau en Méditerranée*. Conférence sur la politique de l'eau en Méditerranée, Valence (Espagne), 16-18 avril 1998.
4. Giorgi F. *Le changement climatique en Méditerranée*. Douzième réunion de la Commission Méditerranéenne de Développement Durable, Istanbul, 30-31 mai 2007.

5. UNEP/MAP/ Plan Bleu. *Gestion de la demande en eau, progrès et politiques*. Actes du 3^e atelier régional sur l'eau et le développement durable en Méditerranée de Saragosse (Espagne), 19-21 mars 2007. MAP Technical Reports Series n° 168. Athènes : MAP, 2007. www.unepmap.gr

6. Benoit G, Comeau A, et al. *L'eau : Méditerranée, les perspectives du Plan Bleu sur l'environnement et le développement*. La Tour d'Aigues (France) : éditions de l'Aube; Plan Bleu, 2005. www.planbleu.org

7. Margat J. La prospective de l'eau en Méditerranée revisitée. *Futuribles* 2005 (208) : 71-107.

8. Treyer S. Quel avenir à long terme pour l'usage agricole de l'eau en Méditerranée ? Quelques réflexions prospectives. *Agridoc* 2002 ; 4 : 8-10.

9. FAO. *Agriculture: toward 2015/2030. Global perspective studies unit*. Rome : FAO, 2000.

10. Blinda M, Thivet G. *Améliorer l'efficacité d'utilisation de l'eau pour faire face aux crises et pénuries d'eau en Méditerranée*. Note de synthèse. Valbonne: Plan Bleu, 2007. www.planbleu.org

11. Boyé H. *Eau, énergie, dessalement et changement climatique en Méditerranée*. Rapport d'étude régionale du Plan Bleu. Valbonne : Plan Bleu, 2008. www.planbleu.org

12. Blinda M, Thivet G. *Faire face aux crises et pénuries d'eau en Méditerranée*. Les Notes du Plan Bleu, n°4. Valbonne: Plan Bleu, 2006. www.planbleu.org

13. Louhichi K, Flichman G, Comeau A. L'amélioration de l'efficacité de l'irrigation pour une économie d'eau : cas d'un périmètre irrigué en Tunisie. *Medit* 2000 ; 3 : 21-9.

14. Lacombe G. *Evolution et usages de la ressource en eau dans un bassin versant aménagé semi-aride. Le cas du Merquellil en Tunisie centrale*. Thèse de doctorat, université de Montpellier II, 2007.

15. Dörfliger N, et al. *Final report of MEDITATE (Mediterranean development of innovative technologies for integrated water management) project. Achievements of the project concerning hydrogeological characterization of karst coastal aquifers*. Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), 2007.

16. Commission européenne, Direction générale de l'Environnement. *Mediterranean water scarcity and drought report. Technical report on water scarcity and drought management in the Mediterranean and the Water Framework Directive 009*. sl : Commission européenne, 2007.

Techniques de mobilisation des ressources en eau et pratiques d'utilisation en zones arides : bilans, évolutions et perspectives

Patrick Le Goulven¹
Guillaume Lacombe²
Julien Burte³
Alain Gioda⁴
Roger Calvez¹

¹ Institut de recherche pour le développement
IRD UMR GEAU
(gestion de l'eau, acteurs, usages)
Whymper 442 y Coruña
Apartado postal 17
12857 Quito
Équateur

<patrick.legoulven@ird.fr>
<roger.calvez@ird.fr>

² International Water Management Institute
PO Box 4199
Nongviengkham - Xaythany district
Vientiane
Lao P.D.R.

<g.lacombe@cgiar.org>

³ Fundação Cearense de Meteorologia e
Recursos Hídricos - FUNCEME
Av. Rui Barbosa
1246 Fortaleza/CE 60115-221
Brazil

<julien.burte@yahoo.fr>

⁴ Institut de recherche pour le développement,
IRD

UMR hydroSciences Montpellier
Calle Teruel n° 357
Miraflores
Lima 18
Pérou
<alain.gioda@ird.fr>

Résumé

Comme dans la plupart des régions, les zones arides ont bénéficié de plusieurs vagues d'aménagements hydroagricoles durant la seconde moitié du xx^e siècle pour ralentir, stocker et rendre accessibles des écoulements sporadiques et violents peu utilisables par des ouvrages au fil de l'eau. Cette succession d'aménagements superposés est souvent mal valorisée comme le montrent divers bilans réalisés dans des bassins du Centre tunisien et du Nord Mexique où les retenues collinaires favorisent, avant tout, les pertes évaporatoires. Sur la base de ces constats, les gouvernements ont cherché à améliorer la gestion technique des ouvrages en favorisant les transferts d'eau vers les réservoirs souterrains et cherchent à mobiliser les ressources en eau non conventionnelles avec quelques succès, mais seulement dans des situations spécifiques en raison de leurs coûts élevés (désalinisation), d'une difficile acceptation (réutilisation des eaux usées) ou de leur volume peu important (eau atmosphérique). Toutes ces initiatives n'ont pas arrêté la surexploitation des nappes phréatiques, et peu à peu se mettent en place plusieurs initiatives pour diminuer la demande en eau tout en augmentant la production alimentaire. Cette nouvelle politique finance l'installation des techniques d'irrigation économes (aspersion, goutte-à-goutte, polymères gonflants, conduites verticales, etc.) pour remplacer l'irrigation gravitaire majoritairement utilisée. Après quelques années, il faut bien reconnaître que l'impact de ces nouvelles techniques est moins important que prévu soit à cause d'une utilisation inadéquate, soit par le fait de nouveaux comportements qu'elles ont suscités. Actuellement, les pouvoirs publics testent des outils complémentaires économiques et réglementaires pour rendre plus efficaces ces changements techniques.

Mots clés : gestion de l'eau, ressources en eau, zones arides.

Abstract

Water resources development techniques and water use practices in arid regions: Balances, evolution and prospects

As most regions, arid zones benefited from waves of hydro agricultural structures during the second half of the xxth century. They were organized to slow down, stock and render certain sporadic and violent flows accessible to works along the rivers. This succession of superposed structures is far from being optimally valued as shown in different reports on the catchments in the centre of Tunisia and the north of Mexico. In both regions, the reservoirs favour mainly evaporation flows. On the basis of such observations, governments have tried to improve the technical management of the structures favouring water transfer towards groundwater storage. They also try to mobilize unconventional water resources with some success, but only in specific situations due to high costs (desalinization), difficulty of gaining acceptance (reusable waste water) or low volume (atmospheric water). All of these initiatives have failed to stop the overexploitation of phreatic water tables. Some

Cet article fait suite à une conférence donnée par le premier auteur à l'Académie d'agriculture dans une séance commune avec l'Académie des sciences d'Outre-Mer organisée le 21 mars 2007 sur l'utilisation optimale de l'eau par l'agriculture en zones arides.

Tirés à part : P. Le Goulven

initiatives are now progressively starting to reduce water demand and to increase food production at the same time. This new policy is financing the development of more efficient irrigation techniques (sprinkling, dripping, swelling polymers, vertical drainpipes, etc.) to replace the mostly gravitating irrigation. However, after a few years of use the impact of these new techniques appears less impressive than initially expected either due to inadequate use or to new patterns of behaviour they created. At present the authorities are testing complementary economical tools and regulations to make the technical changes more efficient.

Key words: arid zones, water management, water resources.

Selon le dictionnaire français d'hydrologie¹, l'aridité se manifeste surtout par ses conséquences éda- phiques (dénudement de la végétation et rareté des êtres vivants), hydrologiques (faiblesse et irrégularité des écoulements, dégradation des réseaux) et géomorphologiques (processus d'érosion, pauvreté des sols). Elle peut se quantifier par des indices empiriques dont la plupart découlent de simples rapports hydrothermiques avec une distinction en seulement trois degrés :

- les régions hyperarides où les précipitations sont exceptionnelles (inférieures à 50 mm/an) et les écoulements rares, épisodiques et inorganisés ;
- les régions arides reçoivent de faibles pluies (50-150 mm/an) irrégulières et groupées sur une saison avec des écoulements intermittents assez violents, mais de courte durée ;
- en région semi-aride, les pluies réparties sur quelques mois sont suffisantes pour assurer un rythme saisonnier à la végétation et aux écoulements, avec des crues isolées parfois soudaines et violentes.

Si l'on fait exception des cas particuliers générés par des cours d'eau allogènes (Niger moyen, basse vallée du Sénégal), les régions arides ont donc en commun un climat qui ne permet pas d'assurer les besoins des cultures et un régime hydrologique caractérisé par des écoulements sporadiques, souvent violents et chargés de sédiments, et difficilement utilisables lors du passage de la crue.

De tout temps, les populations rurales locales ont su s'adapter à cet environnement contraignant en développant des techniques chargées de ralentir les vitesses de ruissellement et d'écoulement pour diminuer les phénomènes érosifs et de favoriser le stockage de l'eau dans de petits ouvrages construits sur les versants ou dans les divers réservoirs souterrains du sol (zone aérée, nappes phréatiques).

Les systèmes de production traditionnels correspondants combinaient une concentration des moyens de production agricole sur des espaces limités où l'eau était accessible et l'exploitation extensive de ressources pastorales dispersées [1].

Ces techniques anciennes imaginées, construites et gérées par les populations concernées sont peu à peu tombées en désuétude avec l'évolution des civilisations et des technologies ou après des changements sociétaux plus rapides comme les périodes de colonisation. Les systèmes de production ont évolué au même rythme que les ouvrages. Cette communication n'a pas la prétention d'aborder cette évolution historique, déjà décrite dans de nombreux ouvrages [2], mais simplement d'examiner comment, après la phase de décolonisation, les populations des zones arides ont mobilisé leurs ressources en eau par vagues successives, comment ces différents ouvrages sont utilisés et, finalement, comment se mettent en place les nouvelles stratégies d'économie d'eau.

Développement et gestion des ressources en eau conventionnelles

Mise en place de la grande hydraulique

Après la période de décolonisation et avec l'émergence d'« espaces nations », les nouveaux États, à travers des instances centralisées, ont pris en charge la gestion de la ressource en construisant toute une série de grands aménagements pour mobiliser, transférer et allouer la ressource en fonction de choix stratégiques multiples et raisonnés sur des équilibres nationaux. Cette intervention peut s'esquisser en trois phases [3] suivies d'une période de réflexion.

• Phase d'investissement technique

La construction des grands ouvrages obéit à une logique de meilleure répartition de l'eau entre régions et/ou à des valorisa-

tions multiples qui doivent accélérer le développement des pays, en augmentant la production agricole des régions en aval, puis en transférant les surplus pour alimenter les grands centres de population, l'industrie touristique et les zones d'irrigation à haute valeur ajoutée.

• Phase d'accompagnement légal et structurel

En parallèle, les pouvoirs publics mettent en place des cadres législatifs et réglementaires d'accompagnement (codes des eaux) qui transforment le statut juridique de la ressource en eau (publique, inaliénable et imprescriptible), établissent des nouveaux droits d'usages sans toujours tenir compte des droits anciens et confient leur application à des ministères chargés du développement. Des institutions centralisées sont créées pour appliquer, au niveau régional, les stratégies définies au niveau national : directions générales sectorielles, offices régionaux multisectoriels de mise en valeur. L'investissement technique s'accompagne d'incitations à l'intensification des usages, en proposant un accès facile et bon marché à la ressource avec des objectifs nationaux prioritaires.

• Phase d'économie

La mobilisation des ressources se ralentit, car le coût de construction devient plus élevé, et les pouvoirs publics renforcent leurs gestions réglementaires (interdiction, recouvrement des coûts) et techniques (connexions entre ouvrages, usages multiples, optimisation). Il faut satisfaire au mieux des demandes plus nombreuses et très diversifiées, mais il n'est pas encore question de remettre en cause l'utilisation qui est faite de la ressource.

Le relèvement des taux de recouvrement est l'objectif principal assigné aux gestionnaires, et les difficultés rencontrées à ce niveau sont à l'origine de la création de nouvelles institutions régionales ou locales. Ces nouvelles associations sont amenées à remplacer peu à peu l'État et doivent couvrir les frais de fonctionnement et de maintenance des infrastructures hydrauliques dont la gestion leur est déléguée, les recettes proviennent des cotisations des

¹ Le dictionnaire français d'hydrologie est rédigé par la commission de terminologie du Comité national français des sciences hydrologiques (<http://hydrologie.org>).

adhérents, des subventions et de la vente d'eau. Cette phase de désengagement est largement appuyée par la Banque mondiale.

• Période de réflexion

Il y a actuellement 45 000 grands barrages dans le monde principalement répartis entre la Chine (22 100), les États-Unis (6 390), l'Inde (4 000), le Japon (1 200) et l'Espagne (1 000). Ces grands aménagements ont accompli une bonne partie des objectifs qui leur étaient assignés, mais avec des impacts écologiques et sociaux non prévus et mal maîtrisés : les déplacements importants de populations (60 M d'habitants), l'inondation de superficies considérables (400 000 km²), la dégradation de la biodiversité des rivières, l'augmentation des maladies tropicales, l'endettement des pays pauvres, etc. Un vaste courant de contestation s'est développé, au début des années 1990, contre le développement de nouveaux aménagements, jugés non durables, au grand dam de nombreux pays en voie de développement. La Banque mondiale qui avait financé activement les grands projets hydrauliques s'est donc imposée une période de moratoire (1990-2000) avant de reprendre ses financements, mais assortis de conditions beaucoup plus drastiques concernant les études et la maîtrise des impacts.

Les régions arides ont subi les mêmes phases avec quelques particularités. Les grands ouvrages ont également été conçus pour sécuriser et protéger les populations urbaines des crues exceptionnelles, ce qui a conduit au surdimensionnement notable de nombreux ouvrages par rapport aux écoulements moyens annuels et à des plans d'eau très étalés favorisant l'évaporation. Les États comptaient également fixer les populations nomades en leur octroyant des périmètres irrigués alimentés par les grands barrages, ils avaient oublié que ces populations nomades n'avaient aucune tradition d'irrigation, et que les mauvaises pratiques d'épandage ont provoqué gaspillage et salinisation d'une partie des terres. Enfin, les grands ouvrages ont été construits avec très peu d'études de transports solides, et le comblement rapide des retenues dans les régions arides et semi-arides pose problème quant à la viabilité de leur fonctionnement. Ces points sont évidemment analysés de très près pour la construction des nouveaux aménagements (bassin du Niger notamment).

Petite et moyenne hydraulique de complément

Les petites retenues prolifèrent depuis 20-25 ans sous différentes appellations : Inde

(plus de 90 000 *small multi-purpose reservoirs*), Nordeste du Brésil (70 000 *açudes*), Burkina-Nord Côte d'Ivoire-Nord Ghana (5 000 petits barrages), Tunisie (1 000 lacs et retenues collinaires). En zone aride, ces retenues sont généralement complétées par des ouvrages de conservation des eaux et des sols : banquettes végétales ou empierrées sur le haut des versants pour lutter contre l'érosion en diminuant les vitesses de ruissellement et augmenter l'infiltration dans la zone aérée.

• Petites retenues

En Tunisie, la construction de centaines de retenues collinaires depuis les années 1990 vise d'abord à contrôler les eaux de ruissellement pour éviter l'envasement des grands barrages aval, puis à fixer les populations rurales autour de ces points d'eau ; l'implantation est choisie essentiellement sur la base de critères techniques. Les lacs collinaires sont des ouvrages rustiques modestes (capacité inférieure à 0,5 hm³), à courte durée de vie et sans possibilité de gestion technique (1 000 prévus, plus de 400 construits en 2000), les barrages collinaires sont plus importants (capacité comprise entre 0,5 et 1 hm³) avec des ouvrages de transferts et de connexions (203 prévus, plus de 100 achevés en 2000), le prix de construction varie entre 15 000 et 90 000 €.

Dans le cadre du programme européen HYDROMED, des chercheurs de l'Institut de recherches pour le développement (IRD) et de l'Institut national de recherches en génie rural, eaux et forêts de Tunis (INR-GREF) ont étudié le rôle de ces retenues collinaires et leur fonctionnement, leur évolution et leur rôle dans la recharge de nappes phréatiques aval.

Les eaux des retenues collinaires sont utilisées localement pour l'irrigation, le bétail et les besoins domestiques. Malheureusement, elles subissent des pertes importantes par évaporation, ce qui n'est pas le cas des nappes phréatiques. De ce fait, les populations locales sont incitées à creuser des puits captant l'eau souterraine plutôt que d'utiliser l'eau des lacs artificiels, et le gouvernement à choisir des sites favorables à une recharge éventuelle.

À partir de bilans hydriques réalisés sur 12 retenues, il apparaît qu'en moyenne, seuls 11 % du volume stocké sont utilisés pour l'irrigation, 35 % s'évaporent et le reste s'infiltre, parfois jusqu'à une nappe, sinon cette part regagne la surface du sol en aval de l'ouvrage où elle est reprise par l'évaporation.

Avec ses 70 000 *açudes* d'une superficie supérieure à 1 000 m², le Nordeste brésilien est, après l'Inde, la deuxième région au monde par la densité de ses petits réservoirs.

Connus sous le nom d'*açudes*, ils constituent la principale ressource en eau pendant les périodes de sécheresse, très fréquentes et aux conséquences souvent dramatiques dans cette région. Compte tenu des faibles précipitations, les *açudes* très peu profonds (moins de 10 m en moyenne) et riches en éléments nutritifs se maintiennent en général à 10 % de leur capacité et atteignent rarement leur niveau maximum [4]. Alimentés par des rivières temporaires quelques jours par an, ils subissent une évaporation intense (3 m/an) pouvant provoquer une salinisation de l'eau qui les rend impropres à toute exploitation, voire les assécher totalement. Les populations utilisent les *açudes* pour leur usage domestique, l'élevage du bétail, l'irrigation ou les cultures de décrue qui sont à même d'apporter, en pleine époque de sécheresse et de disette, une alimentation fraîche pour les hommes et leur bétail [5]. Les paysans utilisent les parties en faible pente des marges inondées des retenues, plantant au fur et à mesure que l'eau se retire. Depuis quelques années, des équipes de l'IRD et de l'université du Pernambouco essaient d'y développer la pêche artisanale, l'aquaculture et la polyculture en combinant des poissons aux régimes alimentaires différents, afin d'améliorer l'exploitation encore assez faible de ces *açudes* qui ont un effet non négligeable sur les écoulements aval [6].

En zone semi-aride du Nord-Mexique, sous une pluviométrie moyenne interannuelle de 420 mm, la faible production végétale des pâturages constitue le principal facteur limitant de l'élevage avec une charge maximale d'une unité animale (vache de 400 kg) pour 7 ha [7]. Pour alimenter ce bétail, les éleveurs installent des abreuvoirs alimentés par le pompage d'eaux souterraines ou construisent des petites retenues (*presones*) pour le stockage des eaux superficielles. Des études quantitatives ont été menées sur le ranch Atotonilco pour examiner en détail les impacts et la valorisation de ces retenues très rustiques et qui suscitent un certain engouement (*figure 1*).

Le ranch Atotonilco est une vaste hacienda de 450 km² avec un effectif de 3 540 têtes de bétail adultes réparties dans 102 enclos.

À l'intérieur du ranch, environ 300 abreuvoirs sont alimentés à partir de puits creusés dans les parties hautes du relief, et on compte plus de 50 petits barrages dont la capacité de stockage varie de 3 000 à 30 000 m³. Dans la majorité des cas, les eaux ne s'y maintiennent que trois à quatre mois après la saison des pluies (de novembre à février).

Les besoins en eau du ranch pour abreuver le bétail sont estimés à 100 000 m³/an, et

les bilans effectués montrent que les *presones*, tels qu'ils sont gérés, ne couvrent que 1 % de ces besoins et sont donc notablement sous-exploités.

À la suite de cette étude, plusieurs solutions ont été proposées pour diminuer l'évaporation en surcreusant les cuvettes, en imperméabilisant le fond des retenues par bentonite et en connectant les retenues au réseau de distribution.

• Aménagements de versants

L'aménagement de versants par banquettes antiérosives est très répandu dans les zones arides et semi-arides, notamment dans les pays proches du pourtour méditerranéen.

Ces aménagements se composent de levées de terre édifiées sur un versant à intervalles réguliers en suivant les courbes

de niveau et d'un canal qui retient les eaux de ruissellement et les sédiments en provenance de l'espace interbanquettes (figure 2).

Elles sont construites sur des pentes inférieures à 25 % pour intercepter le ruissellement, favoriser l'infiltration et donc réduire l'érosion sur les versants.

Une étude expérimentale sur le fonctionnement et les impacts de ces banquettes a été menée en Tunisie sur le bassin-versant d'El Gouazine, d'une superficie de 1 750 ha dont 43 % aménagés en banquettes et fermés par un lac collinaire [8].

L'effet des banquettes est spectaculaire puisque :

– combinées à un travail du sol, elles permettent de réduire de 90 % la lame ruisselée pour des pluies inférieures à 60 mm et

de 40 à 70 % pour les pluies supérieures à 60 mm ;

– sur les parties laissées en jachère, elles réduisent le ruissellement de 50 à 90 % pour les pluies inférieures à 60 mm et de 20 à 40 % au-delà.

En revanche, huit ans après leur construction, ces aménagements ont perdu les trois cinquièmes de leur capacité de stockage, les coefficients de ruissellement sont remontés, et surtout les taux d'envasement de la retenue aval sont revenus aux valeurs mesurées avant aménagement. En l'absence d'entretien et de réhabilitation, les banquettes sont endommagées par des brèches qui, automatiquement, vont provoquer une autre brèche dans la banquette immédiatement en aval et ainsi de suite. Cette succession de ruptures accentue la concentration du ruissellement sur des axes d'écoulement qui se transforment alors en ravines.

Enfin, l'eau stockée dans le sol est en réalité très peu valorisée. Dans la plupart des cas, les terres aménagées en banquettes sont choisies pour leur facilité d'accès : les bulldozers doivent pouvoir manœuvrer sans abîmer les cultures déjà en place. Les plantations, pourtant les plus aptes à valoriser le surplus hydrique provoqué, sont donc délaissées au profit de terres céréalières ou de terres de parcours, plus faciles à terrasser. Pourtant, la faible profondeur d'enracinement des graminées valorise mal les eaux retenues par les banquettes, lesquelles peuvent même réduire les rendements céréaliers en cas d'immersion prolongée des jeunes pousses. Par ailleurs, le parcours est de plus en plus réduit dans les zones aménagées, car le passage fréquent du cheptel sur les levées de terre est l'une des principales causes de la destruction prématurée de ces aménagements.

• Conclusions sur la petite et moyenne hydraulique

Ces aménagements de petite et moyenne hydraulique, étagés le long des bassins-versants, proposent une meilleure répartition de la ressource en eau, soit de manière ponctuelle dans les retenues collinaires, soit en augmentant la capacité de stockage du sol. Malheureusement, les ressources stockées sont peu valorisées, et une grande partie se perd par évaporation, à défaut d'être utilisée. Les raisons en sont diverses, mais deux prédominent :

– la durée de vie utile de ces aménagements est courte et n'incite pas les agriculteurs à investir dans des exploitations intensives ;
– les ouvrages ont été construits sans concertation avec les populations locales et ne sont pas toujours adaptés à leurs besoins.

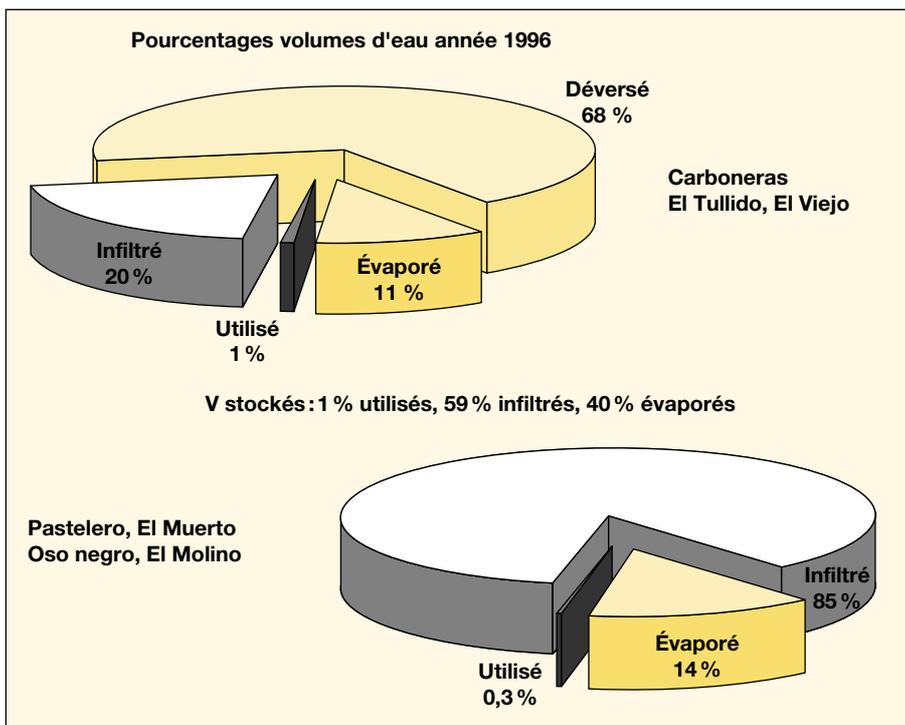


Figure 1. Bilans hydriques de sept *presones* du ranch Atotonilco en 1996.

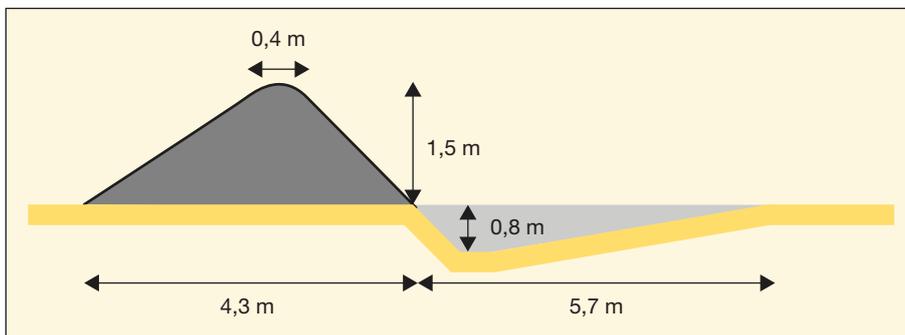


Figure 2. Schéma de banquette antiérosive.

Certes, ils ralentissent bien les phénomènes d'érosion et protègent les grands ouvrages en stockant une partie des sédiments transportés, mais, en même temps, ils diminuent les écoulements parvenant aux grands barrages qui sont bien mieux valorisés.

La recherche de l'optimum entre petits ouvrages et grande hydraulique reste un objectif complexe, mais d'importance quant à la durabilité des systèmes locaux de production et donc des niveaux de vie des populations concernées [9].

Utilisation des réservoirs souterrains

Conscients de ces problèmes, les institutions se sont penchées sur une meilleure utilisation et sur la gestion des réservoirs souterrains renouvelables (nappes phréatiques). Comme toujours dans une optique de gestion de l'offre en eau, les premières mesures se sont concentrées sur des solutions techniques permettant d'augmenter la capacité de stockage et la recharge de ces aquifères.

L'idée n'est pas nouvelle, puisque déjà, dans les années 1970, le gouvernement allemand aidé par des chercheurs de l'ORSTOM construisait des barrages souterrains sur les socles verrouillant les oasis de l'Air au Niger (Iférouane, Timia, Tabet) pour augmenter les volumes stockés et surtout remonter le niveau piézométrique, afin de faciliter l'exhaure.

Désormais, toute construction de grand barrage prévoit dans son fonctionnement des procédures de recharges programmées des aquifères en aval, et les sites des retenues collinaires sont désormais choisis en fonction de connexions structurelles avec des nappes proches. Dans ce dernier cas, l'eau reste très peu de temps dans la retenue, et tout est fait pour assurer son infiltration.

De manière concomitante, les droits d'eau ne sont plus octroyés sur la retenue, mais transférés sur les nappes souterraines au-dessus desquelles les États ont construit des périmètres irrigués alimentés par des forages et délivré des concessions d'extraction pour alimenter en eau potable des populations urbaines et satisfaire les demandes nouvelles de l'industrie touristique très exigeante en matière de qualité. Les résultats ont dépassé les prévisions, car les populations des milieux arides ont toujours été situées à proximité des aquifères avec une expérience très ancienne dans les pratiques d'exhaure. Par ailleurs, les nouvelles pompes à bas prix sont apparues sur le marché au début des années 1970, et de nombreuses techniques artisanales se sont développées pour construire des forages rustiques à des profondeurs suffisantes pour la plupart des nappes phréatiques.

Cette conjoncture favorable a multiplié les nouveaux points d'exhaure échappant à tout contrôle des États, ce qui, dans un sens économique, a bien augmenté la valorisation de l'eau stockée, mais provoque une surexploitation inquiétante de ces réservoirs, comme le souligne le rapport mondial sur la gestion des nappes d'eau souterraine² qui note des baisses généralisées dans toutes les zones arides sans distinction de niveau de développement : Arizona, Mexique, Espagne, Inde, Maghreb et Moyen-Orient.

Quelques deux milliards de personnes et environ 40 % de l'agriculture dépendent au moins en partie de ces réservoirs cachés qui, de plus, sont susceptibles d'être pollués par les intrants et autres produits phytosanitaires qui percolent depuis les systèmes d'irrigation ou par des intrusions d'eau marine rendues possibles par la baisse des niveaux piézométriques.

Bilan d'aménagements superposés

Le bassin du Merguellil, situé en milieu semi-aride dans le centre de la Tunisie, est l'exemple type d'application des différentes politiques successives de mobilisation des ressources superficielles et souterraines. D'une superficie d'environ 1 200 km², il débouche sur la grande plaine de Kairouan. L'aquifère correspondant était alimenté à travers le lit de l'oued, et les écoulements venaient mourir dans une dépression en aval de la plaine. Seuls les événements exceptionnels arrivaient à la mer.

Il faut attendre 1989 pour voir la mise en eau du grand barrage d'El Haouareb qui ferme le bassin productif du Merguellil juste avant l'arrivée de l'oued dans la plaine de Kairouan. Ce barrage, surdimensionné pour protéger la ville de Kairouan des crues catastrophiques (inondations de 1969), alimente le périmètre irrigué d'El Haouareb (4 000 ha) et réalimente la nappe aval par des infiltrations continues souterraines et latérales (figure 3).

Les droits d'usages sont attribués sur cette nappe où l'État a également créé une quinzaine de périmètres publics alimentés par des forages pour fixer les populations nomades. Mais on assiste à une prolifération des puits depuis 1974 malgré les interdictions. Les puits sont prolongés par des forages rustiques (forages à bras) pour suivre la baisse de la nappe, sans que la police des eaux puisse intervenir réellement. À partir de 1990, le ministère de l'Agriculture, par l'intermédiaire de sa direction de la Conservation des eaux et des sols

(CES) conçoit une stratégie décennale (1991-2000) concentrée essentiellement sur le traitement des versants et la réalisation des retenues collinaires. Actuellement, 17 % du bassin sont occupés par des banquettes en pierres sèches ou mécaniques à rétention totale.

On compte également une quarantaine de lacs collinaires (de capacité inférieure à 0,5 hm³), construits et gérés par la CES et qui reçoivent une moyenne de 2,5 hm³/an, et six barrages collinaires construits par la Direction des grands barrages et gérés par la CES. D'une capacité supérieure à 1 hm³, les barrages collinaires reçoivent des apports moyens annuels de 2,8 hm³.

Ces retenues sont, d'abord, construites pour stopper les transports solides, et ce n'est que dans un deuxième temps que les pouvoirs publics essaieront de valoriser les volumes stockés en sélectionnant les sites d'implantation près des terres exploitables.

Dans le bassin-versant du Merguellil, les surfaces aménagées en banquettes sont des terres céréalières ou de parcours pour le bétail. Mechergui [10] montre qu'en accroissant la réserve utile du sol de plus de 20 %, les banquettes pourraient augmenter le rendement des céréales de 10 à 15 quintaux/ha. Toutefois, cette hausse est limitée aux terrains jouxtant les banquettes, soit 15 % de la surface aménagée. Ces gains potentiels sont compensés par les pertes en surfaces cultivables (fossés, bourrelets, horizons décapés à l'aval des banquettes) évaluées à 5-15 % en fonction de la pente. À cela, il convient d'ajouter les éventuelles pertes en rendement induites par la difficulté accrue à traiter et récolter les cultures lorsque les plateformes de circulation sont trop étroites pour permettre le passage des machines agricoles. À l'échelle du versant, les gains agronomiques liés à la présence des banquettes sont donc très probablement nuls [11].

Dans la plupart des cas, la recharge de nappes à partir des banquettes est nulle, car les infiltrations excèdent rarement 1 m, et l'eau, stockée dans la zone insaturée, est reprise par évapotranspiration [12].

À l'amont du barrage d'El Haouareb, 47 % des 46 retenues collinaires sont exploitées par 270 agriculteurs irriguant 669 ha de cultures : maraîchage (2 %), olivier (69 %), amandier (14 %) et autres arbres (15 %), soit une moyenne de 5,9 agriculteurs par retenue et de 12,5 par retenue exploitée.

Dans 63 % des cas, l'eau est prélevée dans les retenues à l'aide de motopompes dont le nombre varie entre 0 et 11 par retenue. Sans pompe, l'irrigation se fait par écoulement gravitaire direct depuis la

² Programme des Nations unies pour l'environnement, 2003.

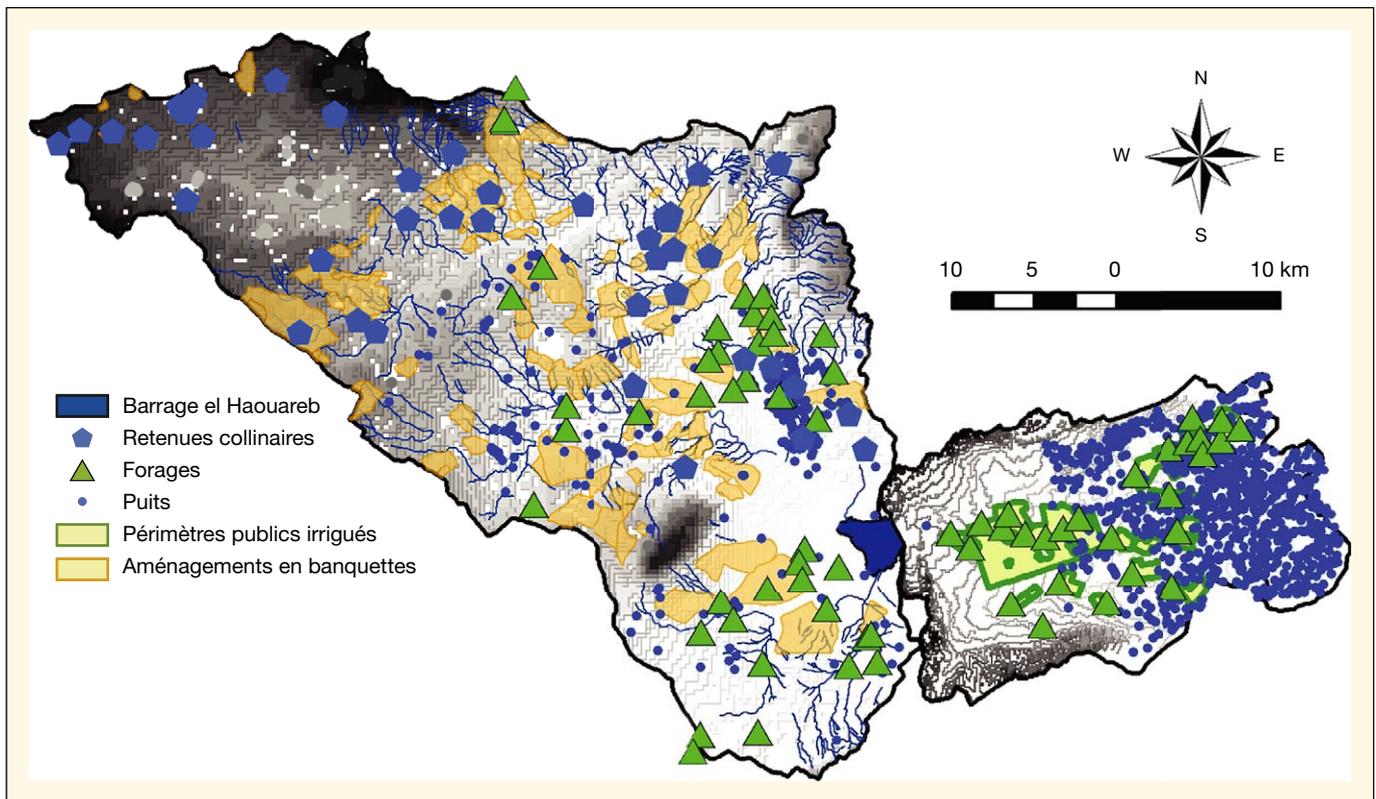


Figure 3. Les aménagements dans le bassin du Merguellil, Tunisie centrale.

retenue ou par bidons remplis. L'eau est acheminée jusqu'à la parcelle soit par des tuyaux en polychlorure de vinyle (PVC), soit par des citernes.

Du fait de rendements faibles, l'irrigation des oliviers à partir des retenues est donc surtout pratiquée en période de sécheresse pour sauver les jeunes plants. La valorisation agronomique des retenues collinaires ne peut donc s'apprécier qu'en termes de volumes prélevés et destinés à l'irrigation. Les volumes d'eau apportés sont faibles, notamment pour les amandiers et les oliviers, l'utilisation des citernes est contraignante et coûteuse, ce qui diminue encore les doses apportées par cette technique.

Les différentes analyses réalisées dans le programme MERGUSIE [13] montrent que retenues et banquettes, qui drainent respectivement 11 et 17 % de la surface du bassin-versant du Merguellil, contribuent cependant à réduire de 42 et de 58 % les écoulements arrivant au barrage d'El Haouareb (figure 4). Elles montrent aussi que les retenues sont peu utilisées et que la majeure partie du stockage s'évapore. Les résultats obtenus permettent d'élaborer un bilan global du bassin en comparant la situation actuelle avec celle du bassin sans aménagements [11].

Les aménagements réduisent de 30 % le ruissellement à l'échelle du bassin, et les retenues collinaires stockent 42 % du

volume total retenu par les aménagements CES, le reste étant collecté par les banquettes. Ces résultats permettent de répartir les écoulements collectés entre le barrage El Haouareb (70 %), les banquettes (25 %) et les retenues collinaires (5 %).

Même avec les imprécisions de la méthode, force est de constater que l'impact des aménagements se traduit par des réductions des flux infiltrés et pompés, respectivement égales à 14 et 5 points, et une augmentation de 19 points des flux évaporés qui sont perdus pour toute utilisation.

Sur la base d'une production annuelle en écoulement de 20 hm³/an dans le bassin-versant, les aménagements en amont induisent donc une perte de ressource en eau de 3,8 hm³/an par évaporation. Ce volume permettrait d'irriguer entre 374 et 910 ha de cultures maraîchères avec une récolte estivale et une récolte hivernale.

En revanche, si toutes les banquettes étaient plantées en arboriculture, on obtiendrait une augmentation de 25 % de la valorisation agricole de l'eau par rapport à la situation actuelle. Par conséquent, des études complémentaires sont en cours [14] pour tester un certain nombre de mesures incitatives et réglementaires permettant d'améliorer la valorisation économique de l'eau dans la partie amont.

Développement des ressources en eau non conventionnelles

Toutes les analyses précédentes montrent les difficultés de valoriser correctement des ouvrages hydrauliques pas toujours construits dans cette optique. Pourtant, les gouvernements font des efforts notables pour apporter des correctifs et mettent en place des gestions plus complexes d'aménagements en connectant, désormais, ressources superficielles et souterraines. Cependant, les nappes continuent de baisser, et les États se tournent vers la production de ressources alternatives en eau pour alimenter des populations ciblées et diminuer les tensions.

Désalinisation des eaux saumâtres et salées

Dans le monde, 42 villes de plus d'un million d'habitants sont situées sur la côte, et 39 % de la population mondiale (environ 2,4 milliards d'habitants) vivent à moins de 100 km de la mer, sans compter la plus grande partie de la population touristique de masse, non permanente, mais très exigeante en la matière. Ces facteurs font du dessalement des eaux de mer et des eaux saumâtres une

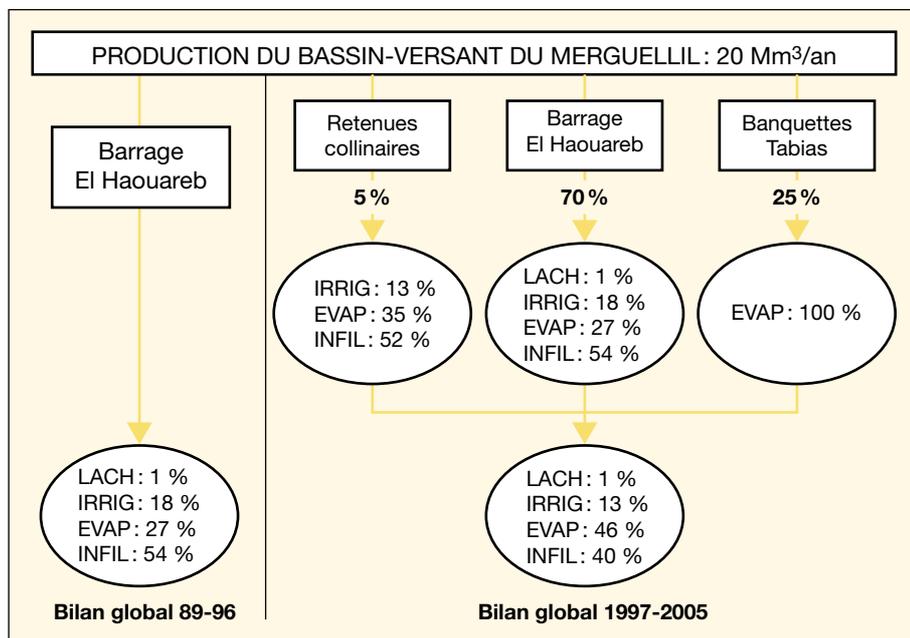


Figure 4. Répartition des écoulements avant aménagement (période 1989-1996) et après (1997-2007), dans le bassin du Merguellil.

EVAP : évaporation ; INFIL : infiltration ; IRRIG : irrigation ; LACH : lâchers.

vraie ressource alternative qui utilise une matière première presque inépuisable.

Il existe deux familles de techniques de dessalement :

- la distillation utilise l'évaporation pour séparer l'eau des sels. Elle est gourmande en énergie (100 tonnes de pétrole pour 100 m³) et donc en vogue dans les pays producteurs. Le distillat obtenu possède une très faible salinité, mais doit être minéralisée avant consommation ;
- la filtration membranaire utilise l'osmose inverse sous forte pression (80 bars) pour retenir 99 % des sels contenus dans l'eau. L'efficacité et la rentabilité de ce procédé dépendent beaucoup des prétraitements appliqués avant contact avec les membranes.

Mais une nouvelle approche hybride, couplant les deux technologies, est en train de s'imposer par sa souplesse. Elle permet d'utiliser la distillation pendant les heures creuses de consommation électrique, de mélanger les eaux distillées avec celles produites par osmose et de partager les infrastructures de prise et de rejet en mer. Les prix du dessalement ont fortement baissé grâce au développement de l'osmose inverse. Selon la zone d'implantation, la nature de l'eau brute et le coût de l'énergie, le coût du mètre cube produit oscillait, en 2006, entre 0,5 et 1 € pour l'osmose inverse et entre 0,65 et 1,7 € pour la distillation.

De par son coût, le dessalement est surtout destiné à l'alimentation en eau potable (60 %) et à l'industrie (25 %), le reste est

utilisé par l'agriculture à très forte valeur ajoutée.

Le marché du dessalement s'est beaucoup développé au début des années 2000 et, en 2005, il produisait environ 1 % de l'eau potable utilisée dans le monde, soit 25 hm³ à travers 12 500 unités de dessalement. Le Qatar comme le Koweït utilisent presque 100 % d'eau dessalée, l'Arabie Saoudite environ 50 %, par distillation et par couplage à des centrales thermiques. Les Baléares et les Canaries font appel au dessalement pour satisfaire l'afflux touristique, vital pour leur économie, de même que le sud de l'Espagne (Andalousie) qui tient en réserve un certain nombre d'usines pour éviter tout conflit entre activités touristique et agricole³. Le dessalement apporte une réponse concrète à certains manques chroniques ou saisonniers, tout en évitant toute dépendance envers un autre pays (Israël, Arabie Saoudite). Il peut soulager la surexploitation des aquifères situés dans les zones côtières.

Les deux techniques rejettent dans le milieu marin la saumure résultant du dessalement, saumure dont la plus grande concentration en sel peut affecter les écosystèmes marins. La distillation provoque des rejets de gros débits réchauffés de trois à cinq degrés et légèrement plus salés (3 à 6 g/L) que le milieu, tandis que les effluents provoqués par l'osmose ont une température peu

³ Asociación Española de Desalación y Reutilización (AEDYR) www.aedyr.com.

modifiée, mais une salinité double de celle du milieu de prélèvement. Ces rejets ont un impact certain sur la flore et la faune du milieu marin, mais dans les cas les plus défavorables, seulement dans une zone limitée à moins de 500 m. De nombreuses études sont en cours pour réduire les impacts des rejets.

Les techniques de dessalement sont bien maîtrisées, et celle de l'osmose inverse possède un fort potentiel d'évolution, notamment dans la durée de vie des membranes. Le dessalement est donc promis à un bel avenir dans les zones arides proches des côtes. Malheureusement, les raisonnements se sont opérés sans tenir compte des hausses prévisibles de l'énergie, ce qui rend l'avenir de cette ressource alternative plus sombre que prévu. L'énergie solaire est peut-être la solution (Baléares) avec la multiplication de petites unités indépendantes.

Réutilisation des eaux usées

La réutilisation des eaux usées consiste, par un traitement total ou partiel, à rendre à l'eau une qualité acceptable pour l'usage qui en sera fait. Les usages non potables comprennent :

- l'irrigation des terres agricoles, des espaces verts et des golfs ;
- les usages industriels comme les eaux de procédés ou de refroidissement ;
- les usages urbains comme le lavage des rues, des sanitaires et des bus, l'arrosage des parcs.

Les usages potables peuvent être directs après un traitement poussé ou, le plus souvent, indirects, après passage dans le milieu naturel par réalimentation de nappes phréatiques par exemple.

Depuis la fin des années 1990, la réutilisation des eaux usées connaît un fort développement et, actuellement, les 2 % des volumes réutilisés produisent 7,1 milliards de mètre cube, soit 0,2 % de la demande mondiale⁴. C'est l'irrigation des golfs qui se développe le plus vite dans les zones arides et semi-arides à cause de la forte demande en eau : un golf de 18 trous consomme autant d'eau qu'une ville de 15 000 habitants ! Toutes les études de marché prévoient une forte croissance dans les prochaines décennies, notamment par la hausse du niveau de vie dans des pays comme la Chine. Plusieurs pays, notamment du Maghreb, ont inclus la réutilisation dans leur politique nationale avec l'objectif de satisfaire par ce biais 20 à 30 % de leurs demandes en eau [15].

⁴ Global Water Intelligence, 2005.

Le coût de production de la réutilisation est inférieur à celui du dessalement, même si les procédés sont parfois les mêmes, car la salinité des eaux usées est inférieure. Une fois les eaux traitées à la station d'épuration, le traitement complémentaire (fonction de l'usage prévu) est réalisé par filtration, désinfection ou osmose inverse, ce qui apporte une fiabilisation de la filière de traitement. Pour une désinfection de l'eau destinée à l'irrigation urbaine, le surcoût est d'environ 0,02 à 0,07 €/m³. Pour la production d'eau de bonne qualité, les coûts de production se situent entre 0,5 et 0,7 €, sans tenir compte des frais de pompage, de stockage et de distribution [15]. Les pays leaders dans la réutilisation sont avant tout les pays développés : Japon (usages urbains), États-Unis, Israël, Mexique, Australie, Afrique du Sud (irrigation). L'Espagne et Chypre sont les plus actives en Europe, suivies de loin par la Grèce, la France et l'Italie.

En 2006, l'OMS a révisé ses normes de qualité pour chaque usage alimenté par réutilisation, et l'*Environmental Protection Agency* (EPA) des États-Unis a réactualisé les siens, en 2004, de façon plus drastique surtout en ce qui concerne l'irrigation des produits directement destinés à la consommation. On l'aura compris, la sécurité de la filière de traitement est fondamentale dans ce cas, et de nombreux pays sont en train d'adopter des réglementations très strictes sur les procédés (Australie, Afrique du Sud, Japon, Espagne et France). En plus des normes de qualité, il faut aussi mettre en place des pratiques de réutilisation appropriées afin d'assurer une protection sanitaire complémentaire : type d'irrigation autorisé, réseau de distribution parallèle, contrôle de l'accès public, sélection des cultures irriguées, éducation des ouvriers agricoles, des agriculteurs et du public. C'est donc toute une succession de normes et de pratiques qu'il s'agit de faire respecter pour aboutir à l'absence de risques sanitaires. Selon Mujeriego [16], dans les pays développés, on peut obtenir une eau d'une qualité sanitaire comparable à celle de l'eau potable. Mais dans les autres pays ?

Tant que la réutilisation concerne l'irrigation et les autres usages non potables, elle est assez bien perçue et acceptée. Dès qu'il s'agit d'usages potables, même indirects, les opinions sont partagées et controversées. Il existe encore une réelle barrière psychologique liée à la perception des eaux usées comme dangereuses ou au manque de confiance dans le respect des normes et des pratiques prévues dans la filière de réutilisation.

Pour augmenter les volumes de la réutilisation, les recherches se penchent non seulement sur les éléments techniques, mais

aussi sur les aspects sociopsychologiques à même de lever la méfiance actuelle envers cette technique. Contrairement au dessalement qui privilégie la proximité des côtes, la réutilisation peut s'effectuer dans n'importe quelle ville (station d'épuration du Caire avec un potentiel de 3 hm³/j).

Capture de l'eau atmosphérique

Même si le phénomène était connu auparavant, il faut attendre 1957 pour voir, à Antofagasta au Chili, la construction de systèmes artificiels pour condenser l'humidité atmosphérique à l'aide de filets verticaux alimentant des villages en eau potable. Cette réussite suscite un regain d'intérêt des scientifiques pour mieux comprendre les précipitations horizontales dans diverses parties du monde (Oman, Sénégal, Philippines, Maroc, Chili, Pérou, etc.).

En 1999, un chercheur espagnol met au point des équipements capables de récupérer la brume et la pluie et résistants au vent. Ces nouveaux appareils sont brevetés par une PME des Canaries⁵ qui a installé une série de stations expérimentales, couplées à des stations météorologiques automatiques, avec mesures de la densité de brume et du volume d'eau capturé en temps réel. Financées par l'Union européenne, ces recherches ont permis d'améliorer les capteurs et de définir différents types d'emplacements en fonction des usages prévus.

Actuellement, les équipements permettent de condenser l'eau présente dans la brume et les nuages bas et de la diriger vers un réservoir avant usage. L'eau obtenue est pure avec une conductivité moyenne de 0,2 µS/cm et une dureté d'environ 3,2 mg/L de CaCO₃. Il existe différents modèles de capteurs : des équipements plans pour faire face à des vents dominants violents ou des équipements polyédriques dessinés spécialement pour des zones à brume intense et vents faibles.

Dans de bonnes conditions, les nouveaux équipements produisent entre 15 et 20 L/j par mètre carré, c'est-à-dire qu'un module de base est capable de collecter au mieux 300 L/j, et qu'une station courante peut donc produire 3 m³/j. Ces quantités ne tiennent pas compte des pluies éventuelles que le module collecte de la même manière qu'une surface plane équivalente de 14 m² au sol. En 2006, le module installé revenait à peu près à 1 200 euros HT avec très peu d'entretien.

⁵ *Natural Aqua*: nataqua@canariatelecom.com.

Récolte de la rosée

On estime la ressource en eau contenue dans l'atmosphère à 12 900 km³, dont 98 % sous forme de vapeur et seulement 2 % sous forme de nuages. Une partie de cette eau se condense au petit matin en rosée, soit de fines gouttelettes qui se déposent sur des objets plus froids que l'air ambiant. Des chercheurs du CNRS⁶ ont eu l'idée de favoriser le refroidissement des toits et des talus dès la tombée de la nuit pour récolter l'eau condensée. Les surfaces sont traitées avec des peintures et des films radiatifs qui favorisent la condensation de l'eau atmosphérique et permettent une « récolte » de 0,6 L/nuit et par mètre carré de surface peinte, avec un seul impératif : un ciel dégagé. C'est donc un procédé idéal pour les zones arides.

Les peintures et les films sont élaborés avec des produits du commerce dopés de microbilles d'oxyde de titane et de sulfate de baryum qui émettent naturellement des radiations infrarouges. Cette perte d'énergie abaisse la température du support peint, mais pas suffisamment pour compenser celle amenée par les rayons du soleil. La récolte de rosée est donc nocturne.

Le procédé est déjà appliqué en Croatie, en Israël et à Tahiti et, en Inde, un système de 15 000 m² est en construction qui permettra de condenser jusqu'à 8 m³ chaque nuit. L'eau recueillie est potable selon les analyses de certaines d'échantillons récoltés dans différentes aires géographiques et passés au crible d'études chimiques et bactériologiques. Prochainement, le Maroc devrait tester l'équipement de toits terrasses avec ces techniques et leur couplage avec des cellules photovoltaïques pour apporter eau et électricité aux populations isolées.

L'eau atmosphérique et la rosée peuvent assurer la survie de populations isolées (eau potable, irrigation de jardins) ayant des revenus extra-agricoles, car les quantités extraites sont faibles. Le dessalement est confronté à la montée du prix de l'énergie et devra trouver des solutions techniques utilisant l'énergie solaire. La réutilisation des eaux usées est moins gourmande en énergie, mais devra fiabiliser toute sa procédure de traitement et d'utilisation pour lever les barrières psychologiques qui freinent actuellement son utilisation.

⁶ Laboratoire CNRS, université de Corse Pascal-Paoli « Systèmes physiques de l'environnement », laboratoire CNRS-PCI, universités Paris-VI- et VII « Physique et mécanique des milieux hétérogènes ».

Vers une gestion de la demande en eau

La mobilisation des ressources conventionnelles est de plus en plus coûteuse, car les sites favorables sont déjà équipés. Pour le moment, il s'agit avant tout de mieux utiliser les ouvrages déjà construits en favorisant les transferts vers les réservoirs souterrains pour diminuer les pertes par évaporation. Mais cela ne suffira pas pour répondre aux besoins pressants et variés d'une population mondiale en croissance continue. L'utilisation des ressources non conventionnelles constitue une solution alternative intéressante, mais ne résoudra pas non plus toutes les tensions actuelles sur la ressource, notamment sur les aquifères. Il s'agit d'éléments parmi d'autres pour essayer de rétablir les équilibres offre-demande en pratiquant une gestion optimisée de la ressource, des infrastructures et des réseaux de distribution.

Face à la multiplication des situations de surexploitation et de compétition lorsque la ressource est rare et face à l'augmentation du coût marginal de l'accès aux ressources en eau, les gestionnaires, les chercheurs et les institutions internationales ont pris conscience de l'intérêt d'une gestion de l'eau par la demande, notamment sur le pourtour méditerranéen où le déséquilibre se fait déjà cruellement ressentir [17].

Différents instruments de la gestion de l'eau par la demande

Un instrument de gestion de la demande doit être susceptible de modifier la demande de manière directe (autoritaire ou consensuelle) ou indirecte (incitative). Il est évalué selon sa pertinence : son efficacité, son acceptabilité par les usagers et la faisabilité de son application. Les principaux instruments de gestion de la demande en eau sont de trois ordres.

• Instruments techniques

Ce sont des outils visant à une utilisation plus efficace de l'eau ou encourageant l'économie d'eau :

– au niveau d'une exploitation agricole : utilisation de cultures peu consommatrices d'eau et de micro-irrigation, installation de compteurs volumétriques, électrification des pompes, le nivelage du sol (au niveau d'un foyer domestique, pose de compteurs, réseau interne plus efficace, utilisation d'appareils électroménagers moins consommateurs, etc.) ;
– au niveau d'un périmètre d'irrigation : le tracé d'un canal de distribution, un réseau basse pression ou sous-pression pour réduire l'évaporation et les pertes par percolation, une adaptation de l'offre à la demande (au niveau d'un réseau urbain,

le tracé du réseau et la détection des fuites, etc.) ;

– au niveau d'une région : l'utilisation de modèles de gestion qui permettent aux gestionnaires de mieux allouer l'eau (SIG, modèles de simulation, etc.).

La mise en place de ces divers équipements est souvent permise par des subventions ou des prêts bonifiés accordés par le gestionnaire, ou encore par un système de normes accompagné de moyens de contrôle. Dans les deux cas, ils doivent nécessairement s'accompagner d'un effort de vulgarisation.

• Instruments économiques

Les instruments économiques sont de type indirect, il s'agit d'influencer le comportement des usagers par des incitations fondées sur les mécanismes de marché, comme une mesure de tarification, une redevance, une taxe, un droit d'accès payant, un marché de l'eau.

Tarifications, redevances et taxes

Les tarifications, les redevances et les taxes font payer à l'utilisateur le prix de la rareté, les frais de gestion et les frais annexes, considérant l'eau comme un bien économique. Le tarif correspond au paiement d'un bien ou d'un service, à l'unité consommée, la redevance (paiement d'un service public ou d'une concession proportionnellement à son utilisation) et la taxe (impôt autoritaire non proportionnel à un service) s'appliquent plus facilement dans le cas d'usages captant directement la ressource.

Paiement d'un droit d'accès

Le paiement d'un droit d'accès peut être un moyen de diminuer l'usage de l'eau, si l'enregistrement des droits d'accès est réellement effectué et le prix de la concession dissuasif. Cette mesure soulève des questions d'équité si seuls les nouveaux arrivants y sont soumis, et n'influence évidemment en rien le taux de consommation des captages une fois construits.

Marché de l'eau

Un marché de l'eau est un lieu d'échange de l'eau (bien matériel ou droit à prélever) entre des individus ou des collectivités. Pour qu'il fonctionne, trois conditions au moins doivent être réunies :

– la ressource en eau doit être inférieure aux besoins ;
– le droit d'eau doit être entièrement défini (reconnu, exclusif, transférable et protégé) ;
– une allocation initiale doit être réalisée (selon une priorité de proximité, chronologique ou au plus offrant).

• Autres instruments

Les autres instruments pour gérer la demande en eau comportent essentielle-

ment l'éducation, les règles qui déterminent les droits d'accès, d'usage et de participation à la gestion.

Éducation et information

L'éducation et l'information peuvent inciter les usagers à l'économie et à une gestion plus efficace, mais l'effet réel se fait sentir au-delà d'une génération.

Règles d'accès et d'usage

Les règles d'accès et d'usage peuvent être imposées par une autorité centrale ou être établies par un groupe local de gestion, dans le cadre d'un consensus plus ou moins formalisé entre usagers : prescription de normes ou de droits d'eau, établissement de quotas ou de droits d'usages particuliers, définition de zones d'accès, etc.

Règles de gestion

Les règles de gestion par la demande peuvent être définies dans le cadre d'un contrat local entre usagers, établi plus ou moins formellement. Ces contrats fixent de manière concertée les objectifs à atteindre pour chaque acteur ; ce sont des règles communes, qui peuvent s'appuyer sur des droits locaux d'accès, de quotas ou d'échanges.

• Choix d'un outil de gestion

Les instruments de gestion peuvent être complémentaires, concurrents ou contradictoires. Par exemple, la tarification et le système de quotas peuvent être concurrents face à un objectif de répartition de la ressource en eau, et leur choix peut être imposé par les caractéristiques du système ou dépendre des préférences du gestionnaire (équité, équilibre budgétaire, répartition efficace). Pour la plupart des auteurs, une gestion de l'eau par la demande efficace doit reposer sur une combinaison de différentes approches pour être acceptée par les usagers, mais, à l'inverse, une combinaison d'outils trop diversifiés peut conduire à des incohérences, à des incompréhensions et à des problèmes de communication.

Enfin, le gestionnaire doit tenir compte du fait qu'une économie d'eau effective à une échelle peut avoir un effet nul à une autre échelle : par exemple, la micro-irrigation permettant d'utiliser moins d'eau à l'hectare irrigué peut entraîner une extension de la surface irriguée, le bilan sur la ressource étant inchangé, voire aggravé si les pertes par les techniques traditionnelles restaient l'eau au système par percolation.

Irrigation et techniques d'économie d'eau

En tant que plus grand utilisateur et plus grand consommateur, l'irrigation est la principale accusée des tensions sur la res-

source en eau. Cependant, l'irrigation est amenée à produire plus pour suivre la demande alimentaire mondiale, et les gouvernements se sont donc engagés à améliorer l'efficacité de leurs systèmes irrigués afin d'augmenter leur production globale, tout en maintenant ou diminuant les volumes consommés. Les premières solutions explorées sont techniques.

L'irrigation gravitaire est la plus ancienne technique d'épandage de l'eau et reste majoritairement utilisée dans le monde malgré des efficacités à la parcelle ne dépassant pas les 60 % et des efficacités globales de 35 à 40 % selon les périmètres. Elle concerne environ 80 % des superficies irriguées à l'échelle mondiale (70 % aux États-Unis), car c'est une technique très simple à mettre en place et peu exigeante en termes de moyens à l'échelle de la parcelle. En outre, comme pour toute technique traditionnelle, le savoir-faire a pu se transmettre entre générations.

• **Amélioration de l'irrigation gravitaire**
De nombreuses études ont été et sont toujours consacrées à l'amélioration de l'irrigation gravitaire et, notamment pour mieux homogénéiser l'épandage de l'eau dans la parcelle en proposant un nivellement laser, une partition des mains d'eau pour une meilleure conduite, des améliorations sur la longueur des raies en fonction des caractéristiques locales, la mise en place de débits d'attaque pour mieux répartir l'eau dans les raies, l'installation de petits ouvrages (rampes à vannettes, siphons, revêtement des canaux, etc.). Si la mise en place de ces techniques semble se faire avec succès dans un premier temps, les agriculteurs reviennent assez rapidement à ce qui fait l'intérêt de cette technique, une rusticité qui demande peu d'investissements, adaptée à de petites exploitations complexes et évolutives, exigeante en main-d'œuvre, mais peu qualifiée.

Beaucoup de raisons peuvent expliquer l'abandon progressif des techniques sophistiquées mises en place lors de l'installation ou de la rénovation des périmètres. L'irrigation gravitaire engage une

infrastructure hydraulique importante et figée, peu adaptée à l'évolution des cultures et au morcellement progressif des parcelles, inévitable pour des raisons d'héritage. Le morcellement vient également allonger le tour d'eau.

Par ailleurs, la faible participation des agriculteurs dans les processus de réhabilitation technique de leurs parcelles n'encourage pas ces derniers à entretenir les équipements dont ils ont dorénavant la charge. Ils considèrent, en effet, que les réseaux d'irrigation, de drainage et d'assainissement restent la propriété exclusive de l'État et que les redevances constituent le paiement des services rendus.

• **Irrigation par aspersion**

L'irrigation par aspersion fait l'objet d'études scientifiques et techniques très poussées tant sur le plan théorique que sur le plan expérimental. En France, ces études sont, en grande partie, menées et coordonnées par l'équipe Lermi (Laboratoire d'essais et de recherche sur les matériels d'irrigation) du Cemagref d'Aix en Provence. Cette équipe travaille en étroite collaboration avec des scientifiques du Maghreb pour approfondir les bases théoriques des flux d'air et d'eau sortant des asperseurs et de leurs trajectoires dans l'atmosphère avant de retomber sur le sol [18, 19].

Ces travaux touchent tant la mécanique des fluides que la structure des sorties de canon qui va conditionner la forme de l'aspersion. Ils sont menés sur la station expérimentale du Merle (figure 5).

Les études ainsi que les évaluations des performances sont orientées vers l'obtention d'une uniformité d'aspersion sur une surface donnée quelles que soient les conditions de vent. Pour obtenir des efficacités de l'ordre de 80 % en zones arides, l'irrigation par aspersion se doit d'être technique et donc réservée à des ingénieurs et techniciens seuls capables de maîtriser le processus technique. Cela est assez flagrant au Maghreb où l'irrigation par aspersion est surtout pratiquée dans les grands périmètres publics (Gharb au Maroc, Basse vallée de la Mer-

jerda en Tunisie) sous le contrôle des offices régionaux.

Dans les exploitations privées, le matériel d'aspersion est souvent placé en dispositif mobile ou semi-mobile pour assurer une couverture totale de la parcelle cultivée à moindre coût. La mise sous-pression du réseau n'est pas du tout régulée, et les charges en sel généralement élevées viennent obstruer ou modifier la diffusion des jets d'eau par les asperseurs. Dans ces conditions d'exploitation, le recouvrement uniforme des surfaces irriguées n'est plus du tout assuré, et l'efficacité réelle descend fortement. L'observation montre que les agriculteurs délaissent la technique d'aspersion pour essayer l'irrigation par goutte-à-goutte qu'ils maîtrisent beaucoup mieux [20].

• **Irrigation localisée par goutte-à-goutte**

L'irrigation localisée, par goutte-à-goutte (comme l'irrigation enterrée), est en forte progression depuis l'arrivée des matériaux de pompage et de distribution économiques dans les années 1970-1980. Elle devrait progresser encore avec les mesures incitatives et l'augmentation du prix de l'eau. Outre l'économie de ressources, ces techniques permettent d'utiliser des eaux saumâtres, puisque les doses sont appliquées au niveau racinaire sans contact avec le feuillage, même s'il subsiste un danger de salinisation ou de sodisation des sols.

L'irrigation par goutte-à-goutte utilise un système sous pression pour forcer l'eau dans des tuyaux perforés posés au-dessus du sol avec un débit variant de 1 à 10 L/h et par goutteur. Malgré la simplicité de la technologie, la méthode nécessite à la fois un investissement de départ et un entretien sérieux, car les goutteurs se bouchent facilement.

Selon des études de la FAO⁷, menées dans plusieurs pays arides et semi-arides, les agriculteurs qui passent de l'irrigation gravitaire ou de l'aspersion au goutte-à-goutte peuvent diminuer leur consommation de 30 à 50 %. Souvent, les rendements augmentent en même temps, car les plantes bénéficient d'apports directs au niveau de leurs racines de doses d'eau et de fertilisant (fertirrigation). Là encore, on rencontre, pour une même technique, deux pratiques analysées en Tunisie dans les années 2000 :

- des réseaux goutte-à-goutte, équipés de goutteurs régulateurs de pression situés au pied de chaque plant dont la valeur oscille autour de 1 670 € l'hectare ;
- des tuyaux plastiques très bon marché, que l'on déplace de ligne de culture en



Figure 5. Banc d'asperseurs, station expérimentale du Merle, Lermi, Cemagref Aix en Provence.

⁷ FAO, eau et agriculture, produire plus avec moins d'eau, 2002.

ligne de culture, prépercés sans goutteurs, avec des écarts de perçage standards sans correspondance avec la culture pratiquée et d'une durée de vie courte, voire très courte, mais dont le coût d'installation se situe autour de 280 euros l'hectare.

Dans des pays en voie de développement où la main-d'œuvre est abondante et les capitaux rares, la première pratique ne peut se faire sans incitation financière, et seulement pour des cultures à rendement économique élevé. C'est donc la pratique rustique qui tend à s'imposer dans les petites et moyennes exploitations, mais, là, les rendements sont bien inférieurs à ceux annoncés dans les études théoriques. C'est d'autant plus vrai que les pratiques d'irrigation par goutte-à-goutte sont mal conduites par des populations mieux habituées au gravitaire et qui appliquent des doses massives trop espacées dans le temps, selon leurs habitudes antérieures.

Le goutte-à-goutte rencontre un fort succès au Maghreb, car il permet de cultiver melons, pastèques et tomates qui sont très appréciés par la population touristique, ce qui provoque une forte progression des revenus.

• Irrigation enterrée

Certains systèmes d'irrigation enterrée relèvent de techniques simples qui ne nécessitent pas d'achats coûteux d'équipement, mais exigent beaucoup de main-d'œuvre. L'une des plus anciennes méthodes consiste à placer des pots en terre poreux dans le sol autour des arbres fruitiers et le long des lignes de culture. Les tuyaux poreux ou perforés enterrés ont la même fonction avec quelques incertitudes sur les débits d'applications difficiles à contrôler.

La technique des pots en terre a été revisitée récemment par Mathieu [21] qui a mis au point un système original d'irrigation adapté à la fois aux ressources en eau très limitées des zones semi-arides et aux méthodes de culture à espacement des agriculteurs du Sahel. Cette méthode conduit rapidement l'eau à une profondeur de 0,5 à 1 m où elle échappe à l'évaporation et constitue une réserve d'humidité au niveau des racines. Dénommée Irrigasc⁸, cette technique a été validée par le Cemagref.

Le dispositif consiste à enterrer une gaine plastique d'1 m, le long d'un plant d'arbre, ou de 50 cm, près de plantes vivrières. Cette gaine, en forme de manchon, est percée de très petits orifices et remplie de terre ou de compost. Au niveau du sol, cette gaine est surmontée d'un récipient sans

fond dans lequel est versée l'eau d'arrosage.

La méthode d'irrigation par semi-conduite verticale semble rencontrer un certain succès dans les pays sahéliens et, particulièrement, au Sénégal.

• Économie d'eau et valorisation économique

Les techniques décrites précédemment sont censées produire plus avec moins d'eau *more crop per drop*, ce qui est généralement le cas, même si les performances attendues sont loin d'être réalisées sur le terrain. En revanche, leur mise en place peut provoquer une augmentation des prélèvements à des niveaux d'échelle plus amples que la parcelle.

Ainsi, par une étude de simulation, S. Feuillette [20] a montré que la politique gouvernementale tunisienne favorisant l'implantation du « goutte-à-goutte » provoquait une augmentation sensible des prélèvements globaux sur la nappe de Kairouan. Les résultats de cette simulation, qui sont présentés dans le paragraphe suivant, ont été ensuite validés par un retour d'expérience auprès des irrigants.

Passage à l'irrigation localisée en Tunisie : impacts et conséquences

Le bassin du Merguellil a déjà été choisi pour analyser l'impact et la valorisation des aménagements hydrauliques (cf. § 1.4), il servira également d'exemple pour illustrer les modes d'utilisation des outils de gestion de la demande et simuler le comportement des usagers. On s'intéressera particulièrement à la partie aval du bassin derrière le barrage d'El Haouareb (figure 3).

• Problématique

La nappe de Kairouan, qui constitue la ressource en eau souterraine la plus importante de la Tunisie centrale, subit un rabattement continu depuis une vingtaine d'années. L'abaissement se fait sentir sur l'ensemble de la zone et s'est accru ces dernières années (figure 6) provoquant un risque de contamination des nappes profondes par les eaux de l'aval, dont la salinité est élevée [22].

Les prélèvements sont destinés à l'irrigation à hauteur de 80 %, et les irrigants reçoivent l'eau soit dans des périmètres publics desservis par forages collectifs, soit par des puits individuels. Ces derniers sont les plus gros préleveurs et demeurent très mal connus.

Pour tenter d'enrayer la surexploitation, les autorités sont d'abord intervenues sur l'offre à travers la gestion des barrages, puis sur la demande, en instaurant une « zone de sauvegarde » censée contraindre la construction de nouveaux

captages. Mais dans les faits, la nappe de Kairouan demeure une ressource collective en accès libre : la réglementation restrictive n'est pas respectée, et les puits continuent de proliférer. L'outil réglementaire est d'autant plus difficile à appliquer que la police des eaux est assurée par l'institution chargée du développement régional [3].

Les autorités s'interrogent sur les outils de gestion de la demande efficaces et acceptés par les usagers, pour enrayer la surexploitation. L'étude porte sur la réaction des agriculteurs face à différentes mesures envisagées par le gouvernement, et notamment des incitations financières, pour passer du gravitaire au goutte-à-goutte.

• Modélisation des comportements par simulation multi-agents (SMA)

Dans le cas de la nappe de Kairouan, le modèle de simulation doit représenter les interactions offre-demande, mais aussi les stratégies d'investissement des agriculteurs (l'accroissement des prélèvements provenant surtout de l'apparition des puits) et les interactions entre agriculteurs (du fait de leur impact sur la demande en eau). Les modèles classiques de fonctionnement de la demande en eau agricole ne représentent que les décisions tactiques d'irrigation ou les stratégies d'assolement des agriculteurs. De plus, ils représentent rarement les processus régissant l'offre et la demande conjointement, ce qui est pourtant nécessaire à la prise en compte de leurs liens dynamiques. Au contraire, les systèmes multi-agents (SMA) issus de l'intelligence artificielle distribuée et basés sur le principe de la distribution des interactions sont tout à fait adaptés à la représentation des interactions ressources-sociétés et permettent de tenir compte des comportements dans leur diversité.

Le modèle Sinuse (simulations des interactions entre nappe et usages de l'eau) représente les interactions entre agriculteurs et nappe, aux échelles de temps saisonnières et interannuelles. Sinuse représente un schéma réduit du système étudié (25 000 ha), tout en respectant les proportions des paramètres essentiels. La définition de l'espace du modèle se fait sur une grille rectangulaire de 2 400 cellules, chacune d'elles représentant 1 hectare [23].

Le modèle comporte trois types d'entités :
– des entités sociales, les exploitants ;
– des entités spatiales comme les zones de la nappe, les parcelles, les périmètres collectifs d'irrigation ;
– des entités passives (et situées) comme les puits.

Le pas de temps adopté pour la description des interactions entre ces entités est l'année, découpée en deux saisons de

⁸ www.irrigasc.com.

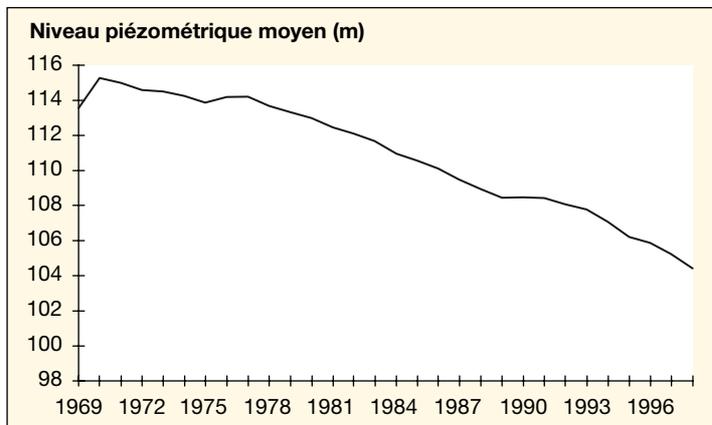


Figure 6. Baisse du niveau piézométrique moyen dans la nappe de Kairouan en aval du barrage d'El Haouareb.

culture. Les décisions d'investissement s'opèrent à une échelle interannuelle. Les apports pluviométriques pour chaque type de culture reposent sur la chronique locale des 20 dernières années.

Les exploitants prennent plusieurs types de décisions pour assurer le fonctionnement et la progression du système d'exploitation familial : assolement saisonnier, échanges fonciers annuels, construction de puits, ventes/achats et locations de terre. La description des règles qui régissent ces comportements repose sur un important travail d'enquêtes sur le terrain (approfondies et statistiques).

• Introduction du goutte-à-goutte

Dans ce scénario, tous les agriculteurs doivent s'équiper du goutte-à-goutte pro-

portionnellement à la surface qu'ils irriguent en été, moyennant une aide publique importante. Cet équipement n'est utilisé que pour l'irrigation du maraîchage d'été et de l'arboriculture fruitière ; les irrigations de l'olivier, des céréales et du maraîchage d'hiver de plein champ demeurent traditionnelles (à la planche et à la raie). L'irrigation de l'olivier est suspendue dès que leur marge brute est négative.

L'investissement dans un équipement goutte-à-goutte est réalisé chaque fois qu'un nouveau puits est créé. L'efficacité moyenne de la distribution de l'eau au goutte-à-goutte est estimée en fonction des observations faites sur des situations similaires dans d'autres régions de Tunisie. L'augmentation du rendement est très

importante grâce à une meilleure fertilisation.

Ce scénario d'intervention (en noir dans la figure 7) est simulé plusieurs fois en raison des paramètres stochastiques sur une période de 30 ans et comparé au scénario de référence (en grisé dans la figure 7) qui consiste à simuler, également plusieurs fois, l'évolution du système sans aucune intervention, sur la même période de 30 ans.

Les résultats issus de la mise en œuvre du modèle reflètent une accélération assez forte de la baisse de la nappe (figure 7C), soit une augmentation régulière des prélèvements globaux confirmée par l'augmentation concomitante des puits (figure 7A) qui viennent également envahir les périmètres publics comme l'indique la figure 7B.

On note également une baisse assez marquée des exploitations endettées (figure 7D). Les agriculteurs s'enrichissent dès la première année, parce que le passage au goutte-à-goutte est financé, à hauteur de 60 %, par le gouvernement, et que cette technique leur permet de cultiver pastèques et melons qu'ils vendent à très bon prix aux hôtels de la côte situés à 100 km seulement de cette zone.

Les années suivantes, ils vont donc chercher à augmenter leur production par tous les moyens : augmentation des surfaces irriguées et locations de nouvelles terres, augmentation des puissances de pompe avec changement de pompes ou creusement de nouveaux puits. Le marché touristique est suffisamment fort pour

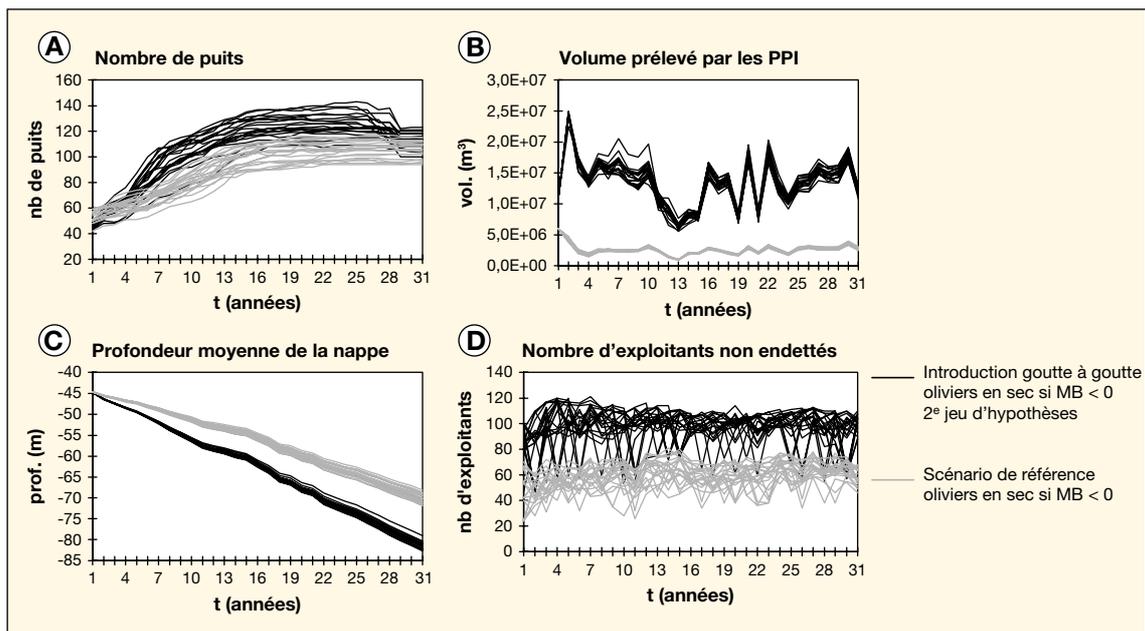


Figure 7. Introduction généralisée du goutte-à-goutte pour l'irrigation et comparaison avec le scénario de référence.

absorber cette augmentation de production sans que les prix chutent.

En conclusion, ce passage à une irrigation localisée, appliqué sans mesure d'accompagnement, produit des effets inverses à ceux voulus par l'administration tunisienne. Le goutte-à-goutte provoque bien une meilleure valorisation de l'eau, mais, en revanche, il augmente les prélèvements globaux sur la nappe et accélère donc la baisse de son niveau. Ces résultats de simulation, reçus avec scepticisme par les autorités, ont été agréés par les agriculteurs qui ont validé ces comportements lors d'un retour d'expérience.

• Discussion

Des simulations complémentaires ont montré que l'introduction du goutte-à-goutte, combinée avec la mise en place d'un quota et avec une facturation très forte des dépassements, donne les meilleurs résultats : enrichissement raisonnable des agriculteurs par une meilleure valorisation de l'eau et diminution assez nette des prélèvements globaux. L'administration tunisienne étudie les possibilités d'application de ces mesures à partir d'une électrification de l'ensemble des pompes, de l'installation systématique de compteurs électriques triphasés et de l'implication de l'Entreprise nationale d'électricité pour recouvrer les paiements.

La littérature montre que l'utilisation des instruments de gestion de la demande doit être combinée pour être efficace et répondre clairement aux questions posées.

Conclusion

Parmi les nombreux pays en développement à posséder des territoires arides et semi-arides, certains subissent une forte croissance démographique, tandis que d'autres sont soumis à des afflux saisonniers de population (tourisme estival en Méditerranée par exemple).

Dans ces territoires, l'accès à l'eau est déjà un problème pour certains usagers, avec parfois de graves crises d'approvisionnement. Par ailleurs, les modèles climatiques globaux semblent concorder pour y prédire une diminution des précipitations.

Produire plus, pour suivre la demande alimentaire de leurs populations croissantes, mais en consommant moins d'eau, pour satisfaire également les autres demandes, tel est le défi proposé à ces territoires pour faire face aux tensions actuelles et aux conflits annoncés.

Les gouvernements ont d'abord proposé la mise en place d'aménagements hydrauliques de tailles différentes, échelonnés suivant leur fonction dans tout l'espace du

bassin, avec un objectif de conservation des eaux et des sols. Le stockage de l'eau est réalisé dans la zone aérée du sol (l'eau verte, en termes de gestion) ou dans les réservoirs superficiels et souterrains (l'eau bleue). Toutes les études montrent une faible valorisation de ces ouvrages à l'exception des aquifères.

Ils se sont dirigés ensuite vers la production de ressources non conventionnelles ou alternatives qui ont du mal à se développer soit par leur coût (dessalement), soit du fait de barrières psychologiques (réutilisation des eaux usées).

Enfin, la tendance actuelle se dirige vers la mise en place de pratiques d'usages économes en eau telles que l'irrigation localisée. Mais là encore, les techniques éprouvées en stations expérimentales ou en laboratoire ne sont pas d'une réelle efficacité sur le terrain si elles ne sont pas couplées avec d'autres outils de gestion, de formation et de vulgarisation.

La définition des principes de gestion intégrée, leur dissémination à travers les grands congrès internationaux consacrés à l'eau et l'effort qui est fait au niveau international pour les mettre en application tiennent compte des diagnostics antérieurs. D'après le deuxième principe de Dublin⁹, le développement et la gestion de l'eau devraient être fondés sur une approche participative impliquant usagers, planificateurs et décideurs à tous niveaux. Il est certain que l'application de ce principe aurait évité la construction de banquettes sur des terres de parcours ou la construction de retenues collinaires dans des endroits déserts, éloignés de tout utilisateur potentiel.

Selon le quatrième principe, pour tous ses différents usages, souvent concurrents, l'eau a une dimension économique et doit être considérée comme un bien économique et social. En clair, ce principe rappelle l'efficacité du couple subvention-réglementation pour amener les usagers à appliquer les pratiques d'usages économes en eau.

C'est donc une gestion complexe qui est en train de se mettre en place, dans laquelle les techniques de mobilisation et d'usages de l'eau sont un élément parmi d'autres. ■

⁹ La Conférence internationale sur l'eau et l'environnement, réunie à Dublin du 26 au 31 janvier 1992, proposait un certain nombre de mesures concertées s'inspirant de quatre grands principes : (1) l'eau douce – ressource fragile et non renouvelable – est indispensable à la vie, au développement et à l'environnement ; (2) la gestion et la mise en valeur des ressources en eau doivent associer usagers, planificateurs et décideurs à tous les échelons ; (3) les femmes jouent un rôle essentiel dans l'approvisionnement, la gestion et la préservation de l'eau ; (4) l'eau, utilisée à de multiples fins, a une valeur économique et devrait être reconnue comme un bien économique.

Références

1. Genin D, Hafani A, Cialdella N, et al. L'agriculture dans la Jeffara : entre permanences et bouleversements, quelle place dans la reproduction des systèmes ruraux ? In : Genin D, Guillaume H, Ouessar M, eds. *Entre désertification et développement, la Jeffara tunisienne*. Tunis : IRD ; Cérès Editions ; IRA, 2006.
2. Pérennes JJ. *L'eau et les hommes au Maghreb - Contribution à une politique de l'eau en Méditerranée*. Paris : Karthala, 1993.
3. Feuillet S, Le Goulven P, Bacht MS. *Les pouvoirs législatifs, réglementaires et juridiques en Tunisie confrontés à la gestion des nappes souterraines*. Colloque SFER « L'irrigation et la gestion collective de la ressource en eau en France et dans le monde », Montpellier, 19-20/11/1998.
4. Lazzaro X. *Vers une meilleure gestion des aqüedus du Nordeste brésilien*. Fiche scientifique, n° 111. Paris : IRD, 2000.
5. Antonino A, Audry P. La culture de décrue, technique traditionnelle adaptée et perfectible. *Sciences au Sud, le journal de l'IRD* 2001 ; 8 : 4.
6. Cadier E, Dubreuil P. *Influence de la taille et du nombre de retenues sur le régime hydrologique de petits bassins du Nordeste du Brésil*. Dix-neuvièmes Journées de l'hydraulique « L'impact des activités humaines sur les eaux continentales », Société hydrotechnique de France (SHF), Paris, 9-11/09/1986.
7. Estrada Avalos J, Le Goulven P, Lamachère JM. *La gestion de l'eau dans le ranch Atotonilco en zone semi-aride du Nord-Mexique*. Séminaire international sur les petits barrages dans le monde méditerranéen, Tunis, 28-31/5/2001. Tunis : IRD; INRGRREF, 2001.
8. Nasri S, Albergel J, Berndtsson R, Lamachère JM. Impact des banquettes sur le ruissellement d'un petit bassin versant. *Rev Sci Eau* 2004 ; 17 : 265-89.
9. Lévêque C. Les retenues collinaires ou « petits barrages » en régions chaudes. (encadré 1.5). In : Académie des sciences. *Les eaux continentales*. Rapport Science et Technologie, no 25. Les Ulis (France) : EDP éditions, 2006.
10. Mechergui M. *La petite hydraulique et son impact sur la vie du paysan, les eaux de ruissellement, la conservation en eau et en sol et les ressources en eau vers l'aval dans un bassin versant: cas de deux bassins versants de Siliana et du Kef en Tunisie*. *Relations terre - eau dans les bassins versants ruraux*. Atelier électronique 18 septembre-27 octobre 2000. Étude de cas 18. Rome : Food and Agriculture Organisation (FAO), 2000.
11. Lacombe G. *Évolution et usages de la ressource en eau dans un bassin versant aménagé semi-aride. Le cas du Merguellil en Tunisie centrale*. Thèse de doctorat, université de Montpellier II, 2007.
12. Favreau G, Leduc C, Schroeter P. Reply to comment on «Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger» by Leduc C, Favreau G, Schroeter P. *J. Hydrol* 2001 ; 243 : 43-54. *J Hydrol* 2001 ; 255 : 263-5.
13. Le Goulven P, Bourges J, Bacht MS, Khallel R. *Programme National Mobilisateur MERGUSIE*,

Gestion intégrée de l'eau dans le Merguellil. Rapport de synthèse. Tunis : IRD; SERST, 2000.

14. Albouchi L. *Gestion de l'eau en Tunisie : d'une politique de mobilisation à une politique de réallocation de la ressource selon sa valorisation économique. Cas du bassin versant du Merguellil, Tunisie Centrale*. Thèse de Doctorat, université Montpellier I, Sciences économiques, spécialité « Economie de développement agricole, agro-alimentaire et rural », 2006.

15. Lazarova V, Bahri A, et al. *Irrigation with recycled water : agriculture, turfgrass and landscape.*, catalog n° L1649. Boca Raton (Floride, États-unis) : CRC Press, 2005.

16. Mujeriego R. La reutilización, la regulación y la desalación del agua. *Ingeniería y Territorio, revista del Colegio de ingenieros de caminos, canales y puertos* 2005 ; 72 : 16-25.

17. Hamdi A, Lacirignola C. *Water: a strategic resource throughout the Mediterranean Basin. Agriculture et développement durable en Méditerranée*, 10-12 mars 1997, Montpellier. Montpellier : Agropolis ; Ademe, 1997.

18. Hendawi M. *Analyses des pertes d'eau par évaporation et transport en aspersion en liaison avec la granulométrie des gouttes*. Thèse de Doctorat de l'université Aix-Marseille 1, Aix en Provence, 2005.

19. Khadem N. *Modélisation du jet d'un canon d'irrigation*. Thèse de Doctorat de l'université Aix-Marseille 1, Aix en Provence, 2005.

20. Feuillette S. *Vers une gestion de la demande sur une nappe en accès libre : exploration des interactions ressources usages par les systèmes multi-agents. Application à la nappe de Kai-*

rouan, Tunisie Centrale. Thèse de Doctorat, université Montpellier II, 2001.

21. Mathieu C. Une méthode d'irrigation par semi-conduites verticales adaptée aux zones sahéliennes. Résultats techniques, et prospective de l'organisation des filières. *Tropicultura* 2006 ; 24 : 120-3.

22. Besbes M. *Étude hydrogéologique de la plaine de Kairouan sur modèles mathématiques*. Tunis : Direction des Ressources en Eau, 1975.

23. Feuillette S, Bousquet F, Le Goulven P. SINUSE: a multi-agent model to negotiate water demand management on a free access water table. *Environ Model Softw* 2003 ; 18 : 413-27.

A review of hydrology research within the open eucalypt woodlands of tropical semiarid Australia: A possible source of baseline information for the West African Sahel

Mike Bonell¹
John Williams²

¹ The UNESCO Centre
The University of Dundee
Dundee DD1 4HN
Scotland
United Kingdom

<mike.bonell@gmail.com>

² NSW Natural Resources Commission
GPO Box 4206
Sydney 2001
Australia
<jwil3940@bigpond.net.au>

Abstract

During the period 1975-1990, several research campaigns led by CSIRO with various partners were undertaken in the transect between Charters Towers and Torrens Creek of tropical semi-arid, central-north Queensland, focused on the hydrological and the landscape ecology impacts of the beef cattle industry. This work offers baseline hydrological information which can possibly be transposed to comparable areas of the West Africa Sahel, where such information is lacking. The landscape has a climate not too dissimilar from the African Sahel, viz, 400-500 mm annual rainfall, but against a backdrop of marked climate variability (linked with ENSO) produces considerable variability in yearly rainfall totals. The soils are very old dating back to the Tertiary and the Red Earths (Oxisols or Kandosols) can exceed 36 m depth and occupy ancient valleys; whereas the more shallow Yellow Earths (Oxisols or Kandosols) cover the ancient intervening ridges and so are less deep. The former are well-drained, whereas the Yellow Earths have temporary water tables during average to above average rainy seasons which rest on the weathered rock below. The vegetation is open eucalypt woodland with a floor cover of grass tussocks and bare soils patches, and apart from cattle ranching, there are no other human occupation pressures. The landscape is principally of very low relief (called in Australia "smooth plainlands") with slope angle commonly < 2 degrees. Thus, the conventional research basin approach was not practical and instead, the water balance was assessed and runoff-erosion was determined along transects. Despite the very low slope angles, the soils are very fragile from any disturbance which can lead to severe erosion in areas which have been subjected to over-grazing, tree clearing and cropping. Further disturbance can change the water balance from one where Hortonian overland flows are largely re-distributed and infiltrate across the landscape to one where the landscape loses water and sediment in runoff consequently placing recharge to groundwater systems under threat. In semi-arid tropical landscapes this can result in degradation of both the land and water resource.

Key words: Australia, erosion, eucalyptus, forestry, groundwater, hydrology, oxisols, rainfall, semiarid zone, tropical zone.

Résumé

Revue des recherches hydrologiques dans les forêts ouvertes d'eucalyptus des régions tropicales semi-arides d'Australie : une source possible d'information hydrologique de base pour les régions du Sahel d'Afrique de l'Ouest

Pendant la période 1975-1990, plusieurs campagnes menées par le CSIRO avec divers partenaires ont été entreprises dans la section située entre Charters Towers et Torrens Creek de la partie Centre-Nord du Queensland, au climat semi-aride. Ces campagnes ont surtout porté sur les impacts écologiques de l'industrie du bétail (boeuf). Ce projet fournit une information hydrologique de base qui pourrait éventuellement être transposée aux régions du Sahel de l'Afrique de l'Ouest, où l'on ne dispose pas de ce type d'information. Le paysage de cette partie du Queensland possède un climat comparable à celui de certaines zones du Sahel africain, c'est-à-dire 400-500 mm de pluviométrie annuelle, mais aussi un climat fort variable (associé à l'ENSO) qui produit une variabilité considérable en termes de pluviométrie annuelle totale. Les terres sont très anciennes, datant du tertiaire, avec les terres dites rouges (*Red Earths* – Oxisols or Kandosols) qui peuvent excéder 36 m d'épaisseur et se trouvent dans les vallées anciennes, tandis que les terres dites *Yellow Earths* (Oxisols ou Kandosols), qui sont peu profondes, couvrent les arêtes intermédiaires entre les vallées et sont donc moins épaisses. Les premières ont un bon drainage, tandis que les *Yellow Earths* possèdent des nappes phréatiques temporaires pendant des saisons de pluie moyennes ou excédentaires, qui sont situées sur les roches exposées aux intempéries. La végétation est de type boisé, ouvert avec couverture d'herbes et de parcelles de terres nues et, à part l'élevage de bétail, aucune perturbation humaine n'affecte le paysage. La topographie de ce dernier est principalement très faible (en Australie, ce sont les *smooth plainlands*) avec une pente souvent inférieure à deux degrés. La méthode fondée sur l'utilisation d'un bassin de recherche conventionnel n'était pas pratique, et à sa place on a déterminé les bilans hydriques et sédimentaires le long de sections. Malgré le gradient de topographie très faible, les terres sont très fragiles face à une quelconque perturbation, avec pour conséquence une érosion très sévère dans les parties où on a pratiqué un pâturage trop intensif.

Mots clés : Australie, eau souterraine, érosion, eucalyptus, foresterie, hydrologie, oxisol, pluviométrie, zone semi-aride, zone tropicale.

The Australian equivalent of the Sahel has landscapes commonly of low relief (known as "smooth plainlands") which occupy extensive areas under eucalypt woodland in the semi-arid tropics of North Australia [1]. Human occupancy is very low in contrast to the African Sahel so large tracts offer opportunities to secure hydrological baseline data, which potentially could be transposed to comparable areas of the West Africa Sahel where such information is lacking. The raising of beef cattle is the principal rural industry, although the density of cattle per hectare is usually low except for specific locations and times when the beef prices have been high. Considerable attention has been given to the improvement of pasture through the introduction of both indigenous and exotic grass species, which has required extensive baseline surveys linked with climate, geology, hydrogeology, hydrology, soil and vegetation, as well as assessments of pasture improvements and tree-clearing on the environment [2-14]. The work will focus on a detailed slope transect study near Torrens Creek and provide a succinct review of previously published research material based on rain,

overland flow, infiltration and erosion-deposition measurements. Brief mention will also be made of soil-water and ground-water studies. It will set this hydrological analysis in the geological, climate and vegetation context of semi-arid tropical Australia and the impacts on these hydrological processes of changing management of the beef cattle industry.

The Torrens Creek runoff – erosion study

The low relief of the "smooth plainlands" [1] makes it more difficult to identify the topographic boundaries between drainage basins, and further, these extensive undissected plains are lacking in integrated stream channel systems. Consequently, the more traditional experimental basin approach could not be adopted. In response, a more novel experimental design was presented [15-18] by way of cascade system of runoff troughs and sediment samplers to investigate the development and redistribution of over-

land flow and sediment transport and deposition in these landscapes (figure 1).

The work was undertaken near Torrens Creek (20°45'S, 145°10'E) in central north Queensland and a detailed description of the geology, geomorphology and climate was described in detail elsewhere [2-4]. The work was carried out on a 100 m section of a 1-5 per cent (0.8 degree) slope covered by Red Earths [19-21]. The Red Earths have thick sola (5-36 m +) and originate from alluvial sequences which have accumulated above the bedrock since the Late Tertiary or Early Quaternary within old wide drainage lines [2, 4, 22]. The rainfall has a high index of variability and is strongly seasonal with 71 per cent of the mean annual rainfall of 552 mm (median 497 mm) occurring in the summer wet season, December to March [15]. Important to the discussion on soil permeability linked with infiltration and runoff generation is a mention of the short-term rain intensities. Rain events commonly result from thunderstorms which produce high intensity falls of short duration (< 1 hour, h). Maximum 1-min intensities for individual storms frequently occur in the range 36-72 mm h⁻¹, with 120 mm h⁻¹ being the highest recorded in the results presented

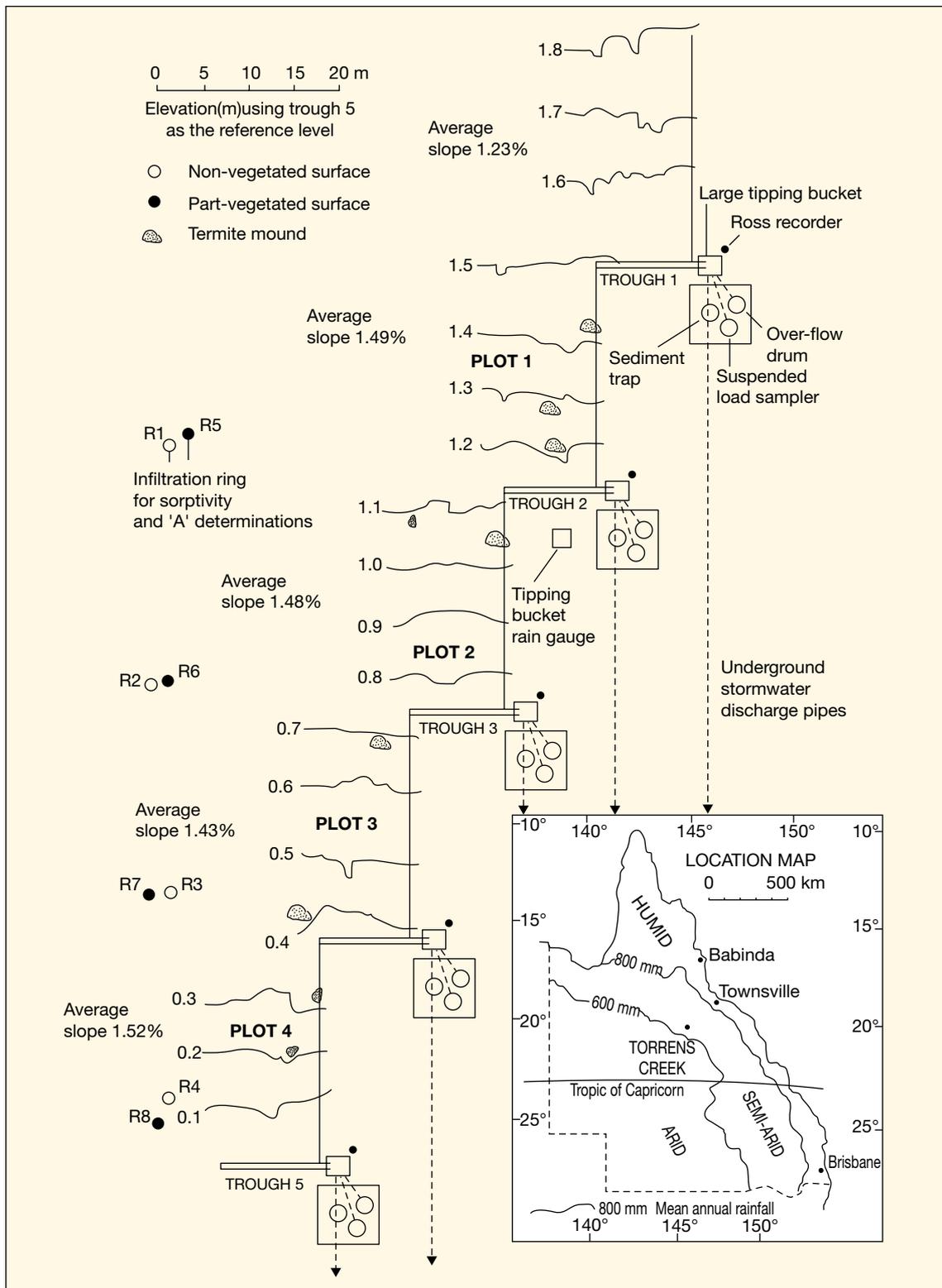


Figure 1. The Experimental design and layout for the hydrological installations near Torrens Creek, North Queensland, Australia.

Experimental design was presented by way of cascade system of runoff troughs and sediment samplers to investigate the development and redistribution of overland flow and sediment transport and deposition in these landscapes. A cascade system of five troughs, 10 m long and offset at 25 m intervals, monitored a 100 m section of slope located 2-3 km from a subdued topographic divide (from [15]).

in Bonell and Williams [15]. However, more rarely, peak 1-min intensities in thunderstorms have been recorded up to the equivalent of 360 mm hr⁻¹ at other times in the experiment. Individual storm totals only occasionally exceed 30 mm. Daily amounts can, however, be higher where more than one event occurs. Such rain characteristics have a major bearing on how these landscapes respond to overland flow generation and redistribution. The prevailing climatic conditions give a mean annual Australian Tank evaporation of 2 153 mm, and mean annual evapotranspiration of 500-560 mm is probable over the area [23]. Thus, mean annual evapotranspiration is in quasi-balance with annual rainfall which suggest that runoff component must be small, a feature also suggested by Williams and Coventry [6, 7] based on the determination of the soil water balance and intermittent groundwater recharge.

The low, open woodlands are dominated by *Eucalyptus* and/or *Acacia* species and support a discontinuous groundcover of Spinifex (*Triodia pungens*), black spear grass (*Heteropogon contortus*) and white spear grass (*Aristida leptopoda*). Rebgetz [8] states that "The area was grazed by beef cattle but stocking rates were very low with only 1 beast per 50 ha due to low herbage production (1 000-1 500 kg ha⁻¹ yr⁻¹), short growing season (16 weeks yr⁻¹) and low soil fertility". In contrast the African Sahel, there were no human occupancy pressures as a result of a very low density of population in the area (much less than 1 person per km²) so the landscape presented an opportunity to evaluate the baseline hydrology. Scattered throughout the grass understorey are low termite mounds dominated by *Drepanotermes rubriceps* (Holt 1985, pers. comm.) and bare areas (colloquially known as 'scalds') whose surfaces are either smooth and crusted [24] or covered with a thin layer of fine sand deposited by the erosion process of rainflow transportation [24]. There is no evidence of scour by flowing water such as rills or gullies in contrast to reports of rills in the study of Ribolzi *et al.*, [25] in northern Burkina Faso. The origin of such scalds has been under debate [24], but there is general agreement that vegetation removal and surface sealing by the kinetic energy of raindrop action are major causes [26] which are similar to later reports by Casenave and Valentin [27]. The activities of soil fauna, such as ants, in producing macropores are significant in this environment. The openings of such channels are temporarily or permanently blocked by inwashing of splashed material from raindrop impact, especially where a low protective vegetation cover is absent [28, 29]. Such features impact on the temporal and

spatial variability of infiltration and surface K* as outlined shortly.

The experimental design

A cascade system of five troughs, 10 m long and offset at 25 m intervals, monitored a 100 m section of slope (figure 1) located 2-3 km from a subdued topographic divide. The 10 m was considered on the basis of detailed aerial photography to be the practical minimum for representing the spatial variability of the mosaic of the surface cover. Further, this dimension also minimises the effect of any heterogeneities in surface-water flow patterns (figure 2). The cascade system is based on the assumption that the overland flow observed in the upslope trough is an estimate of the runoff to the plot of 250 m² and that the runoff from the plot is monitored by the downslope trough. This design has two advantages over bounded plots. The continuous system allows the outputs and inputs to be calculated for a large element of the natural landscape. These open plots make extrapolation to other areas more plausible in that the natural movement of overland flow is preserved in contrast to bounded plots.

Simple continuity model for determination of runoff-runon and infiltration

The runoff-runon (mm) for the plots between the troughs (figure 1) for a given period (min) is given by:

$$X = Q_d - Q_u \quad (1)$$

where Q_u , is the upslope and Q_d is the downslope overland flow.

Infiltration, i (mm) for a given period is calculated by:

$$i = R - X - dS_t - dV \quad (2)$$

where R is the rainfall in the given period, dS_t and dV represent the change in surface detention store and change in rain interception by vegetation respectively. For the time intervals of 1 minute used in the analysis it is assumed that both dS and dV tend to zero.

Where runon prevails, this adds to rainfall and contributes to infiltration. The very simple analysis assumes that during rainfall under ponded conditions the surface detention and interception are constant through time. The slope of the linear part of accumulated infiltration, (Σi) expressed as a function of time provides a measure of



Figure 2. Early stages of infiltration-excess, overland flow development soon after the commencement of a storm.

Note the significant depths attained by depression storage (~ 20 mm) and the "damming" of overland flow by occasional fallen trees and other organic ground cover. Such effects enhance the surface hydraulic resistances to this dominant storm flow pathway as well as inducing preferred veins (anastomosis) of higher discharge within the "sheet" overland flow; the latter of which meanders around grass tussocks, leaf litter and the occasional dead tree logs and.

field, saturated hydraulic conductivity, K^* for each plot [30].

Soil hydraulic properties

The soil hydraulic properties were measured outside but close to the runoff plots using *in situ* infiltrometer rings from eight infiltration rings (0.3 m dia., 0.15 m deep) driven 0-10 m into the soil, giving four replicates each of bare soil and part-vegetated (dominated by tussocks of Spinifex) sites (0.30 m dia., 0-10 m deep) which remain in place and were periodically tested over a three year period for K^* using the ponded infiltration method of Talsma [31]. The infiltration parameters sorptivity S and transmission A of Philip [32] and *in situ* K^* were determined [33] by the method of Bristow and Savage [34]. The *in situ* field saturated hydraulic conductivity, K^* was determined from the linear portion of the cumulative infiltration versus time plots [30] using regression analysis. These data were subsequently compared with the K^* determined from the runoff plots using the above model to assess differences in scale of measurement as well as the impacts of temporal and spatial variability [18]. In addition, cores (50 mm dia., 50 mm deep) from termite mounds were analysed in the laboratory for K_{sat} using the method of Yong and Warkentin [35]. The subsoil layer (0-10-0-60 m), K^* was measured separately in auger holes using the permeameter technique of Talsma and Hallam [36] with the correction proposed by Reynolds *et al.* [37].

Key results from the runoff-runon and erosion-deposition study

Soil hydraulic properties

The mosaic of surface cover causes an order of magnitude difference in K^* in favour of infiltration rings enclosing grass tussocks. The latter act as natural, preferential 'conduits' of soil water recharge to fulfil the low transpiration requirements of the tussocks. However, the basal herbaceous cover of the Spinifex remains small at approximately 2 per cent. Further, the subsoil K^* is much higher than the bare soil at the surface (log mean K^* , 100.4 mm h⁻¹). Thus, the resulting increase in trend of K^* with depth contrasts with the normal decrease in humid forests (e.g. tropical rainforest [38]) and reflects the effects of raindrop impact and surface slaking in the absence of a protective vegetation litter layer. Prior to the passage of a fire in June 1982, the measured log mean permeabilities were for bare soil ($K^* = 65$ mm h⁻¹,

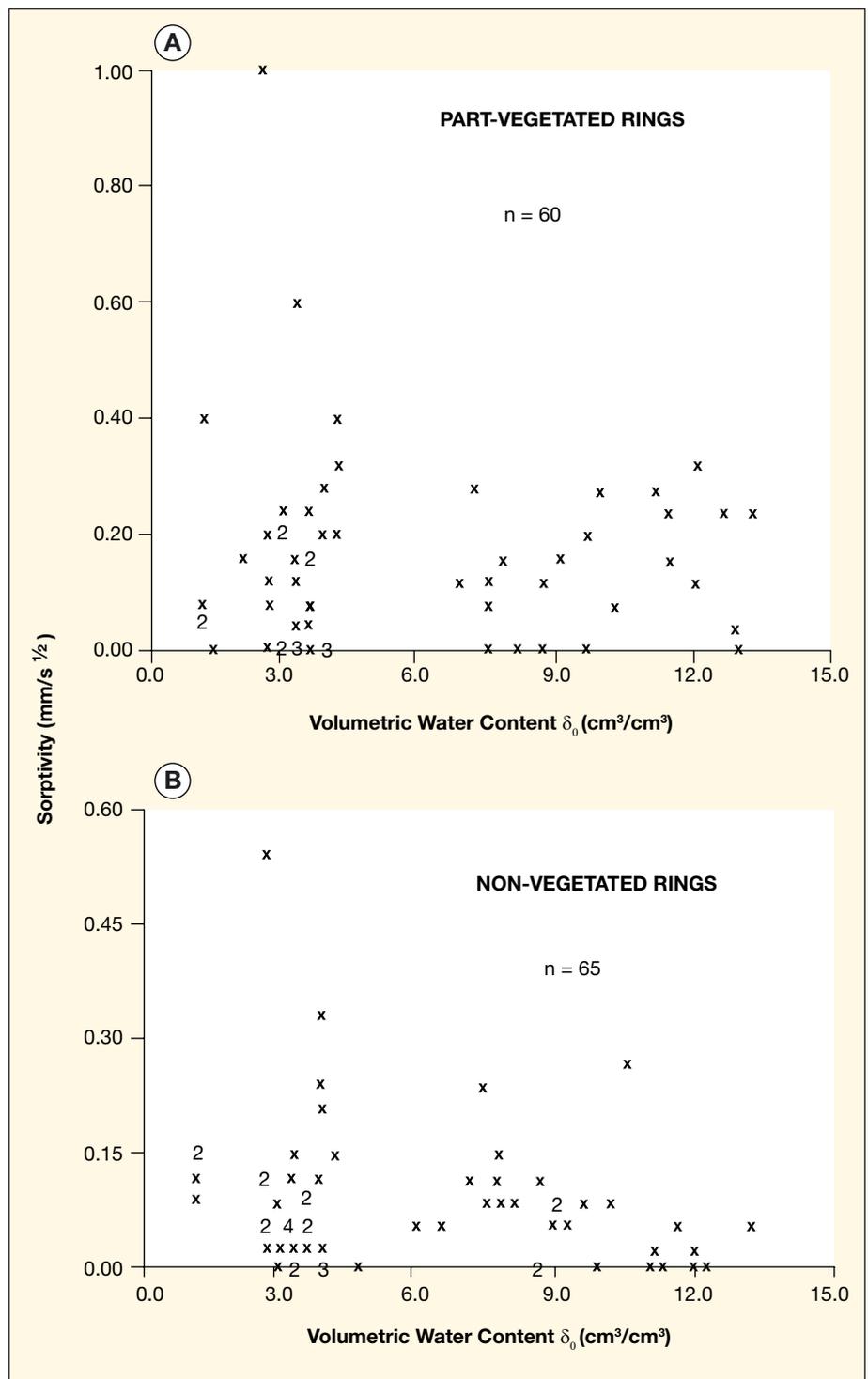


Figure 3. Scatter plots of Sorptivity versus Initial Volumetric Water Content for non-vegetated and part-vegetated Talsma Infiltration rings.

The infiltration rings data highlight that there is no statistical association between sorptivity (S) and initial volumetric moisture content (δ) (from [33]).

$N = 17$) and for rings enclosing tussock vegetation ($K^* = 289.6$ mm h⁻¹, $N = 16$) [33]. Despite the comparatively high K^* for the bare soil, the development of Horton-type (infiltration-excess) overland flow ([39, 40]) is still feasible because

the prevailing rain intensities can still exceed such K^* in the absence of a protective herbaceous cover. This was also inferred by Mott *et al.* [24] from their infiltration studies in the Australian semi-arid tropics on similar massive oxic soils

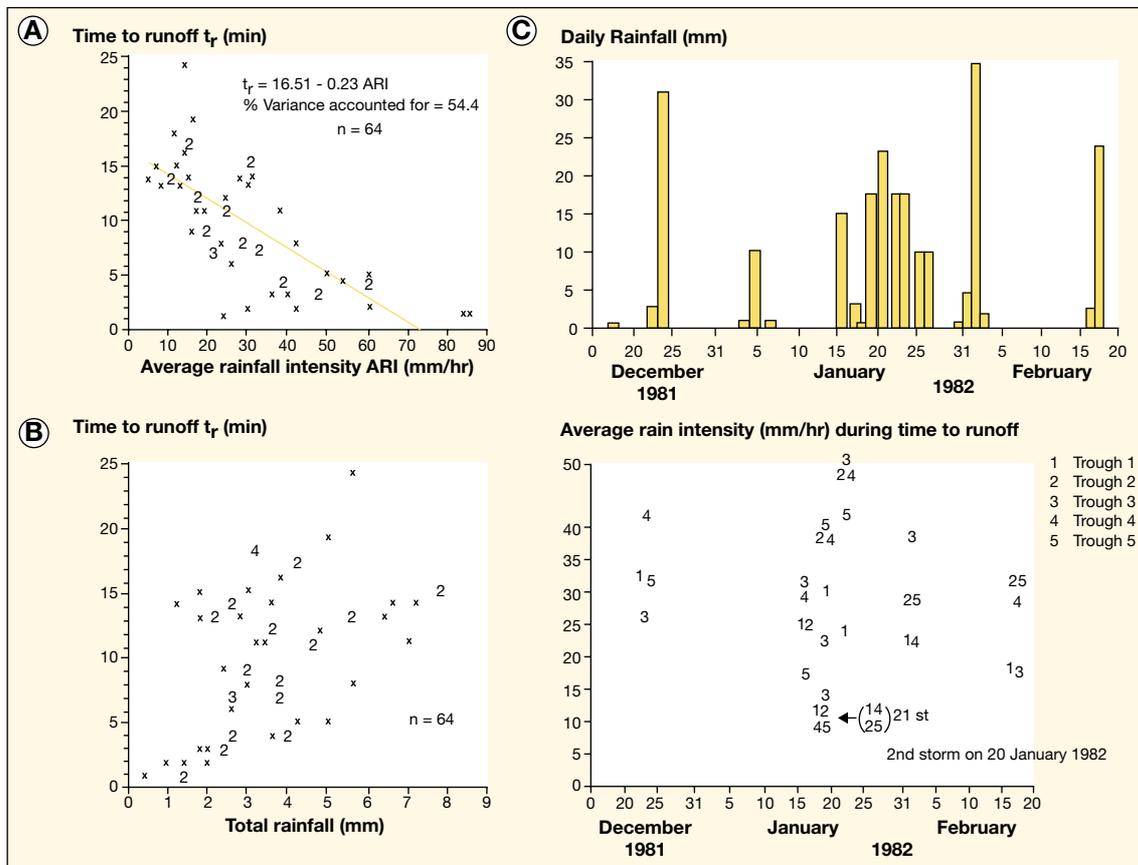


Figure 4. Rainfall characteristics over study period (C) and Relationships between Time to Runoff and (A) Average Rainfall Intensity and (B) Total Rainfall.

A) data from all troughs were combined and this figure shows that t_r decreases with increasing rainfall intensity; B) total rainfall is understood here to be the amount of rain in the time to commencement of runoff. But figure 3B shows the relationship is poor; C) the temporal variability of average rain intensity associated with time to runoff for each trough as symbolized by a digit (from [15]).

at Katherine, Northern Territory. The hydraulic properties of this red earth also show *marked temporal variability* as well as spatial heterogeneity ([33] because the surface fabric is continually changing due to both biological activity and raindrop impact. Similar characteristics were later suggested in work in the West African Sahel [41-43].

The consequence of this is that Horton-type overland flow can be expected to be generated at a wide range of rainfall intensities, *and thus requires long-term monitoring to determine the appropriate K^* at any particular time. Isolated measurements of K^* in time are grossly unrepresentative be-*

cause of the marked temporal as well as spatial variability of this parameter [18, 33].

When concerning the Philip infiltration [32, 44] equation:

$$i = St^{1/2} + At \quad (3)$$

Where i (mm) is cumulative infiltration.

S ($\text{mm s}^{-1/2}$) sorptivity.

A (mm s^{-1}) transmission parameter.

Further Smiles and Knight [30] manipulated eqn. (3) and proposed plotting $iT^{1/2}$ versus $t^{1/2}$ thus:

$$iT^{1/2} = S + At^{1/2} \quad (4)$$

Early time linearity assumes soils obey this equation with the intercept yielding S and the slope, A . Statistically this approach is not satisfactory because $t^{1/2}$ is common to both axes and produces self-correlation. The method also is further limited that zero time and zero infiltration must be excluded for the data set.

For the above reasons, this led to the analysis concentrating on the Bristow and Savage [34] method. The optimal S and A values were calculated using the regression model of Bristow and Savage [34] with the intercept set to zero:

$$y = Sx_1 + Ax_2 \quad (4)$$

Where y , x_1 and x_2 are cumulative infiltration I , $t^{1/2}$ and t respectively as defined in eqn. (2).

Despite the statistical objections to eqn. (4), some $iT^{1/2}$ versus $t^{1/2}$ graphical plots for both the infiltration rings and runoff plots were presented [17, 33]. These proved useful in demonstrating the early attainment of linearity, *i.e.* the conditions of 'profile at infinity' [32] outlined below.

Table I. Partial correlation coefficients between mean overland flow from the five troughs and amounts of rain falling at specified equivalent hourly intensities ($N = 7$) (from [15]).

Equivalent hourly rainfall intensities (mm/hr)	0-12	13-24	25-36	37-48	49-60	61-72	>72
Partial correlation coefficient	-0.02	-0.70	-0.49	-0.14	-0.04	0.96	0.84
	NS	NS	NS	NS	NS	$p < 0.05$	$p < 0.05$

The range and magnitude of sorptivity [32, 45] is small in this Red Earth (cf. [30]) and is consistent with the low storage capacity (only 8-12 per cent by volume of water held between matric potentials -10 kpa and -1 500 kpa) [18, 33]. This is shown by figure 3 for the infiltration rings, which also highlights that there is no statistical association between S and initial volumetric moisture content (δ). In fact in some tests, negative values were determined which is physically meaningless [18, 33] and infers that the boundary conditions for eqn. (2) were not always met. The conditions of 'profile at infinity' [32] are quickly attained under ponded infiltration (less than 1 min) with the transmission parameter, A in Philip's truncated equation approximately equalling K^* .

$$i = K^* t \quad (5)$$

Which is represented by the linear portion of the i vs t graphical plots.

Also, it is clear that from the laboratory K_{sat} measurements for samples taken from the termite mounds (log mean $K^* = 5.3 \text{ mm h}^{-1}$, $N = 5$) indicated that ponding can develop even earlier over termite mounds than bare soil surfaces in storms [15]. Such low K^* are not too dissimilar from those measured for the outer 20 mm of conical termite mounds further east, near Chartres Towers (range $3.3 - 34.9 \text{ mm h}^{-1}$, log mean, 16.6 mm h , $N = 7$) [46].

Time to commencement of runoff and overland flow

The time to commencement of runoff (t_r) is defined in this study as the elapsed time between the beginning of rainfall and the first response of the runoff tipping buckets which collect overland flow from the troughs (figure 1). A comparison of regressions for the five troughs between t_r and average rainfall intensity showed no significant difference ($F > 0.05$) between slopes and intercepts, [47, 48] consequently data from all troughs were then combined and figure 4A shows that t_r decreases with increasing rainfall intensity.

Time to runoff can be as short as 1 min when average rain intensities are high (equivalent hourly rate up to 84 mm h^{-1} , figure 4A) and infers incipient ponding [49] occurs even earlier. If there was no influence of rainfall intensity on the generation of overland flow, one might expect a linear relationship between time to runoff and total rainfall as a consequence of variation in soil water deficit. Total rainfall is understood here to be the amount of rain in the time to commencement of runoff. But figure 4B shows the relationship is poor and indicates the *important role of rain intensity which overrides the significance of*

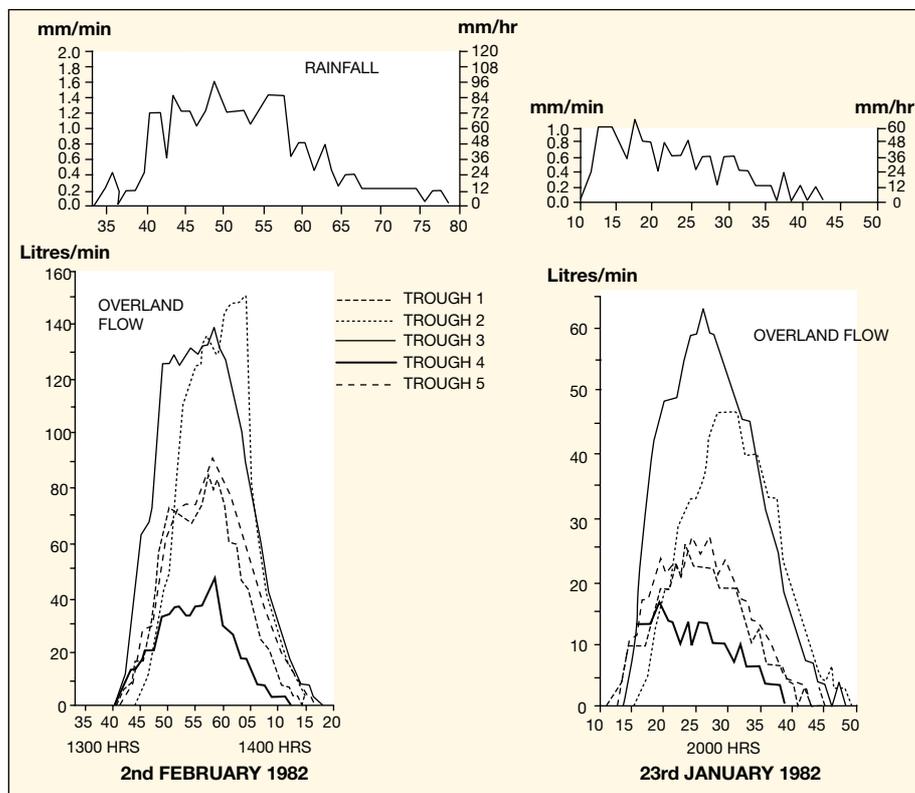


Figure 5. Overland flow response for two contrasting storms (e.g. 23 January 1982, total 16.4 mm; and 2 February 1982, total 34.0 mm) (from [15]).

antecedent soil moisture in the time to generate overland flow. The noted insignificance of S in these soils is also a contributory factor. It is suggested these rain amounts are a measure of the surface detention storage over the plots. Such findings contrast with reports from the African Sahel [50, 51] where rainfall-runoff modelling at much larger scales (i.e. at the drain-

age basin scale) was sensitive to a time varying, water holding capacity (WHC) (i.e. the maximum water stored in the upper soil layer linked with average root depth) as well as changes in land use/land cover. The overland flow generated on this very low relief hillslope at Torrens Creek conforms to what is expected of an Horton-type process. Very little water

Table II. Runoff – runoff for individual storms for plots 1 to 4.

Date	Differences in overland flow (mm)*				Net change between plots
	Plot 1 Trough 2- Trough 1	Plot 2 Trough 3- Trough 2	Plot 3 Trough 4- Trough 3	Plot 4 Trough 5- Trough 4	
17.1.82	0.14	-0.14	0.20	-0.12	0.08
20.1.82	0.04	0.12	0.45	-0.44	0.17
21.1.82 (Storm A)	0.05	0.14	1.05	-0.94	0.30
21.1.82 (Storm B)	0.04	-0.09	0.04	-0.03	-0.04
23.1.82	-0.63	2.24	1.20	-2.53	0.28
2.2.82	-2.86	6.36	1.82	-4.54	0.78
18.2.82	-0.97	4.04	1.37	-3.44	1.00

* Differences calculated from volumes shown in Table 2 based on plot contributing area of 250 m² (from [15]).



Figure 6. “Sheet” overland flow, as it moves down the 0.8 degree slope during the peak of a storm. It is evident that no rills exist where disturbance is excluded.



Figure 7. Collection of infiltration-excess, overland flow in one of the runoff troughs and associated tipping bucket during a storm.

Note the lack of turbidity in the overland flow from such comparatively “undisturbed” landscapes.

leaves these “smooth plainlands” by overland flow and the absence of an integrated stream network is consistent with this observation.

Runoff occurs over a very narrow range of rain amounts (figure 4B) above a critical,

threshold rain intensity of 10 mm h^{-1} (figure 4C) with the average for all troughs being 3.6 mm (standard deviation, $\pm 1.6 \text{ mm}$, $N = 64$). *This surface detention is necessary to exceed the hydraulic resistance to overland flow of the tussock grass*

and organic litter. Rain intensities that generate overland flow also show a marked variability over time (figure 4C).

The critical importance of rain intensity in over-riding the effect of soil moisture deficits are summarised using partial correlation analysis between mean overland flow from the five troughs and amounts of rain falling at specified equivalent hourly intensities prior to the occurrence of fire in June 1982 for seven (7) sampling periods. The record did, however, include two large events (e.g. 2.2.82 and 18.2.82), where a proportion of the rain was equal to or greater than 72 mm h^{-1} . Table 1 clearly shows that the rain that falls with an equivalent hourly intensity of $60\text{-}71 \text{ mm h}^{-1}$ and 72 mm h^{-1} or greater, is highly correlated with measured overland flow when the largest volumes are produced. The fact that the amount of rain falling at intensities greater than 60 mm h^{-1} is strongly correlated with runoff amount, is consistent with the values of K^* estimated both from analysis of cumulative infiltration as a function of time (see below) and conventional measurement from rings outlined above. None of the less intense rains generate as much overland flow and thus, these landscapes can accept a considerable proportion of the less intense rains. Akan and Yen [52] similarly noted that the time distribution of rain intensity significantly affects the magnitude as well as the time of occurrence of peak runoff.

The runoff response prior to fire

The runoff response for two contrasting storms (e.g. 23 January 1982, total 16.4 mm ; and 2 February 1982, total 34.0 mm) is shown in figure 5. The storm of 2 February 1982 had higher rain intensities (e.g. 2.0 mm of the 34 mm falling at equivalent hourly intensities of $61\text{-}72 \text{ mm h}^{-1}$, 19.4 mm , $> 72 \text{ mm h}^{-1}$) and was of longer duration than the event on 23 January 1982 (3.0 mm , $61\text{-}72 \text{ mm h}^{-1}$, 1.2 mm , $> 72 \text{ mm h}^{-1}$) which was reflected in the higher recorded volumes of overland flow (cf. [52]). The rank order of trough response, however, is the same throughout both storms with trough 4 collecting the highest volumes and trough 2 the lowest, whilst there is little difference between troughs 1 and 5. In both events there is protracted drainage of surface detention after the end of the storm especially in troughs 3 and 4. This measure of surface detention is consistent with that calculated during time to runoff. However, the trend of runoff-runon for the troughs is not consistent for the entire record (table 2). Plot 1 (trough 2-trough 3) changes from a runoff to a runon area after 23 January 1982, when a greater

proportion of total rain has an equivalent hourly intensity of 36 mm h^{-1} or greater occurred. For most events Plots 2 and 3 are runoff areas but the volumes generated remain small and are less than 19 per cent of total rain. Plot 4 is a consistent runoff area acting as a sink for the excess runoff generated from Plots 2 and 3. This causes the net change in overland flow between plots to be very small ($\leq 1 \text{ mm}$) and only a small fraction of total rain for the study period (2 per cent) (table 2) is passed on downslope as overland flow. Identified with this process are the similar responses of troughs 1 and 5 (figure 5). This detection of runoff-runon highlights the major risk of making the incorrect conclusions had bounded plots been used, where large proportions of rainfall as runoff would have been suggested. When undisturbed, these low relief landscapes can accommodate most overland flow which is redistributed and adds to soil and groundwater recharge. Further, the storm durations of commonly $\leq 1 \text{ h}$ are insufficient to maintain (a) the existence of overland flow above the required rain intensity threshold of $> 10 \text{ mm h}^{-1}$, and (b) also enable it to overcome the surface hydraulic resistances imposed by herbaceous vegetation and fallen logs (figure 2).

Thus, only a small fraction of the overland flow can progress some distance downslope and attain any organized drainage. Moreover, the lack of integrated stream channel systems further supports such features of redistribution. This process of redistribution explains why earlier soil water (neutron probe) and groundwater work by Williams and Coventry [6, 7] implied that in years when deep drainage was zero the water budget balanced without consideration of the runoff component. Photographic records during storms show that ponding develops first on termite mounds and in microdepressions occupied by bare areas. Ponding then quickly radiates outwards to envelop the whole plot. The depth of surface detention can be up to 20 mm depending on the microrelief. The low slope angle and absence of channelled forms of erosion also suggests that the concept of "uniform sheetflow" is appropriate to this environment (figures 6, 7). But our visual and photographic records during storms agree with the observations of Dunne and Dietrich [40, 53] that this concept is an abstraction. Embedded within a widespread sheet of overland flow are preferred veins (anastomosis) of high discharge meandering around grass tussocks, leaf litter and occasional dead tree logs and branches (figure 2). These pathways, however, were generally normal to the topographical contours and could be easily traced by the orientation

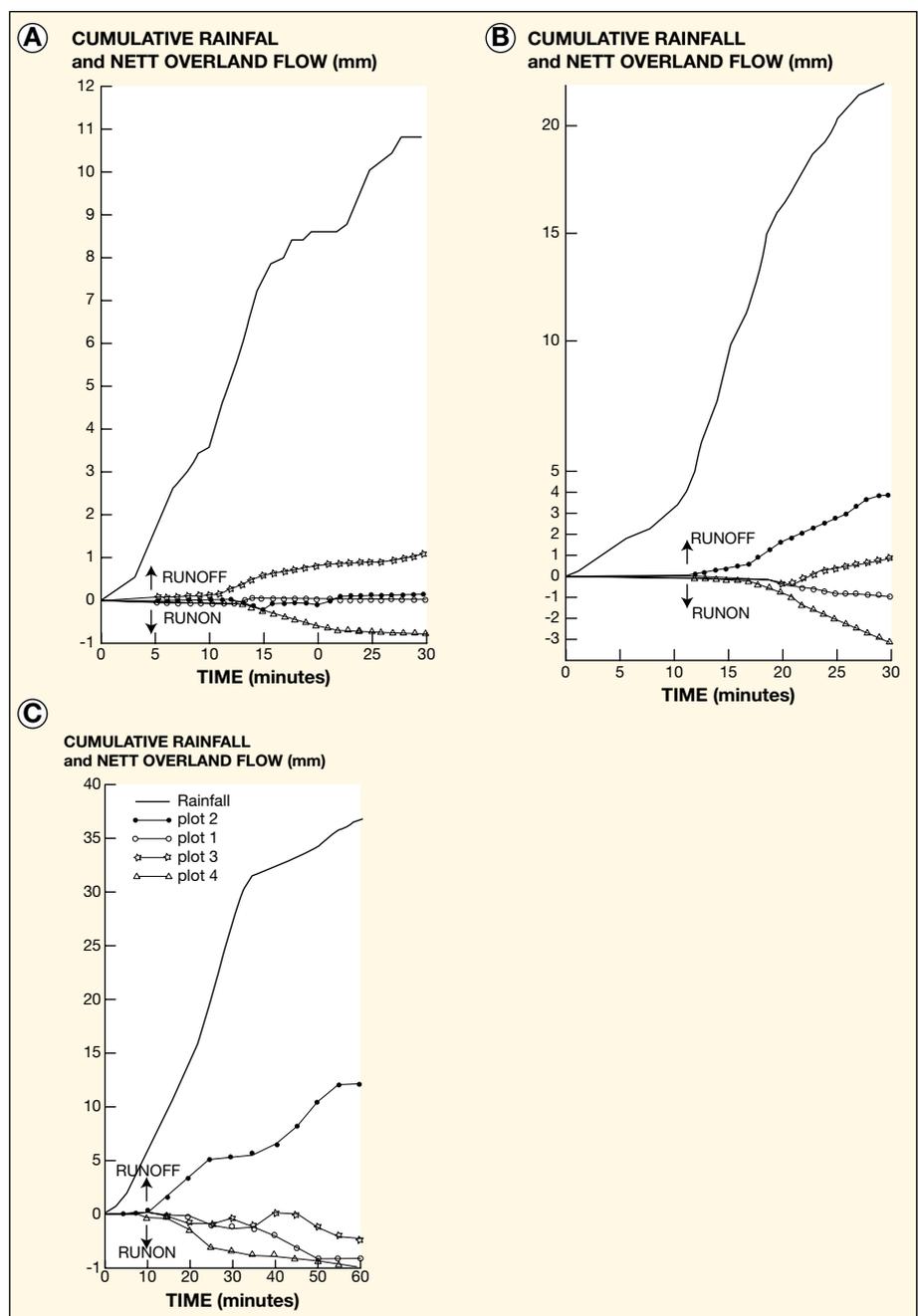


Figure 8. Cumulative rainfall and cumulative net overland flow as a function of time for three storms.

A) 21 January 1982, 10.8 mm; B) 18 February 1982, 22.3 mm; and C) 24 April 1983, 38.0 mm. Plot number increases with position downslope. Note that +ve net overland flow is runoff (from [18]).

of vegetation litter and freshly deposited fine sand on the surface.

The runoff response, post-fire

Following the passage of a fire through the experimental site in June 1982, the runoff-runon continued to be monitored for a further two wet seasons [16, 17]. Overall there was a subtle change, from a trend of prevailing export of runoff over the

100 m transect (pre-fire) to it only occurring in intermittent monitoring periods (range 0.30 to 5.49 mm). At other times there were net gains (runon) with the amounts mostly in the range $\leq -1.92 \text{ mm}$. The key exception was during the period 24.4.83 to 30.4.83 when a runon of -21.25 mm occurred from a total of 222.60 mm of rain from several events. This sampling period marked the termination of the strong negative phase 1982-

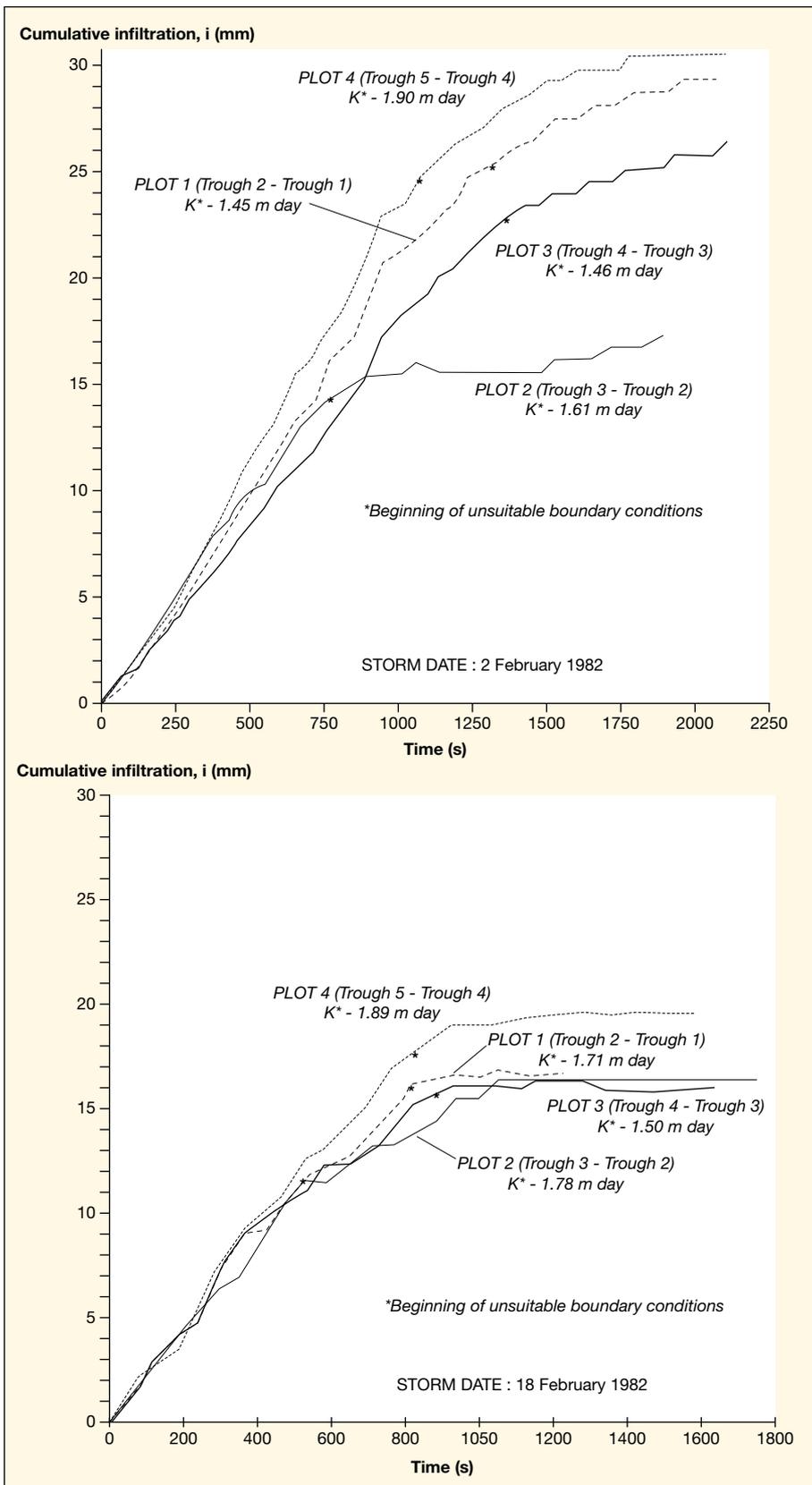


Figure 9. Demonstrating the methodology on how to detect K^* over the runoff plots: examples from the pre-fire period.

This figure demonstrates the method and at which points unsuitable boundary conditions commence (residual drainage after termination of the storm event) (from [15]).

1983 ENSO. Despite these apparent changes, there was no statistically significant change (NS using $P < 0.05$) to net changes in runoff-runon due to the effects of fire (pre-fire mean -0.4 mm; post-fire mean -1.9 mm) when considering the 100 m transect [16]. There were, however, internal changes within the plots, notably plot 3 trough 4-trough 3) and plot 2 (trough 3-trough 2). Plot 3 had produced runoff pre-fire, but thereafter it transformed to a runon area as shown in figure 8 for the storm on 24 April 1983, in contrast to those on 21 January 1982 and 18 February 1982. Plot 2 changed to persistent runoff from a mixture of runon and runoff pre-fire. The total runoff divided by total rainfall was up to 0.70 on Plot 2 as against a maximum of 0.14 on any plot, pre-fire. Thus, although the fire affected surface cover and, in turn, the surface hydraulic resistances on the runoff generation process at small length scales (≤ 25 m); on upscaling to 100 m, such changes were not significant on the redistribution of runoff-runon.

Demonstrating the methodology on how to detect K^* over the runoff plots: examples from the pre-fire period

The plot values of *in situ* K^* determined from the $i(t)$ plots in figure 9 are summarized in table 3. figure 9 demonstrates the method and at which points unsuitable boundary conditions commence (residual drainage after termination of the storm event). As noted elsewhere [33], it appears that the alternation of biological activity and raindrop impact cause the temporal and spatial variability of K^* . The highest K^* values are often associated with storms which are preceded by several days of dry weather, which has allowed biological activity "to open up" the surface soil fabric through burrowing activities, e.g. ant holes (cf. [41, 43]). Further, the soil seals (~ 1 mm thickness) crack due to desiccation by direct solar radiation. By contrast, the values of K^* are lower where storm events occur in succession. This is due to the dissipation of kinetic energy from raindrop compaction. The lowest K^* were detected after the above-mentioned, high rainfalls which marked the termination of the ENSO event at the end of April 1983 ([33]).

Furthermore, the magnitude of K^* is also more closely identified with those measurements from rings enclosing the bare surfaces than part-vegetated areas. Whilst grass tussocks act as local 'sinks' for more rapid infiltration, the bare areas occupy a much larger surface area and appear to dominate the infiltration process. Further the surface detention depths of

~20 mm enable most of the soil biology foraging holes to intercept overland flow, similar to the description of Leonard and Rajot [43].

The effect of scale on the temporal and spatial variability of soil hydraulic properties

Williams and Bonell [18] examined the above-noted temporal and spatial variability in more detail. They compared $i(t)$ relations between the runoff plots with selected infiltration rings, the latter of which had been tested close to the occurrence of storm events (figure 10). For a given storm, the variation in $i(t)$ between the four plots is small which contrasts to the differences between the infiltration rings. Thus at the smaller scale, the spatial variability is greatly enhanced.

The form and scatter of the experimental data for both ring and plot are shown in figure 11 for a selected storm event and for ring estimates made at a time close to the rainfall event. The data for both ring and plot tend to linearity quickly and can be described adequately by eqn. (5). The similarity between the slope gradients for the bare rings and the plots is evident.

Subsequently, Williams and Bonell [18] extended the comparison where infiltration ring estimates were made close in time to a natural rainfall event by statistically assessing both the spatial and temporal variability of S , A and K^* at the two scales of investigation. figure 11 shows that S is of the same order for the rings and the plots. In contrast, the A and K^* parameters of the infiltration rings are much larger than those from the runoff plots. Closer examination reveals however, that the estimates from the bare soil rings (whilst still high) are closer to those from the plots. Using the statistical t test, the S parameter was not significant ($P = 0.05$) between the sets of data from the rings v plots. By contrast, both A and K^* were significantly different ($P < 0.001$) between the respective ring and plot estimates. [Note that with such small S values, the values of A and K^* are almost the same, as shown statistically in [18-33].

By using K^* to illustrate spatial variability, table 4 shows that when bulking all the rings (bare and part-vegetated), the much smaller variability shown by the plots is particularly striking. When comparing the temporal variability across specific plots and rings (table 5) the plot estimates for K^* are once again much less variable in time than those for the rings, although in comparison to spatial variability such differences are less. However, the part-vegetated rings are more variable than the bare rings.

Table III. Summary of the plot values of *in situ* K^* determined from the $i(t)$ plots in figure 9.

Date*	Plot 1		Plot 2		Plot 3		Plot 4	
	i (mm)	K^* (m/day) (mm/hr)						
20.1.82	5.66	0.518 21.58	4.72	0.605 25.21	6.04	0.518 21.58	6.23	0.605 25.21
21.1.82 (Storm A)	6.04	0.778 32.42	5.85	0.518 21.58	5.47	0.778 32.42	5.85	0.950 39.58
23.1.82	13.26	0.950 39.58	9.08	0.691 28.79	11.17	1.037 43.21	15.36	1.037 43.21
2.2.82	24.91	1.449 60.38	14.15	1.610 67.08	22.64	1.460 60.83	24.34	1.90 79.06
18.2.82	15.65	1.712 71.32	11.06	1.778 74.10	15.28	1.602 66.78	17.52	1.890 78.75
Log mean K^*		0.990 41.24		0.908 37.87		0.995 41.48		1.164 48.52

i: cumulative infiltration amounts; K^* : field saturated hydraulic conductivity; * events 17.1.82 and 21.1.82 (storm B) are too small to be used in this analysis (from [15]).

When a combined spatial and temporal variability comparison is undertaken using a 2.5 year record (table 6) for K^* and A the plots provide a 3-4 fold reduction in variability over the infiltration rings located in bare soil surfaces and a 10-12 fold reduction compared to rings located in tussock vegetation. For the smaller sample (as shown in figure 11), the bare soil ring estimates of A and K^* exceeded the plot estimates approximately twice, whereas the same comparison for the part-vegetated rings was six to seven times larger. Such comparability between the bare rings and the plots are encouraging when it is considered that measurements were not synchronous in time. Nevertheless the small (0.07 m²) conventional infiltration rings are twice that of the large (250 m²) plots and illustrate the difficulty of using traditional soil physical measurement to captures soil hydrological behaviour that determines hillslope hydrology. The scale of the measurements must in our view capture the variation by ensuring that length scale of measurement is at least greater than the dimensions of the spatial patterns of variation.

Scale of measurement and soil variability: an important contribution from the Torrens Creek experiment

This work made an early contribution towards the continuing global challenge which recognizes the need for measurement at larger scales (i.e. new experimental designs) rather than depending on the traditional point scale [54, 55]. Williams

and Bonell [18] drew an analogy from groundwater hydrology using the "repetitive unit" concept [56], which aims to regard the behaviour of an inhomogeneous material as an equivalent homogeneous material if the length scale of observation is much larger than the characteristic length of the repetitive unit (figure 12).

From a groundcover survey, the surface consists of three principal types, viz, bare soil, grass tussocks and termite mounds. It would appear that the repetitive unit has a characteristic length scale of 1-2 m which incorporates all of these surface features. Thus, the infiltration rings are below this repetitive unit and so introduce greater spatial variability linked to the inadequate scale of measurement. By contrast, the 10 m runoff troughs are much more representative in capturing the inherent spatial variability effects of groundcover on overland flow and thus their dimensions are in conformity with the repetitive unit.

The use of the 'repetitive unit' concept in this experiment addresses the call of Youngs [57] that more attention should be given to the measurement of the "bulk properties of the system". However since that call, in addition to the termination of the Torrens Creek work, little progress has been made in field experimental designs elsewhere in obtaining K^* at larger scales. This led Loague and Kyriakidis ([58], p. 2883) to remark "...that the Achilles heel of large-scale hydrologic simulation with process-based models is the characterization of small-scale variability in near surface soil hydraulic property information at a larger spatial and temporal scales".

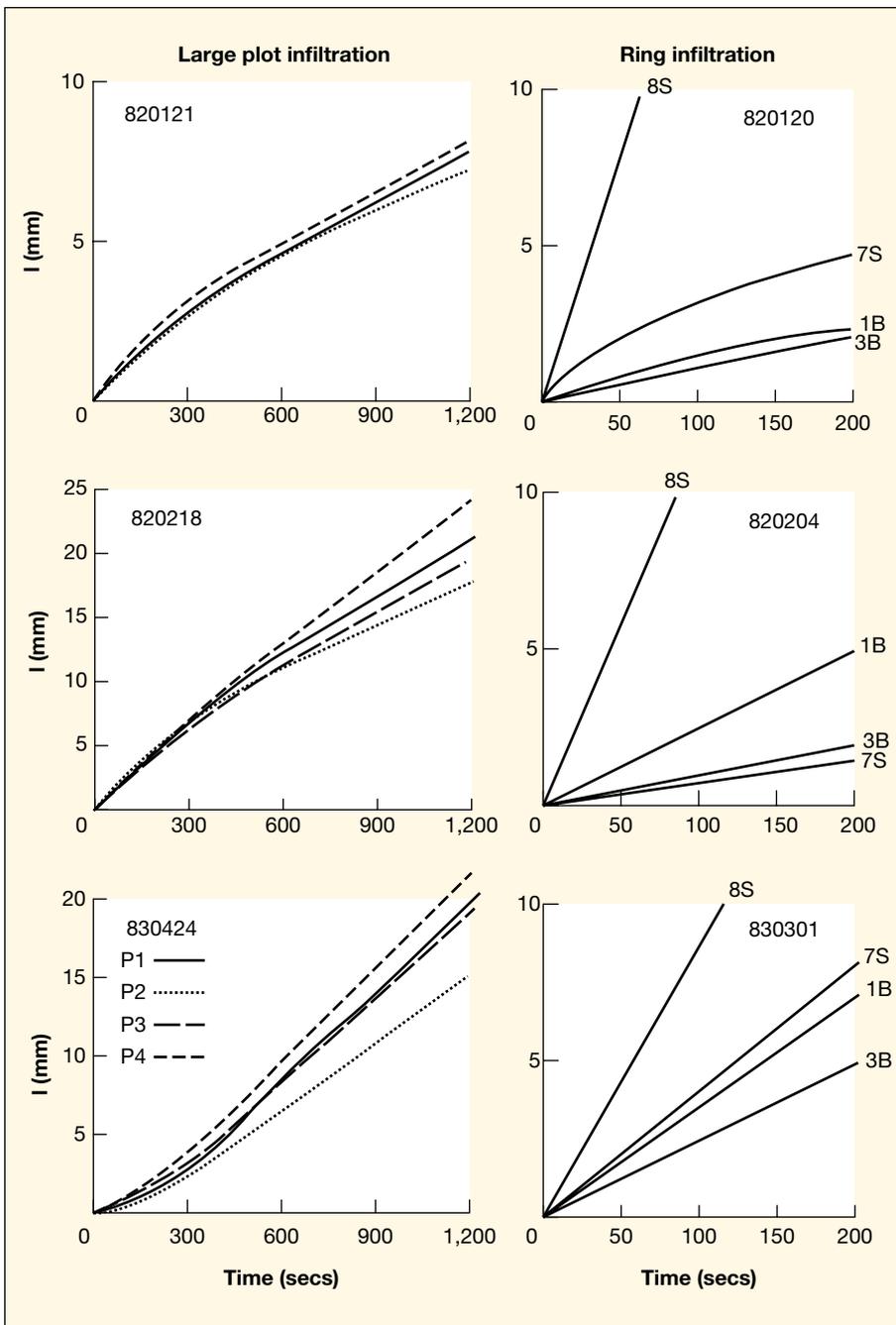


Figure 10. A Comparison of the fitted Cumulative Infiltration (I) versus Time (t) relationships for large plots and Talsma Infiltration rings.

They compared $i(t)$ relations between the runoff plots with selected Talsma infiltration rings, the latter of which had been tested close to the occurrence of storm events. The dates shown are in respective order-year, month and day (from [18]).

Sediment transfer

Bonell and Williams [16] presented the results of sediment transfer between the plots from rainfall transportation [59]. The modal frequency of the sediment collected at each plot was consistently in the range 0.212-0.499 mm.

When referring to eqn. (1), in a similar manner the sediment deposition or erosion is given by:

$$St = St_d - St_u \quad (6)$$

Where St_u is upslope and St_d is downslope, total sediment flux and is the sum

of both bedload and suspended load. A positive St is erosion and a negative St is deposition.

Aggregate transfer from the 100 m slope segment however remained very small despite the considerable amounts of overland flow being exchanged between the plots. When the net change between plots is compared between pre-fire and post-fire periods, there was no statistical significant difference. The same result was determined when the net changes between troughs are expressed in terms of weight per mm of rain or concentration in overland flow (table 7).

When the mean sediment yields from the five troughs are considered, some variations in the results emerge. There is a significant difference in the sediments amounts per rain, but no significant difference in sediment concentrations in overland flow. Thus, there is an increase in trend when concerning mean trough yield but no apparent change in sediment concentrations.

A comparison of pre-fire and post-fire regressions of sediment transfer against runoff-runon showed no significant differences so the records were combined. When the record was plotted graphically with runoff-runon and a regression analysis undertaken, the results are remarkable (figure 13). There is a good relationship between runoff-erosion and runoff-deposition and the nonsignificant regression intercept is particularly impressive. From the intuitive understanding of the erosion process, such a result would be expected (e.g. [60]) but the common use of bounded plots in hillslope hydrology does not allow this finding to be demonstrated. Such findings not only give emphasis to the advantages of this innovative experimental design but point to the extremely low sediment movements in this undisturbed tropical woodland landscape. Movements of less than $10 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ equivalent to less than $100 \text{ kg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ are of the same order as geological rates of erosion [2].

Concluding remarks: some implications for land-water management

The Torrens Creek case study has indicated that despite the prevailing high, short-term rain intensities and considerable volumes of Horton-type overland flow that result, these "virgin", low relief landscapes can still accommodate such inputs through minimal export of overland flow and erosion out a particular slope transect. The redistribution of both runoff as runon and

infiltration, and the corresponding erosion-deposition ensures that these landscapes remain in *equilibrium*. Such redistribution is facilitated further by the short duration of such storm events, which are insufficient to maintain the duration of ponding and overland flow movement very far down-slope and the relatively high permeability of the soils, which can accommodate this redistribution of overland flow as infiltration. Bonell and Williams [61] argued that the inherent fragility of these ancient landscapes means that the soil infiltration properties have adjusted to the prevailing rain intensities to maintain these landscapes' stability and protection against degradation. On disturbance, however, these landscapes rapidly move to a *dis-equilibrium* state and the reduction in infiltration properties leads to enhanced overland flow (runoff), less runoff and increased erosion.

Further east from Torrens Creek near Charters Towers, a rapid increase in beef cattle stocking densities per hectare in the 1980s [12, 62] subsequently resulted in severe erosion of those landscapes. The history and analysis of land degradation as a consequence of over-grazing by beef cattle in this period is well documented in [62]. Pedologists estimated ~ 1 million years would be required for the eroded soil profiles of that area to recover from weathering to their pre-disturbed state.

Elsewhere in northern Australia, Ive *et al.* [63] examined the sheet runoff on a massive oxic soil under recent *Stylosanthes* pasture established on previously cultivated land at Katherine in the Northern Territory and they found for the rainfall events studied that runoff was 37 per cent of rainfall over this disturbed site. This study by Ive *et al.* [63] was undertaken on similar soils and slopes and under similar rainfall intensities as that at Torrens Creek. The difference being that land had been cleared, cultivated, sown to pasture and grazed at high stocking rates, so that the net result was that runoff can account for a large proportion of rainfall. This is in

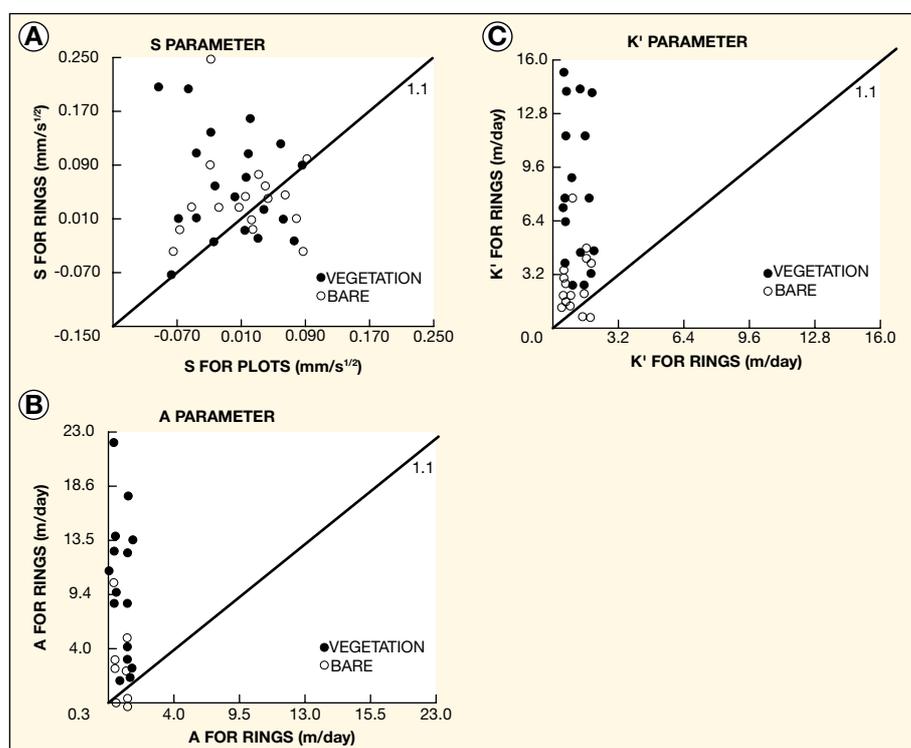


Figure 11. Relationships between Talsma infiltration Rings and Large Plot estimates of S, A and K^* . The form and scatter of the experimental data for both ring and plot are shown for a selected storm event and for ring estimates made at a time close to the rainfall event (from [18]).

contrast to the behaviour of the native woodland that we report. This suggests that land use change from eucalypt woodland to intensive grazing may well produce a substantial increase in runoff, combined with an increased erosion hazard in these massive oxic soils of the Australian semi-arid tropics. Further, despite the very small volumes of overland flow lost from the system, the overland flow associated with internal redistribution is sufficient to provide a high erosion potential through rainflow transportation [59] should these landscapes be disturbed. For these lands of tropical North Australia the resultant erosion, gulling and deposition mean significant land degradation but it also means

that runoff becomes an increasingly important component of the disturbed landscape water balance and its role in recharge to groundwater systems such as the Great Artesian Basin in the case of the Torrens Creek site [6, 7] and the Katherine and Douglas-Daly [63] groundwater systems of the Northern Territory is placed under threat. The deep drainage beneath the root zone is a very important component term in northern Australia [64] where there is an absence of well developed integrated stream network. Recharge of groundwater resources are important and can be placed under threat by a change from the surface hydrology of these eucalypt semi-arid woodlands. Paradoxically,

Table IV. Spatial variability at various times of field saturated hydraulic conductivity (m/d) for large plots and Talsma infiltration rings.

	Date											
	820120		820202		820218		830221		830308		830501	
	Plot	Ring	Plot	Ring	Plot	Ring	Plot	Ring	Plot	Ring	Plot	Ring
N	4	8	4	7	4	8	4	8	4	8	4	3
Mean	0.56	5.18	1.62	4.31	1.75	6.27	0.86	5.14	0.56	3.61	0.82	1.70
Median	0.56	2.29	1.55	4.62	1.73	4.62	0.86	3.02	0.56	2.76	0.86	1.81
Max	0.61	15.3	1.90	13.9	1.90	14.34	0.95	11.7	0.61	7.86	0.95	2.2
Min	0.52	1.05	1.47	0.86	1.64	2.12	0.78	1.99	0.52	1.73	0.61	1.04
Stdev	0.05	5.49	0.20	4.83	0.13	4.32	0.12	3.76	0.06	2.35	0.15	0.61

Shows that when bulking all the rings (bare and part-vegetated), the much smaller variability shown by the plots is particularly striking (from [18]).

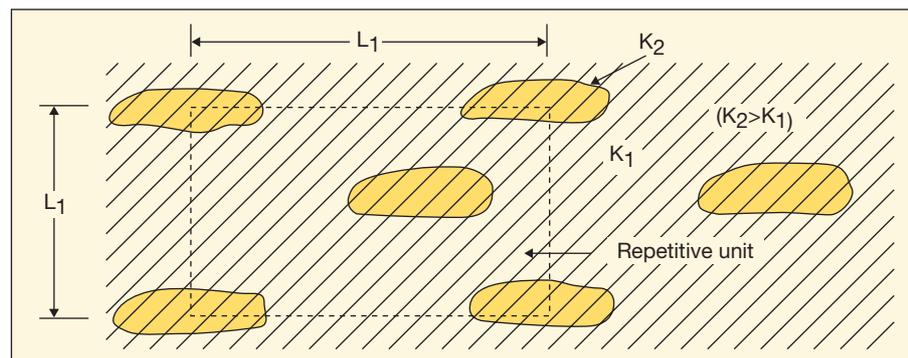
Table V. Comparison of temporal variability of field saturated conductivity, K^* , m/d between large field plots and infiltration rings.

No.	N	Mean	Median	Max	Min	Stdev
<i>Plot</i>						
1	4	1.12	1.17	1.64	0.52	0.52
2	4	1.17	1.12	1.81	0.60	0.65
3	6	0.98	0.82	1.64	0.52	0.47
4	7	1.10	0.95	1.90	0.52	0.58
<i>Ring</i>						
1	6	2.62	2.46	4.67	1.30	1.15
2	6	2.01	1.99	3.54	0.87	1.01
3	6	2.61	2.38	4.75	1.04	1.29
4	6	3.28	3.07	7.69	0.86	2.42
5	6	2.70	2.33	4.32	1.64	1.12
6	6	2.55	2.07	5.58	1.90	1.03
7	7	9.87	11.84	15.30	2.25	4.61
8	7	8.61	7.69	14.34	1.67	4.42

When comparing the temporal variability across specific plots and rings, the plot estimates for K^* are once again much less variable in time than those for the rings, although in comparison to spatial variability such differences are less. Rings 1-4 are in bare soil surfaces while rings 5-8 are in part-vegetated soil surfaces. However, the part-vegetated rings are more variable than the bare rings (from [18]).

Table VI. Comparison of combined spatial and temporal variability in the Philip parameters and saturated hydraulic conductivity (K^*) between large plots and infiltration rings (from [18]).

	N	Mean	Median	Max	Min	Stdev
<i>A parameter (m/d)</i>						
Plot	21	1.08	0.95	2.16	0.35	0.59
Ring, bare	24	2.78	2.76	10.02	0.52	2.04
Ring, vegetation	26	7.06	4.45	22.03	0.52	6.70
<i>S parameter (mm/s^{1/2})</i>						
Plot	21	0.0070	0.0170	0.0860	-0.0740	0.0452
Ring, bare	24	0.0455	0.0315	0.3430	-0.0450	0.0666
Ring, vegetation	26	0.0391	0.0280	0.1940	-0.1490	0.0885
<i>K*(m/d)</i>						
Plot	21	1.08	0.86	1.90	0.52	0.52
Ring, bare	24	2.63	2.42	7.69	0.86	1.53
Ring, vegetation	26	6.19	4.45	15.29	1.64	4.67

**Figure 12.** Illustration of the concept of the "repetitive unit".

This diagram illustrates the concept of the "repetitive unit" which is aimed at regarding the behaviour of an inhomogeneous material as an equivalent homogeneous material if the length scale of observation exceeds the characteristic length (L_1 and L_2) of the repetitive unit (from [18]).

Table VII. Effects of fire on overland flow and sediment transport using a two-tailed "t" test.

Overland flow / sediment transfer	Pre-fire mean*	Post-fire mean*	Significance (critical level of p < 0.05 selected)
<i>Overland flow</i>			
Net change between plots (mm)	0.4	-1.9	NS
<i>Sediment transfer - net change between plots</i>			
Weight per area (g/m ²)	1.92	0.31	NS
Weight per mm rain (g/mm)	6.6	2.4	NS
Concentration, weight per litre of overland flow (g/l)	0.24	0.25	NS
<i>Sediment transfer - mean yields from five troughs</i>			
Weight per mm rain (g/mm)	10.4	23.8	p < 0.05
Concentration, weight per litre of overland flow (g/l)	1.63	1.07	NS

* The respective sample sizes for the pre- and post-fire means are $N = 7$ and $N = 6$. The exception concerns the net change in overland flow between plots when $N = 10$ for the post-fire mean (from [16]).

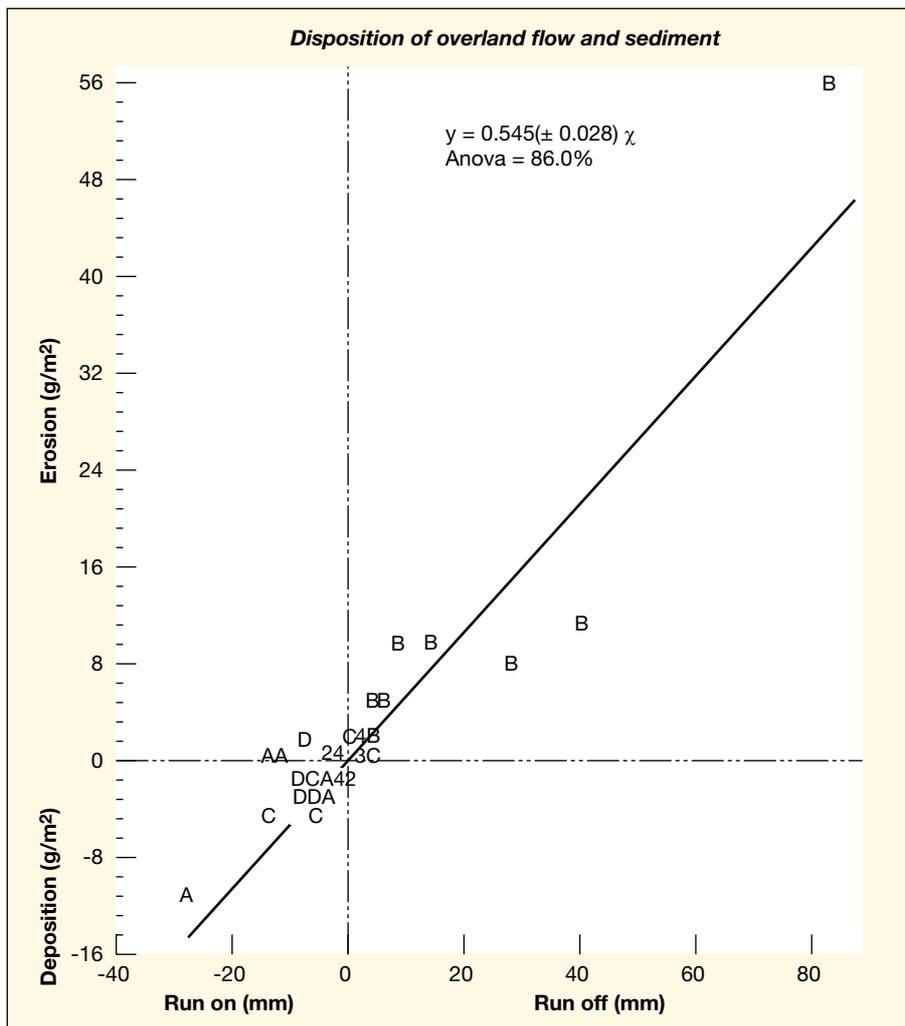


Figure 13. Erosion–deposition versus runoff–runon for the pre- and post-fire periods. The equation shown is for a zero intercept. The constant for the fitted equation ($y = 0.543x + 0.546$) was not significantly different from zero ($P > 0.05$). The Anova percentage variance accounted for is defined as $100 \times (\text{total mean square} - \text{residual mean square}) / (\text{total mean square})$. The Symbols A to D represent individual observations from runoff plots 1 to 4 respectively (shown in figure 1). Where more than one observation is coincident this is shown numerically. The + symbol close to the origin indicates 28 almost coincident points (from [16]).

he coupling of rainfall intensity with surface K^* are the more sensitive parameters in the generation of overland flow for these soils, as against the antecedent soil moisture content. Such findings are in marked contrast with the Sahel (e.g. [50]). ■

Acknowledgements

The authors would like to express their appreciation to Belinda Crozier for her dedicated manuscript preparation and editorial assistance, and to Dinah Johanson (Wentworth Group, Australia) for her reproduction of the Tables and redrawing of the Figures from our earlier manuscripts.

Références

1. Australian Water Resources Council (AWRC). *Hydrology of smooth plainlands of arid Australia*. Hydrological series n° 6. Canberra (Australia): Department of National Development, 1972.
2. Coventry RJ. Late cainozoic geology, soils, and landscape evolution of the Torrens Creek area. North Queensland. *J Geol Soc Aust* 1978; 25: 415-27.
3. Coventry RJ. The distribution of Red, Yellow and Grey Earths in the Torrens Creek area, Central North Queensland. *Aust J Soil Res* 1982; 20: 1-14.
4. Coventry RJ, Williams J. Quantitative relationships between morphology and current soil hydrology in some alfisols in semi-arid tropical Australia. *Geoderma* 1984; 33: 191-218.
5. Williams J. Soil hydrology. In: *Soils: an Australian viewpoint*. Melbourne; London: CSIRO; Academic Press, 1983: 507-30.
6. Williams J, Coventry RJ. The contrasting soil hydrology of red and Yellow Earths in a landscape of low relief. In: *The hydrology of areas of low precipitation*. IAHS-AISH Pub No 128. Proceedings Canberra Symposium, 1979.
7. Williams J, Coventry RJ. *The potential for groundwater recharge through red, yellow, and grey earth profiles in central north Queensland*. Australian Water Resources Council, Conference series n° 3. Canberra (Australia): Aust Govt Printing Service, 1981.
8. Rebgetz RH. *Comparison of the distribution of the Vegetation and Soils in the Torrens Creek Region, North Queensland*. Unpublished BA Honours Thesis, Department of Geography, James Cook University of North Queensland, Townsville, Australia, 1981.
9. Williams J, Probert ME. *Characterization of soil-climate constraints for predicting pasture production in the semi-arid tropics*. Proceedings of the International Workshop on Soils, 12-16 September 1983. Townsville, Queensland. Canberra (Australia): ACIAR-Australian Centre for International Agricultural Research, 1984.
10. Gardener CJ, McIvor JG, Williams J. Dry tropical rangelands: solving one problem and creating another. *Proc Ecol Soc Aust* 1990; 16: 279-86.

11. McCown RL, Williams J. The water environment and implications for productivity. *J Biogeogr* 1990; 17: 513-20.
12. McIvor JG, Williams J, The late Gardener CJ. Pasture management influences runoff and soil movement in the semi-arid tropics. *Aust J Exp Agric* 1995; 35: 55-65.
13. Williams J, Helyar K, Greene RSB, Hook RA. *Soil characteristics and processes critical to the sustainable use of grasslands in arid, semi-arid and seasonally dry environments*. Proceedings 17th International Grassland Congress, February 1993, Palmerston North, Hamilton, Lincoln, New Zealand and Rockhampton, Australia. 1994.
14. Williams J, Bui EN, Gardner EA, Littleboy M, Probert ME. Tree clearing and dryland salinity hazard in the upper Burdekin Catchment of North Queensland. *Aust J Soil Res* 1997; 35: 785-801.
15. Bonell M, Williams J. The generation and redistribution of overland flow on a massive Oxic soil in a eucalypt woodland within the semi-arid tropics of north Australia. *Hydrol Process* 1986; 1: 31-46.
16. Bonell M, Williams J. Infiltration and redistribution of overland flow and sediment on low relief landscape of semi-arid, tropical Queensland. In: *Forest hydrology and watershed management*. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences Symposium, Vancouver, 1987. IAHS-AISH Publication n° 167. Wallingford (Great Britain): IASH-AISH, 1987.
17. Williams J, Bonell M. *Computation of soil infiltration properties from the surface hydrology of large field plots*. In: Yu-Si Fok, ed. Proceedings of the International Conference on Infiltration, Development and Application. Honolulu, 6-9 January, Water Resources Research Centre, University of Hawaii, 1987.
18. Williams J, Bonell M. The influence of scale of measurement on the spatial and temporal variability of the Philip infiltration parameters – an experimental study in an Australian savannah woodland. *J Hydrol* 1988; 104: 33-51.
19. Stace HCT, Hubble GD, Brewer R, et al. In: *A handbook of Australian soils*. Glenside (South Australia): Rellim Technical Publications, 1968.
20. Northcote KH. In: *A factual key for the recognition of Australian soils*. 4th edition. Glenside (South Australia): Rellim Technical Publications, 1979.
21. United States Department of Agriculture. *Soil survey staff. Soil taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. US Department of Agriculture Handbook n° 436. Washington: US Department of Agriculture, 1975.
22. Isbell RF, Smith G McL. *Some properties of Red, Yellow and Grey Massive Earths in North Queensland*. CSIRO Aust Div Soils Tech Paper, no 30. Melbourne : CSIRO, 1976.
23. Commonwealth of Australia, Bureau of Meteorology. *Climate. Burdekin-Townsville Region (Queensland)*. Resource Series. Canberra (Australia): Department of National Development, Geographic Section, 1970.
24. Mott J, Bridge BJ, The late Arndt W. Soil seals in tropical tall grass pastures of northern Australia. *Aust J Soil Res* 1979; 17: 483-94.
25. Ribolzi O, Hermida M, Karambiri H, Delhoume JP, Thiombiano L. Effects of aeolian processes on water infiltration in sandy Sahelian rangeland in Burkina Faso. *CATENA* 2006; 67: 145-54.
26. Bridge BJ, Mott JJ, Hartingen RJ. The formation of degraded areas in the dry savannah woodlands in northern Australia. *Aust J Soil Res* 1983; 21: 91-104.
27. Casenave A, Valentin C. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J Hydrol* 1992; 130: 231-49.
28. McIntyre DS. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci* 1958; 85: 185-9.
29. McIntyre DS. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Sci* 1958; 85: 261-6.
30. Smiles DE, Knight JH. A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust J Soil Res* 1976; 14: 103-8.
31. Talsma T. In situ measurement of sorptivity. *Aust J Soil Res* 1969; 7: 269-76.
32. Philip JR. Theory of infiltration. *Adv Hydrosci* 1969; 5: 215-96.
33. Bonell M, Williams J. The two parameters of the Philip infiltration equation: their properties and spatial and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid Queensland. *J Hydrol* 1986; 87: 9-31.
34. Bristow KL, Savage MJ. Application of the Philip two-term infiltration equation to field soils. *Aust J Soil Res* 1987; 25: 369-75.
35. Yong RN, Warkentin BP. *Introduction to soil Behaviour*. New York: Macmillan, 1966.
36. Talsma T, Hallam PM. Hydraulic conductivity measurement of forest catchments. *Aust J Soil Res* 1980; 18: 139-48.
37. Reynolds WD, Elrick DE, Topp GC. A re-examination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Sci* 1983; 36: 250-68.
38. Bonell M. Runoff generation in tropical forests. In: Bonell M, Bruijnzeel LA, eds. *Forests, water and people in the humid tropics: past, present and future hydrological research for integrated land and water management*. Cambridge (UK): UNESCO-Cambridge University Press, 2004.
39. Horton RE. Erosional development of streams in their drainage basins: hydrological approach to quantitative morphology. *Bull Geol Soc Am* 1945; 56: 275-370.
40. Dunne T, Dietrich WE. Experimental investigation of Horton overland flow on tropical hillslopes. 1 soil conditions, infiltration and frequency of runoff. 2 *Geomorphol NF Suppl* 1980; 35: 40-59.
41. Mando A, Stroosnijder L, Brussard L. Effects of termites on infiltration into crusted soils. *Geoderma* 1996; 74: 107-13.
42. Mando A. The impact of termites and mulch on the water balance of crusted soil. *Soil Technol* 1997; 11: 121-38.
43. Leonard J, Jajot JL. Influence of termites on runoff and infiltration: quantification and analysis. *Geoderma* 2001; 104: 17-40.

44. Philip JR. The theory of infiltration: 1 the infiltration equation and its solution. *Soil Sci* 1957; 83: 345-57.
45. Philip JR. The theory of infiltration: 4 sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci* 1957; 84: 257-64.
46. Bonell M, Coventry RJ, Holt JA. Erosion of termite mounds under natural rainfall in semi-arid tropical north-eastern Australia. *CATENA* 1986; 13: 11-28.
47. Williams EJ. *Regression analysis*. New York; London: Wiley, 1961.
48. Genstat. *A General Statistical Program. Manual Parts I and II*. Lawes Agricultural Trust, Rothamsted Experimental Station: 1980.
49. Rubin J. Theory of rainfall uptake by soils initially drier than their field capacity and its application. *Water Resour Res* 1966; 2: 739-49.
50. Mahé G. The impacts of land use/land cover change and climate variability on the hydrology of the Sahel. In: Demuth S, Gustard A, Planos E, et al., eds. *Climate variability and change – hydrological impacts*. IAHS-AISH Publication 308. Wallingford (Great Britain): IAHS-AISH, 2006.
51. Mahé G, Patural JE, Servat E, Conway D, Dezetter A. The impact of land use change on soil water holding capacity and river modeling in the Nakambe river, Burkina Faso. *J Hydrol* 2005; 300: 33-43.
52. Akan AO, Yen BC. Effect of rain intensity on infiltration and surface runoff rates. In: *Advances in infiltration*. Proceedings of the National Conference, American Society of Agricultural Engineers, December 1983, Saint Joseph, Michigan, 1983.
53. Dunne T, Dietrich WE. Experimental investigation of Horton overland flow on tropical hillslopes. 2 hydraulic characteristics and hillslope hydrographs. *Z Geomorphol NF, Suppl* 1980; 35: 60-80.
54. Dooge JC. Looking for hydrologic laws. *Water Resour Res* 1986; 22: 46S-58S.
55. Becker A, Bonell M, Feddes RA, et al. Responses of hydrological processes to environmental change at small catchment scales. In: Kabat, Pavel, Claussen, et al., eds. *Vegetation, water, humans and climate – a new perspective on an interactive system*. Global Change The IGBP Series. Berlin: Springer, 2004.
56. Bear J. *Hydraulics of Groundwater*. New York: McGraw-Hill, 1979.
57. Youngs EG. Soil physical theory and heterogeneity. *Agric Water Manage* 1983; 6: 145-59.
58. Loague K, Kyriakidis PC. Spatial and temporal variability in R-5 infiltration data: Déjà vu and rainfall-runoff simulations. *Water Resour Res* 1997; 33: 2883-95.
59. Moss AJ, Walker PH, Hutka J. Raindrop-stimulated transportation in shallow water flows: an experimental study. *Sedim Geol* 1979; 22: 165-84.
60. Kirkby MJ, Morgan RPC. *Soil erosion*. Chichester: Wiley, 1980.
61. Bonell M, Williams J. Reply to PIA Kinnell's comments on 'The generation and redistribution of overland flow on a massive oxic soil in a eucalypt woodland within the semi-arid tropics of north Australia'. (*Hydrol Process* 1986; 1: 31-46) *Hydrol Process* 1989; 3: 97-100.
62. McKeon GM, Hall WB, Henry BK, Stone GS, Watson IW. *Pasture degradation and recovery in Australia's rangelands: learning from history*. Brisbane (Australia): Queensland Department of Natural Resources, Mines and Energy, 2004.
63. Ive JR, Rose CW, Wall BH, Torszell BWR. Estimation and simulation of sheet runoff. *Aust J Soil Res* 1976; 14: 129-38.
64. Chapman TG. Groundwater hydrology of the Weipa Peninsula, North Queensland. *J Institute of Engineers Australia* 1963: 181-6.

Operational monitoring of water bodies in arid and semiarid regions with SPOT-VEGETATION satellite: Contribution of Eumetsat and recent research projects

Bruno Combal¹
Eva Haas¹
Job Andigué²
André Nonguierma³
Étienne Bartholomé¹

¹ Joint Research Center of the European Commission
Centre commun de recherche de la Commission européenne
Via Enrico-Fermi
21021 Ispra
Italy

<bruno.combal@jrc.it>
<eva.haas@jrc.it>

² AGRHYMET Regional Centre –
Centre régional AGRHYMET
Niamey
Niger

<J.andigue@agrhy.net>

³ United Nation Economic Union for Africa (UNECA) –
Commission économique des Nations Unies pour l'Afrique (CEA)
Addis-Abeba
Ethiopia
<anonguierma@uneca.org>

Abstract

The VEGETATION instrument on board SPOT satellites allows the detection of surface water, thanks to its short wave infrared channel, at the resolution of 1 pixel (1 km). The surface water is detected every 10 days for Africa and broadcasted to African users by means of the Eumetsat broadcasting system operated by Eumetsat. The effective detection of water coupled with the dissemination system provides the capacity for operational monitoring of surface water from continental to regional scales. The continuity of surface observation allows the seasonal assessment of water availability.

Key words: monitoring, remote sensing, satellite imaging, water bodies.

Résumé

Suivi opérationnel par télédétection des plans d'eau en milieux arides à l'aide des données de l'instrument VEGETATION : l'apport d'Eumetsat et de récents projets de recherche

L'instrument VEGETATION du satellite SPOT permet la détection de l'eau de surface, grâce à son canal moyen infrarouge, à une résolution de 1 pixel (1 km). L'eau de surface est détectée tous les dix jours pour toute l'Afrique et envoyée aux utilisateurs africains et européens au moyen du système de diffusion Eumetsat d'Eumetsat. La détection de l'eau associée au système de diffusion constitue un système de suivi de l'eau de surface, de l'échelle continentale à l'échelle régionale.

Mots clés : imagerie satellitaire, surfaces en eau, surveillance, télédétection.

In African arid and semiarid regions, the surface water availability can drastically change during a season and between seasons, as the rainfall can undergo drastic variations in terms of amount of rain and date of onset of the rainy season. At regional and sub-continental scales monitoring the surface water, i.e. detecting when surface water sites are filled by rainfalls and when they are drained out, is key information for the assessment of water availability and for deriving indicators of environment assessment, providing alerts on vector borne diseases or managing sedentary and pastoral human activities.

At a global scale, the Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) [1] distributed by the World Wildlife Fundation (WWF) combines many data sources on water resources, i.a. MSSL Global Lakes Database [2], Large Reservoirs [3], World Register of Dams [4], Digital Chart of the World, hydrography layer [5], Arc-World 1:3M, hydrography layer [6], Global Wetlands map [7] and Global Land Characterization [8]. This data set compiles field surveys information and interpreted high-resolution imagery.

The African Water Resource Database (AWRD) [9, 10] has several levels of infor-

mation on water, namely surface water bodies, watersheds, rivers, aquatic species. The surface water body component includes amongst others the African dams, Digital Chart of the World (VMap0), surface water body features from GEOnet gazetteer, the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) water body data and WCMC wetlands. The SRTM water body data displays surface water as depicted in February 2000 [11]. In western Africa, this date corresponds to the dry season and therefore most of the temporary water bodies are not included. The source of information used to compile these two examples of continental and global scale databases provides reference features (rivers, lakes, ponds, humid areas, etc.) that are usually the most persistent. Temporary surface water bodies, whether they are recurrent every year or related to the most rainy years, are of crucial importance in terms of total covered surface, availability for human activities (agriculture, cattle breeding, pastoralism), and as a potential source of nuisance (such as locusts or vector-borne diseases). Moreover, seasonal water bodies represent the surface component of the response to the rainfall, and their monitoring is of importance for environmental studies.

This article describes a monitoring system adapted to monitoring surface water in arid and semiarid African regions based on the SPOT-VEGETATION sensor. This monitoring service complements the existing databases with the detection of ephemeral and seasonal water bodies.

The VEGETATION sensor on board of the satellites SPOT4 and SPOT5 provides an almost complete coverage of the Earth every day, and the ground system generates a cloud free composite image every 10 days. A specific algorithm was designed by Gond *et al.* [12] to retrieve seasonal and ephemeral water bodies in arid and semi arid regions; the retrieved water bodies are qualified as 'small' because the detection is done on a per pixel basis. The dates of first and last occurrence of the detection is also generated by the system, making possible the assessment of dates of the beginning and end of surface water availability at regional scale.

The product is a component of the VGT4Africa product portfolio also including additional products related to the monitoring of the vegetation (more information is available on www.vgt4africa.org website).

Each component of the VGT4Africa portfolio is broadcasted to African and European users thanks to the Eumetcast digital video broadcasting system operated by the European Organisation for the Exploitation of

Meteorological Satellites (Eumetsat). Users equipped with the Eumetcast receiving station are thus able to receive for free the VGT4Africa products, every 10 days. The detection products are made available on the day of their production, usually two days after the end of the corresponding 10-day period of integration, allowing each user to monitor the evolution of surface water availability in his region.

The section "Data and System Description" gives details about the properties of the detected water bodies and the assessment of their dates of availability and about the data broadcasting system.

In the framework of the VGT@Work project, the surface water monitoring system was used to setup a prototype of surface water status in CLSS (*Comité permanent inter-États de lutte contre la sécheresse au Sahel*) countries. The indicators developed in the work carried out in collaboration between the regional centre AGRHYMET and the Joint Research Centre of the European Commission are detailed in the section entitled "Monitoring the surface water availability".

Data and System description

Detection of small water bodies with SPOT-VEGETATION (product SWB)

The VEGETATION sensor on board SPOT (*Satellite pour l'observation de la Terre*) acquires the observations required to generate a mosaic of the Earth every day. A second level of processing consists in accumulating 10 days of observation to generate cloud free mosaics, through a process called maximum value composite that consists in keeping for each pixel the data of the date of observation for which its NDVI was maximum, that is assumed to correspond to the best observation conditions [13].

Image correction and cloud free compositing processes are done automatically by the satellite ground system. The absolute geographic location error of a pixel does not exceed quart pixel, i.e. about 250 m for 1 km resolution [14]. Thus, the temporal evolution of the pixel content reflects well the actual change of the surface state at the corresponding geographic location.

The high-repetitivity and the high-quality geographic location of the system make SPOT-VEGETATION an instrument of choice for monitoring the land surface changes at full resolution. In the geoland project, funded by the European commission as a part of the GMES (Global Monitoring for Environment and Security) initiative, some new products based on SPOT-

VEGETATION were developed and put into production in the framework of the VGT4Africa project (Bartholomé *et al.*, 2006) [14].

In terms of spectral signature, a large variety of water bodies can be encountered across the various ecosystems from deep clear water of some lakes to muddy swamps, including water with various amounts of floating sediments or even vegetation. In any case, if seen at the appropriate scale, those water bodies contrast well with the surrounding landscape in the case of arid and semiarid regions. They usually appear as darker singularities, with a lower NDVI or NDWI and usually absorb most of the light in the short wave infrared band. To detect automatically the water bodies, a specific algorithm was designed by Gond *et al.* [12] based on the comparison of the spectral properties of each pixel of the image to its surrounding. The detection algorithm sorts out the detections in three classes: free water, humid area and mixture of both free water and humid area.

The map of the detections is generated every 10 days, on the basis of the mosaic synthesized on this 10 days time frame, the products shows the water bodies detected for this period. The systematic assessment of the water bodies type every 10 days shows that some of them can change from humid area to free water. *Figure 1* represents the percentage of date of observation (from 1999 to late 2007) for which a pixel was seen as free water (the complement corresponds to both humid areas and mixture of humid areas and free water): in blue are pixels mostly seen as free water and in green those mostly seen as humid areas (or mixture of humid areas and free water).

Assessment of the detection quality (map MVM)

A systematic visual validation of the SWB detections obtained between 1999 and 2004 was carried out on the western part of Africa by Haas *et al.* [15] on a region between 17°W to 26°E and 8°N to 20°N in the arid, semiarid and neighbouring dry sub-humid climate zone.

It was found that at least, 91.5% of the detections were correct, i.e. they corresponded to free water or humid area (including water bodies exhibiting growing vegetation), with the best results obtained for pixels detected as free water. 7.2% of the detected pixels have been identified as a positive vegetation anomaly, which can give an indication about available surface water through waterlogged soil in arid regions.

The remaining 1.3% of commission error was due in most of the cases to permanent

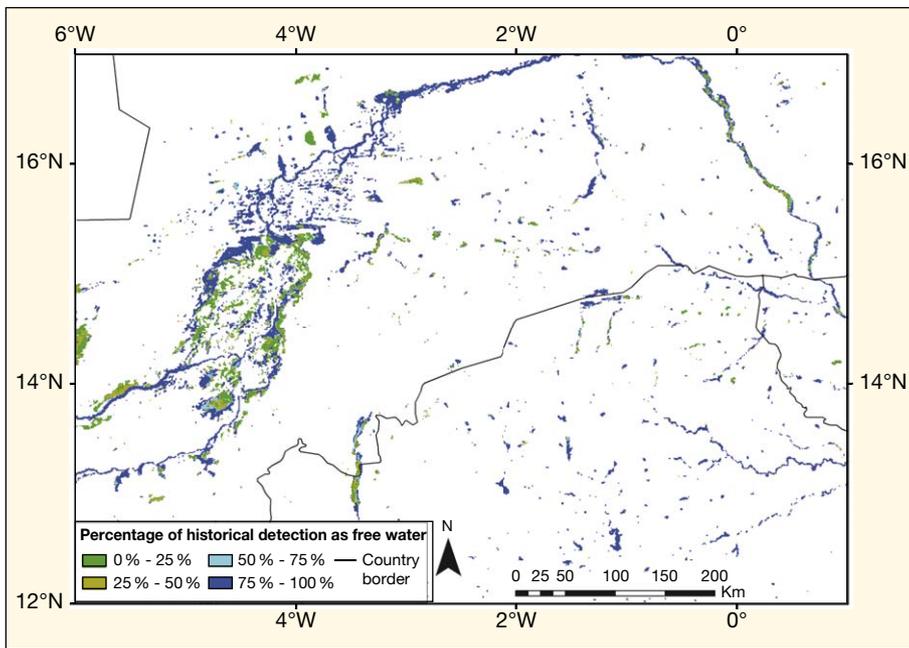


Figure 1. Percentage of detection between 1999 and 2007 corresponding to free water class.

features of the landscape, mainly shadows caused by the topography and colour contrasts of the bedrocks [12].

This systematic analysis of the data archive shown that the detection of small water bodies from SPOT-VEGETATION is able to retrieve an important amount of seasonal or ephemeral water bodies that are not found in the static data bases, such as GLWD or SRTM derived water bodies. Lehner and Döll [1] explain that databases, registers and inventories used in their databases focus on largest bodies and provide in general single-point locations; the information derived from high resolution imagery is usually based on single or few dates and generally avoids the cloudy rainy season, when temporary water bodies would be visible. For these reasons, the reference databases would not account for most of temporary water bodies.

Information on the dynamics of the water availability (product Water Body Start [WBS], Water Body End [WBE] and WBF)

The analysis of the time series of occurrence of pixel detected as surface water allows assessing its latest date of appearance and of disappearance (drainage). Images labelled WBS and WBE contain the corresponding date of start and end of detected water per pixel.

The start and end of water availability maps indicate when water (or humid area) started to be detected, and when this detection stopped. To compute these dates, a pixel must be detected as a

water body at least 2 times among 3 consecutive decades in order to avoid false detection due mainly to cloud screening.

To facilitate the reporting of the water bodies status during the rainy season, a flag file (WBF) complements the other products, each pixel can take 1 among 6 values [16]. Flag value 1 indicates the situation where, respectively, a pixel has been filled and drained (the date of start and end are available in the same product and thus the season length is computable), while flag value 4 points to the situation where the water body is filled at the date of the observation (date of end not yet available). These two flags correspond to the case where at least two observations among three in a row confirmed the availability of water.

Flags 2 and 3 indicate that a pixel may be refilling at the date of the observation, waiting for the next observation for validating the refilling date. These flags are of help to monitor the very beginning of the season in sensitive regions where near real time monitoring is needed.

Flag 5 indicates that the time series of the pixel has only single date events: they are considered separately from pixels showing 2 positive detections among 3 consecutive dates. Flag 6 corresponds to the limit case where a water body would have its latest date of replenishment more than 1.25 year before the date of observation.

Data Dissemination

Eumetsat operates Eumetcast, a data broadcasting system used to disseminate

digital data to receiving stations installed in Europe and Africa.

The PUMA project, Preparation of the Use of Meteosat Second Generation in Africa, was an international collaborative venture spanning, from 2001 to 2005, supported by the European Development Fund, which provided African's National Meteorological and Hydrological Services with operational Eumetcast receiving stations. In total, 53 countries and 5 regional centres were equipped to receive the meteorological data broadcasted by Eumetcast, derived from satellite observations.

VGT4Africa is a project developed in the framework of the European Commission plan for the GMES initiative. It consists in generating a set of land surface indicators derived from the SPOT-VEGETATION observations. The indicators are generated and broadcasted every 10 days. The set of generated data includes small water bodies and vegetation indicators, i.a. NDVI, NDWI, fractional cover, leaf area index, vegetation phenology, etc.

Monitoring the surface water availability

Monitoring the surface water availability means interpreting the temporal sequence of availability of ephemeral and temporary water surfaces detected by the SPOT-VEGETATION system.

The long-term integration on the lifetime of the system (from 1999 to 2007) characterizes the type of water bodies, i.e. permanent or seasonal as well as their recurrence and the maximal extent of surface water. The seasonal integration characterizes the annual water availability and the date of availability.

History of records

The integration of the detections on the life span of the observation system allows showing any site available for logging water, making abstraction of the rainfall availability (drought or high-level of rain) to provide a more complete view of sites likely to contain water, whether it is free water or a humid area.

This general information can be refined by considering the frequencies as a function of the frequency of their type of class (free water, humid area, mixture of both).

Figure 2 shows the number of years when a pixel has been seen at least one time as free water, and also pixels only seen as a humid area in the whole history. As a matter of fact, some pixels are visible only for some years, while some others are more likely to be recurrent every year. Figure 3 illustrates the difference in detection of free

water between year 1999, which was rather humid and year 2004: a large number of pixels are found only in year 1999, an important amount is retrieved in both years, and few were detected only in 2004 as free water.

The indication of potentially humid areas (figure 2) is relevant for some applications, such as detection of locusts breeding areas [17] or vector-borne diseases monitoring [18]. However, the validation of humid areas requires more investigation than

free water [15], and they are processed separately from free water in the general water availability monitoring activities developed for CILSS countries.

Few structures in the Sahel are able to hold water permanently and most of them experience severe drainage or simply dry out at least for some time. However, it is necessary to discriminate the type of the observed water body at least from the point of view of its general availability. An almost permanent water body, like a river or a lake, would not provide the same seasonal information, as would a water body mostly depending on rainfall.

By counting the number of years when a pixel is detected as a water body, one can reveal the almost permanent structures on long-term, mostly connected to a drainage network, and pixels for which the detection is extremely rare.

The computation of frequencies in Western Africa (in a box from 17.0 N, 11.5 W to 10.5 N, 11.5 E) shows that about 27% of the water bodies were seen in each of the 9 seasons, 16% were seen 2 times in 9 seasons, and 11% were seen 3 times, the other frequencies (1 time and 4 to 8 times) and ranging between 7 and 9%.

From a monitoring point of view, this map informs about the background signal of water availability: where is water likely to be available in the forthcoming season in function of what was observed in the past. On the other way round, it shows also water sites that are rarely available. For those places, a longer archive of data could be used to relate those less frequent water bodies to the amount of rainfall in the season and the water availability in the drainage network. To ensure correct assessment of the water bodies' frequencies of availability, a longer time frame of observation is required.

In order to derive statistical estimates of the percentage of water bodies filled by the rain in a given season, a reference map of permanent and temporary water bodies was created by analysing the history of detection on an annual basis. The pixels classified as permanent are those detected as free water in more than 11 months in a year or connected to a reference permanent hydrological network. The other cases are classified as temporary water bodies; they correspond to the sites that are used for computing a statistic of replenishment in the season. The map discards pixels that were only seen as a humid area. The next section shows examples of usage.

Monitoring and assessment of the season

The seasonality products WBS and WBE are two syntheses of the observations

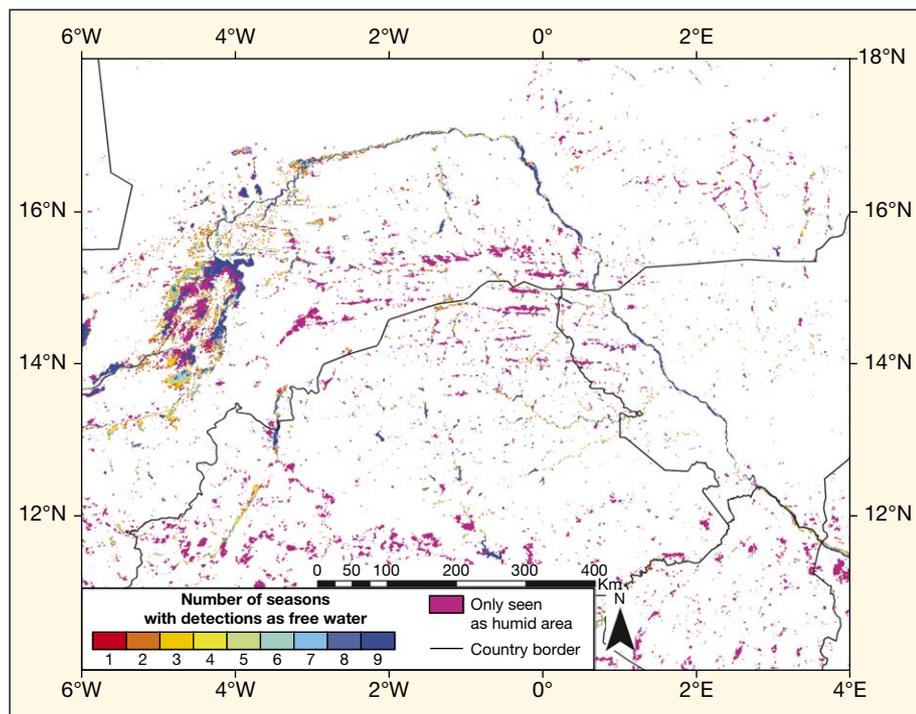


Figure 2. Number of years when pixels were seen at detected one time as free water. In pink the pixels that were always found to be a humid area.

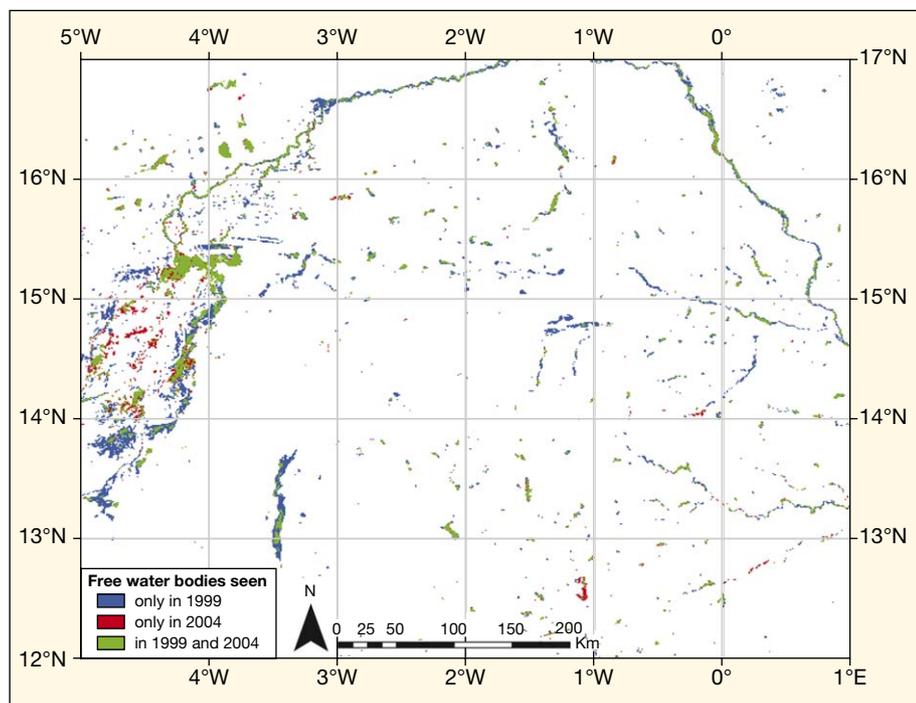


Figure 3. Comparison of free surface water detected in years 1999 and 2004.

done between the latest observation of the satellite and one year and a quarter ago. In consequence, at a first level of interpretation, a user willing to report for seasonality at the end of the season simply has to display WBS and WBE.

Figure 4 shows the date of replenishment (WBS) of the small water bodies as observed on the first decade of October 2007. The detections were filtered by using the flag values described in sub-section "Information on the dynamics of the water availability" in order to consider only those for which the detection shows at least 2 detections in 3 consecutive decades (flags 1 and 4). A gradient of start from the South to the North can be seen, corresponding to the progression of rainfalls following the movement of the inter-tropical convergence zone. In the region shown on figure 4, the rainy season

corresponds to the period from April to late November.

Detections falling out of this period (displayed in pink) correspond to more permanent features or to detections occurring before the start of the rainy season or after the date of synthesis, 1st of October in this case (which can be found from the former year). In the case of a permanent water body, either the signal is uninterrupted in case the start date is seen as the start of the synthesis (one year and a quarter ago) or there are some interruptions due to lower level of water or long lasting cloud screening. For this reason, permanent features are removed with the mask described in the former section. In the Niger River inner delta, most of the water bodies are filled by the river around January. At the date of the synthesis of 1st of October 2007, the date of replenishment is displayed also in pink. In this paper, in

order to average the date of replenishment in the region, any date of replenishment found out of the rainy season is discarded. Of course, this choice can be adapted in function of the application.

Under some conditions, a water body can be alternatively visible on the products during the same season. This may be due to a real drainage followed by replenishment, by a temporary decrease of the water level making it too small to be detected or screening by VEGETATION that would result in a spectral signature out of the defined threshold of the detection algorithm, or it can be due to a long lasting cloud screening.

Cloud screening during the rainy season being quite probable, the detection of season time frame (WBS and WBE products) does not consider a loss of signal of one 10-day period during the season. However, a longer loss of signal (two 10-day

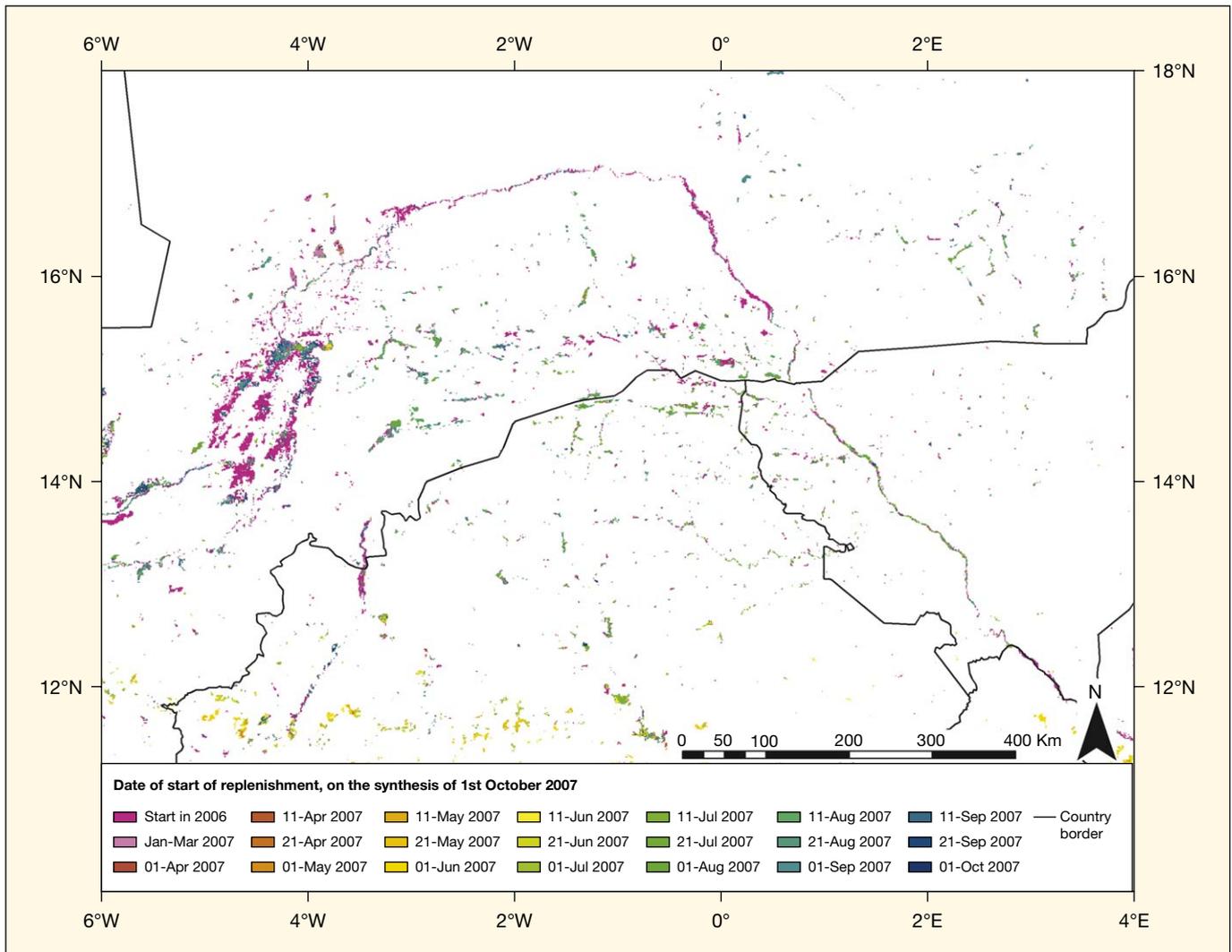


Figure 4. Start of replenishment of the SWB, on the synthesis of 2007/10/01, filtered with flag 1 and 4 to keep only water bodies with a confirmed season.

periods or more) would result in the detection of an end of season, and a newer start of replenishment would be assessed if any new detection occurs. In the case of two 10-day periods of interruption in the surface water availability, the user has to decide whether it is a real drainage or a loss of signal.

To build a synthetic product of first availability in the season, i.e. removing any second replenishment-detection during the season, it is sufficient to map for each pixel the first date of replenishment seen in the season, among a series of WBS products. In consequence dates assessed on this synthetic map (figure 5) are related to the start of the raining season. A gradient from South to North, corresponding to the progression of the rainfall is visible.

The duration of the surface water availability is generated by considering only temporary water bodies (as defined in the former section) and computing the difference between products WBE and WBS (the date encoding allows direct subtraction). The season duration is counted in numbers of 10-day periods (3 periods equals 1 month). Figure 6 shows that water bodies in the arc of the Niger delta river (around 15°N) last for around 1 month, water inside the inner delta last for roughly

3 months, and objects in the south last for about 2 months.

In the case of an analysis done for an information bulletin, some local analysis of the duration and date of apparition and drainage can be carried out with the generated data set and related to local expert knowledge.

Comparing, for a given area, the total number of water bodies sites filled in a season to the total number of sites that were replenished in the overall archive of data gives an idea of the total water storage capacity of the season. As a matter of example, figure 7 shows the percent of sites filled in 2007, in percentage of the total of non-permanent water bodies detected from the archive as defined in the former section. In most sites, a fraction lower than 50% of all possible sites are filled, since a significant amount of them are not systematically replenished every year (figure 2).

The 10-day rainfall estimates distributed by FAO's Famine Early Warning System (FEWS) show that the accumulated rainfall was larger on some regions of CILSS like over the Senegal River basin, in the Southern part of the inner delta of Niger, in the Eastern part of Burkina Faso and South West of Niger, as shown on figure 8. This

computation discards pixels that accumulated less than 100 mm of rainfall in a year. Comparing amount of replenished small water bodies in season 2007 to season 2006 shows that in general season 2007 had more surface water than 2006 (figure 9), likely because of the better raining conditions of year 2007. For this computation, the same reference was used for both years, i.e. the total number of small water bodies detected between 1999 and 2007 to avoid introducing bias.

Most of the administrative regions that received more abundant rainfall had also shown more water bodies in 2007 than in 2006 (green and blue colours). Because of abundant rainfall upstream Niger River, more water bodies could be filled along its basin. Most regions in Chad received less water and show less filled water bodies.

The information provided by the detection of the small water bodies is thus complementary to the rainfall, as it indicates that the balance between rainfall and evaporation and runoff is positive, resulting in an accumulation of surface water. It gives thus a positive indication of water availability for the environment or human activities.

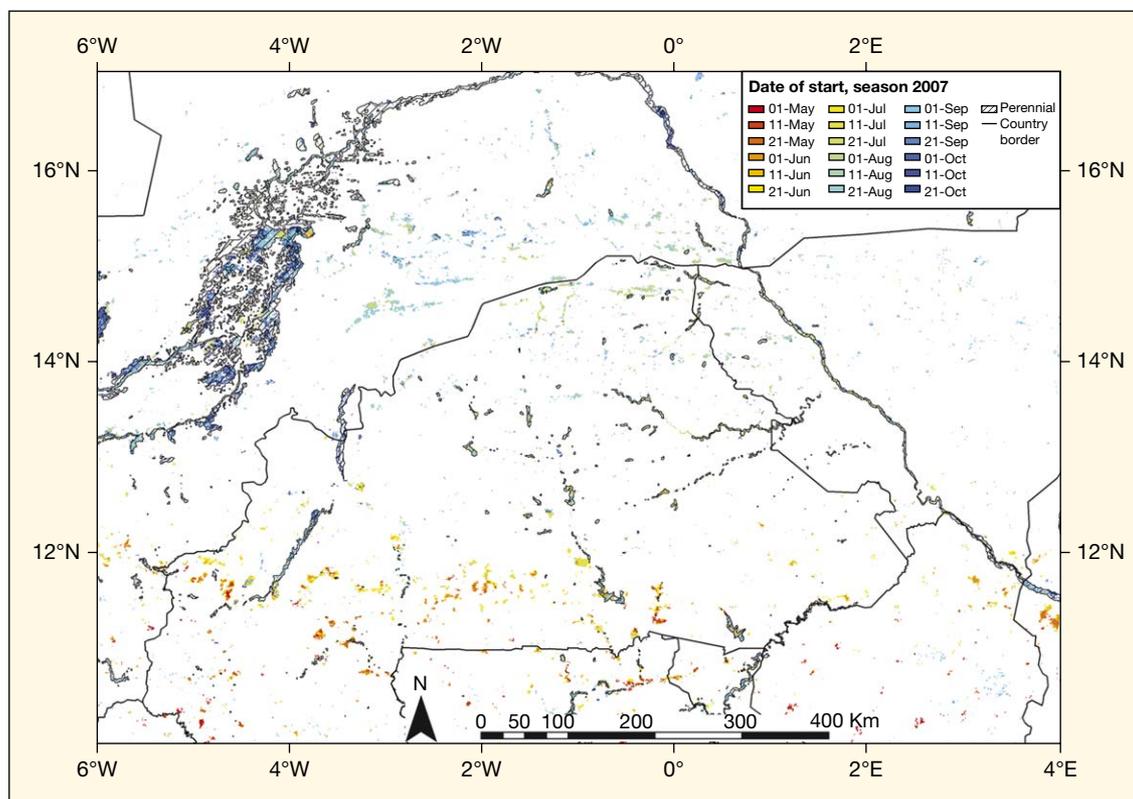


Figure 5. First start of replenishment in 2007 of seasonal water bodies. Perennial water is greyed out.

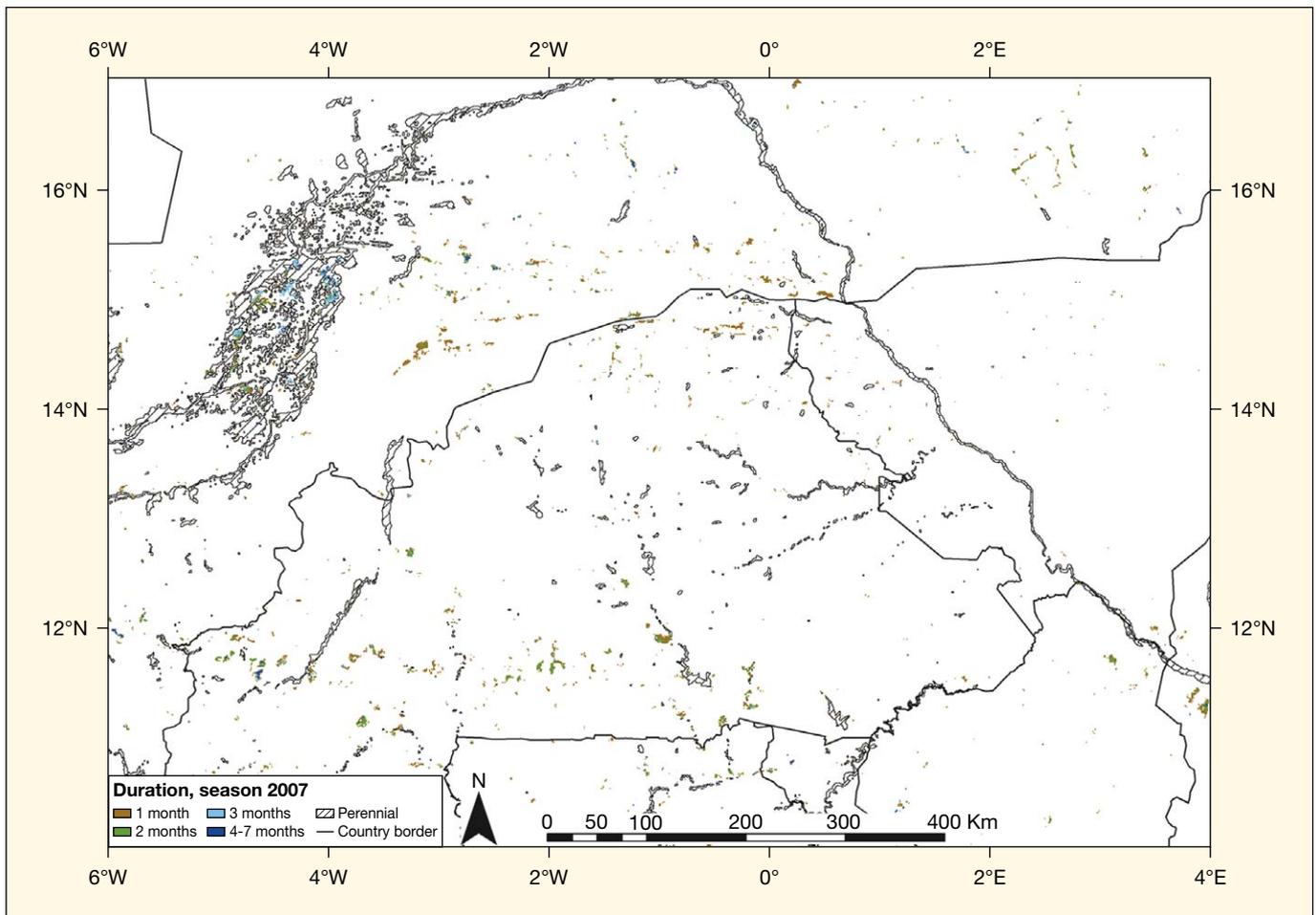


Figure 6. Duration of water availability in season 2007.

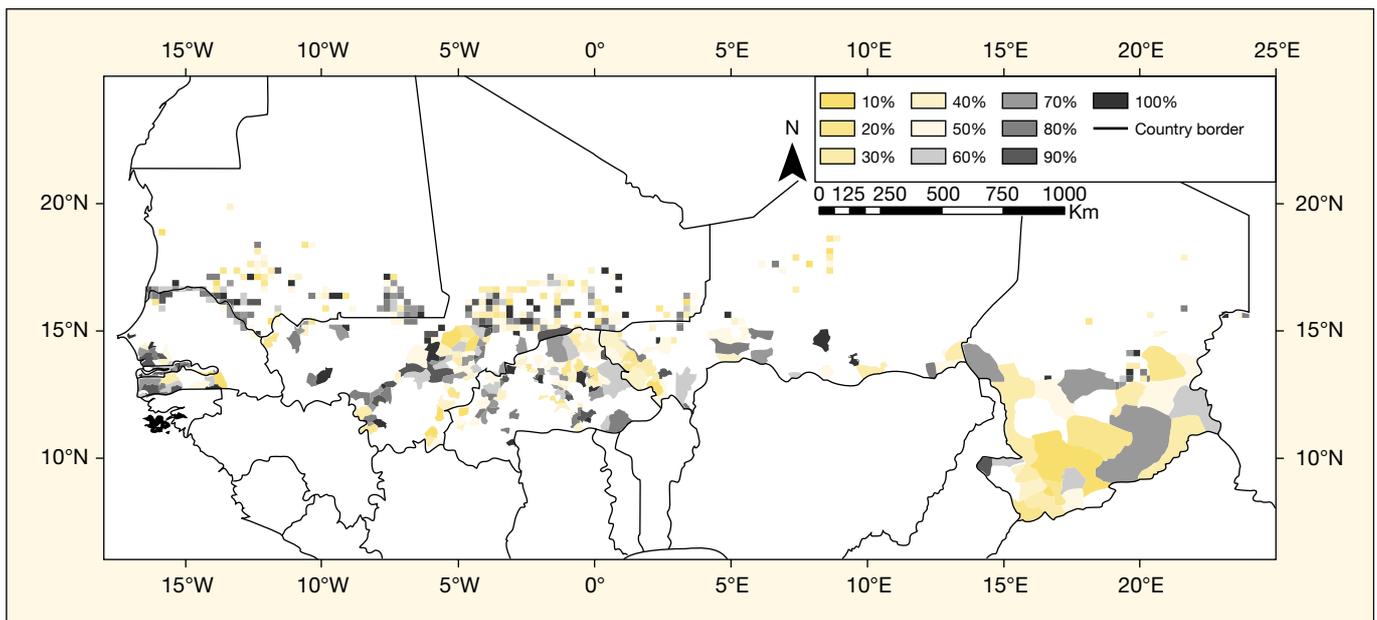


Figure 7. Percentage of sites (pixels) detected as small water bodies in season 2007 (April to October) with respect to the total number of sites found in the history of detection.

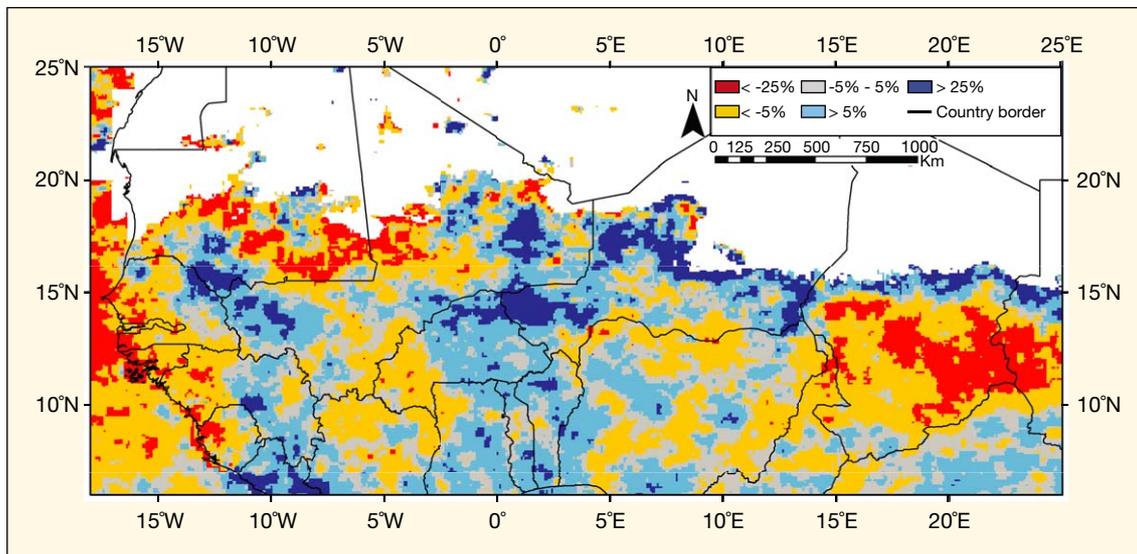


Figure 8. Difference in accumulated rainfall between year 2007 and year 2006, relative to year 2006. Pixels accumulating less than 100 mm a year are discarded.

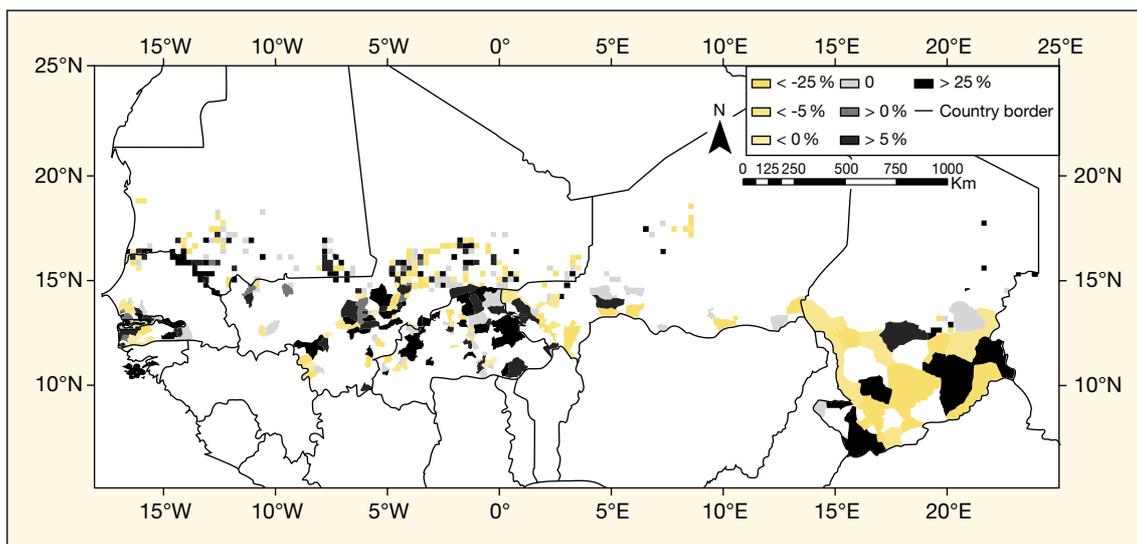


Figure 9. Difference in percentage of replenishment between season 2007 and 2006. The percentages are computed with the same reference (total number of sites in the archive between 1999 and 2007).

Conclusion

The VEGETATION instruments allow the production of a 10-day cloud free global coverage of the Earth at 1 km resolution. In the framework of the FP6 Specific Support Action VGT4Africa, VEGETATION data covering Africa are used to generate a series of products related to the monitoring of vegetation and surface water. The products are broadcasted to the Eumetcast receiving stations installed in Africa, making available fully automatic African land surface monitoring at no charge for the users. The small water bodies product consists in the detection of the surface water, at full satellite resolution (1 km) every 10 days,

in three classes: free water, humid area and a mixture of both. The free surface water detection has been successfully validated on western Africa with a commission error lower than 2% for free water detection. Former analysis have shown that the system is able to detect temporary water bodies that are often not reference in other data bases, such as GLWD.

In addition to the mapping of water pixels in water, the product has also time components, namely the start of replenishment of the small water bodies in the season and the end of availability of these water bodies and the duration of their detection.

The system started the production of data in 1999. It will become a reference data-

base for long-term analysis of the surface water availability. The generated data will be used by the Africa Water resources Information Clearing House (AWICH), a technical instrument for evaluating, monitoring and analysis, to bring into operation the programs of the African Water Vision 2025.

The data and broadcasting system allow monitoring the surface water availability at 1 km resolution. The data production since the starting date in 1999 allows deriving the deviation of the water availability between years and hence assesses the annual water availability. The accumulation of an archive of data allows depicting some properties the type of water bodies,

on a pixel basis, such as the recurrence of the water bodies every year or the type of water body (either free water or humid areas).

The data is made available every 10 days, broadcasted immediately after its production to the receiving stations. Each user has access to an automated monitoring system of surface water, efforts for integrating this information to regular time basis bulletins and end of season synthesis should be minimal.

In this paper, we show the usage of the broadcasted data for monitoring seasonal water availability and assessing their dates of availability in CILSS countries. The generated indicators show the progression of replenishment and the amount of sites replenished in season 2007.

The data provision system and formatting allow developing a large range of environmental monitoring and assessment applications. ■

Acknowledgements

The small water bodies products described in this paper were developed and put into production in the framework of the geoland and VGT4Africa projects co-funded by the 6th Framework Programme for Research and Technological Development of the European Commission.

The work done for the monitoring of water in CILSS countries was done in the framework of the VGT@Work project, co-funded by the 6th Framework Programme for Research and Technological Development of the European Commission and benefited from the support of the Africa-Caribbean-Pacific Observatory of the Joint Research Centre of the European Commission.

References

1. Lehner B, Döll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *J Hydrol* 2004; 296: 1-22.
2. Birkett CM, Mason IM. A new global lakes database for a remote sensing program studying climatically sensitive large lakes. *J Great Lakes Res* 1995; 21: 307-18.
3. Vörösmarty CJ, Sharma KP, Fekete BM, et al. The storage and aging of continental runoff in large reservoir systems of the world. *Ambio* 1997; 26: 210-9.
4. ICOLD (International Commission on Large Dams). *World Register of Dams*. Paris: ICOLD, 1998.
5. ESRI (Environmental Systems Research Institute). *Digital Chart of the World 1:1 Mio*. Redlands (California): ESRI, 1993. <http://www.maproom.psu.edu/dcw/>
6. ESRI (Environmental Systems Research Institute). *ArcWorld (1 : 3 Mio. Continental Coverage*. Redlands (California): ESRI, 1992.
7. WCMC (World Conservation Monitoring Centre). *Digital wetlands data set*. Cambridge (UK): WCMC, 1993.
8. Loveland TR, Reed BC, Brown JF, et al. Development of a global land cover characteristics database and IGBP discover from 1-km AVHRR data. *Remote Sens* 2000; 21: 1303-30. <http://edcdaac.usgs.gov/glcc/glcc.html>
9. Jenness J, Dooley J, Aguilar-Manjarrez J, Riva C. *African Water Resource Database. GIS-based tools for inland aquatic resource management. 1. Concepts and application case studies*. CIFA Technical Paper, No.33, Part 1. Rome: FAO, 2007.
10. Jenness J, Dooley J, Aguilar-Manjarrez J, Riva C. *African Water Resource Database. GIS-based tools for inland aquatic resource management. 2. Technical manual and workbook*. CIFA Technical Paper, No.33, Part 2. Rome: FAO, 2007.
11. Farr TG, Kobrick M. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Am Geophys Union Eos* 2000; 81: 583-5.
12. Gond V, Bartholomé E, Ouattara F, Nonguierma A, Bado I. Surveillance et cartographie des plans d'eau et des zones humides et inondables en régions arides avec l'instrument VEGETATION embarqué sur SPOT 4. *Int J Remote Sens* 2004; 25: 987-1004.
13. Passot X. *VEGETATION image processing methods in CTIV*. Proceedings of VEGETATION 2000, 2 years of operation to prepare the future, International Users Committee – Belgirate, 3-6 April, Italy. <http://vegetation.cnes.fr>
14. Bartholomé E, Bicheron P, Borstlap G, et al. *Manuel de l'utilisateur VGT4Africa*. Première édition" EUR 22344 FR, PB/2006/IES/ 2294. 2006. http://www.vgt4africa.org/PublicDocuments/VGT4AFRICA_user_-_manual.pdf
15. Haas E, Combal B, Bartholomé E. A Map of Temporary Water Bodies in Western Africa". In: *GlobWetland : Looking at Wetlands from Space SP-634*. Frascati (Italy): ESA Publications Division, 2006.
16. Bartholomé E, Combal B. *Small water bodies, VGT4Africa user manual*. First edition. EUR 22344 FR. Luxembourg: Office for Official Publication of the European Communities, 2006.
17. Cherlet M, Mathoux P, Bartholomé E, Defourny P. *VEGETATION contribution to the desert locust habitat monitoring*. Proceedings Conference VEGETATION 2000, Belgirate, 3-6 April 2000.
18. Anyamba A, Chretien JP, Formenty PBH, et al. Rift Valley fever potential, Arabian Peninsula. *Emerg Infect Dis* 2006; 12: 518-20. <http://www.cdc.gov/ncidod/EID/vol12no03/05-0973.htm>

Hind Meddi
Mohamed Meddi

Laboratoire de recherche eau, roche et plante
Centre universitaire de Khemis Miliana
44225 Khemis Miliana
Algérie
<salag_hind@yahoo.fr>

Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie

Résumé

L'Ouest algérien a été le lieu dès la fin des années 1970 d'une sécheresse caractérisée par une sévérité, une ampleur et une persistance du déficit pluviométrique remarquables. Les 26 postes pluviométriques pris en compte dans cette étude répondent à des critères de pourcentages de lacunes faibles. La période d'observation (1940/1941-2003/2004) des différents postes de mesure encadre l'éventuelle période de fluctuation climatique et a permis de retenir un nombre suffisant de données fiables pour faire une analyse comparative intéressante du point de vue régional même si la répartition des stations n'est pas toujours homogène sur l'ensemble de la zone d'étude. Les représentations graphiques montrent qu'au cours du dernier siècle, l'Algérie du Nord a connu une alternance de périodes sèches et humides. Il apparaît d'une façon générale une tendance à la hausse de la pluviométrie couvrant les années 1930 et 1950. La baisse de la pluviométrie est en revanche marquée au début des années 1940 et au milieu des années 1970. La réduction de la pluviométrie dépasse 36 % dans la région de Mascara et à l'extrême ouest. En revanche, elle est de l'ordre de 20 % au centre (plaine de la Mitidja). La sécheresse enregistrée durant les deux dernières décennies n'a connu d'équivalent, ni en durée, ni en intensité sur l'ensemble de la période étudiée. Le test sur les tendances séquentielles a confirmé l'existence de trois grandes tendances durant le dernier siècle. Une augmentation dès 1945-1946 qui a fait suite à une phase relativement sèche et une décroissance des précipitations à partir de la décennie 1970. L'étude de la persistance de la sécheresse, en utilisant les chaînes de Markov, a montré que, pour avoir une année non sèche après une année sèche, la probabilité est plus importante au centre du pays qu'à l'ouest, et pour avoir deux années sèches successives, la probabilité est plus importante à l'ouest qu'au centre.

Mots clés : Algérie, chaînes de Markov, pluviométrie, sécheresse.

Abstract

Annual variability of precipitation in the northwest of Algeria

West Algeria has been characterized by remarkably severe dryness along with an extensive and persistent pluviometric deficit since the end of the seventies. This study of the variability and change in annual rainfall in Northwest Algeria is based on the analysis of 25 stations with more than 50 years of data. The decrease in rainfall has consequences for the availability of water resources. The observation period of the various stations frames the possible period of climatic fluctuation and makes it possible to retain a sufficient quantity of reliable data to allow an interesting comparative analysis from the regional point of view even if the distribution of the stations is not always homogeneous over the whole of the study zone. The charts and analysis show that during this century, the northwest of Algeria has experienced an alternation of dry and humid periods. We have used several methods to study the non-stationarity and trend in the series of studied stations. The results show a generally upward trend covering the thirties and the fifties. The drop in pluviometry was observed during the beginning of the forties and the middle of the seventies. The reduction of pluviometry exceeds 36% in the Mascara region and in the extreme west. On the

other hand, the decrease of rainfall is about 20% in the centre of Algeria (the plain of Mitidja). The dryness recorded during the last two decades had no equivalent in duration or intensity throughout the period studied or the region. The test on sequential trends confirmed the existence of three major trends during the last century. An increase during the period 1945-1946 was followed by a relatively dry phase and a decrease in precipitation from the seventies. The study of the persistent drought, using Markov chains, showed that the probability of a non-dry year after a dry year is higher in the Center of the country than in the West while the probability of two successive dry years is higher in the West than in the Central Plains.

Key words: Algeria, drought, markov chains, rainfall.

Depuis plus de 20 ans, le Nord-Ouest algérien ainsi que le centre subissent des déficits pluviométriques importants qui se traduisent par des sécheresses sévères. Cela affecte sérieusement les ressources en eau du point de vue qualitatif et quantitatif.

Pour réaliser cette étude, un grand nombre de postes pluviométriques a été retenu afin de constituer une base de données annuelle la plus complète et la plus représentative possible de la zone d'étude. Ainsi, 26 postes ont été retenus disposant de séries chronologiques suffisantes pour permettre une étude de tendance du régime pluviométrique. Nous avons utilisé de nombreux tests statistiques de rupture dans la stationnarité ainsi que le test sur les tendances séquentielles pour rendre compte de l'évolution temporelle et spatiale du régime pluviométrique. La persistance de la sécheresse sera étudiée en utilisant la méthode des chaînes de Markov.

Présentation de la région d'étude

La zone étudiée s'étend sur 89 420 km² environ. Elle est située entre 2°10'10" ouest et 3°10'11" est de longitude et entre 34°18'54" et 36°48'12" de latitude nord (figure 1).

Elle s'allonge sur 250 km du sud au nord et sur environ 500 km de l'ouest à l'est. La partie littorale est caractérisée par un climat doux, une humidité relativement élevée et une pluviométrie annuelle qui varie de 400 mm à l'ouest à 900 mm à l'est.

Données

• Choix des stations et de la période d'étude

L'étude du climat et le suivi de son évolution nécessitent de longues et nombreuses séries d'observations. Malheureusement, nous ne disposons pas de séries de données parfaitement fiables ni continues.

Celles-ci proviennent des deux organismes responsables du réseau pluviométrique en Algérie, à savoir l'Agence nationale des

ressources hydraulique (ANRH) et l'Office nationale de météorologie (ONM).

Les données pluviométriques disponibles sont très hétérogènes tant du point de vue de la fiabilité des mesures que de la durée des séries d'observation [1].

Dans ces séries de données climatiques se glissent des erreurs qui peuvent avoir des origines multiples (erreur de lecture, erreur de report, détarage de l'appareillage, etc.). Le manque d'information se concentre en général durant la période 1961 à 1968. Nous différencierons :

- les erreurs accidentelles qui se répartissent aléatoirement dans le temps et dans l'espace ;

- les erreurs systématiques qui affectent d'une façon continue certaines portions des séries de mesure, aléatoirement distribuées dans le temps et l'espace.

Au cours du traitement des données, certaines valeurs apparaissent comme étant singulières par rapport au reste de la série chronologique. L'existence des valeurs aberrantes peut entraîner le climatologue à des interprétations erronées. Il est donc indispensable de comparer tous les relevés des stations faisant partie de la même microrégion pour s'assurer qu'ils ne présentent pas de discordance anormale. Par exemple : en 1974, au niveau de la station de Beni Bahdel, le cumul annuel des précipitations est particulièrement singulier (1 229,7 mm), en faisant la comparaison avec d'autres stations avoisinantes (Chouly : 194,5 mm ; Mefrouche : 273,4 mm), nous avons déduit que cette valeur est une donnée extrême [2].

Nous avons essayé d'identifier un maximum de postes de mesures répondant aux conditions suivantes :

- information couvrant les six dernières décennies ;

- pas de lacunes de plus de cinq années consécutives ;

- moins de 10 % de lacunes sur la série totale à l'échelle mensuelle.

Pour les besoins de l'étude et pour une bonne répartition spatiale, nous avons procédé au comblement des lacunes en utilisant la technique développée par Laborde *et al.* en 1998 [3].

En respectant ces contraintes, 26 postes ont été retenus pour l'étude (tableau 1 et figure 1). Après critique et vérification des données mensuelles et annuelles, la période 1940/1941-2003/2004 (soit 64 ans) a été retenue. Nous avons également étudié quatre stations possédant des séries longues : Oran Senia (1877-2003), Hamiz Barrage (1905-2003), Bouhanifia (1926-2003) et Maghnia (1915-2003). La série de la station d'Oran sur la période 1877 à 2003 est composée de trois phases :

- la première concerne les observations de la station d'Oran Baudenes de 1877 à 1904 ;

- la deuxième concerne les observations de la station d'Oran port de 1904 à 1954 ;

- la troisième concerne les observations de la station d'Oran Senia de 1928 à 2003.

La reconstitution de la série a été faite après une correction des séries correspondantes aux trois sites de mesures cités précédemment. Pour les trois autres stations, nous n'avons enregistré aucun changement de site. Les stations sont relativement bien distribuées sur l'ensemble de l'espace étudié (figure 1). Un réseau extrêmement serré de points de mesure traduirait, par leur seule altitude, fidèlement la topographie. [4].

L'analyse statistique des séries de précipitations annuelles ainsi que toutes les recherches ont été effectuées sur les hauteurs de pluies de l'année qui débute du premier septembre de l'année *k* et finit le 31 août de l'année *k* + 1. Nous avons ainsi sélectionné 26 postes pluviométriques (tableau 1).

Climat et variabilité pluviométrique

Le nord-ouest de l'Algérie est situé en latitude à l'abri de la dorsale du moyen Atlas-Rif du Maroc. Le relief très accidenté de la région d'étude constitue de nombreux abris aux influences de la mer [5]. Ces deux facteurs ont un effet direct sur la variabilité spatiale de la pluviométrie ainsi que sur la réduction des précipitations dans la zone. Les vents sont de direc-

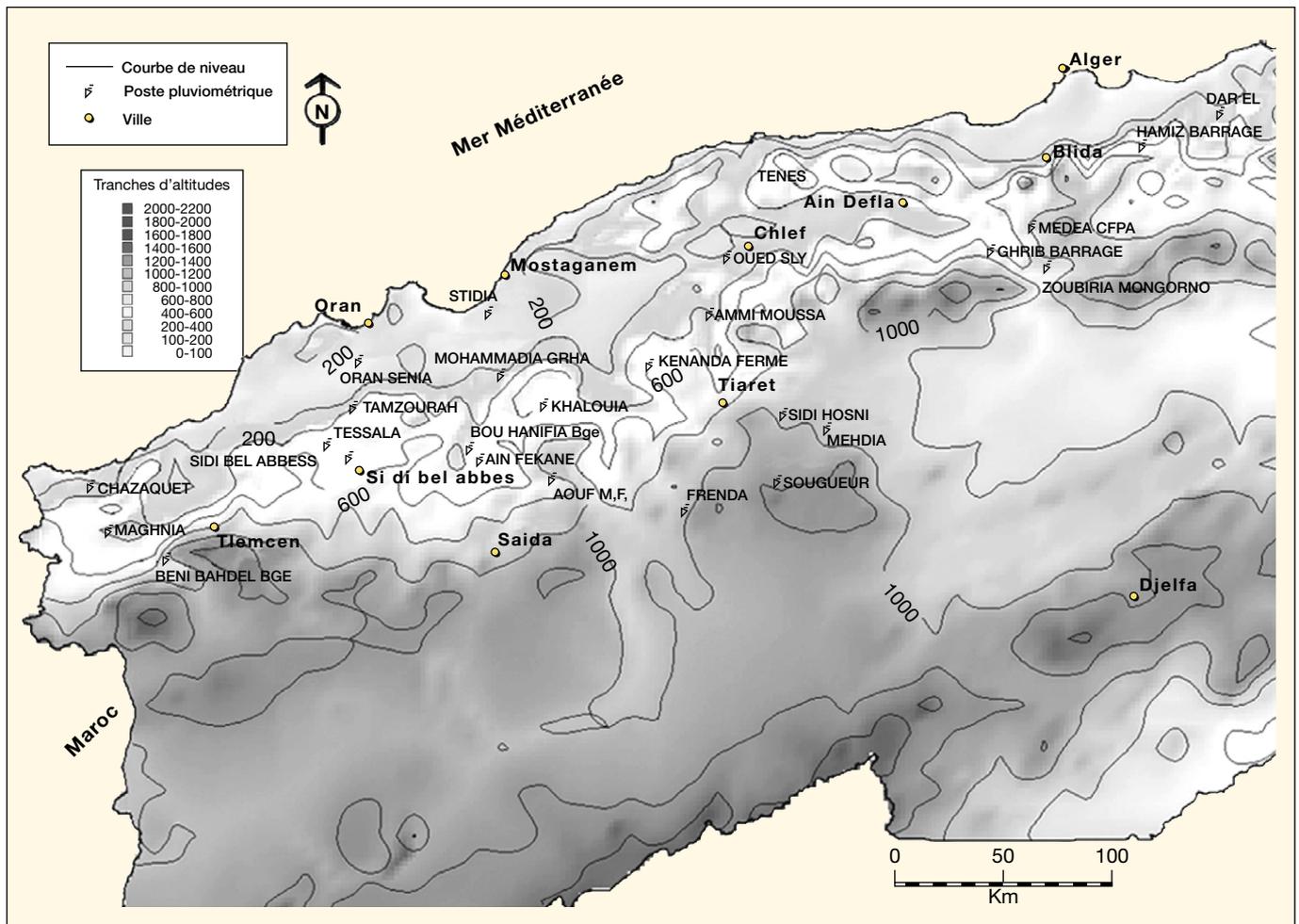


Figure 1. Situation des postes pluviométriques étudiés.

tion W-NW en hiver, et les vents d'est responsables de fortes précipitations sont rares en cette saison. Les vents de nord-est sont fréquents en été. Ils génèrent des pluies faibles. La circulation atmosphérique est sous l'influence de l'anticyclone des Açores et l'anticyclone saharien d'altitude [5].

La partie nord de l'Algérie est caractérisée par un climat méditerranéen avec un hiver relativement froid et pluvieux et un été chaud et sec. La pluviométrie annuelle atteint 400 mm à l'ouest, 700 mm au centre et 1 000 mm à l'est pour le littoral. Ce type de climat concerne également les chaînes de l'Atlas tellien où l'on enregistre sur les sommets orientaux des totaux variant de 800 à 1 600 mm, alors que les valeurs s'abaissent vers le centre (700 à 1 000 mm) et vers l'ouest (600 mm). Dans les plaines de l'Atlas tellien, la pluviométrie varie de 500 mm à l'ouest, 450 mm au centre et 700 mm à l'est. L'Atlas saharien se distingue par un climat très chaud et sec en été, doux en hiver avec une pluviométrie moindre par rapport au nord du fait

de son éloignement de la mer [6, 7]. Ces moyennes pluviométriques ont été calculées sur la base de 218 postes possédant des observations allant de 1968 à 1998. Une étude comparative [6], avec la carte de l'ANRH établie en 1993, a permis de constater une baisse en moyenne des pluies annuelles de 13 % sur le centre et l'ouest.

La moyenne annuelle des totaux précipités varie entre 310,6 mm à la station de Bouhanifia Barrage (ouest) et 755,1 mm à la station de Médéa (centre).

Détection de ruptures et étude de tendance au sein des séries pluviométriques

Une rupture peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives déterminent les séries chronologiques étudiées.

L'acceptation générale, mais surtout celle des hydrologues, en ce qui concerne les totaux annuels de précipitations, est que

du point de vue stochastique, ceux-ci peuvent être considérés comme un processus stationnaire. La caractéristique d'indépendance suppose que le cumul de précipitations d'une année n'est pas dépendant du total de précipitations enregistrées l'année précédente. La stationnarité suppose que les propriétés de base du processus (par exemple, son niveau moyen) ne changent pas avec le temps. Cependant, plusieurs travaux récents signalent une situation inverse. On suppose que dans le contexte du réchauffement global actuel, l'espérance mathématique aussi bien que la variance de ce processus stochastique à l'échelle interannuelle ne seraient plus indépendantes du temps au temps.

Les erreurs systématiques qui affectent d'une façon uniforme certaines portions des séries de mesure sont dues généralement au déplacement ou au changement d'environnement du pluviomètre pendant la période d'observation, à la croissance d'un arbre qui fait obstacle ou à la substitution pendant la période d'observations

Tableau I. Stations retenues dans l'étude et leurs caractéristiques (1940-2003).

Station	Longitude (km)	Latitude (km)	Altitude (m)	Moyenne (mm)	Écart type (mm)	Coefficient de variation (%)
Oued Sly	365,20	312,70	95	332,7	106	32
Ammi Moussa	357,40	286,15	140	370,9	110	30
Kenanda Ferme	330,15	262,60	590	396,3	176	44
Frenda	348,60	197,00	990	434,8	122	28
Hamiz Bge	558,55	367,40	130	752,3	213	28
Dar El Beida	549,72	380,32	25	655,0	180,8	28
Tamazourah	195,45	239,90	189	421,8	130	31
Tessala	184,50	222,05	577	488,0	213	43
Aouf	287,15	211,80	990	555,4	176	32
Khalouia	282,15	243,10	550	433,3	127	29
Bouhanifia Bge	249,00	223,6	295	310,6	89	29
Mohammadia GRHA	262,10	257,00	550	338,7	92	27
Maghnia	95,00	181,35	395	366,1	130	35
Oran Senia	200,80	266,15	90	368,1	112	30
Ghazaouet	86,10	210,60	80	359,8	111	31
Mehdia	413,90	237,35	903	372,7	104	28
Medea	506,80	329,15	900	755,1	174	23
Ain Fekane	255,60	217,20	445	349,3	122	35
Zoubiria Mongorno	513,50	312,80	1 000	521,0	137	26
Beni Bahdel Bge	115,20	165,50	650	490,3	142	29
Stidia	256,25	284,75	41	353,7	120	34
Tenes	376,80	359,00	5	532,1	162	31
Sougueur	390,55	210,75	1 120	367,6	112	30,4
Sidi Hosni	392,95	242,05	790	357,2	135	38
Ghrib Barrage	487,25	318,40	460	495,7	125,9	25,4
Sidi bel Abbess	194,00	216,00	485	342,6	94,9	27,7
Oran Senia (1877-2003)	200,80	266,15	90	380,7	119,3	31,3
Maghnia (1915-2003)	95,00	181,35	395	398,1	143,9	36,1
Hamiz Bge (1905-203)	558,55	367,40	130	779,1	203,4	26,1
Bouhanifia (1926-2003)	249,00	223,60	295	321,8	92,3	28,7

de l'éprouvette de lecture du pluviomètre par une autre inadéquate qui entraîne une forte hétérogénéité des séries pluviométriques [8]. C'est pourquoi l'objectif de ce travail est d'entreprendre une étude statistique sur les totaux annuels de précipitations, en utilisant les tests statistiques de Pettitt et la statistique de Lee Héghinian. Ils sont, avec d'autres, recommandés par l'Organisation mondiale de la météorologie [9] pour détecter les ruptures au sein des séries temporelles. Cette démarche aidera à voir si ces ruptures dans la stationnarité sont liées seulement à des causes artificielles, ou si l'aléa climatique a un rôle prépondérant.

Laborde [1], en étudiant les vecteurs régionaux (les valeurs prises par les deux premières composantes obtenues suite à l'application de l'analyse en composantes principales sur 120 postes pluviométriques du nord de l'Algérie) qui traduisent la part essentielle de la variabilité spatiale et temporelle de la diminution des moyennes

pluviométriques, a mis en évidence quatre phases pluviométriques à savoir :

- une phase où la pluviométrie est supérieure à la moyenne de 6 % de 1922 à 1938 ;
- une phase sèche débutant à partir de 1939 (déficit de l'ordre de 11 %) et s'arrêtant en 1946 à l'ouest et au centre du pays ;
- une phase pluvieuse qui succède à la période sèche qui a duré jusqu'en 1972 environ ;
- une phase à tendance négative (sèche) qui a commencé en fin de 1973.

En ce qui concerne la dernière phase, qui perdure jusqu'à nos jours, elle a été mise en évidence par d'autres travaux effectués en Algérie [10-12]. Ces derniers ont été faits sur des périodes tenant compte des années plus récentes.

Dans ce qui suit, les séries d'observations ont été étendues à de nouvelles années de mesures pour rendre compte de l'évolution

du régime pluviométrique durant les dernières décennies.

Rupture dans les séries pluviométriques

Tendance au sein des séries pluviométriques

La détection d'une rupture dans les séries permet de mettre en évidence l'évolution du régime pluviométrique de la région étudiée. Cette évolution, négative ou positive, intéresse les utilisateurs et gestionnaires des ressources hydrauliques.

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. Elles permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série. À l'exception de l'approche de Pettitt, « elles supposent un non-changement de la variance de la série étudiée » [13]. Ces méthodes ne sont pas toutes adaptées à la recherche de plusieurs ruptures dans la même série. 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 série est divisée en deux sous-échantillons, respectivement de taille m et n . Les valeurs des deux échantillons sont regroupées et classées par ordre croissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chacun des deux échantillons dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population. La procédure de Lee et Héghinian fournit la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où on suppose *a priori* qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur δ . Pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, nous avons utilisé les tests statistiques de Pettitt et la statistique de Lee Héghinian [14-16]. Ces tests sont regroupés dans le logiciel Khronostat réalisé par l'Institut de recherche pour le développement (IRD) et l'université de Montpellier [17]. Les résultats obtenus sur les stations étudiées sont regroupés dans le tableau 2. Il ressort que pour la quasi-totalité des stations, une rupture (diminution de la pluviométrie annuelle) dans les séries étudiées apparaît entre 1970 et 1980. Ces résultats confirment l'apparition d'un déficit pluviométrique.

trique à partir de 1970, et la poursuite de celui-ci durant les décennies 1980-1990 et 1990-2000.

La réduction la plus importante est enregistrée dans de la région de Mascara aux stations de Bouhanifia, de Khalouia et de Ain Fekane, avec plus de 29 % de diminution des pluies annuelles après la date de rupture, et à l'extrême ouest à la station de Maghnia, avec 32,7 % (régions à vocation agricole : plaines de Ghriss et de Maghnia). À la station de Hamiz Barrage (plaine de la Mitidja), la baisse est de 23 %, et à la station de Medéa, elle est de l'ordre de 18 % seulement.

Pour la station d'Oran Senia (1877-2003), la date de rupture (1976) reste identique à celle de la période d'observation allant de 1940 à 2003. Cette date met en évidence l'effet du changement du régime pluviométrique sur l'évolution dans le temps des pluies. La station d'Oran Senia fonctionne sans coupure à son nouvel emplacement depuis 1928.

En plus de l'effet probable des types d'erreur cités précédemment, une diminution dans les totaux précipités a été réellement observée dès la décennie 1970. Les tests utilisés et les résultats trouvés

confirment cette tendance. Ces résultats sont en conformité avec les conclusions du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat de 2001 et de 2007 [18] ainsi qu'avec les conclusions du rapport régional des Nations unies sur le changement en Afrique du Nord.

Ils sont aussi en concordance avec ceux trouvés, sur des séries moins longues, par Laborde en 1993 [1] et Talia en 2002 [2] : une phase déficitaire avant 1945, et une phase normale et/ou excédentaire jusqu'à la décennie 1970. Après cette date, la baisse de la pluviométrie s'est installée au centre et à l'ouest du pays d'une manière significative. La variabilité des pluies des quatre stations (Hamiz barrage, Bouhanifia barrage, Oran Senia et Maghnia) ainsi que la tendance linéaire (figure 2) montrent également cette évolution négative dans le temps surtout depuis la décennie 1970.

Relation entre les précipitations et l'indice de l'oscillation nord-Atlantique (ONA)

L'indice de l'ONA est défini comme étant la différence entre les anomalies de pressions

normalisées à Lisbonne (Portugal) et de Reykjavik (Islande). Quand cet indice est positif, la différence de pression est maximale ; un indice négatif correspond au contraire à un anticyclone des Açores et à une dépression islandaise faible. Ces deux états de l'ONA correspondent aux deux grands types de climats hivernaux. Un indice ONA positif se manifeste par des vents forts et rapides d'ouest-sud-ouest balayant l'océan Atlantique [19] ; il engendre des tempêtes et des précipitations fréquentes sur le nord de l'Europe et des sécheresses sur l'Afrique du Nord.

Quand l'indice ONA est négatif, ces effets sont inversés. Avec une différence de pression réduite entre le Portugal et l'Islande, les vents d'ouest sont faibles et les perturbations passent plus au sud, apportant des pluies sur les régions méditerranéennes. L'ONA étend son influence sur l'Afrique du Nord et sur d'autres régions du monde, l'Europe par exemple ; il est intéressant d'étudier la relation entre l'ONA et la pluviométrie pour faire le point sur la nature de la liaison qui peut exister sur l'ouest algérien. L'ONA est considérée comme un facteur explicatif du climat des régions méditerranéennes et de l'Europe [20]. L'étude menée par Ketrouci *et al.* [21], sur la relation entre cet indice et la pluviométrie de l'ouest algérien, a montré l'existence d'une corrélation significative (test de Student) entre l'ONA et la pluviométrie annuelle. Cette relation significative peut expliquer en partie l'évolution du régime pluviométrique. Mais, la variabilité de la pluviométrie n'est pas expliquée uniquement par ce facteur. Elle est influencée par d'autres indices climatiques.

Étude de la persistance de la sécheresse

Définition de la sécheresse

Les plaines du centre et de l'ouest de l'Algérie sont connues pour leur fertilité et leur production agricole. Le déficit hydrique de ces dernières décennies a affecté négativement la production agricole ainsi que les réserves superficielles et souterraines en eau. La sécheresse pose de nombreux problèmes d'ordre socio-économiques, spécialement à l'agriculture dans les plaines de la Mitidja, du Haut Cheliff, du Habra-Sig, de Ghriss, de Sidi Belabess et de Maghnia (figure 3). Pour continuer à produire, les paysans ont eu recours à une utilisation excessive des eaux souterraines, ce qui a provoqué une baisse considérable du niveau des nappes. La sécheresse est récurrente, omniprésente en raison de températures élevées et

Tableau II. Tests statistiques et années de ruptures dans les séries pluviométriques étudiées.

Station	Période d'étude	Méthode de Pettitt	Test de Lee et Heghinian	Moyenne avant la rupture	Moyenne après la rupture	Rapport entre les deux moyennes (%)
Oued Sly	1940-2003	1980	1980	380,6	247,4	35,0
Ammi Moussa	1926-2003	1979	1979	404,6	314,6	22,2
Kenanda Ferme	1940-2003	1977	1977	480,9	272,4	28,4
Frenda	1940-2003	1977	1977	487,5	357,9	26,6
Hamiz Bge	1940-2003	1975	1975	840,1	639,6	23,9
Tamazourah	1940-2003	1973	1998	566,5	393,2	30,6
Tessala	1940-2003	1974	1973	566,5	393,2	30,6
Aouf	1940-2003	1976	1976	637,3	443,24	30,5
Khalouia	1940-2003	1980	1980	484,1	342,8	29,2
Bouhanifia Barrage	1940-2003	1980	1980	347,6	244,7	29,6
Mohammadia GRHA	1940-2003	1980	1980	383,5	258,9	32,5
Maghnia	1940-2003	1980	1980	414,9	279,2	32,7
Oran Senia	1940-2003	1976	1976	398,9	325,9	18,3
Ghazaouet	1940-2003	1974	1974	392,3	320,7	18,5
Mehdia	1940-2003	1979	1979	411,7	307,8	25,2
Medéa	1940-2003	1975	1975	818,7	673,4	17,8
Ain Fekane	1940-2003	1974	1974	421,0	262,8	37,6
Stidia	1940-2003	1980	1980	398,0	274,6	31,0
Tenes	1940-2003	1972	1972	615,2	443,7	27,9
Sidi Hosni	1940-2003	1976	1974	402,7	294,8	26,8
Ghrib Barrage	1940-2003	1975	1975	542,1	436,0	19,6
Sidi bel Abbess	1940-2003	1976	1976	377,3	294,9	21,8
Oran Senia	1877-2003	1976	1976	397,7	317,9	20,1
Hamiz Bge	1905-2003	1972	1975	827,8	655,6	21
Bouhanifia Barrage	1926-2003	1975	1975	358,0	257,3	28
Maghnia	1915-2003	1980	1980	436,4	280,9	36

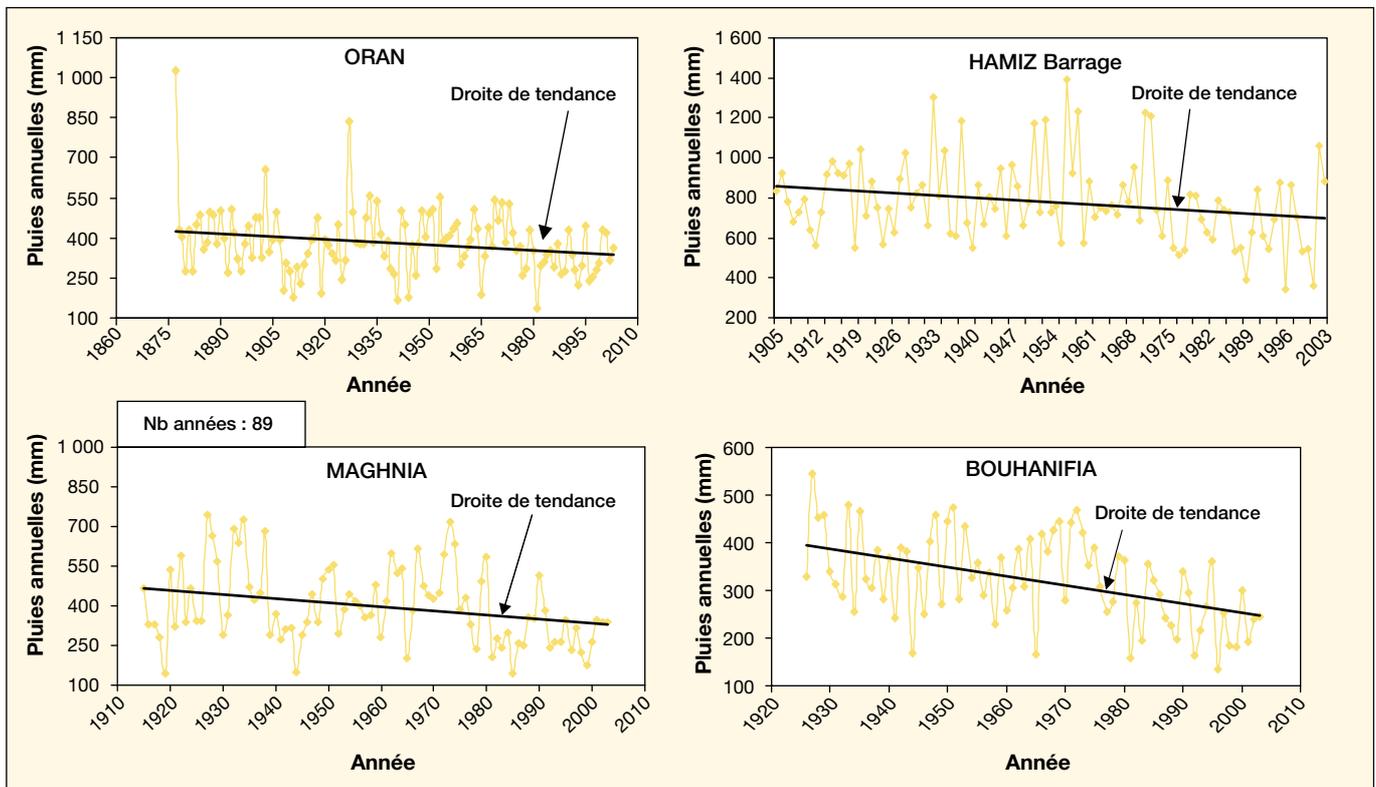


Figure 2. Variabilité des précipitations annuelles et droites linéaires de tendance pour les stations d'Oran Senia, de Hamiz Barrage, de Bouhanifia Barrage et de Maghnia.

d'une pluviométrie très variable en région méditerranéenne [22].

Le niveau du déficit hydrique à partir duquel on peut dire qu'il y a sécheresse a constitué souvent une difficulté pour les chercheurs. Certains auteurs, qui ont étudié la sécheresse à partir de données climatiques, suggèrent des seuils arbitraires de pluviométrie : 10 % de la moyenne

[23] ou le dernier décile [24]. Pour estimer l'intensité du déficit pluviométrique, plusieurs indices ont été déjà mentionnés; la plupart de ces indices prennent généralement comme référence la moyenne climatologique. L'une des caractéristiques principales de la pluviométrie, dans la région d'étude, est sa grande variabilité inter-annuelle. La sécheresse peut être considé-

rée à différentes échelles : mensuelle, saisonnière et annuelle. Ces conséquences sont vivement ressenties dès qu'elle persiste deux ou trois années successives. Donc, nous avons choisi d'étudier la persistance de la sécheresse à l'échelle annuelle.

Pour déterminer le seuil de sécheresse, notre choix s'est porté sur la méthode des quintiles (méthode fréquentielle). Cette méthode tient compte de la loi de distribution de l'échantillon. La distribution statistique des pluies annuelles présente une nette dissymétrie positive. Après plusieurs essais, nous avons trouvé que la loi racine normale donne le meilleur ajustement [1, 6, 25]. Les seuils calculés par la méthode des quintiles pour la période allant de 1940 à 2003 sont regroupés dans le tableau 3. La méthode des quintiles tient compte de la loi de distribution de l'échantillon, et elle suppose aussi une période de retour qui soit égale à 2,5 ans pour une année sèche et à cinq ans pour une année très sèche. Cette méthode, indépendante des valeurs centrales (moyennes ou médianes), est fondée sur un classement des valeurs des plus faibles vers les plus fortes, des années les plus sèches aux années les plus humides, les années du milieu étant considérées comme années normales. Une répartition quasiment équitable attribue 35 % des valeurs aux années

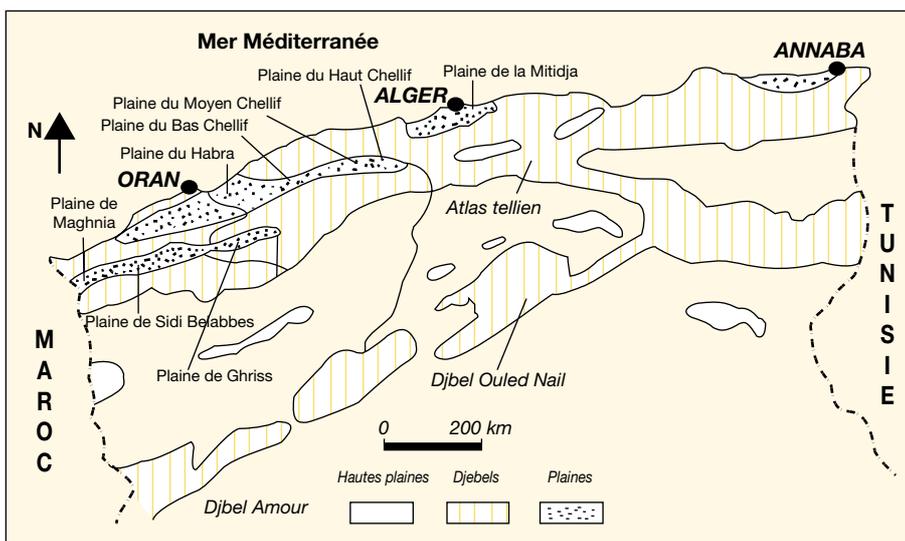


Figure 3. Grands ensembles du relief de l'Algérie du Nord et plaines étudiées.

Tableau III. Seuils en millimètres des années sèches, très sèches, humides et très humides ; par la méthode des quintiles, période (1940-2003).

Plaines	Stations	Années très sèches	Années sèches	Années normales	Années humides	Années très humides
Mitidja	Dar El Beida	501,3	597,8	597,8 < X < 689,9	689,9	802,4
Haut Chélif	Ghrib Bge	386,6	455,5	455,5 < X < 520,9	520,9	575,0
Habra-Sig	Mohammadia GRH	257,7	308,4	308,4 < X < 357,0	357,0	416,3
Ghriss	Bouhanifia Bge	231,4	280,4	280,4 < X < 328,0	328,0	386,2
Sidi Bel Abbess	Tessala	306,1	413,1	413,1 < X < 520,7	520,7	657,8
Maghnia	Maghnia	256,4	323,2	323,2 < X < 388,6	388,6	469,9

extrêmes (sèches ou humides) et 30 % aux années normales [26]. La distinction des classes se présente ainsi :

- les années dont la fréquence est inférieure à 0,35 correspondent aux années sèches (parmi lesquelles on peut distinguer les années très sèches, de fréquence inférieure à 0,15) ;
- les années dont la fréquence est comprise entre 0,35 et 0,65 sont considérées comme années normales ;
- les années dont la fréquence dépasse 0,65 correspondent aux années humides (celles dont la fréquence est supérieure à 0,85 sont considérées comme des années très humides).

La méthode est simple et nous l'avons simplifiée davantage en ne considérant que les années sèches de fréquence inférieure à 0,35 et les années non sèches pour les autres années [26].

Présentation des chaînes de Markov

La méthodologie des chaînes de Markov permet de déterminer ou de prévoir la probabilité d'avoir une année sèche après une année sèche ou non. Ce processus exprime des probabilités conditionnelles de passage de l'état de la veille (année précédente) à l'état de l'année en cours. Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode des chaînes de Markov [27]. Les chaînes de Markov tiennent compte de la liaison entre les années successives ; en effet la pluie de l'année k dépend de l'état des années passées. Ce modèle sera du premier ordre si la pluie de l'année k ne dépend que de l'année précédente, c'est-à-dire du passé le plus proche de l'état. Il sera d'ordre h si la pluie de l'année k dépend des $k-1$, $k-2$, ..., $k-h$ années passées.

Le modèle des chaînes de Markov est un modèle stochastique, itératif. Ce processus exprime des probabilités conditionnelles de passage de l'état de la veille (année précédente) à l'état de l'année en cours. Ainsi l'état de l'année k ne dépend que de l'état de l'année $k-1$ pour le processus de Markov d'ordre 1. Il dépend des états $k-1$ et $k-2$ pour le processus de Markov d'ordre 2. Une année peut être

caractérisée du point de vue pluviométrique par deux états :

- état 0 : présence de la sécheresse (années sèche ou très sèche).
- état 1 : absence de la sécheresse (années normale, humide et très humide).

• Processus de Markov d'ordre 1

Pour le processus de Markov d'ordre 1, quatre situations sont possibles [26] à savoir :

- S-S (deux années sèches successives) ;
- S-NS (une année sèche suivie d'une année non sèche) ;
- NS-S (une année non sèche suivie d'une année sèche) ;
- NS-NS (deux années non sèches successives).

• Processus de Markov d'ordre 2

Dans ce cas, l'état de l'année k dépend de l'état de l'année $k-1$ et de l'année $k-2$. On s'intéresse spécialement aux années sèches successives [26]. Ce choix va de soi avec l'étude de la persistante de la sécheresse :

- S-S-S (trois années sèches successives) ;
- S-S-NS (deux années sèches successives) ;
- NS-S-S (deux années sèches successives) ;
- NS-S-NS (une année sèche isolée).

Application des chaînes de Markov et résultats

• Processus de Markov d'ordre 1

La matrice de Markov d'ordre 1 a été calculée. Les résultats sont indiqués dans le tableau 4.

À la suite de l'application de l'hypothèse d'un processus de Markov d'ordre 1, la probabilité, pour les cinq stations, varie de 26,8 à 60 % pour avoir une année sèche quelle que soit l'année de départ (sèche ou non sèche). Dans le cas où une année est sèche, la probabilité pour qu'elle soit suivie d'une année sèche est plus élevée à l'ouest (plaines de Habra-Sig, Ghriss, Sidi bel Abbes et de Maghnia) que dans les plaines du centre du pays (Mitidja et Haut Chélif). Pour l'ensemble des stations, la probabilité d'avoir une année sèche après une année non sèche est faible (inférieure à 50 %). Si une année est sèche, la probabilité d'avoir une année non sèche l'année suivante est plus importante au centre (plaines de la Mitidja et du Haut Chélif) et diminue à l'ouest (plaines de Habra-Sig, de Ghriss, de Sidi bel Abbes et de Maghnia). La probabilité d'avoir deux années non sèches successives est élevée pour l'ensemble des stations.

• Processus de Markov d'ordre 2

La matrice de Markov d'ordre 2 est représentée par le tableau 5.

En ce qui concerne le processus de Markov d'ordre 2, les résultats, dans l'ensemble, sont similaires à ceux de l'ordre 1. La probabilité d'avoir une année sèche après une année sèche précédée par une année non sèche est faible pour les stations. Pour avoir une année sèche après deux années successives sèches, la probabilité est élevée à l'ouest et faible au centre du pays. Dans ce cas de figure, la probabilité est importante pour les plaines de Maghnia, de Mohammadia et de Sidi Bel

Tableau IV. Processus de Markov d'ordre 1 pour chaque station pour la période (1940-2003).

Station	Probabilité (%)			
	S-S	S-NS	NS-S	NS-NS
Dar El Beida	30,4	69,9	39,0	61,0
Ghrib Barrage	34,8	60,9	41,5	61,0
Mohammadia GRH	59,3	40,7	29,7	70,3
Bouhanifia Barrage	46,2	50,0	36,8	65,8
Tessala	60,0	44,0	25,6	71,8
Maghnia	55,2	41,4	31,4	71,4

Tableau V. Processus de Markov d'ordre 2 pour la période (1940-2003).

Station	Probabilité (%)			
	S-S-S	S-S-NS	NS-S-S	NS-S-NS
Dar El Beida	42,9	57,1	25,0	75,0
Ghrib Barrage	25,0	75,0	35,3	58,8
Mohammadia GRH	81,3	18,8	27,3	72,7
Bouhanifia Barrage	50,0	41,7	42,9	57,1
Tessala	73,3	26,7	40,0	70,0
Maghnia	68,8	31,3	45,5	72,7

Abbes. Si deux années successives sont sèches, la probabilité d'avoir une année non sèche est plus importante pour les plaines du centre (Mitidja et Haut Chélif) que pour les plaines de l'ouest (Habra-Sig, Ghriiss, Sidi bel Abbes et Maghnia). La sécheresse qu'a connue et que connaît la partie ouest du pays depuis la décennie 1970 peut constituer une explication à cette disparité dans les valeurs de la probabilité entre le centre et l'ouest du pays. Pour pouvoir effectuer une étude comparative de l'influence de la longueur des séries d'observations sur les probabilités obtenues avec la technique des chaînes de Markov, nous avons effectué une application, en étudiant les mêmes stations, pour la période allant de 1968 à 2003. Les observations de cette période sont considérées comme fiables et contiennent moins de lacunes que les séries étudiées précédemment.

La méthode des quintiles a été utilisée pour déterminer les seuils de sécheresse. Les résultats obtenus sont consignés dans

le *tableau 6*. Nous constatons que les seuils deviennent moins élevés que ceux de la première période considérée. Cela montre l'importance du choix de la longueur des séries étudiées.

Les résultats, pour la matrice de Markov d'ordre 1 (période 1968-2003), sont consignés dans le *tableau 7*.

Pour la période allant de 1968 à 2003, nous constatons :

- pour avoir une année sèche après une année non sèche, la probabilité est relativement faible pour l'ensemble des stations ;

- pour avoir une année non sèche après une année sèche, la probabilité est plus importante au centre du pays (Mitidja et Haut Chélif) qu'à l'ouest (Habra-Sig, Ghriiss, Sidi bel Abbes et Maghnia) ;

- pour avoir une année sèche suite à une année sèche, la probabilité est plus importante à l'ouest que dans les plaines du centre (Mitidja et Haut Chélif). La sécheresse des dernières décennies est plus

sévère à l'ouest qu'au centre, ce qui peut expliquer cette différence.

La probabilité de rencontrer une année non sèche (normale ou humide) après une année non sèche est importante pour les six stations (elle varie de 57 à 79 %).

Conclusion

L'Algérie du Nord, durant ces dernières décennies, a connu une succession de périodes à déficits et à excédents pluviométriques.

Il apparaît d'une façon générale une tendance à la hausse couvrant les années 1930 et 1950. La baisse de la pluviométrie était en revanche marquée pendant le début des années 1940 et le milieu des années 1970.

La fluctuation la plus brutale et la plus significative (au sens statistique du terme) est observée autour des années 1980, au cours desquelles on note une diminution généralement assez importante de la pluviométrie annuelle. Cette période déficitaire se caractérise depuis lors par son intensité et sa durée. Cette réduction s'élève à plus de 36 % dans la région de Ghriiss et à l'extrême ouest de l'Algérie (régions à vocation agricole : plaines de Ghriiss et de Maghnia). En revanche, au centre du pays, la plaine de la Mitidja, cette diminution est de l'ordre de 20 %.

L'étude de la persistance de sécheresse, en utilisant les chaînes de Markov, a montré que, pour avoir une année non sèche après une année sèche, la probabilité est plus importante au centre du pays qu'à l'ouest, et, pour avoir deux années sèches successives, la probabilité est plus importante à l'ouest que pour les plaines du centre. ■

Références

1. Laborde JP. *Cartes pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500 000, notice explicative*. Projet PNUD/ALG/88/021). Alger : Agence nationale des ressources hydrauliques, 1993.

2. Talia A. *Évolution des régimes pluviométrique et hydrologique du Nord de l'Algérie*. Mémoire de magister, centre universitaire de Mascara, 2002.

3. Laborde JP, Mouhous N. *Notice d'installation du logiciel HYDROLAB. Equipe de Gestion et Valorisation de l'Environnement*. Nice : Université de Nice, 1998.

4. Dumas D. *Karsts du Zagros (Iran) : Bilans hydrologiques et évolution géomorphologique*. Thèse de l'université Louis Pasteur de Strasbourg, CEREG, 1998.

Tableau VI. Seuils en millimètres des années sèches, très sèches, humides et très humides ; par la méthode des quintiles, période (1968-03).

Plaines	Stations	Années très sèches	Années sèches	Années normales	Années humides	Années très humides
Mitidja	Dar El Beida	495,3	597,9	597,9 < X < 696,3	696,3	817,0
Haut Chélif	Ghrib Bge	354,7	418,0	418,0 < X < 478,0	478,0	551,0
Habra-Sig	Mohammadia GRH	233,9	281,1	281,1 < X < 326,3	326,3	381,7
Ghriiss	Bouhanifia Bge	211,9	260,0	260,0 < X < 306,5	306,5	363,9
Sidi Bel Abbess	Tessala	260,0	384,7	384,7 < X < 514,8	514,8	685,3
Maghnia	Maghnia	245,8	319,9	319,9 < X < 393,3	393,3	485,7

Tableau VII. Processus de Markov d'ordre 1 pour chaque station période (1968-2003).

Station	Probabilité (%)			
	S-S	S-NS	NS-S	NS-NS
Dar El Beida	38,5	61,5	34,8	65,2
Ghrib Barrage	23,1	76,9	43,5	56,5
Mohammadia GRH	62,5	31,3	30,0	75,0
Bouhanifia Barrage	53,3	33,3	38,1	71,4
Tessala	76,5	23,5	21,1	78,9
Maghnia	76,5	23,5	21,1	78,9

5. Medjrab A. *Étude de la pluviométrie de l'Algérie Occidentale : approche statistique cartographique automatique*. Thèse de doctorat d'État, Université de Bab Ezzouar, Alger, 2005.
6. Meddi H. *Quantification des précipitations : application au nord ouest algérien-méthodologie Pluvia*. Mémoire de magister, centre universitaire de Mascara, 2001.
7. Meddi M, Meddi H. *Sécheresse météorologique et agricole dans le nord-ouest de l'Algérie*. Deuxième colloque méditerranéen sur l'eau et l'environnement, Alger, 2002.
8. Heino R. *Metadata and their role in homogenization*. Proceedings Seminar on Homogenization of Surf. Instrum. Data, Budapest, 1996.
9. OMM-WMO. Detecting trend and other changes in hydrological data. In : Kundzewicz ZW, Robson A, eds. *World Climate Programme Data and Monitoring*. WCDMP-45. WMO/TD-n° 1013. Genève : OMM, 2000.
10. Meddi M, Humbert J. Variabilité pluviométrique dans l'ouest algérien durant les cinq dernières décennies. *Publication de l'Association internationale de climatologie* 2001 ; 13 : 266-74.
11. Meddi M, Hubert P, Bendjoudi H. *Évolution du régime pluviométrique du Nord-Ouest de l'Algérie*. Actes du colloque international sur l'eau dans le Bassin Méditerranéen (WATMED) « Ressources et développement durable », Monastir (Tunisie), 2002.
12. Meddi M, Hubert P. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie. *Hydrology of the Mediterranean and semiarid Regions. IAHS* 2003 ; 278 : 1-7.
13. Lubes H, Masson JM, Servat E, Paturel JE, Servat E. Variabilité climatique et statistique : étude de simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Rev Sci Eau* 1998 ; 3 : 383-408.
14. Lubes H, Servat E, Paturel JE, et al. Variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne durant les quatre dernières décennies. Projet FRIEND-AOC/UNESCO. *Acta hydro-technica* 1997 ; 15 : 133-6.
15. Hubert P, Carbonnel JP, Chaouche A. Segmentation des séries hydropluviométriques-application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J Hydrol* 1989 ; 110 : 349-67.
16. Hubert P, Carbonnel JP. Segmentation des séries annuelles de débits de grands fleuves Africains. *Bulletin du CIEH* 1993 ; 4 mars.
17. Boyer JF. *Khronostat- Statistical time series analyses software*. Montpellier : UMR 5569 Hydrosiences, IRD-Maison des Sciences de l'eau, 1998.
18. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). *Rapport 2001 et 2007 sur l'évolution du climat*. Genève : GIEC, 2007.
19. Guillemot H. Oscillation Nord-Atlantique. Le yo-yo météo. *Science et vie* 2000 : 997.
20. Wanner H. Le balancier de l'Atlantique-Nord. *Recherche* 1999 ; 321 : 72-3.
21. Ketrouci K, Meddi M, Matari A. *La variabilité de la pluviométrie dans le nord-ouest Algérien*. Séminaire national sur l'eau et l'environnement, Bechar, 12 et 13 octobre 2003.
22. Henia L. *Climat et bilan de l'eau en Tunisie, essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*. Thèse de doctorat, faculté des sciences humaines et sociales de Tunis, 1993.
23. Le Goff Y. Variabilité inter-annuelle des précipitations au Maroc (1913-1985), Étude de la DMN. In: Sedrati M, Ettalibi M, eds. *Sécheresse, gestion des eaux et production alimentaire*. Actes de la conférence d'Agadir, 21-24 novembre 1985.
24. Meko DM. *Temporal and spacial variability of drought in Morocco*. Proceedings of Conference on drought, water management and food production, Agadir (Maroc), 21-24 November 1985.
25. Chaumont M, Paquin C. *Carte pluviométrique de l'Algérie au 1/500 000*. Alger : Soc. Hist. Afri. Nord, 1971.
26. Benzerti Z, Habaieb H. Étude de la persistance de la sécheresse en Tunisie par utilisation des chaînes de Markov (1909-1996). *Sécheresse* 2001 ; 12 : 215-20.
27. Thirriot C. Simplicité et efficacité des chaînes de Markov comme modèle de la pluviométrie. *Arch Hydrot* 1986 ; 23 : 1-2.

Apport d'une caractérisation du réseau hydrographique sur la forme des crues à l'échelle d'un petit bassin-versant en zone semi-aride

Taoufik Hermassi¹
Jean-Marie Lamachère²
Slah Nasri¹
Hamadi Habaieb³

¹ Institut national de recherche en génie rural,
eaux et forêt
BP 10
2080 Ariana
Tunisie

<taoufikhermassi@yahoo.com>
<nasri.slah@iresa.agrinet.tn>

² Institut de recherche pour le développement
Rabat
15, rue Abou-Derr
BP 8967
10000 Rabat-Agdal
Maroc

<jean-marie.lamachere@ird.fr>

³ Institut national agronomique de Tunisie
43, avenue Charles-Nicolas
1082 Tunis-Mahrajène
Tunisie
<hbaieb.hamadi@inat.agrinet.tn>

Résumé

Cet article a pour but d'apprécier l'impact d'une prise en compte du réseau hydrographique dans la définition des crues reconstituées par un modèle hydrologique à base physique en zone semi-aride. Pour ce faire, sur le petit bassin-versant cultivé de Fidh-Ali, localisé au centre de la Tunisie, nous avons mis en œuvre un modèle utilisant l'équation de Green et Ampt comme fonction de production, bien adaptée aux conditions de ruissellement et d'infiltration en zone semi-aride, et l'équation de l'onde cinématique comme fonction de transfert. Le modèle utilisé permet le découpage du bassin-versant en panneaux trapézoïdaux hydrologiquement homogènes. Afin d'améliorer la reconstitution des crues, nous avons individualisé les chemins de l'eau en panneaux rectangulaires ayant les principales caractéristiques topographiques du lit de l'oued Fidh-Ali et de ses principaux affluents. Le calage et la validation du modèle hydrologique ont été réalisés pour des conditions d'états de surface des sols favorables au ruissellement, avant les labours d'automne. Un modèle de bilan hydrique a permis de déterminer l'humidité initiale des sols avant chaque averse. La prise en compte du réseau hydrographique, par une représentation simplifiée dans un modèle à base physique semi-distribué tel que le modèle « abc », permet finalement, sur la base d'un calage du débit maximum de crue, d'améliorer le critère de Nash de 0,8 à 0,95 et de 30 % l'estimation du volume ruisselé. Le gain est donc significatif, malgré les autres sources d'imprécision liées à la connaissance de la répartition spatiale des pluies et à l'estimation du débit maximal observé, connu avec une précision de 5 % sur le bassin-versant de Fidh-Ali.

Mots clés : modélisation hydrologique, réseau hydrographique, zone semi-aride.

Abstract

Contribution of hydrographic network characterization on flow forms at the small catchment area scale in a semiarid zone

The purpose of this article is to assess the impact of the hydrographic network on simulated flows using a distributed physical hydrological model in a semi-arid zone. For this work, we implemented a hydrological model on the small-cultivated catchment area of Fidh-Ali located in the central part of Tunisia. We used the Green and Ampt equation as a production function as it is well adapted to runoff and infiltration conditions in a semi-arid zone and the kinematic wave equation as a transfer function. The model makes it possible to separate the catchment area into homogeneous hydrological trapezoidal panels. In order to improve flow simulation,

we individualized the watercourses in rectangular panels with the principal topographic characteristics of the Fidh-Ali wadi streambed and its principal effluents. The calibration and validation of the hydrological model were carried out for soil surface conditions favourable to runoff before autumn ploughing. A water balance model makes it possible to determine the initial soil moisture before each period of rainfall. Taking the hydrographic network into consideration through a simplified representation in a physical semi distributed model such as the "abc" model based on calibration of maximum discharge improves the Nash criterion from 0.8 to 0.95 and the estimation of runoff volume by 30%. The profit is thus significant, in spite of the other sources of inaccuracy relative to the limited knowledge of rainfall space distribution and the estimation of the observed maximum discharge, known with 5% accuracy for the Fidh-Ali catchment area.

Key words: hydrographic network, hydrological modeling, semi-arid zone.

L'objectif de cet article est d'analyser l'impact d'une prise en compte du réseau hydrographique dans la définition des crues simulées par un modèle hydrologique à base physique pour un petit bassin-versant d'une région semi-aride. La reconstitution des crues à l'exutoire de petits bassins-versants est, en effet, utile au dimensionnement des ouvrages collinaires, en particulier pour la protection de ces ouvrages contre les fortes crues [1]. Cette reconstitution nécessite l'utilisation de la modélisation hydrologique et la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques des sols, lesquelles sont déterminées par la nature des sols et leurs états de surface, qui varient en fonction de l'occupation des sols, des travaux agricoles et de la croissance de la végétation [2, 3]. Le réseau hydrographique étant par ailleurs l'une des caractéristiques les plus visibles et les plus importantes du bassin-versant, une meilleure connaissance des caractéristiques hydrauliques du cours d'eau devrait donc permettre de mieux simuler les écoulements en améliorant la définition des hydrogrammes reconstitués par la modélisation [4]. D'après Sharma et Murthy [5], les versants contrôlent en zone aride la fonction de production et la genèse du ruissellement, alors que le réseau hydrographique contrôle la fonction de transfert. Plusieurs modèles hydrologiques distribués, tels que CELMOD [6], TOPMODEL [7] et KINEROS [8] appartenant à des écoles hydrologiques diverses, ont été développés pour simuler les mécanismes complexes du cheminement de l'eau sur un bassin-versant lors des crues. Les modèles spatialisés à base physique présentent un avantage majeur sur les autres modèles, en raison du caractère universel des équations utilisées et du fait que les paramètres physiques sont moins dépendants de la structure du modèle et de la calibration. Sur le bassin-versant de Fidh-Ali, en zone semi-aride tunisienne, les processus de ruissellement sont de type Hortonien [9],

c'est-à-dire que le ruissellement dépend de l'intensité des pluies et de la capacité d'infiltration des sols, ceux-ci n'étant jamais saturés par remontée du niveau des nappes. Dans ces conditions, il n'est pas possible d'utiliser des modèles tels que TOPMODEL, plus adapté aux zones tempérées, mais il est possible d'utiliser des modèles ayant comme fonction de production l'équation de Green et Ampt (1911) [10] ou ses dérivés. Dans ce qui suit, pour reconstituer les crues du bassin-versant de Fidh-Ali, nous utiliserons donc le modèle « abc » [11], très similaire au modèle KINEROS. C'est un modèle à base physique semi-distribué, ayant comme fonction de production l'équation de Green et Ampt et comme fonction de transfert l'équation de l'onde cinématique. Dans ce modèle, la représentation du milieu s'effectue par un découpage du bassin-versant en panneaux trapézoïdaux hydrologiquement homogènes, puis en individualisant dans ce découpage le réseau hydrographique par des panneaux rectangulaires ayant les principales caractéristiques topographiques du lit de l'oued Fidh-Ali et de ses principaux affluents.

Pour simplifier le calage et la validation du modèle, nous utiliserons des crues du début de la saison des pluies (septembre à octobre), après deux mois de saison sèche et chaude, avant que les travaux culturaux aient modifié le comportement des parcelles cultivées et que le couvert végétal, par son développement, ait modifié le comportement des sols. Pour caractériser le comportement des sols à l'infiltration, nous utiliserons les résultats obtenus sous simulations de pluies à l'échelle du mètre carré [12, 13].

Cet article commence par une description du bassin-versant de Fidh-Ali et la présentation des données utilisées : simulations de pluies à l'échelle du mètre carré et crues à l'échelle du bassin-versant. Il se poursuit par la présentation du modèle « abc » et de la méthode utilisée pour son

application aux échelles du mètre carré et du bassin-versant. Il se termine par l'exposé et la discussion des résultats obtenus dans la caractérisation hydrodynamique des sols pour une situation favorable au ruissellement et dans la définition de l'hydrogramme de crue par la prise en compte du réseau hydrographique.

Site étudié et mesures

Bassin-versant de Fidh-Ali

Le bassin-versant de Fidh-Ali est situé à environ 15 km au nord de la délégation de Haffouz dans le gouvernorat de Kairouan, au centre de la Tunisie (*figure 1*). Sa superficie est de 212 hectares.

Le cours d'eau principal, bien encaissé dans un substratum marneux, vient alimenter l'oued Merguellil sur sa rive droite, environ 20 km en amont du barrage d'El Haouareb. Une retenue collinaire, dont la capacité initiale était de 134 700 m³ en 1991, a été créée à l'exutoire de ce bassin. Un dispositif d'enregistrement automatique des hauteurs du plan d'eau et des chutes de pluies a été installé, sur la digue de cette retenue, en janvier 1993. Des relevés bathymétriques et topographiques ont été effectués périodiquement, tous les deux à trois ans, pour actualiser les barèmes d'étalonnage de cette retenue.

La lithologie du bassin-versant est composée essentiellement de formations marnogypseuses avec des bancs calcaires lumachelles. Les sols sont calcimagnésiques brun calcaires, vertiques sur marnes gypseuses ou modaux sur calcaires marneux (*figure 2*).

Le bassin-versant est occupé pour 48 % de terres agricoles cultivées et pour 52 % de parcours dégradés (*figure 3*). Le bassin-versant, comme tous ceux de la zone semi-aride, est caractérisé par des rotations culturales alternant cultures céréalières et jachères ; d'une année à l'autre,

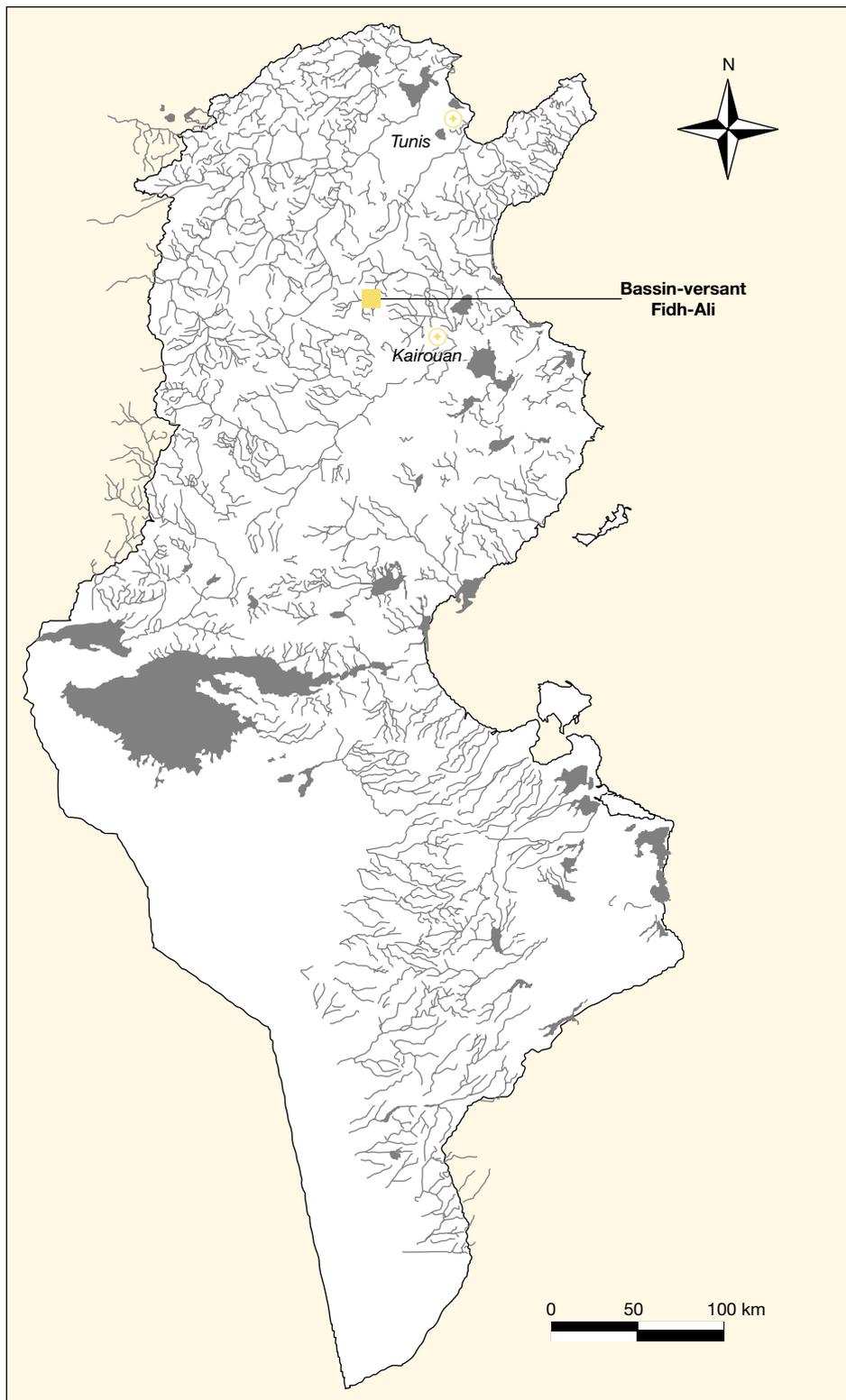


Figure 1. Localisation du bassin-versant de Fidh-Ali.

environ 30 % de la superficie du bassin est cultivée. Le travail du sol consiste en un labour à la charrue à disques et, éventuellement, en un passage croisé d'un cultivateur avant les semis.

Réseau hydrographique du bassin-versant de Fidh-Ali

Pour la caractérisation du réseau hydrographique du bassin-versant de Fidh-Ali,

nous avons réalisé des nivellements topographiques au tachéomètre laser, en découpant les principaux cours d'eau en tronçons homogènes nivelés par plusieurs profils en travers (210 profils en travers) et

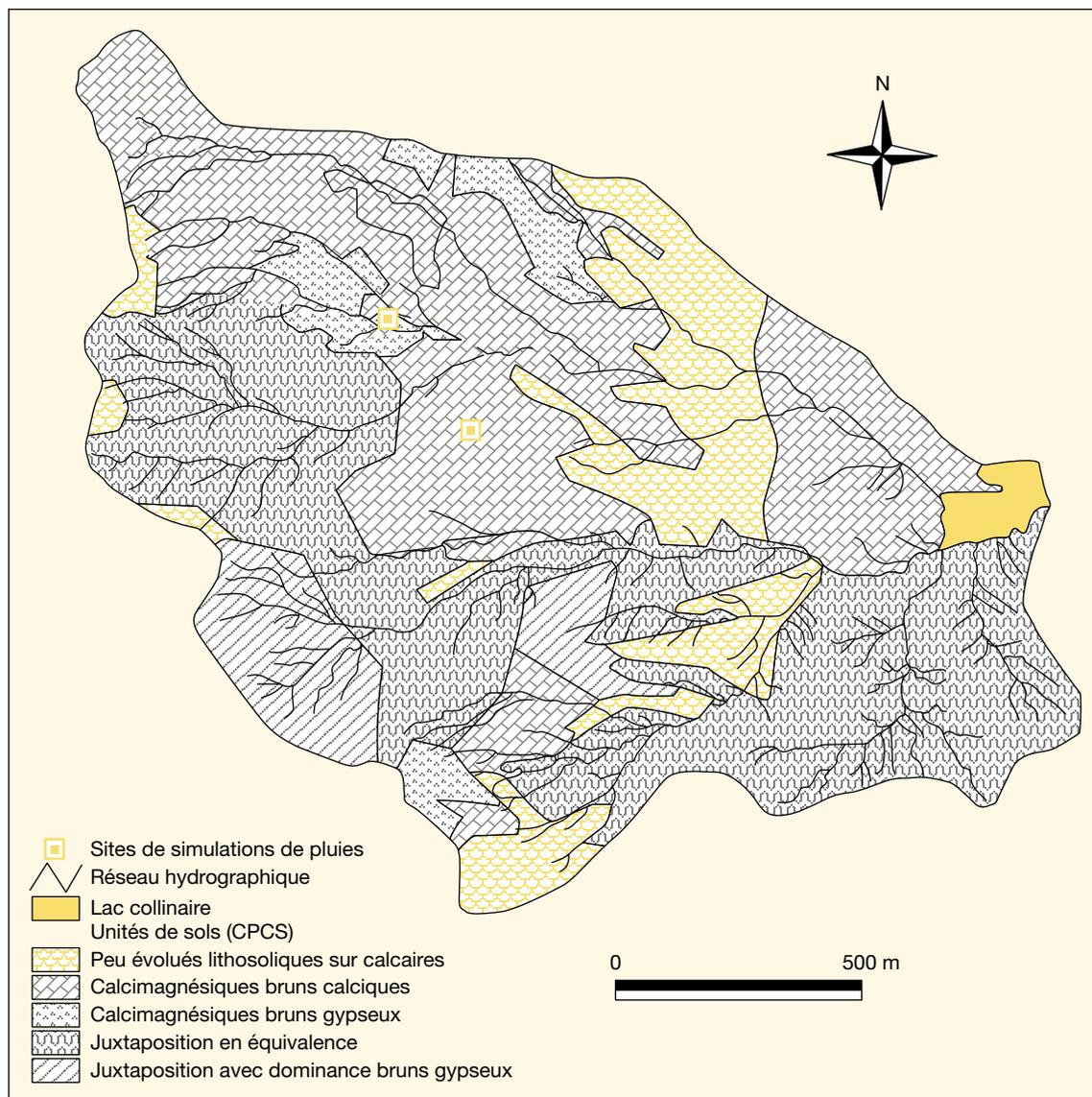


Figure 2. Carte des types de sols du bassin-versant de Fidh-Ali [12].

un profil en long pour chacun des quatre principaux tronçons. Afin de restituer au mieux la géométrie réelle des tronçons, le nivellement a été réalisé avec un minimum de cinq points sur chaque profil en travers (axe, limites basses et hautes des talus) et autant de points que nécessaire sur chaque profil en long, afin de caractériser les variations des pentes longitudinales, les ressauts, les chutes et les changements de direction. À partir de ce nivellement, on peut déterminer les caractéristiques suivantes : largeur du lit mineur de l'oued, largeur du lit majeur, profondeurs des lits, pentes des berges, pentes longitudinales du lit. Ces caractéristiques ont été déterminées à partir d'une présentation des données sous la forme de tracés en plan, de profils en long et de profils en travers réalisés par des logiciels spécia-

lisés comme le logiciel COVADIS 2000 [14].

Pour la mise en œuvre du modèle « abc », nous utiliserons pour chaque tronçon la pente moyenne du tronçon et la largeur moyenne du lit majeur correspondant aux plus hautes eaux.

Observations hydrologiques à l'échelle du bassin-versant et choix des crues

Les observations pluviométriques et hydro-métriques ont commencé, en janvier 1993, sur le lac de Fidh-Ali [15], et elles ont été arrêtées en novembre 2004, en raison de son envasement. Un pluviographe a été installé à l'exutoire du bassin, sur la digue du barrage (figure 3). Jusqu'en septembre 2001, un autre pluviographe était

installé à la limite nord du bassin. La pluviométrie moyenne annuelle au barrage de Fidh-Ali est de l'ordre de 327 mm sur la période 1993-2004.

Sur la période 1993-2004, nous disposons d'environ 30 crues dont seulement 11 dépassent un volume ruisselé de 10 000 m³, soit 5 mm de lame ruisselée. La figure 4 présente les relations entre les lames ruisselées sur le bassin-versant de Fidh-Ali et les hauteurs des pluies correspondant aux averses ayant engendré ces crues.

La figure 4 montre que les plus fortes crues peuvent être alignées sur une droite de ruissellement maximal dont l'équation est la suivante : $L_r = 0,62 (P-1)$, où L_r est la lame ruisselée et P la hauteur pluviométrique de l'averse. Cette droite de ruissellement maximal correspond à des aver-

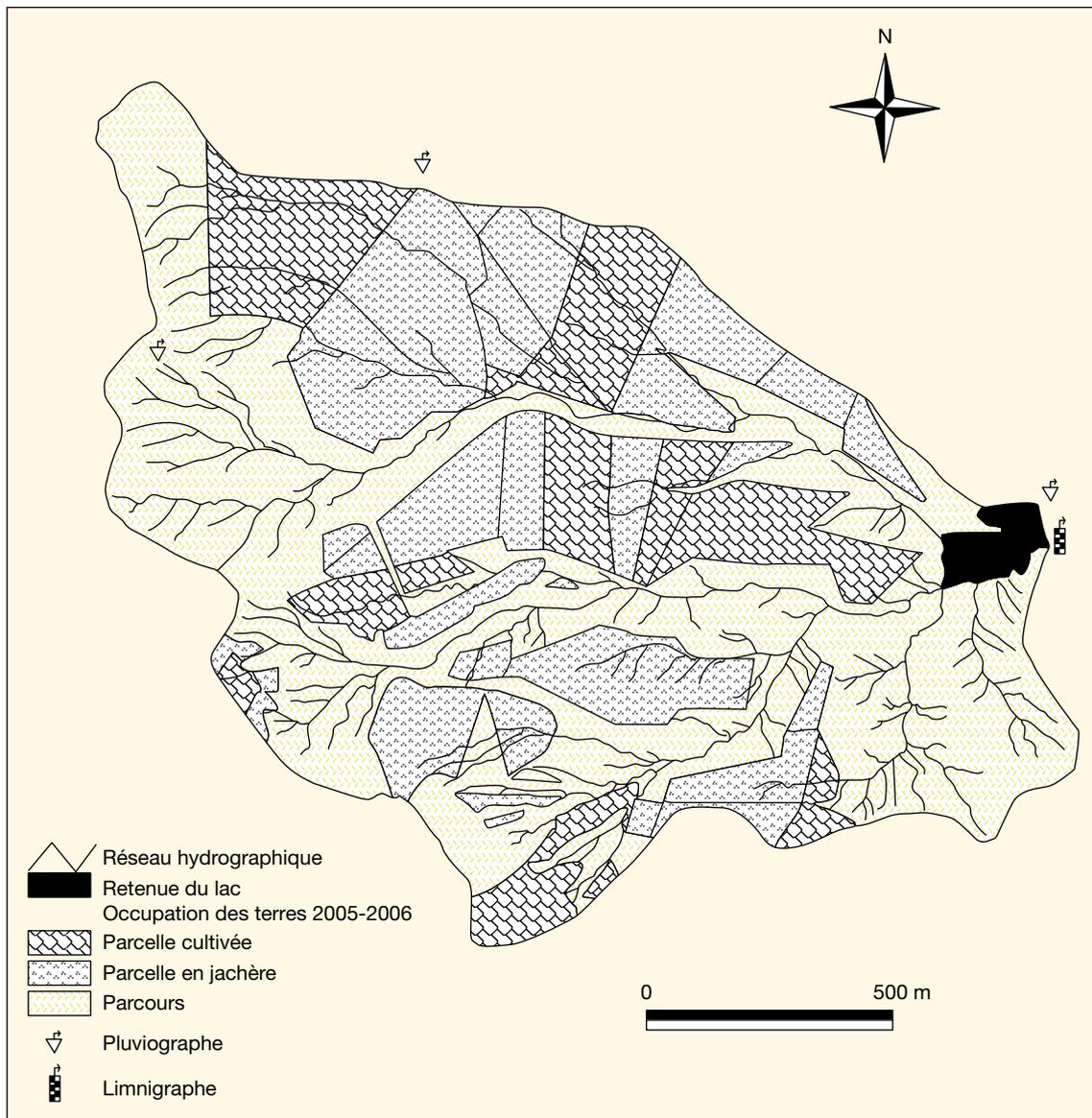


Figure 3. Occupation des terres du bassin-versant de Fidh-Ali au cours de l'année 2005-2006.

ses automnales à forte intensité tombant sur des sols encroûtés et bien humectés par des averses antérieures.

Pour le calage et la validation des paramètres du modèle « abc », nous avons choisi les averses du 6 octobre 1998 et du 29 septembre 2001, survenant au début de l'automne. Elles sont de forte intensité – respectivement 62 et 102 mm/h en 15 min – et de courte durée – 15 min pour la première et 20 min pour la seconde. Au début de l'automne, les sols de la zone semi-aride tunisienne ont, en effet, un faible couvert végétal et une faible rugosité, créant des conditions d'état de surface des sols favorables au ruissellement. L'indice d'antériorité des pluies de Kohler et Linsley [16], pour ces deux averses, est égal à 6 mm pour la première averse, à 0,8 mm

pour la seconde. Le sol est donc nettement plus sec pour l'averse du 29 septembre 2001, en revanche, l'intensité de pluie est nettement plus forte. Ces averses n'ont pas généré de déversement au barrage de Fidh-Ali, la précision dans l'estimation des volumes et des débits ne dépend donc que de la précision dans l'estimation des volumes stockés, laquelle peut être estimée de l'ordre de 5 %, alors que la précision dans l'estimation des débits déversés est de l'ordre de 20 %.

Observations hydro-pédologiques à l'échelle du mètre carré

La simulation de pluie permet d'analyser finement les processus de ruissellement et d'infiltration sous des conditions contrôlées d'intensité des pluies, d'état de surface et

d'humectation des sols [2, 17]. Des observations hydro-pédologiques ont été effectuées sur le bassin-versant de Fidh-Ali, à l'échelle du mètre carré, sous la forme de simulations de pluies. Une première campagne de simulations a été réalisée [12] entre le 25 mars et le 10 avril 1999 sur les deux principaux types de sols du bassin-versant : les sols bruns gypseux et les sols bruns calcaires, qui correspondent aux deux sites localisés sur la figure 2 (site A pour les sols bruns gypseux, site B pour les sols bruns calcaires). Sur chaque site, trois placettes de 1 m² ont été sélectionnées sur les parcelles cultivées couvertes par du blé, avec un taux de recouvrement végétal de 30 à 40 % ; une placette a été sélectionnée sur les jachères des sols bruns gypseux avec un taux de

Modèle hydrologique « abc » et sa paramétrisation

Modèle hydrologique « abc »

Le modèle hydrologique « abc » est un modèle physique semi-distribué développé en 1996 par Ana Maia, Bernard Cappelaere et Christophe Peugeot [11]. Ce modèle est dérivé du modèle r.water.fea [18]. Il utilise, au niveau de chaque panneau, l'équation de Green et Ampt comme fonction de production et l'équation de l'onde cinématique comme fonction de transfert pour modéliser le ruissellement et reconstituer l'hydrogramme de crue à l'exutoire de la surface drainée. Dans sa version initiale, le modèle « abc » représente le bassin-versant par un découpage de la surface drainée en panneaux trapézoïdaux uniformes. L'intensité de pluie, au pas de temps de la minute, constitue une des principales variables d'entrée du modèle.

Les paramètres de la fonction de production sont ceux de l'équation de Green et Ampt :

$$i(t) = K_s + K_s (h - h_f)(\theta_s - \theta_i)/l(t)$$

Où $i(t)$ est la vitesse d'infiltration à l'instant t , K_s la conductivité hydraulique à saturation, θ_i l'humidité initiale du sol au-dessous du front d'humectation, θ_s l'humidité à saturation, h_0 la charge de pression en surface, h_f la charge de pression au front d'humectation, et $l(t)$ la lame infiltrée à l'instant t depuis le début de l'averse.

Les paramètres de la fonction de transfert du modèle « abc » sont pour chaque unité morphologique du bassin-versant (chaque panneau) : la pente (p), la rugosité hydraulique moyenne (n), la longueur (L) et la surface (S).

L'équation de l'onde cinématique est résolue à partir d'une formulation simple de la condition initiale et de la condition à la limite supérieure. En condition initiale, la hauteur d'eau est supposée uniforme au début de chaque pas de temps. Elle est calculée par la moyenne spatiale du profil de hauteur d'eau sur la portion de versant considérée. La condition à la limite supérieure est une condition de flux nul. On suppose que l'unité de versant u est alimentée en eau par l'unité $u-1$, située en amont. Le volume d'eau reçu par l'unité u (panneau) pendant le pas de temps Δt est réparti instantanément au début du pas de temps sous la forme d'une lame d'eau uniforme qui s'ajoute à celle de la condition initiale.

Détermination de l'humidité initiale des sols (i)

Pour déterminer l'humidité initiale des sols (θ_i) avant les crues ou avant les averses

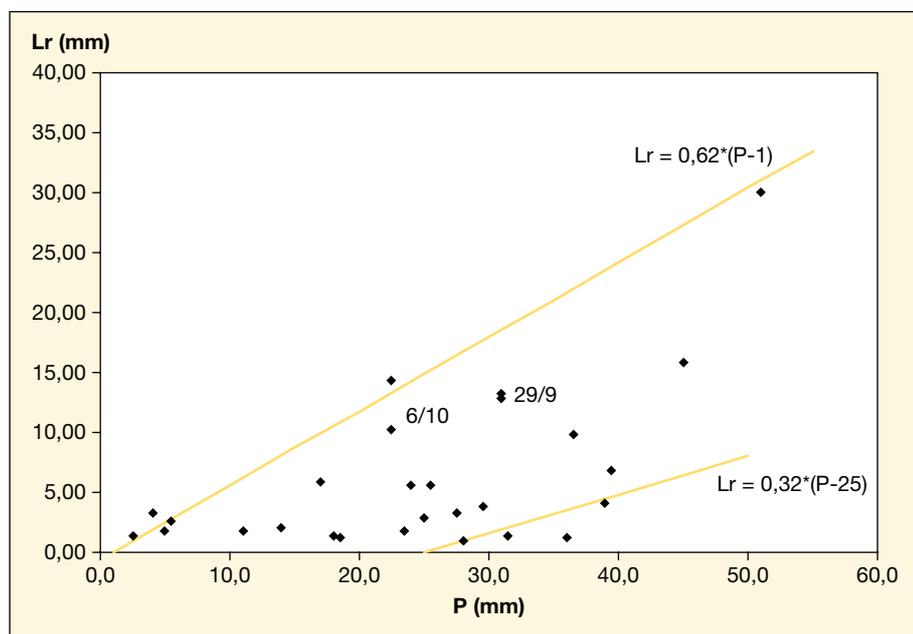


Figure 4. Variation de la lame ruisselée (L_r) en fonction de la pluie (P). 6 octobre et 29 septembre indiquent les dates des crues.

recouvrement végétal herbacé de 35 %. Ces taux de recouvrement végétal correspondent aux taux maximaux de l'année 1998-1999 qui peut être considérée comme une année à pluviométrie légèrement déficitaire (300 mm) par rapport à la moyenne (327 mm), avec des pluies localisées au début de l'automne et vers la mi-janvier. Les pluies hivernales étant peu favorables au développement de la végétation herbacée, la répartition des pluies au cours de l'année 1998-1999 a été plutôt défavorable au développement des cultures et peu favorable au développement de la végétation naturelle.

Pour la première campagne, les protocoles pluviométriques expérimentaux des simulations de pluies ont été standardisés conformément au descriptif du tableau 1.

Une seconde campagne de simulations de pluies a été réalisée en avril 1999 exclusi-

vement sur les sols bruns gypseux, sur cultures et jachères [13], avec un protocole pluviométrique comprenant une première intensité de 30 à 32 mm/h pendant une heure et une seconde intensité de 40 à 42 mm/h pendant quatre heures. Ce protocole spécifique a été appliqué pour tester le comportement des sols bruns gypseux à des averses exceptionnellement longues.

Pour chaque placette, quel que soit le protocole, un étalonnage des intensités de pluie est réalisé, permettant de connaître, avec une excellente précision, les intensités de pluie simulées. Les ruissellements sont observés par l'enregistrement des hauteurs d'eau dans une cuve de section 100 cm² avec une précision de 1 cm qui correspond à une lame ruisselée égale au dixième de millimètre. La figure 5 présente les résultats obtenus sur la placette FDA1, sur sols bruns gypseux cultivés.

Tableau 1. Protocole pluviométrique des simulations de pluies sur le bassin-versant de Fidh-Ali.

Type d'averse	Durée entre averses en heures	Durée de l'intensité en minutes	Intensité de pluie en mm/h	Période de retour de l'intensité de pluie en années
P1		20	30 à 32	6
		15	40 à 42	7
		15	60 à 62	12
		10	85 à 90	16
		10	120 à 150	18
P2	24	20	30 à 32	6
		15	40 à 42	7
		15	60 à 62	12
P3	0,5	10	85 à 90	18

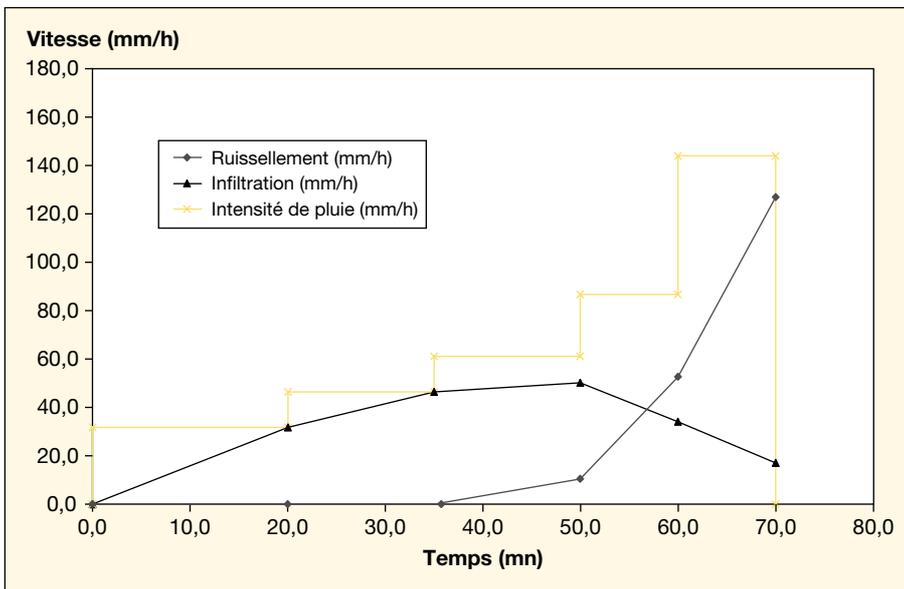


Figure 5. Variations du débit ruisselé et de la vitesse d'infiltration sur sols bruns gypseux cultivés du bassin-versant de Fidh-Ali au cours des simulations de pluies effectuées du 25 au 26 mars 1999.

expérimentales des simulations de pluies, il nous est apparu indispensable d'utiliser un modèle de bilan hydrique superficiel permettant de calculer l'humidité initiale à partir des chutes de pluies, de l'évapotranspiration potentielle et d'une connaissance sommaire du fonctionnement hydrique des sols, en particulier du déstockage des horizons superficiels en relation avec leurs capacités de drainage et avec le développement du couvert végétal [19].

Le modèle développé est un modèle à réservoir relativement simple, fondé sur le calcul à l'échelle journalière de l'évolution du stock d'eau d'une couche de sol en fonction de la pluviométrie, de la demande climatique et de la capacité de rétention en eau du sol.

Le modèle fonctionne sur la récurrence journalière de la relation de l'équation suivante :

$$RH_i = RH_{i-1} + (P_i - R_i) - ETR_i - D_i + \Delta zh_i$$

Avec :

- RH_i : réserve hydrique du sol du jour i (fin du jour i) ;
- RH_{i-1} : réserve hydrique du sol le jour $i-1$;
- P_i : précipitations du jour i ;
- ETR_i : évapotranspiration de la culture pendant le jour i ;
- D_i : drainage du sol pendant le jour i ;
- R_i : ruissellement ou irrigation pendant le jour i ;
- Δzh_i : réserve hydrique supplémentaire du sol correspondant à la croissance racinaire de la culture pendant la période Δt .

Dans ce modèle, le sol est considéré comme un seul réservoir caractérisé par un minimum et un maximum de sa capacité de stockage qui correspondent, pour le minimum, à l'eau résiduelle et, pour le maximum, à la saturation du sol. Le stock hydrique d'un sol au jour j est fonction des apports (lame d'eau infiltrée) et du stock hydrique au jour $j-1$, auquel on soustrait les pertes par évapotranspiration et drai-

nage, cette perte journalière étant affectée à tout le réservoir sol.

À l'échelle du mètre carré

Pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation K_s et la poussée capillaire $(h_0 - h_f)$ à partir du produit $K_s (h_0 - h_f) (\theta_s - \theta_i)$ de l'équation de Green et Ampt, nous avons utilisé les résultats des simulations de pluies. En effet, cette méthode apparaît actuellement comme la méthode la plus robuste. Elle possède l'avantage, avec une mesure réalisée sur 1 m^2 , d'être plus intégratrice que toutes les autres méthodes de mesures, ce qui limite les problèmes de changement d'échelle au moment de la paramétrisation des modèles [20]. Pour déterminer les paramètres de l'équation de Green et Ampt, nous avons reporté sur un graphique (figure 6) la vitesse d'infiltration $[i(t)]$ en fonction de l'inverse de la lame infiltrée $[1/l(t)]$. La conductivité hydraulique à saturation (K_s) correspond alors à l'ordonnée à l'origine de la droite d'ajustement reliant $[i(t)]$ et $[1/l(t)]$. On peut également considérer que dans les conditions expérimentales de la simulation de pluies, h_0 est petit devant h_f . L'humidité initiale θ_i étant déterminée avant chaque averse par les mesures d'humidité ou par calcul à l'aide du modèle de bilan hydrique, et l'humidité à saturation θ_s étant déterminée au laboratoire, il est possible de calculer la poussée capillaire effective expérimentale h_f à partir du produit $K_s (h_0 - h_f) (\theta_s - \theta_i)$.

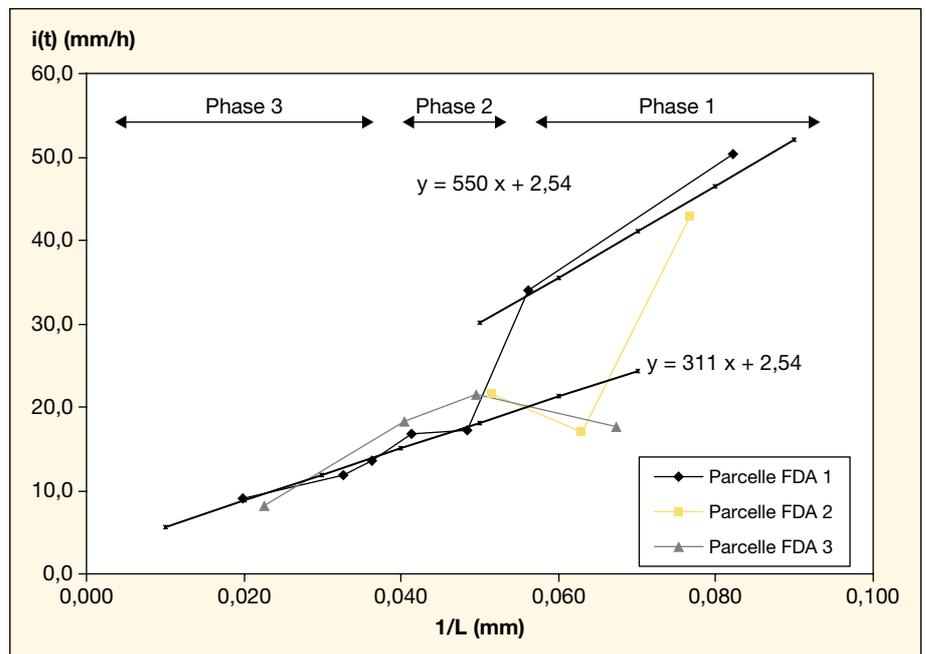


Figure 6. Ajustement des paramètres de l'équation de Green et Ampt sur les sols bruns gypseux cultivés du bassin-versant de Fidh-Ali.

À l'échelle du bassin-versant

À l'échelle du bassin-versant, le modèle « abc » ne simule que des écoulements superficiels. Il ne permet pas de simuler une restitution d'eaux souterraines au réseau hydrographique par affleurement de nappes phréatiques. Il ne simule, en effet, les échanges entre la surface et les nappes phréatiques que dans le sens de la réalimentation des nappes par infiltration et percolation, ce qui correspond bien à l'hydrologie des milieux semi-arides.

La mise en œuvre du modèle « abc » nécessite le découpage du bassin-versant en panneaux trapézoïdaux hydrologiquement homogènes, dont le fonctionnement hydrologique est déterminé par leurs caractéristiques topographiques (pente, surface, longueur), par le type de sol, d'occupation du sol et d'état de surface du sol avant chaque averse qui déterminent les paramètres de la fonction de production (rétention superficielle, conductivité hydraulique à saturation, poussée capillaire effective, humidité à saturation, humidité initiale avant l'averse) et un des paramètres de la fonction de transfert : la rugosité hydraulique.

Dans une première étape, nous avons réalisé un découpage du bassin en tenant compte de l'organisation générale du réseau hydrographique. Nous avons ensuite utilisé la topographie, paramètre de la fonction de transfert, pour subdiviser les panneaux afin d'homogénéiser leurs pentes, puis la carte pédologique afin de caractériser chaque panneau par un seul type de sol. Le cas échéant, les panneaux ont ensuite été subdivisés une dernière fois afin de tenir compte de l'occupation des sols (cultures, jachères ou pâturage).

Dans une seconde étape, pour mieux tenir compte du réseau hydrographique, nous avons représenté les principaux cours d'eau par des panneaux rectangulaires dont les caractéristiques ont été extraites des nivellements topographiques : pente du lit, largeur et longueur des panneaux. Les largeurs des panneaux ont été prises égales à celles du lit majeur.

Après avoir découpé le bassin-versant en unités hydrologiques homogènes, la mise en œuvre du modèle nécessite, pour chaque type d'unité hydrologique et pour chaque averse, l'affectation d'un jeu de paramètres adéquat permettant de reconstituer avec une précision satisfaisante la crue générée par l'averse qui lui est associée. Le calage du modèle s'effectue sur un lot d'événements pluvieux et de crues, la validation du modèle s'effectue sur un autre lot d'événements. Or, l'état de surface du sol et son recouvrement végétal, variables au fil des saisons et du travail du sol, déterminent au moins trois paramè-

tres de la fonction de production (la rétention superficielle, la conductivité hydraulique et la poussée capillaire effective) et un paramètre de la fonction de transfert (la rugosité).

Pour analyser l'impact de la prise en compte du réseau hydrographique dans la définition des crues, nous avons simplifié la définition des paramètres d'entrée du modèle en situant les crues à modéliser au cours des mois de septembre et octobre, en fin de saison sèche et au début de la nouvelle saison des pluies, avant les labours, à une période au cours de laquelle la végétation herbacée ne s'est pas encore développée et pour laquelle les rugosités topographique et hydraulique des sols sont minimales. Dans ces conditions, la rétention superficielle des sols peut être considérée comme nulle, la conductivité hydraulique à saturation et la poussée capillaire effective peuvent être déterminées à partir d'une caractérisation hydrodynamique des principaux types de sols du bassin-versant sous simulations de pluies. L'humidité initiale a été calculée par utilisation d'un modèle de bilan hydrique superficiel des sols. L'humidité à saturation peut être déterminée à partir de la littérature internationale sur les propriétés hydriques des sols en fonction de leurs textures ou par échantillonnage des sols et des mesures au laboratoire. La rugosité hydraulique est déterminée à partir de la littérature spécialisée [21], en tenant compte de l'état de surface du sol et de sa couverture végétale.

À l'échelle du bassin, les tests de sensibilité du modèle « abc » aux variations de la rugosité [11] ayant montré qu'une diminution de 30 % de la rugosité hydraulique des sols provoque une augmentation de 20 % du volume ruisselé et de 50 % du débit maximal, nous éviterons d'utiliser ce paramètre pour le calage du modèle, et nous nous contenterons des valeurs fournies par la littérature spécialisée pour des sols nus à faible couverture végétale. Pour les sols nus non cultivés, la valeur moyenne du coefficient de Manning est de l'ordre de 0,02, alors qu'elle est de 0,03 pour les sols nus après récolte.

Pour la détermination du volume ruisselé, les tests de sensibilité du modèle « abc » à l'échelle du champ [11] ayant montré que la conductivité hydraulique à saturation est un paramètre deux fois plus sensible que la poussée capillaire effective, nous utiliserons la conductivité hydraulique à saturation comme paramètre de calage. Les critères utilisés pour le calage sont le critère de Nash, le débit maximal, la forme de la crue (coefficient de pointe, temps de base et temps de montée) et le débit moyen ruisselé, le volume écoulé sur le temps de base.

Le critère de Nash appliqué aux débits ruisselés [22] est de la forme :

$$CNash = 1 - \frac{\sum(Q_o - Q_c)^2}{\sum(Q_o - Q_m)^2}$$

Où Q_o est le débit observé, Q_c le débit calculé et Q_m le débit moyen observé.

Le coefficient de pointe est de la forme : $CP = Q_{max}/Q_{moy}$, Q_{max} étant le débit maximum et Q_{moy} le débit moyen.

Caractérisation hydrodynamique des sols

En référence à la carte pédologique de la figure 2, les sols du bassin-versant de Fidh-Ali apparaissent finalement composés de trois principaux types de sols :

- des sols calcimagnésiques brun gypseux, à texture limoneuse à limonoargileuse, localisés au sud du bassin-versant et couvrant environ 45 % de la superficie du bassin-versant ;
- des sols calcimagnésiques brun calcaires, aux textures limonoargilosableuse en surface et argilosableuse en profondeur, localisés au nord du bassin-versant et couvrant 45 % de la superficie du bassin-versant ;

- des lithosols sur calcaires localisés essentiellement en amont du bassin et formés de bad-lands non cultivées ;

Les lithosols peuvent être assimilés à des sols bruns calcaires, mais avec des conditions de ruissellement plus importantes à cause de la dégradation du couvert végétal. Nous avons donc considéré, pour les crues sélectionnées et en l'absence d'informations disponibles sur le fonctionnement hydrique des lithosols, que ces sols ont les mêmes caractéristiques hydrodynamiques que les sols bruns calcaires nus très encroûtés.

Détermination de l'humidité initiale avant chaque averse

Les caractéristiques hydriques des sols du bassin-versant de Fidh-Ali, consignées au tableau 2, ont été utilisées comme paramètres d'entrée du modèle de bilan hydrique. L'humidité au point de flétrissement et l'humidité à la capacité au champ ont été déterminées au laboratoire à partir d'échantillons prélevés sur le terrain [12]. Les valeurs des humidités résiduelles et des humidités à saturation sont extraites de la littérature internationale sur les propriétés hydriques des sols en fonction de leurs textures. En ce qui concerne la vitesse de percolation, pour une humidité supérieure à la capacité au champ, nous avons pris en considération les observations d'humidités des sols effectuées en 2003 [19], sur le

Tableau II. Caractéristiques hydriques des sols du bassin-versant de Fidh-Ali.

	Sol brun gypseux		Sol brun calcaire	
Profondeur (cm)	0-70	0-30	30-70	
Humidité résiduelle (%)	5	7	11	
Humidité au point de flétrissement (%)	20	15	24	
Humidité à la capacité au champ (%)	32	26	34	
Humidité à saturation (%)	46	40	43	
Vitesse de percolation (mm/j)	0,6	1,3	1,3	

bassin-versant de Kamech, sur un sol argilolimoneux à la granulométrie identique à celle des sols bruns gypseux et sur un sol argilosableux à la granulométrie identique aux sols bruns calcaires du bassin-versant de Fidh-Ali.

Pour mettre en œuvre le modèle du bilan hydrique, nous sommes partis des données relevées sur les sols du bassin-versant de Fidh-Ali, sur la période allant du 25 mars au 10 avril 1999. En ce qui concerne l'humidité du sol brun gypseux, la valeur d'humidité du sol observée à la date des simulations de pluies est égale à 30 %, et la calibration du modèle de bilan hydrique nous a donné une valeur assez proche de la valeur observée : 28 %. Ce résultat semble assez satisfaisant, car il correspond à une sous-estimation de 5 % de l'humidité initiale par le modèle du bilan hydrique.

À la date des simulations de pluies, le modèle de bilan hydrique fournit une valeur de l'humidité initiale des sols bruns calcaires égale à 23 %. À la date du 6 octobre 1998, l'humidité initiale fournie par le modèle de bilan hydrique est égale à 22 % pour les sols bruns gypseux, 20 % pour les sols bruns calcaires. À la date du 29 septembre 2001, l'humidité initiale fournie par le modèle de bilan hydrique est égale à 14 % pour les sols bruns gypseux, 16 % pour les sols bruns calcaires.

Détermination des paramètres hydrodynamiques

Pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et la poussée capillaire effective (hf) du modèle de Green et Ampt, nous disposons d'une campagne de simulations de pluies réalisées sur le bassin-versant de Fidh-Ali entre le 26 mars et le 6 avril 1999 sur un ensemble de neuf placettes : six sur sol brun gypseux, dont quatre sur sol cultivé (placettes FDA1, FDA2, FDA3, D2) et deux sur jachères (FDA4, D1) ; trois parcelles sur sol brun calcaire cultivé (FDA5, FDA6, FDA7). Les figures 6 et 7 présentent, respectivement, les résultats d'ajustements linéaires de la décroissance de la vitesse

d'infiltration en fonction de l'inverse de la lame infiltrée pour les sols bruns gypseux. L'examen de la figure 7 montre que le fonctionnement à l'infiltration du sol brun gypseux en jachère comporte deux phases opposées avec une phase intermédiaire, mais que ce fonctionnement peut être schématisé par un ajustement réunissant les parties inférieure et supérieure de la relation $i(t) = f(1/L(t))$ dont les paramètres d'ajustement sont : $K_s = 4$ à 6 mm/h et $K_s(h_0 - hf)(\theta_s - \theta_i) = 646$ à 650 mm²/h, soit avec $\theta_s = 0,46$ et $\theta_i = 0,28$, $hf = 625$ à 633 mm.

Il apparaît finalement exister, d'après la figure 6, pour les sols bruns gypseux cultivés, une seule valeur de la conductivité hydraulique à saturation ($K_s = 2,54$ mm/h), mais deux courbes de décroissance des vitesses d'infiltration au cours de la simulation : la première correspond à un sol fraîchement labouré (parcelles FDA 1 et FDA 2) pour un cumul des pluies inférieur à 50 mm et la seconde au même sol après 50 mm de pluies ou à un sol anciennement labouré (parcelle FDA 3). Pour les besoins de notre modélisation, il suffit de prendre en considération la seconde courbe de

décroissance de la vitesse d'infiltration en fonction de l'inverse du cumul de la lame infiltrée, car les crues que nous nous proposons de modéliser se situent au début de l'automne, avant les labours, les labours précédents ayant subi un cumul pluviométrique nettement supérieur à 50 mm (235 mm pour la crue du 6 octobre 1998 et 135 mm pour celle du 29 septembre 2001). Les paramètres caractéristiques de la seconde décroissance sont les suivants : $K_s = 2,54$ mm/h et $hf = 583$ mm avec $\theta_s = 0,46$ et $\theta_i = 0,28$.

Pour les sols bruns calcaires cultivés (figure 8), il existe également deux courbes de décroissance des vitesses d'infiltration après un labour récent, la seconde, après un cumul des pluies de 70 mm, ayant pour principales caractéristiques : $K_s = 1$ mm/h et $hf = 2000$ mm avec $\theta_s = 0,43$ et $\theta_i = 0,23$.

Application au bassin-versant de Fidh-Ali

Selon Madsen (2000) [23], il est possible d'associer à une période donnée un jeu de paramètres décrivant le fonctionnement des sols d'un bassin en fonction de leurs couverts végétaux et de leurs états de surface. En ce qui concerne le bassin-versant de Fidh-Ali, avec la crue du 6 octobre 1998 pour le calage et celle du 29 septembre 2001 pour la validation, nous avons sélectionné la période précédant les labours d'automne qui correspond à une faible couverture végétale et à une faible

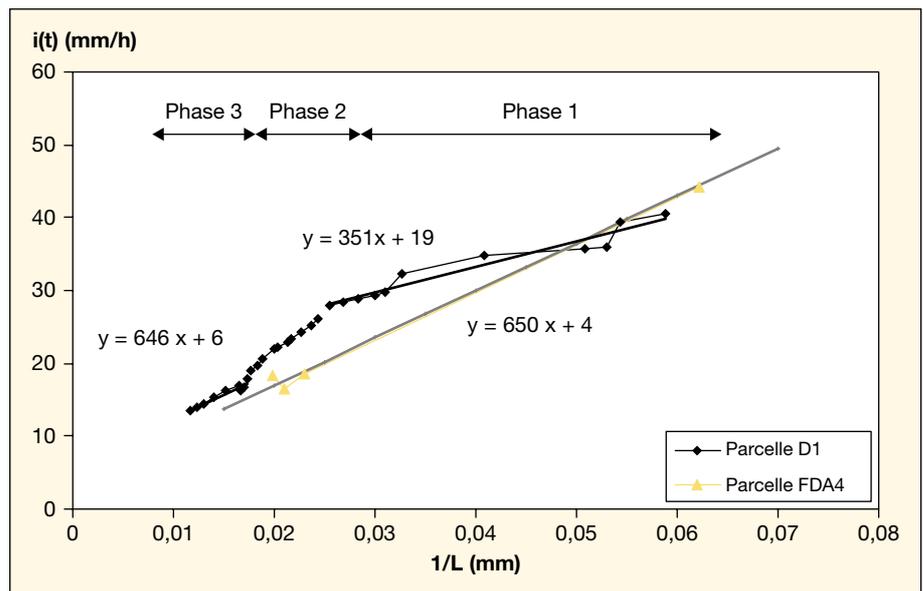


Figure 7. Ajustement des paramètres de l'équation de Green et Ampt sur les sols bruns gypseux en jachère du bassin-versant de Fidh-Ali.

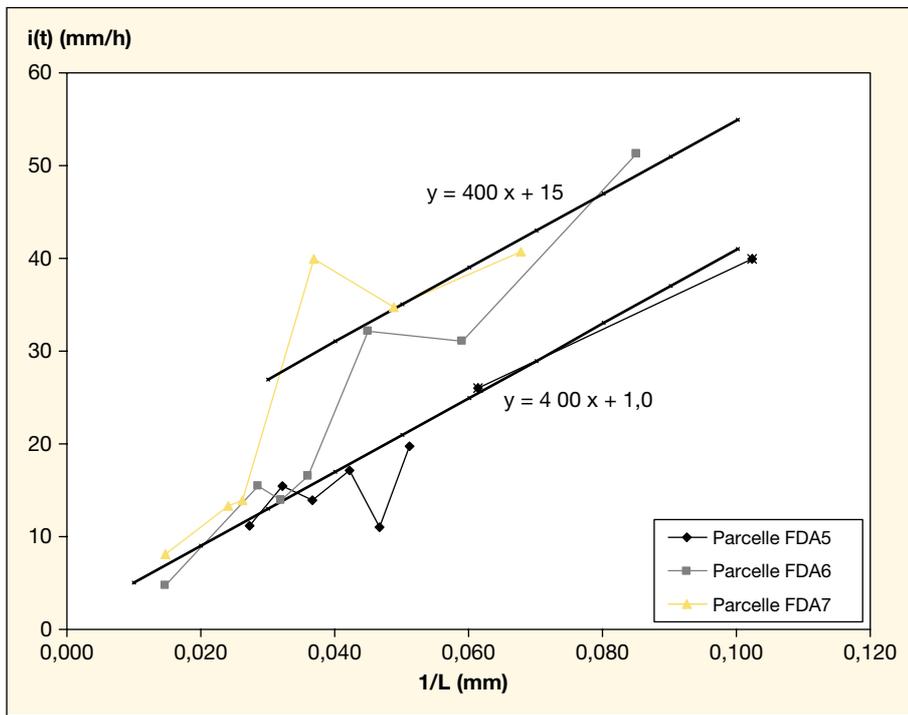


Figure 8. Ajustement des paramètres de l'équation de Green et Ampt sur les sols bruns calcaires cultivés du bassin-versant de Fidh-Ali.

rugosité sur les parcelles cultivées. À cette période de l'année, huit à neuf crues suffisamment fortes peuvent être utilisées pour le calage ou la validation du modèle, et quatre correspondent à de fortes crues dont le débit maximal est supérieur à 10 m³/s. Les crues du 6 octobre 1998 et du 29 septembre 2001 sont choisies parmi ces quatre crues. Afin de mieux évaluer l'impact d'une prise en compte du réseau hydrographique sur la forme des crues, le calage a été effectué essentiellement sur la valeur du débit maximum et sur la forme de la crue.

Découpage du bassin-versant

La figure 9 représente les découpages du bassin-versant de Fidh-Ali :

- sans représentation du réseau hydrographique ;
- en individualisant le réseau hydrographique en panneaux distincts.

Bien qu'il réduise et simplifie la représentation du bassin-versant, le découpage en panneaux trapézoïdaux permet de rendre compte, à l'échelle d'un petit bassin-versant, de ses principales caractéristiques physiographiques, tant l'hydrographie et la topographie que la nature des sols, leur occupation et leur couverture végétale. En individualisant le réseau hydrographique, nous avons volontairement limité sa représentation à celle du réseau principal, mais rien ne s'oppose à la ramification du réseau hydrographique

plus en amont si la prise en compte du réseau se révèle concluante.

Calage

Pour le calage des paramètres du modèle « abc », nous avons choisi la crue du 6 octobre 1998 qui se situe au début de l'automne, avant les labours, avec un cou-

vert végétal à son minimum de recouvrement. Dans ces conditions d'états de surface des sols, on peut considérer que la rétention superficielle est nulle à l'échelle du bassin-versant ou à l'échelle des unités hydrologiques, et que la rugosité hydraulique est égale à 0,02 pour les sols nus non cultivés, à 0,03 pour les sols nus cultivés [21]. Pour déterminer les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation et de la poussée capillaire, nous avons utilisé les résultats des expériences de simulation de pluies sur les deux types de sols du bassin-versant de Fidh-Ali, les sols bruns gypseux et les sols bruns calcaires, dans les conditions les plus favorables au ruissellement.

L'humidité initiale des sols, avant la crue du 6 octobre 1998, a été déterminée à partir du modèle de bilan hydrique appliqué aux sols du bassin de Fidh-Ali (cf. paragraphe relatif à la détermination de l'humidité initiale). L'humidité à saturation a été déterminée à partir des caractéristiques granulométriques des sols bruns calcaires, à partir de prélèvements d'échantillons pour les sols bruns gypseux.

Le calage du modèle a été effectué sur la valeur du débit maximal en faisant varier les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation, mais sans modifier les valeurs des autres paramètres. Pour la crue du 6 octobre 1998, le meilleur calage a été obtenu pour des valeurs de Ks de 5,8 mm/h pour les sols bruns gypseux et de 2,5 mm/h pour les sols bruns calcaires, valeurs très proches de celles obtenues par les simulations de pluies.

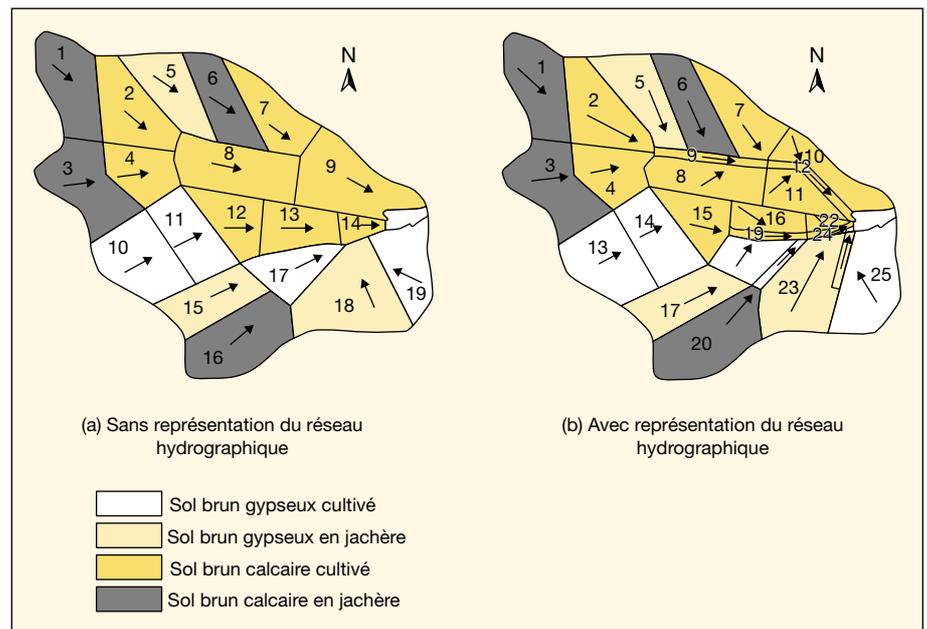


Figure 9. Schéma du découpage du bassin-versant de Fidh-Ali.

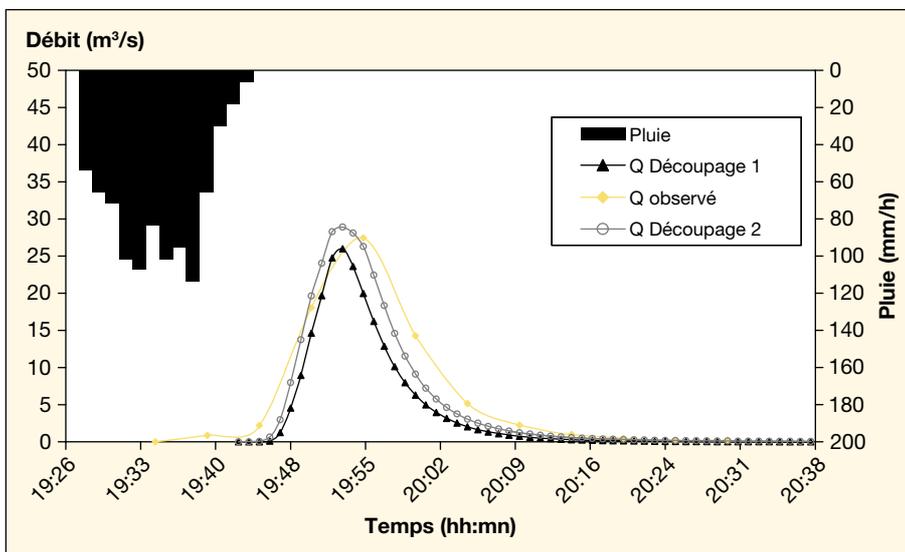


Figure 10. Calage de la crue du 6 octobre 1998.

La figure 10 présente le résultat de la reconstitution de la crue du 6 octobre 1998 pour un découpage en panneaux trapézoïdaux sans représentation du réseau hydrographique. Pour le calage avec représentation du réseau hydrographique en panneaux rectangulaires, nous avons conservé les mêmes valeurs des paramètres en considérant que les panneaux du réseau hydrographique avaient les mêmes comportements hydrologiques (les mêmes paramètres) que les panneaux dont ils sont issus.

Ce graphique montre que le modèle « abc » simule correctement l'hydrogramme de la crue du 6 octobre 1998, mais pour le découpage sans représentation du réseau hydrographique, à un bon calage du modèle sur la valeur du débit maximum (94 % du débit maximum observé), correspond une sous-estimation très nette du volume ruisselé (66 % du volume observé).

Le tableau 3 récapitule les principales caractéristiques de la crue observée, de la crue simulée sans représentation du réseau hydrographique (découpage 1) et de la crue simulée avec représentation du réseau hydrographique (découpage 2) pour la phase de calage. Il permet de comparer les résultats obtenus par une meilleure prise en compte du réseau hydrographique (découpage 2).

L'examen du tableau 3 permet de constater que la représentation du réseau hydrographique, même simplifiée, améliore le critère de Nash et l'estimation du volume ruisselé en augmentant légèrement la valeur du débit maximum. Sans modifier les temps de base et de montée, la prise en compte du réseau hydrographique améliore la forme de la crue par une meilleure

estimation du rapport entre le débit maximum et le débit moyen. Cette amélioration résulte d'un accroissement du volume ruisselé de 31 % sans accroissement important du débit maximum (9 %).

Validation

La validation du modèle « abc » a été effectuée sur la crue du 29 septembre 2001 survenue dans les mêmes conditions d'état de surface que la crue du 6 octobre 1998, ce qui justifie l'utilisation des mêmes paramètres hydrodynamiques. Le tableau 4 récapitule

les principales caractéristiques de la crue observée, de la crue simulée sans représentation du réseau hydrographique (découpage 1) et de la crue simulée avec représentation du réseau hydrographique (découpage 2) pour la phase de validation.

D'après le tableau 4, on remarque que les paramètres utilisés pour le calage simulent bien la crue de validation, mais avec une sous-estimation de 26 % du débit maximum et de 19 % du volume ruisselé. Pour le deuxième découpage, la représentation du réseau hydrographique améliore le débit maximum de 13 % et le volume ruisselé de 30 %. On constate aussi que, malgré l'amélioration du débit maximum, le coefficient de pointe reste sous-estimé avec une dégradation de son estimation. En revanche, le critère de Nash s'améliore de 12 %. Ce test de validation confirme donc les résultats obtenus lors du calage en ce qui concerne la prise en compte du réseau hydrographique dans la modélisation hydrologique du petit bassin-versant de Fih-Ali sur substratum argilo-calcaire en région semi-aride. La prise en compte du réseau hydrographique contribue donc à un accroissement important du volume ruisselé (30 %), sans modifier significativement la durée du ruissellement ou le temps de montée de la crue. Cet accroissement du volume ruisselé s'explique assez bien par un transfert plus rapide des écoulements vers l'aval du bassin, sans perte par infiltration sur les versants, lorsque les eaux superficielles transitent dans un réseau hydrographique bien marqué, très encaissé, où les sols sont peu filtrants.

Tableau III. Caractéristiques des crues et critères de Nash pour la phase de calage.

	Crue observée	Crue découpage 1	Crue découpage 2
Temps de base (min)	21	19	19
Temps de concentration (min)	12	9	9
Débit maximum (m ³ /s)	27,4	26 (94 %)	28,3 (103 %)
Volume écoulé (m ³)	19 250	12 750 (66 %)	16 750 (87 %)
Coefficient de pointe	1,88	2,32	1,92
Critère de Nash		0,79	0,95

N.B. : les valeurs entre parenthèses correspondent aux rapports, exprimés en pourcentages, entre les valeurs calculées et les valeurs observées.

Tableau IV. Caractéristiques des crues et critères de Nash pour la phase de validation.

	Crue observée	Crue découpage 1	Crue découpage 2
Temps de base (mn)	23	23	23
Temps de concentration (mn)	10	10	10
Débit maximum (m ³ /s)	33,5	24,7 (74 %)	28 (83 %)
Volume écoulé (m ³)	25 620	20 740 (81 %)	24 480 (95 %)
Coefficient de pointe	1,81	1,65	1,58
Critère de Nash		0,84	0,94

Conclusion

En zone semi-aride, les processus de ruissellement étant de type hortonien, il est possible de modéliser l'infiltration à partir de l'équation de Green et Ampt où la vitesse d'infiltration dépend de paramètres physiques. Le modèle hydrologique « abc » utilise cette équation comme fonction de production, et il est simple à utiliser. Il nous a permis de reconstituer correctement les crues du petit bassin-versant de Fidh-Ali dans des conditions favorables au ruissellement, au début de l'automne, avant les labours, à partir d'une connaissance sommaire du fonctionnement hydrique des sols et de leurs états de surface. Cette connaissance résulte d'expériences de simulations de pluies sur les deux principaux types de sols du bassin-versant de Fidh-Ali et d'une caractérisation au laboratoire des humidités à saturation, à la capacité au champ et au point de flétrissement. Pour déterminer l'humidité initiale du sol avant chaque averse, nous avons utilisé un modèle journalier de bilan hydrique des sols sur la tranche racinaire et calé ce modèle sur quelques mesures d'humidité au cours d'une saison des pluies.

Le découpage du bassin-versant de Fidh-Ali en panneaux trapézoïdaux hydrologiquement homogènes, tenant compte de la direction des écoulements, de la pente, des types de sols et de leurs occupations, a permis, en calant les résultats sur le débit maximum de la crue du 6 octobre 1998, d'obtenir un critère de Nash de l'ordre de 0,8 et un volume écoulé égal à 65 % du volume observé. La prise en compte du réseau hydrographique principal, représenté par des panneaux rectangulaires, dont les pentes et les largeurs ont été déterminées par des nivellements topographiques, a permis de porter le critère de Nash à la valeur de 0,95 et d'améliorer l'estimation du volume ruisselé de 30 %. La validation du modèle effectuée sur la crue du 29 septembre 2001 a confirmé cette amélioration.

Pour prendre en compte le réseau hydrographique dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin-versant, le modèle hydrologique « abc » offre cependant des possibilités limitées. Il semble indispensable, pour aller plus loin, d'envisager l'utilisation de modèles permettant une meilleure représentation du réseau hydrographique et des singularités de ce réseau (chutes, drains, fossés, buses, seuils, etc.). Pour améliorer la connaissance du fonctionnement hydrique des sols, un suivi de

l'humidité des sols au cours d'une saison des pluies (ou des expériences d'infiltrométrie) s'avère nécessaire. Pour améliorer l'estimation des paramètres d'infiltration sous-pluies naturelles, il est également nécessaire d'étendre les expériences de simulations de pluies à tous les principaux types de sols et d'états de surface du bassin-versant étudié ou de rechercher les résultats d'expériences de ce type réalisées sur des sols et des états de surface aux caractéristiques similaires. Malgré le petit nombre d'informations disponibles sur le fonctionnement hydrique des sols du bassin-versant de Fidh-Ali, les résultats obtenus lors du calage d'un modèle à base physique semblent satisfaisants pour des conditions d'états de surface favorables au ruissellement. Ces mêmes données permettraient, par ailleurs, le calage de ce type de modèle pour des conditions plus favorables à l'infiltration, après les labours d'automne, afin d'évaluer l'impact de ces labours sur la formation des crues. ■

Références

1. Albergel J, Nasri S, Boufaroua M, Droubi A, Merzouk A. Petits barrages et lacs collinaires, aménagements originaux de conservation des eaux et de protection des infrastructures aval. Exemples des petits barrages en Afrique du Nord et au Proche-Orient. *Sécheresse* 2004 ; 15 : 1-9.
2. Casenave A, Valentin C. *Les états de surface de la zone sahélienne – influence sur l'infiltration*. Coll. « Didactiques ». Paris : Orstom éditions, 1989.
3. Andrieux P, Voltz M, Louchart X. *Temporal evolution of soil infiltration under natural rainfall on tilled and untilled Mediterranean vineyards*. COST symposium "Soil erosion patterns: evolution, spatiotemporal dynamics and connectivity". Münchbreg, Allemagne, 10-12th October 2002.
4. Moussa R. On morphometric properties of basins, scale effects and hydrologic response. *Hydrol Process* 2003 ; 17 : 33-58.
5. Sharma K, Murthy J. Hydrologic routing of flow in arid ephemeral channels. *J Hydraulic Eng Am Soc Civ Eng* 1992 ; 121 : 466-71.
6. Diskin MH, Simpson ES. A quasi-linear spatially distributed model for the surface runoff systems. *Water Res Bull* 1978 ; 14 : 903-18.
7. Beven KJ, Kirkby MJ. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull* 1974 ; 24 : 43-69.
8. Woolhiser D, Smith R, Goodrich D. *Akinematic runoff and erosion manual: documentation and user manual*. ARS 77. Washington (DC) : US Department of Agriculture, 1990.
9. Albergel J, Moussa R, Chahinian N. Les processus hortonien et leur importance dans la genèse et le développement des crues en zone semi-arides. *Houille Blanche* 2003 ; 6 : 65-73.
10. Green W, Ampt G. Studies on soil physics part I: the flow of air and water through soils. *J Agric Sci* 1911 ; 4 : 1-24.
11. Mansour R. *Anthropisation d'un petit bassin-versant sahélien : influence sur l'infiltration et le ruissellement*. Thèse de doctorat de l'université de Montpellier-II sciences et techniques du Languedoc, 2000.
12. Collinet J, Zante P, Attia R, Dridi B, Agrebaoui S. *Analyse expérimentale de l'érosion aréolaire sur le bassin-versant du lac collinaire de Fidh-Ali*. Tunis : IRD ; Ministère de l'Agriculture, 2002.
13. Reyes Gomez VM. *Dissolution interne d'un sol gypseux, cas des têtes de ravine d'un bassin-versant en milieu méditerranéen, petit barrage collinaire de Fidh-Ali (Tunisie)*. Mémoire de stage de DEA, université de Montpellier-II, sciences et techniques du Languedoc – IRD Unité hydrophysique des sols et programme HYDROMED, atelier de Tunisie 1999.
14. COVADIS 2000. *Logiciel de topographie et de conception VRD*. Brest : GEOMEDIA S.A., 2000.
15. Direction générale de l'Amélioration et de la Conservation des Terres agricoles (DG-ACTA) ; IRD Tunis. *Annuaire hydrologique des lacs collinaires. Réseau pilote de surveillance hydrologique*. Tunis : ministère de l'Agriculture de Tunisie, 1994-2004.
16. Kohler MA, Linsley RK. Predicting the runoff storm rainfall; Weather Bureau. US department of commerce. *Res Paper* 1951 ; 34 : 9.
17. Albergel J. *Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Étude des paramètres hydrologiques et leur évolution*. Thèse de doctorat, université de Paris-VI, 1987.
18. Baxter EV, Nalneesh G. Finite-element Modeling Of Storm Water Runoff Using GRASS GIS. *Microcomputers Civ Eng* 1994 ; 9 : 263-70.
19. Mekki I. *Analyse et modélisation de la variabilité des flux hydriques à l'échelle d'un bassin-versant cultivé alimentant un lac collinaire du domaine semi-aride méditerranéen*. Thèse de doctorat, université Montpellier-II, science de l'eau dans l'environnement continental, 2003.
20. Madier S, Ali B, Auzet NV. *Spatialiser l'infiltration dans les modèles distribués de transfert : une typologie fonctionnelle en contexte viticole*. Congrès du Groupe français des pesticides, 2006.
21. Carlier M. *Hydraulique générale et appliquée*. Collection du centre de recherches et d'essais de Chatou. Paris : Eyrolles, 1972.
22. Nash JE, Sutcliffe JC. River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principle. *J Hydrol* 1970 ; 10 : 282-90.
23. Madsen H. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *J Hydrol* 2000 ; 235 : 276-88.

Origine de la minéralisation dans l'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie)

Mohamed Fethi Ben Hamouda¹
 Christian Leduc²
 Jamila Tarhouni³
 Kamel Zouari⁴

¹ Unité d'hydrologie et de géochimie isotopique
 CNSTN
 Pôle technologique de Sidi-Thabet
 2020 Tunisie

<f.benhamouda@cnsn.rnrt.tn>
² Institut de recherche pour le développement
 UMR G-EAU
 MSE
 BP 64501
 34394 Montpellier
 France
 <christian.leduc@ird.fr>

³ Institut national agronomique de Tunisie
 43, avenue Charles-Nicolas
 1082 Tunis
 Tunisie

<tarhouni.jamila@inat.agrinet.tn>
⁴ Laboratoire de radioanalyse et d'environnement
 ENIS
 BP W
 3038 Sfax
 Tunisie
 <kamel.zouari@enis.rnu.tn>

Résumé

L'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie) connaît une dégradation de la qualité de ses eaux. Pour identifier les processus responsables, différentes approches géochimiques (utilisant les ions Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Br^-) et isotopiques (^{18}O , ^2H) sont mises en perspective avec le fonctionnement hydrodynamique. En zone littorale, l'intrusion marine résultant de la surexploitation de la nappe est identifiée, mais elle n'est responsable que d'une partie de la détérioration qualitative : le développement de l'irrigation, avec le lessivage des sols et l'entraînement des produits agricoles, affecte l'ensemble de la nappe et participe aussi à l'augmentation de la minéralisation.

Mots clés : aquifère côtier, géochimie, hydrodynamique, isotopes, Tunisie.

Abstract

Origin of the mineralization in the Plio-quadernary eastern coastal aquifer of cap Bon (Tunisia)

In the Plio-quadernary aquifer of the eastern coast of cap Bon (Tunisia), the groundwater quality is deteriorating. Different methods using geochemistry (ions Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Br^-) and isotopes (^{18}O , ^2H) are compared with the hydrodynamic information to identify the main processes involved in the increase in mineralization. Along the coast, seawater intrusion resulting from groundwater overexploitation has been identified but is not the only cause of the qualitative degradation: the irrigation development that induces soil leaching and fertilizer transfer to groundwater over the entire extent of the aquifer is another major reason for the increase in mineralization.

Key words: coastal aquifer, geochemistry, hydrodynamics, isotopes, Tunisia.

En zones côtières semi-arides, les ressources en eau douce sont souvent menacées par l'intrusion marine dans les systèmes aquifères, mais les fortes minéralisations rencontrées peuvent avoir aussi d'autres origines, naturelles ou anthropiques (par exemple dissolution de halite et gypse, concentration par évaporation, lessivage de la zone non saturée, pollutions [1-4]). La distinction des différents mécanismes de la salinisation permet de reconstituer l'origine des eaux souterraines, leurs cheminements et d'imaginer leurs futures

évolutions. Parmi les critères géochimiques qui peuvent aider à identifier l'intrusion de l'eau de mer par opposition à d'autres sources de salinité en zones côtières, on utilise notamment différents rapports ioniques, comme Na^+/Cl^- , Br^-/Cl^- , $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$, et aussi les isotopes ^{18}O et ^2H , ^{34}S et ^{11}B [2, 5, 6].

L'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon, dans le nord-est de la Tunisie, est typique d'une situation rencontrée tout autour du bassin méditerranéen. L'équilibre naturel de la nappe phréatique,

largement dépendant de la forte variabilité climatique, est totalement perturbé depuis plusieurs décennies par une augmentation spectaculaire de l'irrigation qui affecte l'intensité, la distribution et la qualité des flux entrants et sortants [7]. Les travaux antérieurs, par exemple l'étude de 2001 [8] qui couvre la partie sud de la nappe, ont expliqué la minéralisation des eaux par des processus de mélange avec l'eau de mer sans aucune autre source de salinité. Ce phénomène existe mais n'est probablement pas l'unique responsable. Il faut donc mieux déterminer l'origine de cette minéralisation, et pour cela nous allons exploiter l'information géochimique et en confronter les résultats avec les données hydrodynamiques.

Principaux traits de la zone étudiée

La péninsule du cap Bon est une entité géographique bien individualisée du nord-est de la Tunisie, entourée sur trois côtés par la mer (figure 1). La plaine de la côte orientale s'étend de Béni Khair jusqu'à Kélibia sur une longueur de 45 km et de la mer jusqu'au piedmont de la chaîne montagneuse du Djebel Abderrahmane (637 m) sur une largeur maximale d'environ 17 km. Les plaines, basses et plates, sont bordées par un cordon littoral sableux qui isole un chapelet de sebkhas (lacs salés) de la mer. Le climat est méditerranéen subhumide à semi-aride. La température moyenne annuelle varie de 17 à 19 °C. La précipitation annuelle est en moyenne de 450 à 500 mm mais présente une très forte variabilité : à Korba, les extrêmes observés sur la période 1960-2004 sont de 159 mm en 1968 et de 821 mm en 2004. L'évapotranspiration potentielle, calculée selon la méthode d'Espinar [9], dépasse 1 100 mm/an. La plaine comprend trois nappes : une nappe phréatique contenue dans les formations sableuses du Plio-quadernaire, qui s'étend sur 475 km² et dont l'épaisseur varie de 30 à 150 m ; deux nappes plus profondes dans les sables et grès du Miocène et de l'Oligocène (figure 2). Les aquifères plio-quadernaire, miocène et oligocène ont les mêmes limites à l'est et au sud, alors qu'au Nord et à l'Ouest, les aquifères miocène et oligocène débordent le Plio-quadernaire sur plus de 300 km². L'Oligocène est capté en piedmont de l'anticlinal du Djebel Abderrahmane, à l'ouest de la région étudiée. Le Miocène est capté au Sud. Ces deux aquifères s'enfoncent rapidement jusqu'à parfois plus de 1 500 m de profondeur dans la plaine par des séries de rejeux de failles actives durant tout le Néogène.

L'aquifère miocène est séparé du Plio-quadernaire par une couche argileuse épaisse d'environ 20 m suffisamment imperméable et continue pour permettre la mise en charge des aquifères profonds. La nappe phréatique s'écoule de l'intérieur du cap Bon vers la côte (O-E ou NO-SE) (figure 1). Le gradient hydraulique moyen était de 4,5 ‰ en 1980, lorsque la nappe était en fonctionnement naturel. Dans l'aquifère miocène, l'écoulement se fait également depuis la bordure anticlinale à l'ouest vers la mer. La piézométrie des deux nappes profondes est partout plus élevée que celle de la nappe phréatique, la différence de charge moyenne étant de l'ordre de 10 m.

Sur la côte orientale, l'exploitation des ressources en eau a presque doublé au cours des dernières décennies. Des périodes de sécheresse prolongées et les pompages excessifs ont profondément perturbé l'équi-

libre de la nappe phréatique et favorisé l'intrusion marine. La nappe plio-quadernaire est la plus sollicitée pour les besoins agricoles et domestiques. Le captage se fait à partir des puits, de profondeur variant entre 15 et 50 m, dont le nombre ne cesse d'augmenter. Les chiffres officiels annuels indiquent un prélèvement de 54 Mm³ pour une recharge moyenne interannuelle de l'aquifère phréatique estimée à 50 Mm³. Cela a provoqué l'apparition de dépressions piézométriques, dont la cote peut atteindre -12 m NGT dans les régions de Korba et de Tafelloune (figure 1), et l'abandon d'environ un tiers des 9 240 puits de surface de l'aquifère plio-quadernaire. La baisse piézométrique la plus forte est de 12 m entre 1972 et 2001 à Tafelloune. Au contraire, la nappe miocène ne montre pas de dépression piézométrique récente provoquée par des pompages.

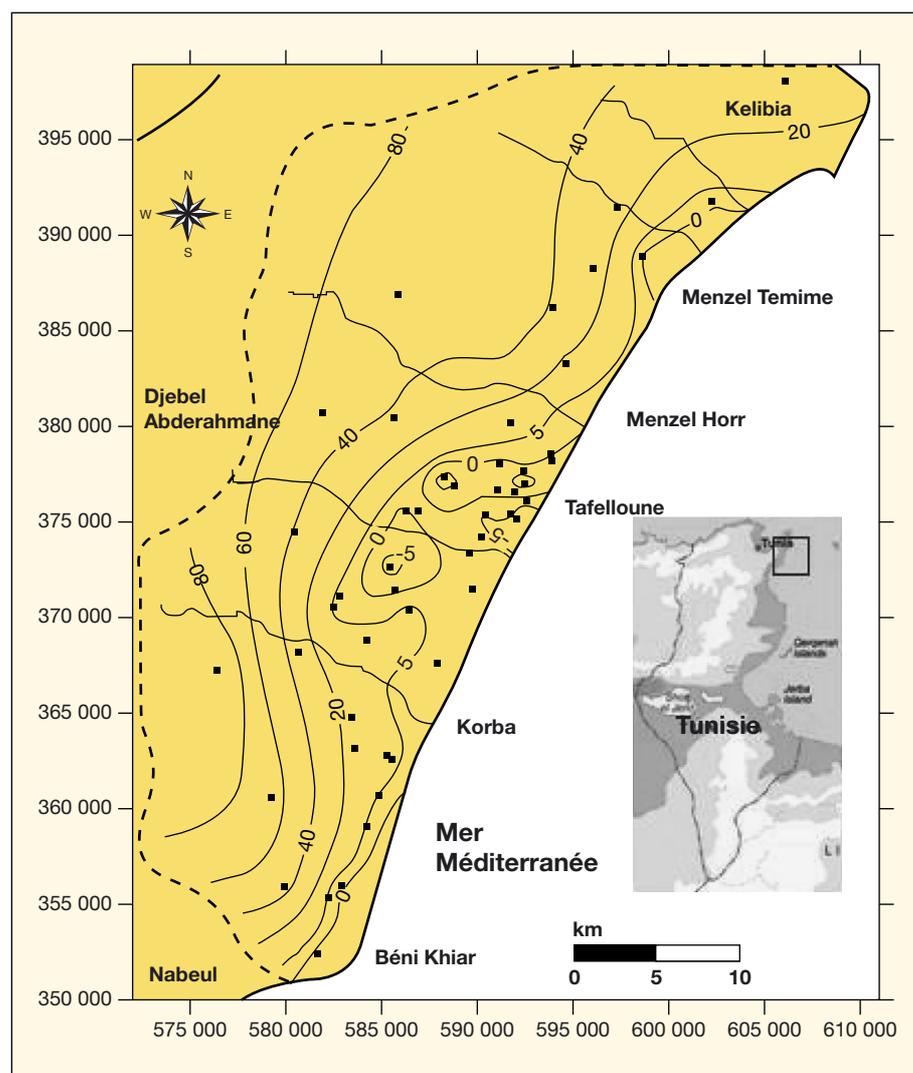


Figure 1. Carte piézométrique et points échantillonnés en 2001.

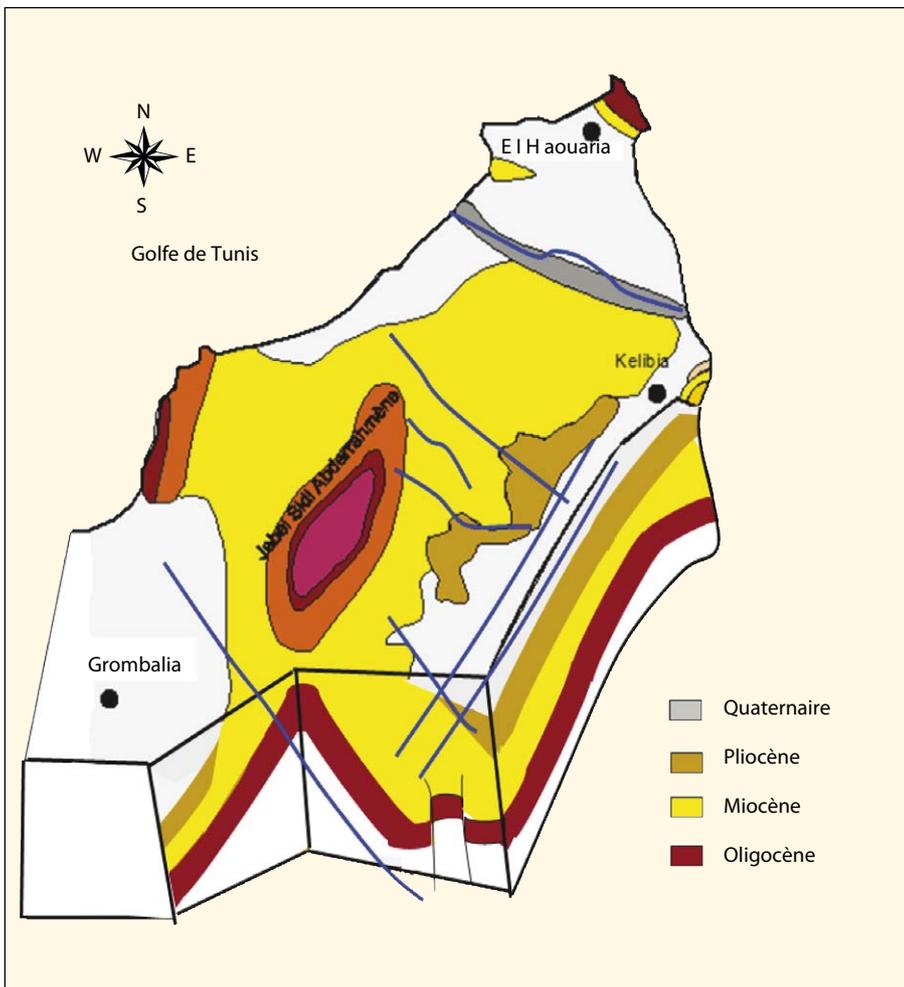


Figure 2. Bloc diagramme de la structure géologique du cap Bon.

Données analytiques et interprétations préliminaires

Les données chimiques anciennes proviennent de travaux entrepris en 1962, 1974, 1987, 1988 et 1997, dans des conditions de réalisation souvent mal définies. Pour cette étude, des mesures de conductivité, pH et température ont été réalisées dans 48 puits de la nappe plio-quaternaire en 2001, 2002 et 2003 (figures 1,3). Des échantillons y ont également été prélevés pour identification des éléments majeurs et des isotopes ^2H et ^{18}O ; le tableau 1 fournit les principaux résultats de la campagne du printemps 2001 (fin de la période pluvieuse et début des forts pompages agricoles) ainsi que les teneurs en Br^- et Cl^- de 2003. Douze prélèvements complémentaires ont par ailleurs permis de caractériser les aquifères profonds. Les éléments majeurs et traces ont été dosés par les laboratoires de la Direction générale des ressources en eau (DGRE) à Tunis et du Centre national des sciences et techno-

logies nucléaires (CNSTN). Les méthodes analytiques utilisées pour les analyses chimiques sont la titrimétrie, la chromatographie ionique, la spectrométrie d'absorption atomique et la photométrie à flamme. Les isotopes ^2H et ^{18}O ont été analysés par l'Institut d'hydrologie du Centre national de recherche de Munich (GSF) par spectrométrie de masse IRMS.

La salinité de l'aquifère plio-quaternaire est très hétérogène. Les valeurs extrêmes sont de 0,8 et 36,3 g/L (médiane de 2,3 g/L). Il n'y a pas de lien entre minéralisation et profondeur du captage : les eaux les plus profondes ne sont pas les plus salées. Le faciès chimique dominant est chloruré-sodique. Les échantillons du Miocène ont des minéralisations variant entre 0,6 et 1,4 g/L (médiane 0,8), avec un faciès chimique identique à celui du Plio-quaternaire.

En 1963, bien avant l'actuelle surexploitation, la salinité des eaux plio-quaternaires se caractérisait par des valeurs variant entre 0,6 et 8,7 g/L (médiane de 1,9 g/L, calculée sur 101 points, la plupart

entre 0,9 et 3 g/L). La partie amont était plus minéralisée que la zone littorale qui était presque toujours à moins de 2 g/L. La salinité actuelle n'a pas sensiblement évolué dans la zone amont, mais elle atteint maintenant des valeurs extrêmes de 20 à 30 g/L près de Korba et Tafelloune. À l'extrémité Sud, la salinité de la nappe plio-quaternaire est restée faible (0,65 g/L). Ces évolutions contrastées résultent probablement de la conjonction de phénomènes multiples.

L'augmentation de la salinité semble liée à la dégradation hydrodynamique comme le suggère la similitude entre cartes de piézométrie et de salinité, notamment pour la région de Tafelloune (figure 3). La dépression piézométrique s'est étendue vers l'arrière-pays et amplifiée : environ 20 km² en 1970, 30 km² en 1988 et 50 km² en 2001 (figure 1), tout comme la hausse de minéralisation. Une intrusion marine est donc une hypothèse très plausible pour la hausse de la minéralisation, mais pas nécessairement la seule.

L'augmentation de minéralisation confirme la faiblesse ou l'absence de drainage depuis le Miocène, plus en charge mais dont la minéralisation est, pour 90 % des mesures, inférieure à 1 g/L, y compris au niveau de la zone de dépression piézométrique. L'explication de l'augmentation de minéralisation de l'aquifère plio-quaternaire est donc à rechercher dans ce seul aquifère et non dans le Miocène.

Le retour vers la nappe des eaux d'irrigation est également une hypothèse plausible. L'irrigation massive s'est fortement développée depuis les années 1980 et affecte toute l'étendue de la nappe. L'épaisseur de la zone non saturée varie de 1 à 31 m sur l'ensemble de la nappe (de 12 à 28 m dans la dépression piézométrique actuelle). En première approche, on peut considérer la teneur en nitrate comme marqueur de la pollution agricole : la médiane des analyses de 2001 (90 mg/L) suffit à montrer l'ampleur du phénomène.

Interprétations spécifiques

Rapport Na^+/Cl^-

Le chlorure est très fortement corrélé avec le sodium pour la majorité des échantillons. Même pour les points éloignés de la mer, le rapport molaire Na^+/Cl^- ne diffère pas très sensiblement de celui de la Méditerranée (0,86) [2, 10] et reste donc insuffisant pour une réelle distinction de l'origine des eaux.

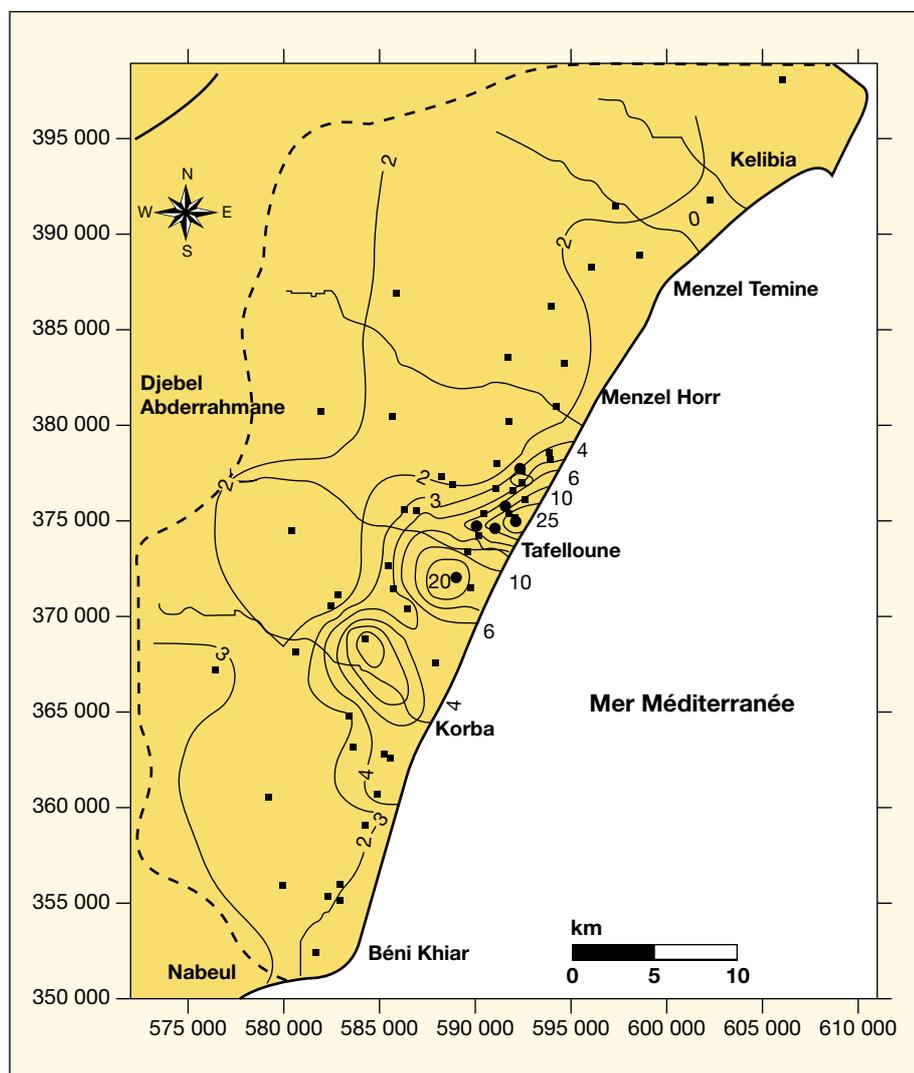


Figure 3. Résidu sec (g/L) de la nappe phréatique en 2001.

Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$

Les eaux souterraines sont caractérisées par une grande variabilité des teneurs en Ca^{2+} et en Mg^{2+} , mais la plupart des cas montrent une prédominance de Ca^{2+} par rapport à Mg^{2+} (figure 4). Les points 11 635, 11 634, 11 281 et 11 828 sont les seuls à avoir un rapport de $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ inférieur à 1 qui pourrait indiquer un mélange avec l'eau de mer (rapport marin de 0,2) [11]. Ils sont d'ailleurs situés dans la zone où la salinité est la plus élevée.

Rapport Br^-/Cl^-

Le rapport Br^-/Cl^- aide à identifier une éventuelle contribution d'eau marine [10, 12], puisqu'il est relativement constant ($1,5 \times 10^{-3}$) dans l'eau de mer actuelle, du fait d'un temps de résidence extrêmement long. Dans la nappe plio-quaternaire,

le rapport Br^-/Cl^- n'est pas très discriminant (figure 5) : plus des deux tiers des points se placent dans une gamme de 20 % autour du rapport marin. Cette proximité avec le rapport marin peut s'expliquer par un mélange des eaux continentales avec l'eau de mer, mais aussi par une influence des embruns sur l'eau de pluie infiltrée.

Isotopes stables

Le diagramme deutérium-oxygène 18 fait apparaître trois groupes (figure 6). Dans le premier ($\delta^{18}\text{O}$ entre $-5,5$ et $-4,3$ ‰ V-SMOW), les points se situent entre la droite météorique mondiale (DMM) et la droite météorique locale de Tunis-Carthage d'équation $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 12,4$ [13]. L'hypothèse d'une importante contribution des pluies actuelles à la recharge est la plus probable. La localisation de ces points d'eau, souvent près des rivières, est compatible avec une recharge rapide et récente.

Le second groupe est formé par des eaux enrichies en ^{18}O et en ^2H qui s'alignent sur la droite de mélange avec l'eau de mer, ce qui indique une probable contamination marine. Ces puits sont situés dans la zone de dépression piézométrique (P19, 11 281, 11 635, 8 684, P3, 5 729, 6 077, 5 610), sauf deux exceptions (3 202, 5 994). Pour les points les moins éloignés du premier groupe, la différenciation entre mélange avec de l'eau salée et reprise évaporatoire peut être incertaine. Le troisième groupe est formé surtout par les eaux des nappes profondes, miocène et oligocène, dont les teneurs en ^{18}O varient entre $-6,05$ et $-4,82$ ‰, donc en dessous de $-4,41$ ‰, la moyenne pondérée des pluies de Tunis-Carthage [13]. Les eaux plio-quaternaires de ce groupe pourraient résulter d'un mélange d'eaux actuelles et plus anciennes [14].

Rapport $^{18}\text{O}/\text{Cl}^-$

L'étude séparée des rapports ioniques et des isotopes stables ne permet pas d'identifier précisément l'origine des eaux. La combinaison de ces deux paramètres est plus explicite, notamment le graphique $\text{Cl}^-/^{18}\text{O}$ (figure 7), qui replace les prélèvements entre différents pôles. Le premier pôle, autour de 10 mg/L pour Cl^- et $-4,4$ ‰ V-SMOW pour $\delta^{18}\text{O}$, est défini à partir des prélèvements d'eau de pluie à la station de Tunis-Carthage, située à une quarantaine de kilomètres à l'ouest de la région d'étude, et pratiquement à la même altitude. Le deuxième pôle est représenté par les eaux de la Méditerranée, avec une teneur en $\delta^{18}\text{O}$ correspondant au V-SMOW (0 ‰) et une teneur en Cl^- d'environ 19 500 mg/L. Le troisième pôle correspond aux eaux des aquifères miocène et oligocène avec des minéralisations plus faibles et des teneurs en ^{18}O plus appauvries que le Plio-quaternaire.

Une dizaine de points plio-quaternaires se placent entre les pôles pluie et mer. Ils correspondent à des puits de surface de la région de Korba et Tafelloune tout près de la Méditerranée, avec une minéralisation totale qui avoisine 5 g/L et qui atteint par endroits 30 g/L. Le mélange avec l'eau de mer semble une explication plus probable qu'un éventuel marquage par l'évaporation, les deux processus pouvant coexister. Les autres points plio-quaternaires ont des teneurs en Cl^- variant de 300 à 2 000 mg/L et en $\delta^{18}\text{O}$ de $-5,5$ à $-4,0$ ‰ V-SMOW. Leur minéralisation parfois forte ne peut pas se comprendre à partir du seul dipôle pluie-mer.

Tableau I. Teneurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) et physico-chimie du Plio-quaternaire (échantillons de 2001 au complet et teneurs en Cl^- et Br^- de 2003).

Número BIRH	NP (m)	Lat, LAMBERT	Long, LAMBERT	Cond (mS/cm)	RS (mg/L)	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	HCO ₃	NO ₃	¹⁸ O $\delta\%$	² H $\delta\%$	Cl 2003	Br 2003
P1	33,0	606 050	398 100	3,4	2 144	272,5	53,5	379,3	27,4	269,0	709,1	219,6	66,3	-4,84	-28,0	923	2,36
P3	1,2	602 200	391 950	3,2	2 035	168,4	38,9	418,4	1,8	268,9	581,4	610,1	30,4	-1,95	-11,8	511,2	1,62
P19	3,5	589 550	373 500	5,5	3 520	300,6	77,8	705,8	11,7	182,5	1 446,5	122,0	30,4	-3,55	-22,6	2 612,8	9,3
P26	8,3	584 150	369 000	13,1	8 371	537,1	179,9	1 572,5	132,9	96,1	3 828,0	610,1	3,1	-1,56	-9,5	3 507,4	10,76
97	3,7	585 600	366 350	11,4	7 296	460,9	179,9	1 986,3	25,0	1 690,6	2 765,3	280,6	191,1	-4,46	-27,1	1 775	6,52
892	-7,7	585 400	372 750	5,4	3 469	380,8	121,6	611,5	13,3	278,6	1 538,7	122,0	226,2	-4,39	-26,9	1 008,2	4,2
996	13,6	583 400	364 850	4,1	2 650	228,5	58,3	558,7	3,9	216,1	1 049,4	207,4	105,3	-4,90	-28,6	1 079,2	4,27
1129	27,3	580 600	368 250	3,2	2 067	148,3	41,3	478,2	11,7	144,1	794,1	244,0	22,6	-5,05	-29,1	852	3,42
3093	40,9	591 600	383 575	2,0	1 265	200,4	29,2	151,7	19,2	172,9	304,9	231,8	145,1	-4,70	-27,5	284	1,18
3113	5,6	594 025	381 175	1,8	1 153	144,3	2,4	165,5	46,9	115,3	297,8	219,6	46,8	-5,31	-30,8	213	0,69
3190	52,9	581 900	380 800	3,8	2 451	240,0	46,0	494,3	1,0	360,2	907,6	231,8	7,8	-4,71	-28,4	962,05	
3202	47,0	585 850	386 950	3,0	1 920	192,4	85,1	409,2	4,7	768,0	389,0	219,0	3,0	-1,66	-11,8	255,6	0,91
4814	101,5	576 400	367 350	5,3	3 417	260,5	70,5	806,9	7,0	499,5	1 127,4	268,4	105,3	-4,48	-25,6	866,2	2,84
5610	-1,6	581 600	352 500	2,0	1 293	148,3	48,6	190,8	43,0	312,2	326,2	213,5	37,1	-3,78	-22,3	347,9	0,65
5729	10,9	591 650	380 350	2,4	1 510	168,3	116,7	232,2	3,1	144,1	546,0	170,8	35,5	-2,03	-11,2		
5743	28,8	596 000	388 400	3,8	2 400	172,3	75,4	549,5	5,5	240,1	801,2	219,6	218,4	-4,42	-24,8	745,5	
5972	40,2	593 900	386 250	2,3	1 485	232,5	17,0	151,7	27,4	115,3	390,0	170,8	167,7	-4,55	-26,0	411,8	1,51
5994	25,8	597 300	391 550	2,9	1 862	208,4	31,6	338,0	5,1	244,9	567,2	134,2	105,3	-2,55	-13,8	610,6	
6077	15,6	594 650	383 375	2,5	1 613	220,4	29,2	239,1	0,0	172,9	439,6	183,0	132,6	-3,00	-17,6	454,4	
6686	38,1	585 650	380 600	2,7	1 702	212,4	29,2	278,2	2,7	168,1	496,3	244,0	140,4	-4,77	-27,1	497	
8088	50,4	579 850	356 000	3,1	1 958	240,5	31,6	338,0	5,9	230,5	638,2	183,0	187,2	-4,68	-27,6	596,4	
8315	4,8	584 800	360 850	7,4	4 762	320,6	158,0	1 128,8	50,8	345,8	1 879,0	256,2	159,9	-4,65	-27,3	1846	5,87
8346	0,4	582 950	356 150	3,6	2 323	216	98,4	414	15,6	288	816,5	207,4	241,8	-5,14	-30,3	1 178,6	
8377	72,4	579 200	360 650	3,1	2 010	212,4	38,9	273,6	23,5	240,1	460,9	256,2	341	-4,95	-28,4	553,8	
8400	4,7	584 150	359 200	3,1	1 971	176,4	43,8	393,1	19,6	134,5	687,8	231,8	128,7	-5,04	-28,5	1 079,2	4,01
8403	10,4	578 400	352 250	5,7	3 648	440,9	109,4	659,8	23,5	1 090,2	1 191,2	207,4	124,8	-4,28	-25,8	440,2	1,69
8420	-0,4	589 700	371 550	3,8	2 413	204,4	46,2	496,6	3,9	201,7	943,0	146,4	93,6	-4,50	-26,0	653,2	2,33
8647	2,0	582 600	370 700	2,7	1 696	228,5	43,8	200,0	13,7	1 690,6	638,2	231,8	89,7	-5,15	-29,9	752,6	11,92
8684	4,0	587 800	367 700	5,1	3 232	144,3	68,1	811,5	43,0	206,5	1 361,4	256,2	63,6	-2,46	-13,4	2 428,2	11,16
8737	0,8	592 350	377 800	5,6	3 578	360,7	102,1	682,8	9,4	201,7	1 666,3	195,2	111,9	-4,42	-25,7	1 902,8	9,36
8774	1,6	582 250	355 400	4,7	2 995	288,6	141,0	466,7	8,2	139,3	1 205,4	341,6	110,8	-4,76	-28,2	1 164,4	3,59
8820	40,6	580 400	374 600	2,3	1 453	96,2	34,0	383,9	14,5	172,9	304,9	231,8	145,1	-5,05	-28,3	568	1,78
8894	-2,8	586 350	375 650	4,5	2 848	340,7	65,6	418,4	64,9	134,5	1 120,3	329,4	163,8	-4,60	-26,6		
10959	-2,0	591 000	376 850	1,8	1 162	40,1	31,6	273,6	14,1	5,8	581,4	61,0	2,0	-4,44	-26,6	596,4	
10995	-0,2	591 950	376 750	5,0	3 226	280,6	12,2	740,3	18,4	5,3	1 616,7	61,0	2,3	-4,02	-23,4		
10996	1,6	582 850	355 200	1,6	1 023	144,3	15,8	121,8	7,4	48,0	361,6	97,6	12,9	-5,33	-30,8	340,8	1
11186	3,7	590 150	374 300	5,9	3 802	188,4	51,1	823,0	52,4	240,1	1 382,7	170,8	82,3	-4,55	-26,4	13 035,6	43,21
11191	6,4	590 450	375 500	3,7	2 355	156,3	70,5	501,2	12,5	11,5	1 205,4	61,0	4,3	-4,35	-27,0	3 024,6	13,85
11635	0,4	592 500	376 250	38,8	27 160	681,4	923,8	7 402,8	211,1	1 729,0	13 862,1	378,2	13,7	-2,26	-15,6		
11637	0,8	593 000	376 550	14,9	10 430	200,4	289,3	2 699,0	139,2	696,4	4 608,9	1 037,1	2,3	-4,36	-25,4		
11650	4,3	591 100	373 800	3,3	2 331	200,4	24,3	494,3	10,9	149,8	822,5	292,8	43,3	-4,65	-26,3		
11829	6,8	586 450	370 450	3,8	2 432	268,5	80,2	434,5	10,9	105,7	1 063,6	305,0	53,0	-4,33	-24,7	994	3,53
11269	-8,7	588 200	377 350	2,7	1 702	184,4	60,8	262,1	11,7	3,4	595,6	317,2	107,7	-4,47	-27,1	745,5	
11281	1,0	591 650	375 500	36,9	36 315	420,8	437,2	8 196,4	190,4	1 916,4	13 009,2	408,8	14,9	-3,22	-20,1		
11828	4,3	586 900	375 650	6,4	4 090	250,5	263,8	666,7	18,8	278,6	1 765,6	353,8	156,0	-4,48	-27,8	1 803,4	6,83
11869	3,2	582 750	371 150	1,3	858	84,2	26,7	158,6	4,7	25,9	248,2	317,2	17,9	-4,80	-28,9	284	
13143	-1,05	589 000	372 000	30,8	21 050	800	720	5 083	77	1 919,2	1 382,4	414,8	57,3				
13207	-0,66	589 800	373 600	14,9	9 960	700	480	2 355	43	905,2	5 614	262,3	188,1				

Lat : latitude ; Long : longitude ; Cond : conductivité électrique ; RS : résidu sec, ions majeurs en mg/L.

Discussion et conclusion

Les mesures d'avant 1980 [15], typiques de l'état naturel, montrent que la nappe phréatique de la côte orientale du cap

Bon était moins minéralisée à l'aval qu'à l'amont. Ce paradoxe implique que la recharge à l'amont sur les zones d'affleurement est complétée par une forte recharge à l'aval par des eaux peu minéralisées, probablement issues de l'infiltra-

tion rapide des eaux des oueds en crue, débouchant dans la plaine. Les observations récentes [14] confortent ce schéma. Dans un contexte d'augmentation de la minéralisation dans les zones envahies par le biseau salé, de fortes fluctuations

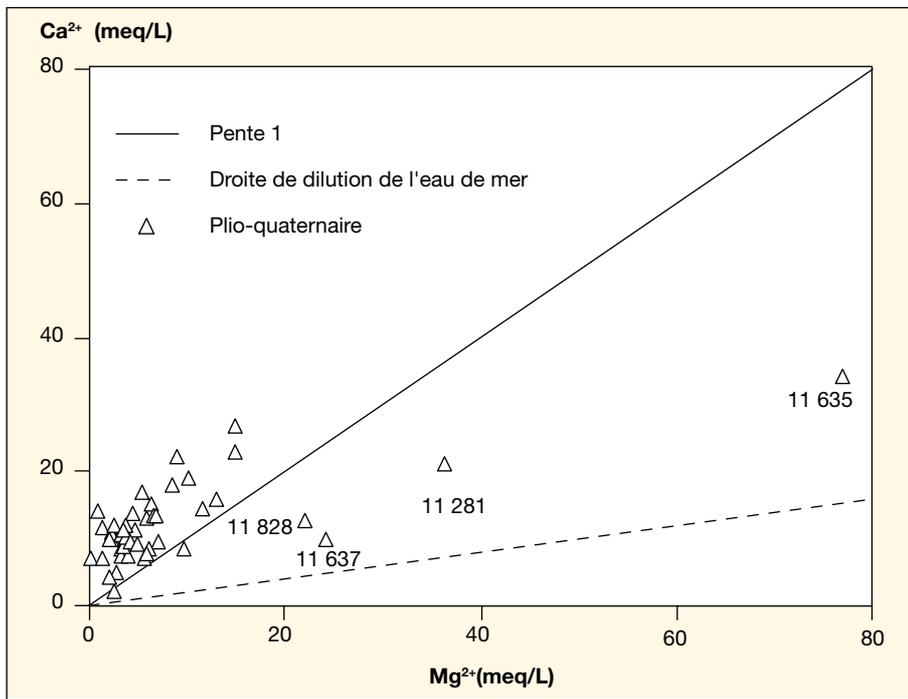


Figure 4. Teneurs en Ca^{2+} et en Mg^{2+} des eaux souterraines.

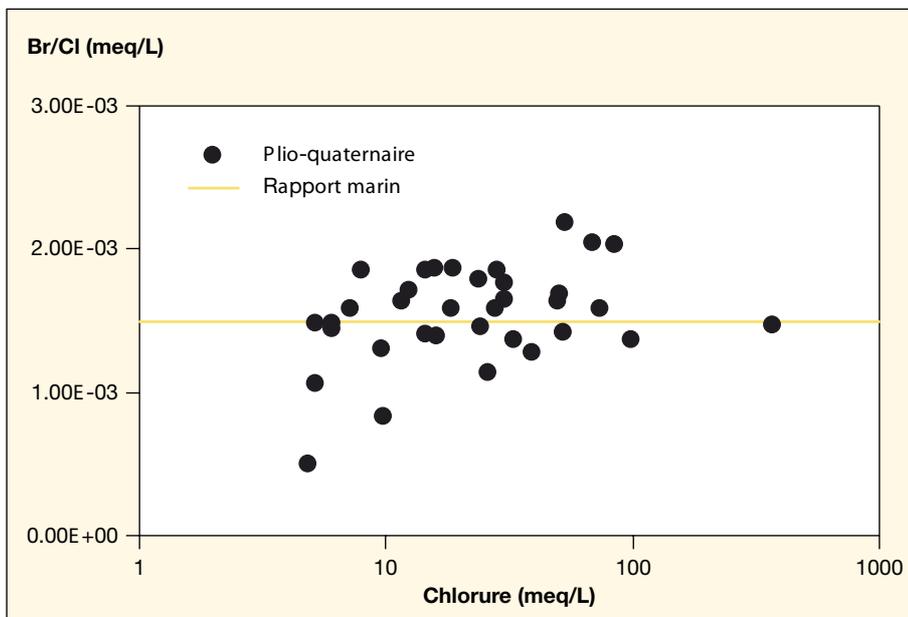


Figure 5. Teneurs en Br^- et en Cl^- des eaux souterraines.

faisant suite à des années pluvieuses montrent la puissance de la recharge actuelle [16], comme en 2003 (pluie annuelle de 510 mm) et 2004 (820 mm).

À une échelle plus fine, la très forte variabilité spatiale des piézométries et conductivités dans la partie la plus proche de la mer indique que l'on n'a pas une contamination généralisée de la nappe, mais une situation complexe où les interpolations entre les points mesurés restent délicates.

La nappe plio-quaternaire subit donc des influences multiples, climatiques et anthropiques, qui perturbent le système selon des dynamiques temporelles asynchrones.

L'absence de corrélation entre les teneurs en Cl^- et en NO_3^- , y compris pour leurs plus fortes valeurs, confirme qu'il n'y a pas une explication unique pour les fortes minéralisations. Les teneurs en nitrates particulièrement élevées sont issues d'une importante contamination par l'agriculture,

facilitée par un développement important de l'irrigation (29 valeurs à plus de 60 mg/L parmi les 48 valeurs de 2001). L'absence de corrélation entre teneur en nitrate et épaisseur de la zone non saturée indique que toute la région est concernée par cette pollution. Les transferts verticaux ont été suffisamment intenses pour atteindre massivement la nappe, et les teneurs observées résultent du mélange d'un écoulement en zone saturée contaminé à l'amont et d'un écoulement en zone non saturée renforcé et contaminé en surface par l'irrigation.

Près de la côte, il est possible d'estimer un mélange avec l'eau de mer F (tableau 2) en se basant sur le calcul du bilan de masse des chlorures [17, 18] avec

$$F = \frac{\text{Cl}_{\text{éch}} - \text{Cl}_{\text{douce}}}{\text{Cl}_{\text{mer}} - \text{Cl}_{\text{douce}}}$$

et Cl_{mer} représentent la concentration en chlorure respectivement dans l'échantillon, l'eau douce et l'eau de mer. Les valeurs ainsi calculées varient de 0 à 70 %, traduisant l'hétérogénéité du processus de salinisation. L'étude du rapport Na^+/Cl^- n'a pas permis de mettre en évidence une nette distinction des groupes d'eau sauf pour les points les plus minéralisés. Le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ isole quelques points d'eau qui se distinguent déjà au niveau du rapport Na^+/Cl^- en l'occurrence 11 635, 11 281, 11 637 et 11 828 avec un rapport molaire sensiblement inférieur à 1, issus très probablement d'un mélange avec l'eau de mer.

Le rapport Br^-/Cl^- identifie aussi des points qui semblent contaminés par l'eau de mer. Ces points diffèrent parfois de ceux distingués par le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$. Ces deux approches sont complémentaires mais imparfaitement discriminantes.

Les isotopes stables, ^{18}O et ^2H , permettent également d'identifier quelques contaminations marines. Là encore, la convergence avec les autres méthodes n'est pas totale, mais les résultats sont bien plus précis. De plus, la proximité des teneurs de la pluie et de la nappe plio-quaternaire montre que la majorité des eaux souterraines n'ont pas subi de reprise évaporatoire importante ni de mélange avec l'eau de mer.

La piézométrie est évidemment indicatrice de la surexploitation, mais la géométrie et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère font que les zones les plus déprimées ne sont pas systématiquement les plus contaminées par l'eau de mer.

Le tableau 2 résume le résultat des différentes approches, avec en lignes tous les points d'eau et en colonnes toutes les méthodes géochimiques et les informations hydrodynamiques. Ce tableau indique si

Tableau II. Résumé des différentes approches appliquées.

Numéro BIRH	NP (m)	R,S (mg/L)	Eau de mer F (%)	Na ⁺ /Cl ⁻ (meq/L)	Ca ²⁺ /Mg ²⁺ (meq/L)	Br ⁻ /Cl ⁻ (meq/L)	Hydro	Fraction eau de mer	Isotopes	Na ⁺ /Cl ⁻	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	Br ⁻ /Cl ⁻	Origine de la minéralisation
P1	33	2 144	2,13	0,83	3,06	1,14E-03	ADN	PO	ADN	PO	ADN	PN	Pas d'intrusion
P3	1,2	2 035	1,47	1,11	2,60	1,41E-03	PO	PN	PO	PN	PN	PO	Possible mélange avec eau de mer
P19	3,5	3 520	5,97	0,75	2,32	1,58E-03	PO	PO	ADO	ADO	PN	PO	Possible mélange avec eau de mer
P26	8,3	8 371	18,38	0,63	1,79	1,36E-03	PN	PO	PO	ADO	PN	ADO	Évaporation + dissolution
97	3,7	7 296	12,84	1,11	1,54	1,63E-03	PN	PO	PN	PN	PN	PN	Évaporation + dissolution
892	-7,7	3 469	6,45	0,61	1,88	1,85E-03	ADO	PO	PN	ADO	PN	PO	Possible mélange avec eau de mer
996	13,6	2 650	3,90	0,82	2,35	1,76E-03	PN	PO	PN	PO	PN	PN	Pas d'intrusion
1129	27,3	2 067	2,57	0,93	2,15	1,78E-03	ADN	ADN	ADN	ADN	ADN	PN	Pas d'intrusion
3093	40,9	1 265	0,03	0,77	4,12	1,85E-03	ADN	ADN	ADN	PO	ADN	PO	Eau douce-pas d'intrusion
3113	5,6	1 153	0,00	0,86	36,08	1,44E-03	PN	ADN	ADN	PO	ADN	PN	Eau douce-pas d'intrusion
3190	52,9	2 451	3,16	0,84	3,13		ADN	AI	ADN	ADN	ADN		dissolution par retour eau irrigation
3202	47	1 920	0,46	1,62	1,36	1,58E-03	ADN	ADN	ADO	ADN	ADN	PN	Évaporation
4814	102	3 417	4,31	1,10	2,22	1,46E-03	ADN	ADN	ADN	ADN	ADN	PN	Évaporation
5610	-1,6	1 293	0,14	0,90	1,83	8,30E-04	ADO	PN	ADO	PN	PN	PN	Très faible mélange avec eau de mer
5729	10,9	1 510	1,28	0,66	0,87		ADN	ADN	ADO	ADO	ADO		Très faible mélange avec eau de mer
5743	28,8	2 400	2,61	1,06	1,37		ADN	PN	ADN	ADN	ADN		Dissolution par retour eau irrigation
5972	40,2	1 485	0,47	0,60	8,21	1,63E-03	ADN	ADN	ADN	PO	ADN	ADN	Eau douce-pas d'intrusion
5994	25,8	1 862	1,39	0,92	3,96		ADN	ADN	PO	PN	PN		Évaporation
6077	15,6	1 613	0,73	0,84	4,53		PN	PN	PO	PO	ADN		Possible mélange avec eau de mer
6686	38,1	1 702	1,02	0,87	4,36		ADN	ADN	ADN	PO	ADN		Eau douce
8088	50,4	1 958	1,76	0,82	4,57		ADN	ADN	ADN	PO	ADN		Eau douce-pas d'intrusion
8315	4,8	4 762	8,22	0,93	1,22	1,41E-03	PO	PO	PN	PN	PN	PO	Possible mélange avec eau de mer
8346	0,4	2 323	0,84	0,92	3,28		PO	PN	ADN	PN	ADN		Pas d'intrusion
8377	72,4	2 010	0,84	0,92	3,28		ADN	PN	ADN	PN	PN		Pas d'intrusion
8400	4,7	1 971	2,02	0,88	2,42	1,65E-03	PN	ADN	ADN	ADN	ADN	ADN	Eau douce-pas d'intrusion
8403	10,4	3 648	4,64	0,85	2,42	1,71E-03	ADN	PO	PN	PO	PN	PO	Possible mélange avec eau de mer
8420	-0,4	2 413	3,35	0,81	2,65	1,58E-03	ADO	PO	PN	ADO	PN	PO	Intrusion marine
8647	2	1 696	1,76	0,48	3,13	7,04E-03	ADN	ADN	ADN	PO	ADN	ADN	Eau douce-pas d'intrusion
8684	4	3 232	5,53	0,92	1,27	2,04E-03	PO	PO	ADO	PN	PN	PN	Intrusion marine
8737	0,8	3 578	7,12	0,63	2,12	2,19E-03	PO	ADO	PO	PO	PN	PN	Possible mélange avec eau de mer
8774	1,6	2 995	4,72	0,60	1,23	1,37E-03	PO	PO	PN	PO	PN	ADO	Possible mélange avec eau de mer
8820	40,6	1 453	0,03	1,94	1,70	1,39E-03	ADN	ADN	ADN	ADN	ADN	PN	Eau douce-pas d'intrusion
8894	-2,8	2 848	4,27	0,58	3,12		ADO	PO	PN	PO	PN		Possible mélange avec eau de mer
10959	-2	1 162	1,47	0,73	0,76		ADO	PN	PN	PO	PO		Possible mélange avec eau de mer
10995	-0,2	3 226	6,86	0,71	13,80		PO	PO	PO	PO	ADN		Possible mélange avec eau de mer
10996	1,6	1 023	0,32	0,52	5,48	1,30E-03	PO	ADN	ADN	PO	ADN	PN	Eau douce-pas d'intrusion
11186	3,7	3 802	5,64	0,92	2,21	1,47E-03	PO	PO	PN	PN	ADN	PO	Possible mélange avec eau de mer
11191	6,4	2 355	4,72	0,64	1,33	2,03E-03	PN	PO	PO	PO	PN	PN	Possible mélange avec eau de mer
11635	0,4	27 160	70,64	0,82	0,44		ADO	ADO	ADO	ADO	ADO		Intrusion marine
11637	0,8	10 430	22,44	0,90	0,42		ADO	ADO	PO	PO	ADO		Intrusion marine
11650	4,3	2 331	2,72	0,93	4,95		PN	PN	PN	PO	PN		Dissolution par retour eau irrigation
11829	6,8	2 432	3,98	0,63	2,01	1,58E-03	PN	PN	PN	PO	PN	PO	Possible mélange avec eau de mer
11269	-8,7	1 702	1,54	0,68	1,82		ADO	PO	PN	PO	PN		Mélange intrusion marine
11281	1	36 315	66,19	0,97	0,58		PO	ADO	ADO	PO	ADO		Intrusion marine
11828	4,3	4 090	7,63	0,58	0,57	1,68E-03	PN	ADO	PN	ADO	ADO	PO	Possible mélange avec eau de mer
11869	3,2	858	0,00	0,99	1,89		ADN	ADN	ADN	ADN	ADN		Eau douce, pas de minéralisation
13143	-1,05	21 050	70,4	0,5675	0,6667		ADO	ADO		ADO	ADO		Intrusion marine
13207	-0,66	9 960	27,7	0,6475	0,875		ADO	ADO		ADO	ADO		Intrusion marine
	Aucun doute oui : ADO	Aucun doute non : ADN	Possible oui : PO	Possible non : PN	Aucune idée : AI		Nécessite confrontation avec d'autres méthodes	Méthode efficace pour les points près de la mer	Méthode adéquate	Méthode insuffisante	Nécessite confrontation avec d'autres méthodes	Nécessite confrontation avec d'autres méthodes	

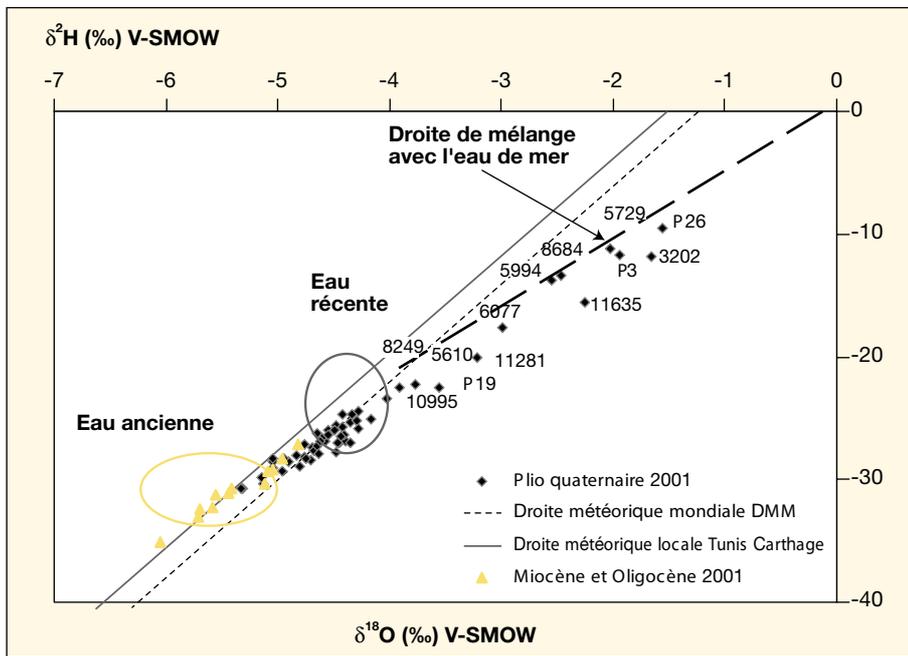


Figure 6. Teneurs en ^{18}O et en ^2H dans les aquifères.

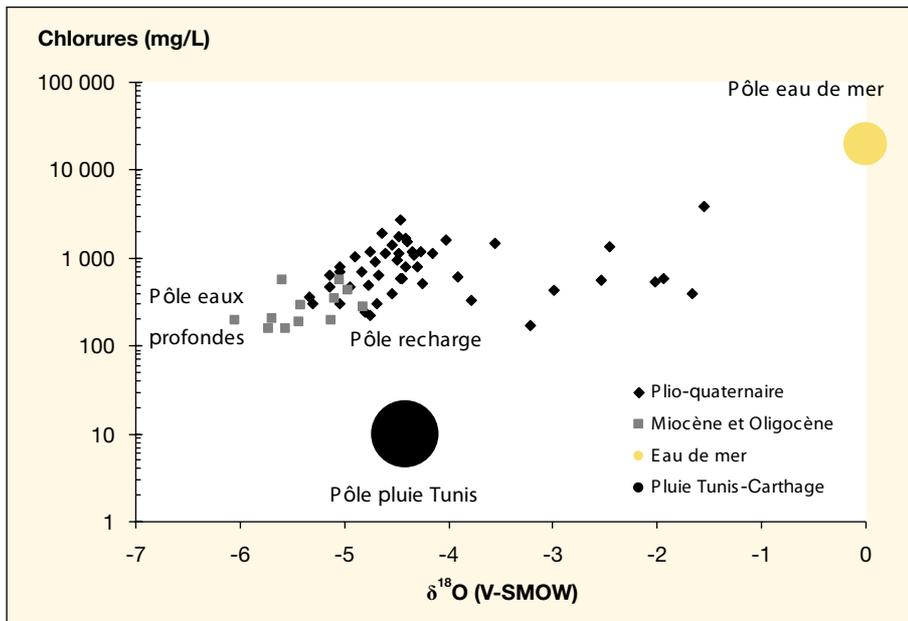


Figure 7. Teneurs en Cl^- en fonction des teneurs en ^{18}O .

la méthode a donné dans ce point une information sur l'origine de la minéralisation et le degré de certitude de l'information (aucun doute oui : ADO, aucun doute non : ADN, possible oui : PO, possible non : PN, aucune idée : AI). Les critères sont les suivants : présence du puits dans une zone de dépression piézométrique pour l'hydrodynamique, fraction eau de mer F supérieure à 1 %, isotopes enrichis, rapports Na^+/Cl^- , $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, Br^-/Cl^- proches du rapport marin. La confrontation

entre les différentes approches montre que toutes les méthodes ne sont pas également efficaces et qu'elles peuvent aboutir à des résultats contradictoires.

Même dans un cas apparemment simple comme la nappe phréatique de la côte orientale du cap Bon, l'étude hydrogéologique des nappes côtières méditerranéennes requiert une démarche prudente et critique. La confrontation de multiples approches hydrodynamiques et géochimiques est indispensable pour démêler les

processus qui se superposent et aboutissent conjointement à la baisse de la piézométrie et à la hausse de la salinité. Cependant, la variabilité des résultats obtenus selon les méthodes souligne la fragilité des interprétations. L'imbrication de processus différents, les limitations liées aux données et aux interprétations rendent particulièrement délicate la quantification des évolutions des prochaines décennies. ■

Remerciements

Nous remercions Y. Travi et le laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon (France) pour les analyses de Br^- , C. Gaye et l'Agence internationale de l'énergie atomique pour les analyses isotopiques et le ministère tunisien de l'Agriculture et des Ressources hydrauliques (en particulier la DGRE pour les analyses chimiques et ses archives et N. Oueslati et le CRDA de Nabeul pour les missions de terrain).

Références

1. Hachicha M. Les sols salés et leur mise en valeur en Tunisie. *Sécheresse* 2007 ; 18 : 45-50.
2. Jones BF, Vengosh A, Rosenthal E, Yechieli Y. Geochemical investigations. In: Bear J, Cheng AHD, Sorek S, Quazar D, Herrera I, eds. *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers*. Dordrecht (Holand) : Kluwer Academic Publishers, 1999.
3. Sebei A, Chaabani F, Souissi F, Abdeljaoued S. Hydrologie et qualité des eaux de la nappe de Grombalia (Tunisie nord orientale). *Sécheresse* 2004 ; 15 : 159-66.
4. Bouchaou L, Michelot JL, Vengosh A, et al. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco. *J Hydrol* 2008 ; 352 : 267-87.
5. Yurtsever Y. Role of environmental isotopes in studies related to salinization processes and salt water intrusion dynamics. Proceedings of the 13th Saltwater intrusion meeting, Cagliari (Italie), 5-10 June 1994. Cagliari : Il Torchio, 1994.
6. Trabelsi R, Zairi M, Ben Dhia H. Groundwater salinization of the Sfax superficial aquifer, Tunisia. *Hydrogeol J* 2007 ; 15 : 1341-55.
7. Mamou A, Kassah A. Économie et valorisation de l'eau en Tunisie. *Sécheresse* 2000 ; 11 : 249-56.
8. Paniconi C, Khlaifi I, Lecca G, Giacomelli A, Tarhouni J. Modeling and Analysis of Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Eastern Cap-Bon, Tunisia. *Transport Porous Media* 2001 ; 43 : 3-28.
9. Espinar M. Détermination d'une formule pour l'estimation de l'ETP quotidienne en Tunisie. Note technique de l'Institut national météorologique de Tunisie. Tunis : Institut national météorologique de Tunisie, 1975.

10. Fedrigoni L, Krimissa M, Zouari K, Maliki A, Zuppi GM. Origin of the salinisation and hydrogeochemical behaviour of a phreatic aquifer suffering severe natural and anthropic constraints: an example from the Djebeniana aquifer (Tunisia). *CR Acad Sci* 2001 ; 332 : 665-71.
11. Vengosh A, Ben-Zvi A. Formation of a salt plume in the Coastal Plain aquifer of Israel: the Be'er Toviyya region. *J Hydrol* 1994 ; 160 : 21-52.
12. Takrouni M. *Traçage naturel des relations entre aquifère profond, nappes superficielles et intrusion marine dans le bassin de Sfax (Tunisie)*. Thèse de doctorat de l'université Paris-Sud, Orsay, 2003.
13. Celle-Jeanton H, Zouari K, Travi Y, Daoud A. Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *CR Acad Sc Series II* 2001 ; 333 : 625-31.
14. Ben Hamouda MF. *Approche hydrogéochimique et isotopique des systèmes aquifères côtiers du cap Bon : cas des nappes de la Côte Orientale et d'El Haouaria, Tunisie*. Thèse de doctorat en sciences agronomiques, Institut national agronomique de Tunisie, 2008.
15. Ennabli M. *Etude hydrogéologique des aquifères du Nord-Est de la Tunisie pour une gestion intégrée des ressources en eau*. Thèse de doctorat ès sciences naturelles, université de Nice, 1980.
16. Smida H, Zairi M, Trabelsi R, Ben Dhia H. Identification de zones de recharge induite d'aquifères à l'aide d'un Système d'information géographique : cas de la nappe de Chaffar (Sud-Est tunisien). *Sécheresse* 2006 ; 17 : 433-42.
17. Abou Zakhem B, Hafez R. Environmental isotope study of seawater intrusion in the coastal aquifer (Syria). *Environ Geol* 2007 ; 51 : 1329-39.
18. De Montety V, Radakovitch O, Vallet-Coulomb C, Blavoux B, Hermitte D, Valles V. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: case of the Rhône delta (Southern France). *Appl Geochem* 2008 ; 23 : 2337-49.

Évolution de la recharge de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan (Tunisie centrale) déduite de l'analyse géochimique

Safouan Ben Ammar^{1,3}
 Leila Jeribi¹
 Guillaume Favreau²
 Kamel Zouari¹
 Christian Leduc²
 Monique Oi²
 Jemaiel M'barek⁴
 Ridha Beji⁵

¹ Laboratoire de radio-analyses et environnement
 ENI Sfax
 BP W 38
 Sfax

Tunisie
 <jeribi_leila@yahoo.fr>
 <kamel.zouari@enis.rnu.tn>
² IRD, UMR HSM et UMR G-EAU
 Université Montpellier-II
 CC MSE
 34095 Montpellier cedex
 France
 <favreau@msem.univ-montp2.fr>
 <christian.leduc@ird.fr>
 <monique.oi@ird.fr>

³ Centre national des sciences et technologies nucléaires,
 2020 Sidi-Thabet,
 Tunisie

<safouan_ammam@yahoo.fr>
⁴ Société nationale d'exploitation et de distribution des eaux
 Montfleury
 1008 Tunis
 Tunisie

<mbarek_jemaiel@yahoo.fr>
⁵ Direction générale des ressources en eau
 Rue de la Manoubia
 Tunis
 Tunisie
 <ridhabeji@hotmail.com>

Tirés à part : S. Ben Ammar

Résumé

La nappe phréatique de la plaine de Kairouan (Tunisie centrale semi-aride, 3 000 km²) est comprise dans les formations détritiques alluviales du Plio-quadernaire. Cet aquifère d'une grande importance régionale pour l'agriculture irriguée (céréales, cucurbitacées) subit, depuis plusieurs décennies, une forte pression anthropique due à une surexploitation locale des ressources, et à la construction de barrages de protection contre les crues à son amont dans les années 1980. Les analyses chimiques et isotopiques indiquent que la recharge naturelle de cet aquifère était tributaire des anciennes crues des oueds Zeroud et Merguellil en période anté-barrages. Les eaux souterraines montrent une bonne homogénéité de faciès chimique, généralement explicable par des processus d'interaction eau-roches sédimentaires. Une approche isotopique basée sur des analyses des isotopes de la molécule d'eau (¹⁸O, ²H, ³H) et ceux du CITD (¹⁴C, ¹³C) a permis d'identifier des processus de recharge localisés de l'aquifère à partir des fuites non maîtrisées du barrage El Haouareb et des lâchers occasionnels du barrage de Sidi Saad.

Mots clés : barrage, hydrogéochimie, isotopes, recharge naturelle, Tunisie.

Abstract

Past and present groundwater recharge processes in the Kairouan plain aquifer (Central Tunisia) inferred from geochemical analyses

The phreatic aquifer of the Kairouan plain (semiarid, central Tunisia, 3000 km²) is made up of thick alluvial sedimentary formations of Plio-Quaternary origin. This aquifer represents a key resource for regional development and irrigated agriculture (e.g., watermelon, cereals). For the past few decades, over-exploitation of groundwater resources and building of dams located in the upstream part of the plain to prevent flash floods have led to dramatic changes in recharge processes and the water balance of the aquifer. Water chemistry and isotopic data (¹⁸O, ²H, ³H, ¹⁴C, ¹³C) confirm that groundwater recharge previously depended mainly on wadi floods. Chemical data suggests that water-rock interaction is the main process contributing to groundwater salinity. The isotopic approach reveals that a significant part of recent recharge comes from uncontrolled dam leakage (El Haouareb dam) or from surface water stored in dams and released during high stages (Sidi Saad dam).

Key words: dam, hydrogeochemistry, isotopes, natural recharge, Tunisia.

L'Afrique du Nord est une région typiquement semi-aride où les ressources en eau sont susceptibles d'évoluer spectaculairement sous l'influence de fluctuations climatiques ou d'actions humaines [1]. Ces changements peuvent affecter les stocks d'eau souterraine, rarement en augmentation [2], souvent en diminution importante [3], mais aussi leur qualité [3, 4]. En dehors des flux passant d'un système aquifère à un autre, la recharge naturelle des nappes phréatiques provient essentiellement de l'infiltration des eaux des oueds, lors de leurs crues les plus fortes. En région méditerranéenne, un tel phénomène est souvent très variable dans le temps et dans l'espace [5]. Au cours des dernières décennies, de multiples aménagements (par exemple les barrages, grands et petits) ont été réalisés au Maghreb, avec comme objectif premier une plus forte mobilisation des ressources en eau. Tous ces travaux, tendant à domestiquer une ressource très irrégulière, modifient parfois très profondément le cycle de l'eau, tant dans les flux que dans les processus. La nappe phréatique de la plaine de Kairouan étudiée ici illustre une telle évolution.

Par son extension (3 000 km²) et l'importance de ses réserves (épaisseur saturée parfois supérieure à 600 m), cet aquifère est le plus important de la Tunisie centrale, une région où le développement rural est totalement tributaire de l'eau. Il est soumis depuis plus de 40 ans à une forte anthropisation. Celle-ci est d'abord une exploitation toujours accrue pour satisfaire l'irrigation et l'alimentation en eau potable. L'intervention de l'homme s'est manifestée aussi par la création de très nombreux lacs et retenues collinaires, et la construction de grands barrages sur les deux principaux oueds de la région (en 1982, sur le Zeroud et, en 1989, sur le Merguellil ; figure 1). Le bilan hydrique largement déficitaire de la nappe de la plaine de Kairouan se manifeste par une forte baisse de la piézométrie depuis les années 1980 (0,25 à 1 m/an) [6].

Du fait de son importance à l'échelle nationale, l'aquifère de la plaine de Kairouan a fait l'objet de multiples études, souvent focalisées sur l'aspect hydrodynamique [7-9]. La géochimie des eaux souterraines de la plaine n'a été abordée que plus récemment [10-12]. Le croisement de ces deux approches permet un saut important dans la connaissance, en contraignant mutuellement les hypothèses tirées des analyses géochimiques et les propositions de bilan basées sur l'analyse hydrodynamique. Des résultats nouveaux ont ainsi été obtenus, en particulier dans l'étude de l'évolution des processus de la recharge de l'aquifère phréatique de la plaine de Kairouan depuis la construction des barrages.

Aperçu géologique et hydrogéologique

La plaine de Kairouan est une vaste et profonde cuvette d'effondrement remplie de plus de 700 m de sédiments détritiques plio-quatennaires apportés depuis la dorsale tunisienne par de nombreux oueds, les oueds Zeroud et Merguellil étant les plus importants. Ces dépôts s'organisent en couches lenticulaires plus au moins étendues ; les alluvions grossières (sables et graviers) sont plus fréquentes aux débouchés des oueds dans la plaine,

alors que les alluvions moyennes et fines ont souvent été entraînées plus à l'aval. La plaine est limitée à l'ouest et au nord par une série de jebels où affleurent diverses formations sédimentaires du secondaire et du tertiaire (figure 1). La profondeur du niveau de la nappe phréatique était, avant surexploitation, de l'ordre de 15 à 65 m mais atteint désormais localement plus de 80 m. Vers l'aval, la nappe phréatique est subaffleurante (< 1 m) sous les sebkhias à proximité de Kairouan.

Des aquifères limitrophes peuvent alimenter, dans une faible mesure, la nappe de la plaine de Kairouan. La contribution de ce

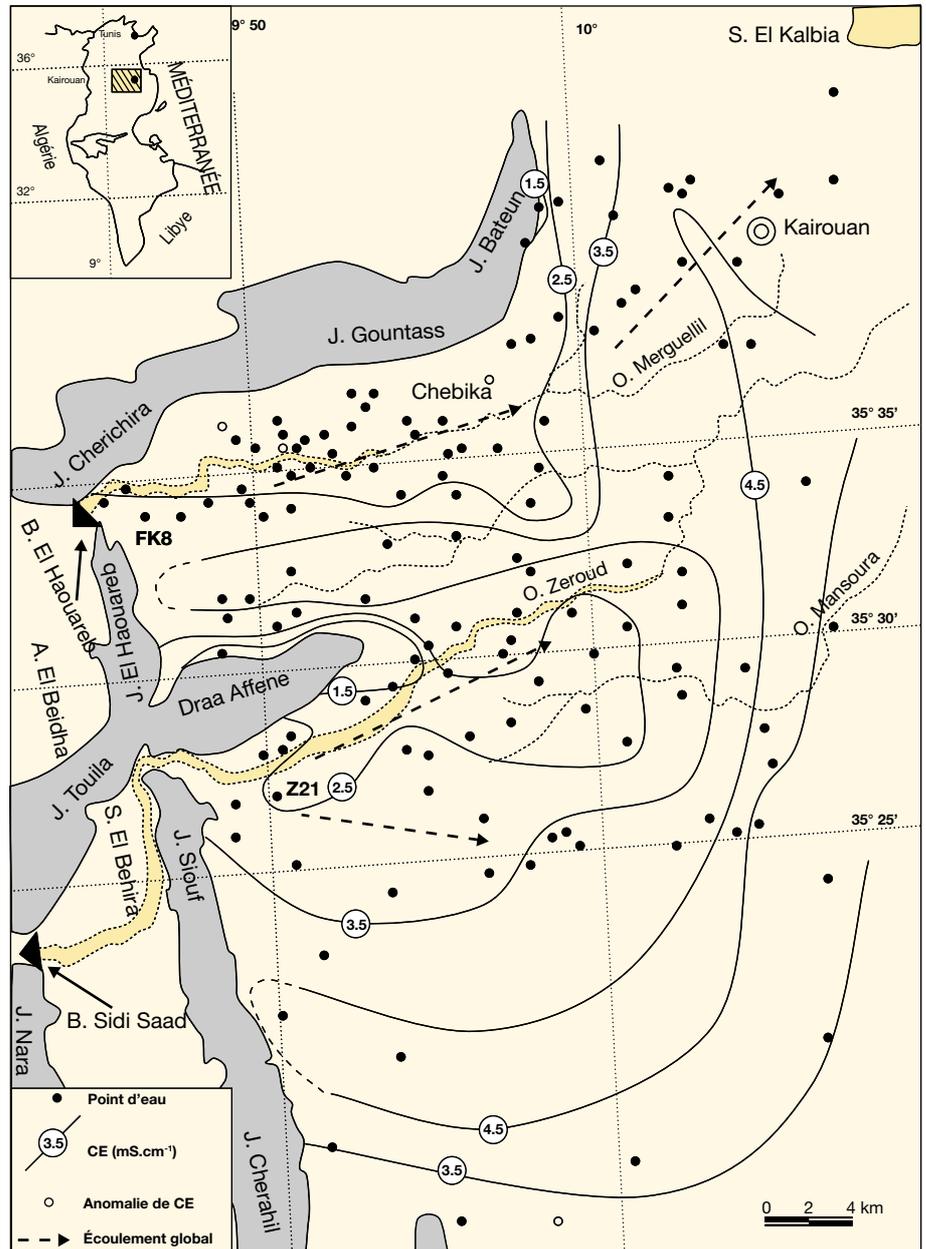


Figure 1. Carte de situation des points d'eau échantillonnés et de conductivité des eaux souterraines de la plaine de Kairouan.

type la mieux identifiée provient de la nappe de Ain El Beidha au travers du seuil karstique d'El Haouareb (figure 1). Cependant, en régime naturel, l'essentiel de la recharge de la nappe phréatique provenait des crues des deux grands oueds Merguellil et Zeroud. La dernière crue catastrophique, en 1969, est à l'origine de la création des barrages El Haouareb, sur le Merguellil (stockage moyen annuel de 19,6 Mm³ sur la période 1989-2007) et Sidi Saad, sur le Zeroud (stockage moyen annuel de 100 Mm³ sur la période 1982-2007), qui ont privé la nappe de la plaine d'une grande part de son alimentation naturelle, la quasi-totalité dans le cas du Merguellil [6].

Prélèvements et analyses

Depuis une dizaine d'années (1997-2007), environ 140 points ont été échantillonnés par le laboratoire de radio-analyses et environnement (LRAE) de l'École nationale d'ingénieurs de Sfax et l'Institut de recherche pour le développement (IRD), avec le soutien actif des différents services régionaux du ministère tunisien de l'Agriculture (figure 1). Ce sont des eaux souterraines (puits, forages) et des eaux de surface (retenues des deux barrages, émergences karstiques au pied du barrage El Haouareb).

Les paramètres physicochimiques (pH, conductivité électrique et température) ont été mesurés *in situ*. Les éléments majeurs ont été analysés après filtration *in situ* à 0,45 µm par chromatographie ionique (Na, Ca, Mg, K, Cl, SO₄) et titration (HCO₃) par les laboratoires de la Société nationale d'exploitation et de distribution des eaux (SONEDE) à Tunis et de la Maison des sciences de l'eau à Montpellier pour les échantillons du Merguellil et par le LRAE pour les échantillons du Zeroud.

Les analyses isotopiques (¹⁸O, ²H, ³H et ¹³C) ont été réalisées par l'Agence internationale de l'énergie atomique (AIEA) à Vienne et le laboratoire d'hydrologie et géochimie isotopique de l'université Paris-XI-Orsay. Les activités ¹⁴C ont été mesurées par scintillation liquide au LRAE sur des précipités de carbonate de baryum. Les teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau (¹⁸O et ²H) ont été déterminées par spectrométrie de masse et sont exprimées en pour mille par rapport au standard international V-SMOW. Les incertitudes analytiques sur les mesures isotopiques sont de 0,2 ‰ pour δ¹⁸O, de 2 ‰ pour δ²H et de 0,1 ‰ pour δ¹³C. Les teneurs en tritium sont exprimées en unités tritium (UT), avec une incertitude de l'ordre de 0,8 UT. L'incertitude estimée sur les activités ¹⁴C est de l'ordre de 0,2 à 1,7 pCm.

Résultats

Caractérisation physico-chimique des eaux

Les températures des eaux souterraines de la plaine de Kairouan sont comprises entre 19 et 28 °C (21 °C en médiane). Les températures les plus basses (19 à 23 °C) caractérisent les puits de surface et les forages peu profonds (0 à -100 m). Les plus élevées (26 à 28 °C) sont mesurées au niveau des forages profonds qui dépassent généralement 200 m. La majorité des échantillons présentent un pH variant entre 7 et 8.

Les conductivités électriques varient de 1,5 mS/cm à plus de 5 mS/cm. Les plus faibles valeurs (~1,5 mS/cm) sont mesurées au pied du jebel Bateun et du bombement anticlinal du Draa Affene (figure 1), où affleurent des formations sablo-gréseuses d'âge miocène et pliocène. De relativement faibles conductivités, inférieures à 2,5 mS/cm, sont mesurées à proximité des lits des oueds. De plus fortes valeurs, parfois supérieures à 4,5 mS/cm, caractérisent la partie aval de la plaine. D'une manière générale, les eaux souterraines de la plaine du Merguellil sont moins chargées que celles de la plaine du Zeroud, reflétant la différence de

qualité des eaux de surface des deux oueds. En effet, la conductivité moyenne des eaux de la retenue d'El Haouareb est de 2,1 mS/cm (gamme mesurée : 1,5-2,65 mS/cm), celle des émergences d'El Haouareb est de 2,4 mS/cm (mélange d'eau du barrage et d'eau de la nappe de Ain El Beidha) et celle de Sidi Saad est largement supérieure (4,6 mS/cm, mesurée en septembre 1998). Les eaux des retenues subissent une reprise évaporatoire de l'ordre de 30 % du volume arrivant aux barrages mais d'intensité plus ou moins forte selon la saison et la durée du stockage dans le lac [13] ; ces eaux sont donc proportionnellement plus minéralisées que les eaux des oueds s'écoulant librement.

Les concentrations relatives en éléments majeurs sont reportées sur le diagramme de Piper (figure 2). Le faciès dominant est de type Na-Ca-SO₄ évoluant par endroits à Na-Ca-Cl-SO₄. Le bicarbonate domine dans les faibles minéralisations des formations miopliocènes du jebel Bateun et du Draa Affene. Un faciès particulier Na-Mg-SO₄ caractérise les points d'eau situés au nord du Draa Affene. Les teneurs en SO₄ varient entre 2 et 45 méq/L, les teneurs en Cl entre 2,5 et 40 méq/L. Les teneurs en Ca et Mg varient respective-

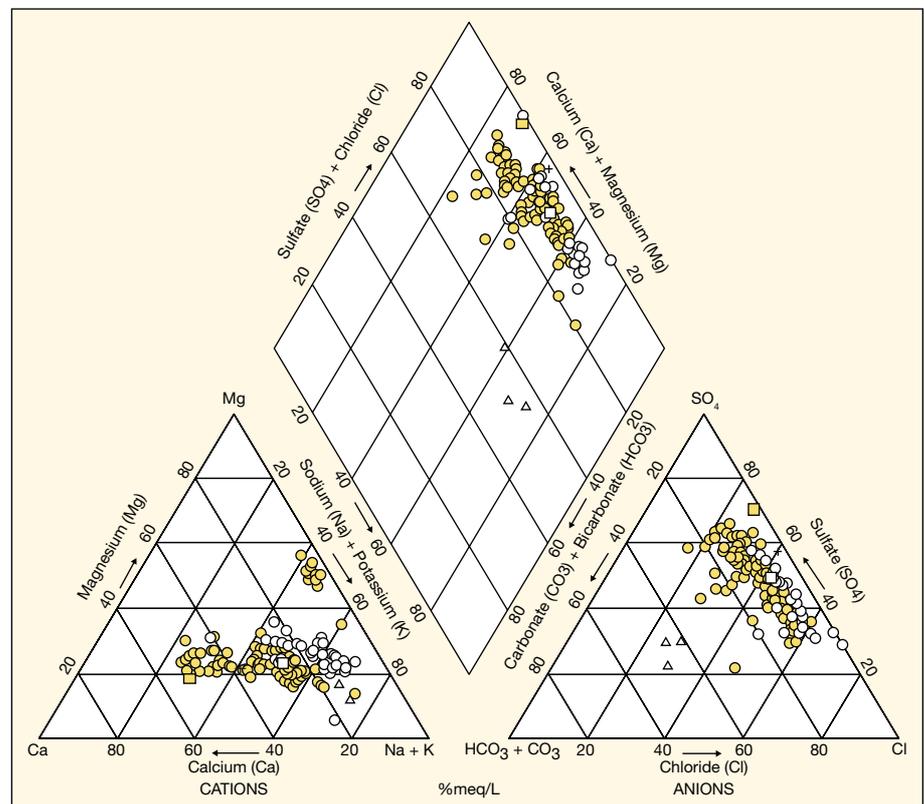


Figure 2. Diagramme de Piper des eaux de la plaine de Kairouan.

● : Merguellil ; ○ : Zeroud ; △ : Mio-Pliocène ; □ : émergences El Haouareb ; ● : retenue El Haouareb ; + : Sidi Saad.

ment entre 1 et 18 méq/L et entre 1 et 21 méq/L.

Caractérisation isotopique

Les teneurs en isotopes stables des eaux souterraines sont comprises entre $-6,4$ et $-1,2$ ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et entre $-43,9$ et $-10,6$ ‰ pour $\delta^2\text{H}$, avec des moyennes respectives de $-5,3$ et $-33,7$ ‰. Les valeurs les plus enrichies proviennent de l'amont de la plaine ; ailleurs, la composition isotopique des eaux de la nappe est plus homogène ($\delta^{18}\text{O}$ généralement compris entre -6 et -5 ‰). Comme la minéralisation totale, la composition isotopique des eaux des barrages varie fortement en fonction du remplissage des retenues et de l'intensité de l'évaporation [10, 12].

Les teneurs en tritium de la nappe présentent une grande variabilité spatiale. Les valeurs les plus fortes (5 à 32 UT) sont mesurées près des lits des oueds, indiquant une recharge relativement récente (1950-1970). Ailleurs, les teneurs en tritium sont généralement inférieures au seuil de détection, indiquant une recharge plus ancienne (< 1950). Les teneurs en tritium des eaux de barrages (5,3 UT en septembre 1998 et 5,5 UT en octobre 1999 pour El Haouareb et 5,6 UT en novembre 1997 pour Sidi Saad) sont proches des valeurs actuelles des précipitations mesurées à Kairouan (6,9 UT en septembre 1998).

Les activités ^{14}C des eaux souterraines et des émergences d'El Haouareb varient d'environ 72 pcm à l'amont du bassin à des valeurs inférieures au seuil de détection dans la zone aval, au nord-est de Kairouan. Les valeurs les plus élevées se trouvent à proximité des oueds dans les zones amont et médiane du bassin. Dans cette partie de la plaine, les activités ^{14}C sont supérieures à 30 pcm. En corrigeant les valeurs brutes grâce aux teneurs en ^{13}C du CITD (entre $-13,4$ et $-4,6$ ‰ vs PDB), les âges corrigés des eaux selon plusieurs modèles (Pearson, Fontes et Garnier, Evans et Eichinger [14]), et qui prennent en considération les mélanges chimico-isotopiques avec échange isotopique entre le CO_2 du sol et les carbonates, sont inférieurs à 1 000 ans BP.

Discussion

Origine de la minéralisation

Les eaux souterraines de la plaine de Kairouan ont généralement un faciès chimique semblable à celui des eaux des oueds échantillonnées dans les retenues des barrages. Considérés individuellement, les ions

majeurs ne tracent donc pas une rupture dans les processus de recharge de la nappe. Les différents rapports ioniques, classiquement utilisés pour identifier l'origine de la minéralisation des eaux souterraines, n'apportent pas d'information déterminante dans le cas de la plaine de Kairouan. En effet, les eaux des oueds dont dépend la recharge de la nappe présentent le même faciès chimique, et ce, malgré qu'ils drainent des bassins assez différents par leur extension (8 650 km² pour le Zeroud, 1 200 km² pour le Merguellil), par leur couverture végétale et par la nature des formations géologiques qu'ils traversent (le bassin du Merguellil est montagneux et assez boisé, nettement marqué par des affleurements carbonatés de l'Éocène et gréseux de l'Oligocène ; celui du Zeroud est plus homogène, avec dans la majeure partie des reliefs de plus faible pente). Les variations des concentrations en éléments chimiques et de salinité entre les eaux de ruissellement des deux oueds seraient probablement les seuls facteurs responsables de la différence de salinité des eaux souterraines entre les deux moitiés nord et sud de la plaine (figure 1). Les valeurs élevées de salinité qui caractérisent les eaux du Zeroud sont en relation avec la nature des terrains qu'il traverse avant de se jeter dans la plaine de Kairouan, notamment les affleurements évaporitiques du Trias et les sols de sebkha situés plus à l'ouest.

L'augmentation des valeurs de conductivité, d'amont en aval, dans le sens de

l'écoulement est supposée due principalement au changement de faciès lithologique de l'aquifère, de sables grossiers et graviers en amont à des argiles sableuses en aval, induisant un temps de transit et de contact eau-matrice croissants vers l'aval. Dans la zone saturée, la dissolution de certains minéraux carbonatés ou gypseux, généralement rencontrés dans les sédiments d'origine fluviale, pourrait également être à l'origine d'augmentation locale de la salinité. L'échange cationique avec les minéraux argileux est un autre processus probable, notamment pour Na, Ca et Mg (figure 3). Cet échange implique une augmentation des Na dans la solution contre une diminution du Ca et du Mg [15], cela devant affecter la saturation vis-à-vis du gypse, d'une part, et vis-à-vis des carbonates, d'autre part [16]. L'hypothèse d'un échange de base avec les minéraux argileux dans les eaux de la plaine de Kairouan est accréditée par la relation

$$\frac{[(\text{Na} + \text{K}) - \text{Cl}]}{[(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{SO}_4 + \text{HCO}_3)]}$$

qui montre une bonne corrélation entre l'excès en sodium et le déficit en calcium et magnésium (figure 3).

En zone semi-aride, comme la Tunisie centrale, le phénomène d'évaporation affecte les eaux de ruissellement, les eaux de pluies tombant directement sur les sols et encore les eaux d'irrigation bien avant

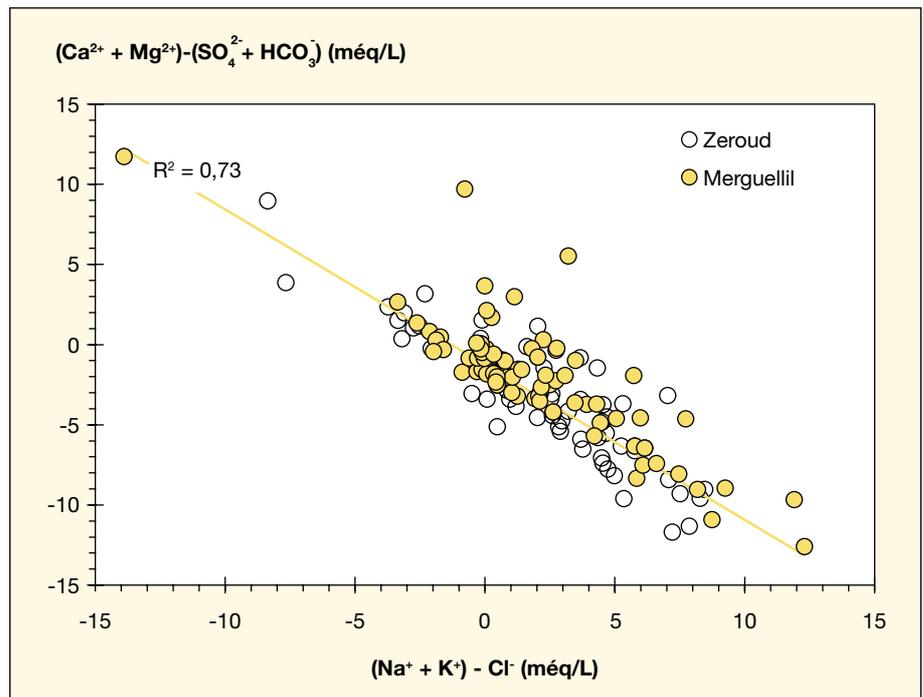


Figure 3. Relation $\frac{[(\text{Na} + \text{K}) - \text{Cl}]}{[(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{SO}_4 + \text{HCO}_3)]}$ pour les eaux de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan.

qu'elles atteignent l'aquifère, et par conséquent, favorise le dépôt de sels ou d'accumulation de solutés en surface ou subsurface [17]. À l'aval de la plaine, le recyclage des sels sous les sebkhas, exutoire naturel de la nappe par évaporation (périodes sèches) mais aussi périodiquement inondées par les crues des oueds (période de lessivage vers la zone saturée), pourrait en partie être responsable d'une partie de l'augmentation de la salinité des eaux de l'aquifère (figure 1).

Recharge naturelle de la nappe et influence des barrages

Les études hydrogéologiques antérieures de la plaine de Kairouan [7-9, 18] ont considéré qu'en période antébarrages, les crues du Zeroud et du Merguellil représentaient l'essentiel de la recharge de la nappe ; l'infiltration des eaux pluviales tombant sur la plaine et les apports des reliefs bordiers étant considérés comme faibles ou nuls. Depuis la construction des barrages Sidi Saad et El Haouareb, les eaux des crues de ces deux oueds n'atteignent plus la plaine, et la nappe se trouve privée de ces apports. Les apports à la nappe se limitent actuellement aux débits des fuites du barrage El Haouareb, au transfert souterrain à partir de la nappe de Ain El Beidha à travers la formation karstique sur laquelle est construit le barrage et aux très faibles débits lâchés pendant les années à pluviométrie excédentaire (années 1993, 1994, 1996, 1997, 2003 et 2005 pour Sidi

Saad ; années 1991, 1993, 1996 et 2006 pour El Haouareb).

Le recours aux méthodes isotopiques (isotopes de la molécule d'eau et du ClTD) permet une meilleure compréhension des mécanismes de la recharge naturelle de la nappe et permet d'en préciser de manière indépendante à l'hydrodynamique les différents flux.

• Recharge actuelle induite par les barrages

Dans la zone amont de la plaine en aval des barrages, de fortes variabilités isotopiques caractérisent les eaux souterraines à cause de la recharge récente induite par des eaux à faciès isotopique plus enrichi en période postérieure à la construction des barrages (figure 4) :

- dans la moitié nord de la plaine, dominée par le Merguellil, ces eaux proviennent des fuites à partir du barrage El Haouareb et leur mélange avec le flux en provenance du bassin amont de Ain El Beidha par déversement latéral à travers le seuil d'El Haouareb. À l'aval du barrage, la tendance à l'enrichissement en isotopes lourds décroît vers l'intérieur du bassin en fonction de la distance au barrage, et les points d'eau situés jusqu'à ~7 km à l'aval se distinguent par un cachet isotopique plus enrichi, suggérant une alimentation induite par les eaux de fuites du barrage [11] ;
- dans la partie sud de la plaine, le faciès le plus évaporé caractérise les eaux du piézomètre Z21 (-1,2 et -10,6 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ respectivement), en rive droite de

l'oued Zeroud à son débouché dans la plaine. Cet enrichissement en isotopes stables est interprété comme le reflet d'une infiltration récente d'eaux à partir de lâchers du barrage de Sidi Saad durant les campagnes de recharge artificielle.

Les points d'eau situés dans l'extrême amont de la plaine, et dont le cachet isotopique est à caractère évaporé, présentent des teneurs en tritium proches des celles des eaux de surface et des précipitations actuelles à Kairouan, c'est-à-dire 5 à 6 UT (en 1998). C'est le cas du piézomètre Z21 dans le bassin du Zeroud et du forage FK8 situé à environ 3 km en aval du barrage El Haouareb (groupe G2 de la figure 5). Cela confirme encore l'effet de la recharge actuelle à partir des eaux des barrages : à partir des fuites de la retenue d'El Haouareb au nord de la plaine et l'infiltration des eaux lâchées lors des essais de recharge artificielle dans le bassin du Zeroud.

• Recharge naturelle par les oueds

Les teneurs moyennes en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O} = -5,3$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -33,7$ ‰) diffèrent de celles des précipitations à Kairouan (-4,2/-24,1 ‰) [10, 12] mais rappellent les précipitations des bassins amont du Zeroud et du Merguellil, dont la valeur calculée pour l'oxygène-18 se situe entre -5,5 et -5 ‰ [11]. Cette différence est due à l'effet d'altitude (dénivelé amont-aval : 1 100 m) qui caractérise les eaux des pluies formées à l'amont montagneux des bassins des oueds. Les caractéristiques physiques des bassins du Zeroud et Merguellil favorisent le transfert rapide (temps de montée de 1 à 2 heures) des eaux précipitées à l'amont vers la plaine. Les eaux de ruissellement s'infiltrent aux débouchés des oueds sur la plaine.

Les eaux de surface (retenues des deux barrages et émergence El Haouareb) montrent des faciès isotopiques plus enrichis en isotopes stables dont la grande variabilité, selon les périodes d'échantillonnage, traduit l'état de remplissage des retenues de barrages et l'effet de l'évaporation des eaux de surface (DEES) intersecte la droite météorologique locale (DML) [19] en un point de coordonnées (-5,4/-32,4). Ces valeurs sont proches des valeurs moyennes des eaux souterraines, en accord avec l'hypothèse d'une importance prépondérante des crues historiques des oueds pour la recharge de l'aquifère.

Les teneurs en tritium mesurées au niveau des points d'eau échantillonnés indiquent la présence d'une composante récente (5 à 32 UT) traduisant une recharge datant de la période postnucléaire des années 1950 et antébarrages (groupe G1 de la figure 5). Ces eaux tritiées et qui présentent de faibles teneurs en isotopes lourds

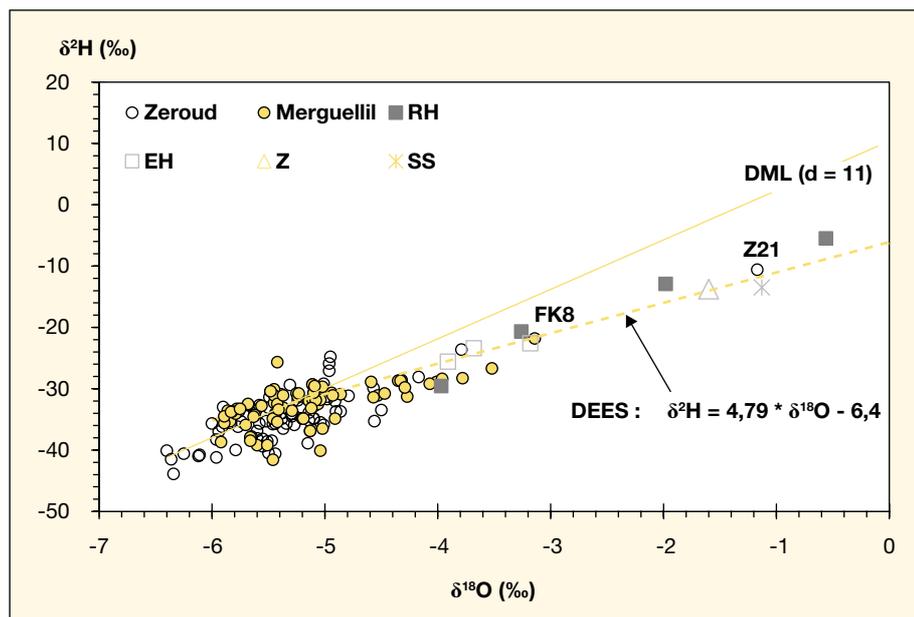


Figure 4. Diagramme $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ des eaux de la plaine de Kairouan.

RH : retenue El Haouareb ; EH : émergences El Haouareb ; SS : retenue Sidi Saad ; Z : Oued Zeroud ; DML : droite météorologique locale [18] ; DEES : droite d'évaporation des eaux de surface.

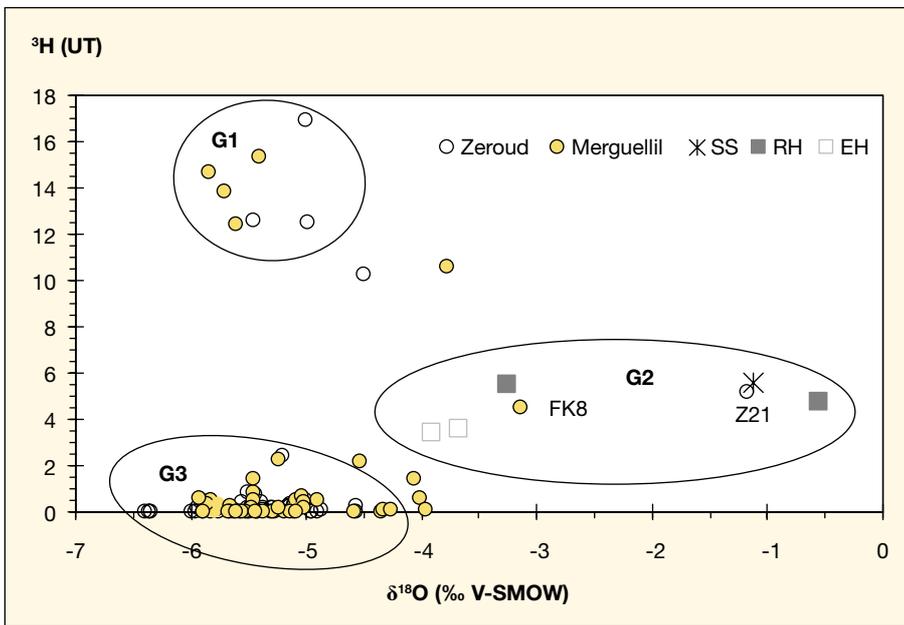


Figure 5. Diagramme $^3\text{H}/\delta^{18}\text{O}$.

RH : retenue El Haouareb ; EH : émergences El Haouareb ; SS : retenue Sidi Saad ; G1 : recharge récente postnucléaire et antébarrages ; G2 : recharge actuelle par les eaux des barrages ; G3 : paléorecharge.

(^{18}O et ^2H) sont prélevées à proximité des lits des oueds Zeroud et Merguellil dans la partie amont et médiane de la plaine. À l'intérieur de la plaine, les eaux échantillonnées à distance des lits des oueds sont faiblement tritiées et présentent des valeurs appauvries en ^{18}O (groupe G3). Il s'agit d'eaux à forte composante ancienne provenant de paléorecharge de la nappe. Entre ces différents groupes, des situations intermédiaires de mélange sont identifiées (figure 5).

Les plus fortes valeurs des activités ^{14}C (> 30 pcm) caractérisent les eaux issues

des points d'eau les plus proches des lits des oueds dans la zone amont et médiane de la plaine. Ces activités témoignent d'une contribution d'eau récente à la recharge de l'aquifère, et la répartition spatiale des âges corrigés selon le modèle de Pearson indique des âges inférieurs à 1 000 ans. Cette recharge serait due principalement à l'infiltration des anciennes crues des oueds. Cependant, des forages plus profonds dont les niveaux crépinés avoisinent les 200 m de profondeur présentent des activités comprises entre 13,5 et 23 pcm, témoignant d'une eau plus

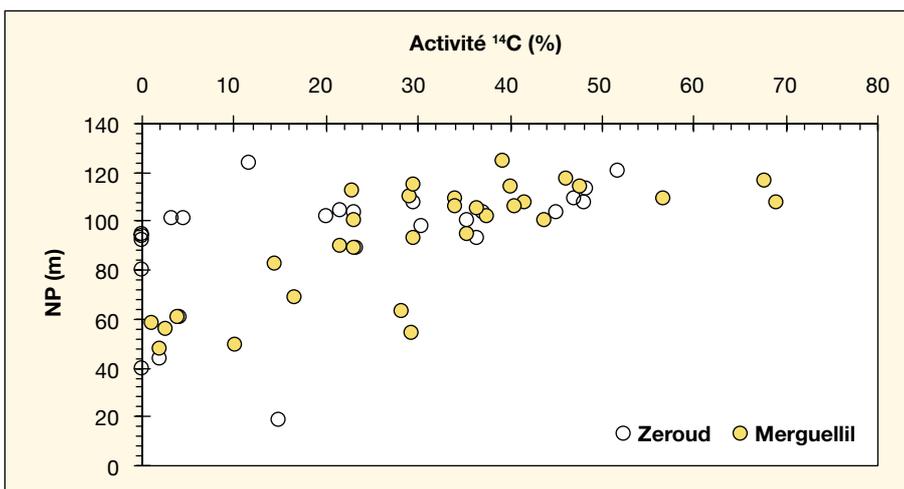


Figure 6. Activité ^{14}C en fonction du niveau piézométrique (NP) de la nappe dans la partie amont et médiane de la plaine de Kairouan.

Pour la commodité de l'interprétation, les points d'eau représentant l'aval de la plaine ont été supprimés : activités inférieures à 30 pcm et NP inférieur à 20 m.

ancienne provenant d'une paléorecharge (figure 6). Cela indique l'existence dans la plaine de Kairouan d'une stratification d'eaux d'âges différents provenant de différentes phases de recharge.

En s'éloignant des lits du Merguellil et du Zeroud dans le sens de l'écoulement, les eaux souterraines sont de plus en plus anciennes. Ce vieillissement serait dû à une circulation plus lente des eaux souterraines à cause d'un changement latéral de faciès lithologique de l'aquifère, d'une part, et à un effet de plus en plus faible des crues des oueds sur la recharge de la nappe, d'autre part.

Dans l'extrême aval du bassin, aux environs de la ville de Kairouan, les eaux issues des forages profonds se distinguent par leur caractère très ancien (entre 10 000 et 30 000 ans BP), alors que les eaux issues des puits de surface très peu profonds sont plus jeunes (0 à 4 500 ans BP). Ce rajeunissement peut être la conséquence soit d'une influence de la recharge récente à partir des eaux pluviales tombant directement sur la plaine et/ou à partir des eaux des crues du Merguellil et du Zeroud lors des grands événements durant lesquels les eaux de ruissellement des oueds peuvent atteindre les environs de la ville de Kairouan, voire même se déverser dans la Sebkhia El Kalbia située plus au nord-est, soit à un phénomène de mélange entre ces eaux de surface récemment infiltrées avec d'autres plus anciennes logées dans les niveaux profonds et percolant vers la surface (drainance ascendante). Cela se justifie par le caractère artésien des forages implantés au nord-est de Kairouan [12].

Les vitesses apparentes d'écoulement calculées à partir des âges ^{14}C corrigés semblent être en bonne concordance avec le modèle conceptuel de sédimentation et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère : le ralentissement progressif dans la vitesse de transit des eaux souterraines est la conséquence d'un changement progressif de lithologie de la formation aquifère.

Dans la moitié nord de la plaine (bassin du Merguellil) et suivant la direction d'ensemble de l'écoulement, la vitesse apparente d'écoulement (calculée tout en supposant un écoulement de type piston-flow) est de l'ordre de 3,3 m/an dans la zone amont et médiane de la plaine, c'est-à-dire jusqu'à la région de Chebika. Au-delà, la vitesse diminue brusquement pour passer à 0,8 m/an dans la partie centrale et puis à 0,4 m/an aux environs de Kairouan. Cette diminution s'accompagne d'une augmentation du gradient hydraulique et doit correspondre à un changement latéral de lithologie induisant des caractéristiques hydrodynamiques plus médiocres.

Implications pour la gestion

Dans les dernières années, le développement des cultures irriguées consommatrices d'eau a engendré une forte pression sur la ressource dans la plaine de Kairouan : environ 80 % des eaux pompées de la nappe phréatique sont utilisées pour l'irrigation. L'extension des terres cultivées et l'intensification de l'irrigation ont eu pour conséquence une surexploitation des ressources, amenant à une baisse généralisée de la piézométrie atteignant localement 1 m/an. Actuellement, cette baisse de la piézométrie ne semble pas affecter la qualité des eaux, et de rares et faibles augmentations de la salinité ont été observées [12]. Cela peut s'expliquer par l'importance des réserves de la nappe et par l'absence de stratification verticale de la salinité (figure 7), testée par des profils de conductivités sur plusieurs piézomètres [20]. Théoriquement, en l'absence du risque de pomper des eaux de plus en plus salées, il serait possible de continuer à exploiter l'aquifère. Cependant, cette option est confrontée au coût croissant de pompage dû à l'augmentation de la profondeur du niveau de la nappe.

La qualité des eaux d'irrigation est un paramètre important à considérer, non seulement dans l'étude de l'impact direct sur les produits agricoles, mais aussi dans celle de l'impact indirect sur les sols par modification de leurs propriétés physiques et chimiques [21]. Dans le cas des nappes phréatiques, ces modifications sont généralement attribuées aux échanges de bases dans la zone non saturée [22]. Ces processus sont principalement contrôlés par le rapport entre l'adsorption du sodium (*sodium adsorption ratio*, SAR) de l'eau d'irrigation et sa minéralisation totale. En effet, l'échange ionique entre le sodium de l'eau et le calcium et magnésium des argiles implique un appauvrissement de l'eau d'irrigation en Na, contre un enrichissement en Ca et Mg. L'enrichissement des sols en Na peut avoir une incidence négative sur leur stabilité et leur productivité. La méthode la plus utilisée pour qualifier les eaux d'irrigation est une représentation graphique de la conductivité électrique en fonction du SAR (figure 8). Les eaux de la plaine de Kairouan présentent des valeurs de SAR faibles à fortes, évoluant d'amont en aval avec la conductivité. Seuls les points d'eau de la zone amont, notamment du côté du Merguellil, présentent des valeurs de SAR et des conductivités faibles. Des valeurs de SAR moyennes à fortes caractérisent le reste des points d'eau échantillonnés (environ 85 %), ce qui doit limiter leur utilisation dans le domaine agricole. L'utilisation de ces eaux pour l'irrigation sur de longues périodes peut avoir des conséquences

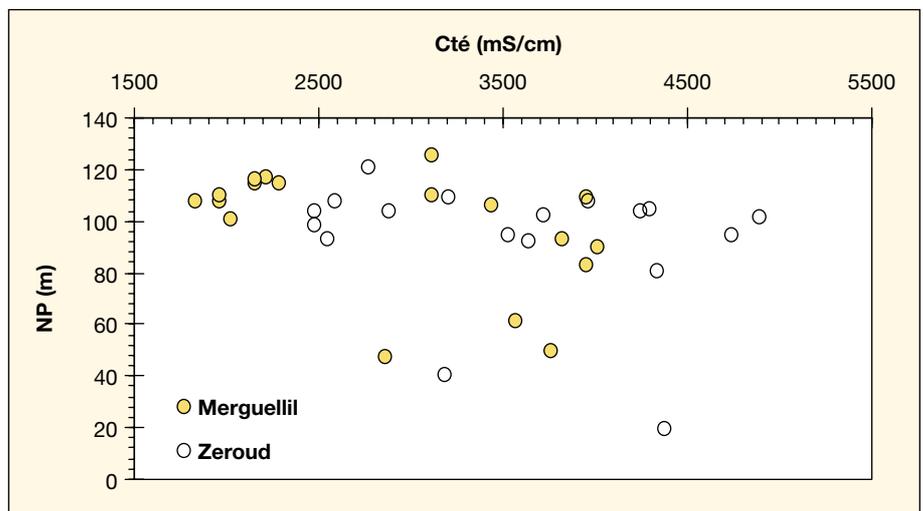


Figure 7. Relation conductivité/niveau piézométrique.

négatives non seulement sur les sols et leur productivité, mais aussi sur la qualité de l'eau de la nappe suite au recyclage des sels accumulés aux sols sous l'effet de forte évaporation par les eaux d'irrigation et par les eaux pluviales s'infiltrant pendant les grands événements pluvieux.

Le retour des eaux d'irrigation et l'infiltration des eaux de pluie tombant directement sur la plaine, même avec de faibles quantités, peuvent aussi entraîner jusqu'à la nappe les intrants agricoles épandus parfois en excès. Cela pourrait expliquer, pour certains sites, des teneurs élevées en

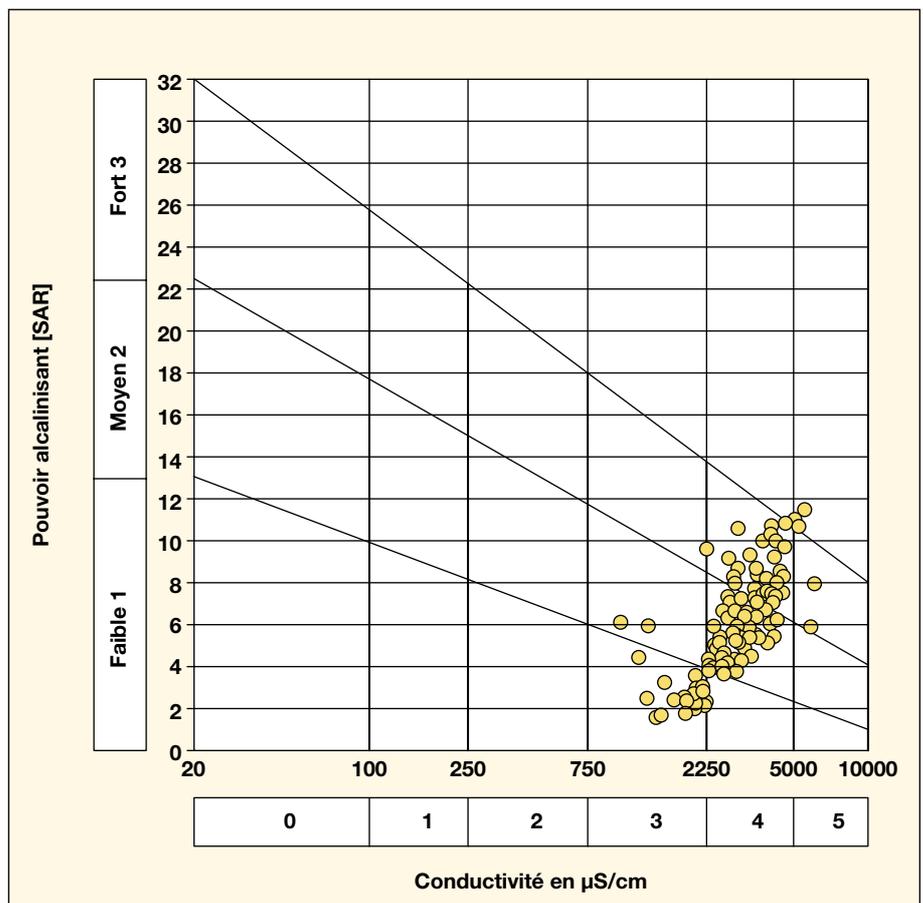


Figure 8. Évolution du SAR en fonction de la conductivité des eaux souterraines.

nitrate, pouvant parfois dépasser 100 mg/L.

Depuis la construction des barrages, la nappe se trouve privée de sa principale source d'alimentation, et la recharge est actuellement localisée dans l'extrême amont de la plaine. Contrairement à l'état naturel, cette recharge est actuellement induite par les fuites du barrage El Haouareb dans la partie nord-ouest de la plaine et par les lâchers du Sidi Saad dans sa moitié méridionale. Cette situation est problématique pour la gestion de la ressource, du fait que la recharge est localisée dans la partie en amont et que, plus à l'est, là où se situe l'essentiel des cultures, les pompes concernent des eaux plus profondes et plus anciennes (figure 6).

La pratique de la recharge artificielle à partir des eaux des barrages pour compenser le déficit hydrique dans la plaine et assurer la pérennité de la ressource pourrait être envisagée mais reste dépendante des fuites non maîtrisées dans le cas d'El Haouareb, de la variabilité interannuelle très importante du remplissage (figure 9), et pour le cas du barrage Sidi Saad, de la salinité importante de l'eau de la retenue.

Conclusion et perspectives

L'approche géochimique et isotopique des eaux de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan a montré l'étroite relation nappe-oueds : les anciennes crues du Merguellil et du Zeroud constituaient la principale source d'alimentation de la nappe. La construction des barrages Sidi Saad et El Haouareb sur le Zeroud et le Merguellil au niveau de leurs embouchures sur la plaine a stoppé le processus de recharge naturelle de la nappe.

Les analyses chimiques ont montré que les eaux souterraines dans les deux parties

nord et sud de la plaine se caractérisent par des faciès géochimiques semblables, généralement de type Na-Ca-Cl-SO₄. Les différences de caractéristiques (physiques et lithologiques) des bassins des deux oueds ne semblent pas affecter le type de la minéralisation des eaux souterraines qui serait liée aux interactions eau-sédiments au sein de la formation réservoir. Les différences de conductivité électrique dans l'aquifère entre les parties nord (Merguellil) et sud (Zeroud) sont liées aux différences de CE des eaux de surface alimentant la plaine.

L'étude isotopique a permis de conclure que la nappe garde encore des traces de son ancien mode de recharge par les oueds. Après la construction des deux barrages Sidi Saad (1982) et El Haouareb (1989), une contribution significative des lâchers et des fuites à partir des retenues des deux barrages a été mise en évidence. En aval des deux barrages, aux environs immédiats des lits des oueds, le cachet isotopique (isotopes stables de la molécule d'eau) des eaux souterraines démontre une alimentation à partir des eaux évaporées des retenues des barrages.

Les datations au moyen du ¹⁴C ont permis de confirmer les aires de recharge et d'estimer le temps de résidences des eaux souterraines. Les activités ¹⁴C et les âges corrigés des eaux indiquent la présence d'eaux plus anciennes datant d'environ 30 000 ans dans la partie aval de la plaine du bassin, témoignant du faible taux de renouvellement de l'aquifère. La distribution spatiale des âges ¹⁴C a permis de présenter un modèle de variation de la vitesse d'écoulement des eaux souterraines en fonction du changement progressif de la lithologie de la formation aquifère d'amont en aval.

Cette étude réalisée à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère confirme l'alimentation préférentielle de l'aquifère par les crues des oueds. Une contribution des dif-

férents reliefs bordiers (jebels) aux limites de l'aquifère reste possible ; toutefois, celle-ci, pour être démontrée, nécessiterait des études spécifiques à pas d'échantillonnage plus fin. En termes de gestion de l'aquifère, la qualité des eaux pompées ne semble pas devoir se dégrader significativement en parallèle à l'abaissement de la nappe phréatique. ■

Remerciements

Cette étude a bénéficié du soutien financier et analytique de l'AIEA, du projet européen AQUASTRESS et du projet Merguis (Merguellil : ressources, gestion et usages intégrés de l'eau) financé par l'IRD. Les auteurs remercient le laboratoire d'hydrologie et géochimie isotopique d'Orsay (J-L. Michelot) pour les analyses isotopiques, ainsi que les réviseurs anonymes de la revue pour leur contribution à l'amélioration du manuscrit.

Références

1. Cudennec C, Leduc C, Koutsoyannis D. Dryland hydrology in Mediterranean regions-a review. *Hydrol Sci J Sci Hydrol* 2007 ; 52 : 1077-87.
2. Idder T. Le problème des excédents hydriques à Ouargla : situation actuelle et perspectives d'amélioration. *Sécheresse* 2007 ; 18 : 161-7.
3. Karaouli F, Zammouri M, Tarhouni J, Hamed Y. Étude hydrogéologique et impact de l'intensification de l'exploitation sur la qualité des eaux souterraines du bassin de Moulares-Redeyef (sud-ouest tunisien). *Sécheresse* 2008 ; 19 : 61-5.
4. Bouhlassa S, Alechcheikh C, Kabiri L. Origine de la minéralisation et détérioration de la qualité des eaux souterraines de la nappe phréatique du quaternaire du bassin-versant de Rheris (Errachidia, Maroc). *Sécheresse* 2008 ; 19 : 67-75.
5. Lange J, Leibundgut C. A non-calibrated rainfall-runoff model for large, arid catchment. *Water Resour Res* 1999 ; 35 : 2161-72.
6. Leduc C, Ben Ammar S, Favreau G, et al. Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone: environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, central Tunisia. *Hydrol Sci J Sci Hydrol* 2007 ; 52 : 1162-78.
7. Besbes M, Delhomme JP, De Marsily G. Estimation recharge from ephemeral streams in arid regions: a case study at Kairouan, Tunisia. *Water Resour Res* 1978 ; 14 : 281-90.
8. Nazoumou Y, Besbes M. Estimation de la recharge et modélisation de nappe en zone aride : cas de la nappe de Kairouan, Tunisie. In : International Association of Hydrological Sciences (IAHS), ed. *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics*. Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht, (Pays-Bas), juillet 2001. IAHS Publ, Vol. 269. Wallingford (Royaume-Uni) : IAHS, 2001.

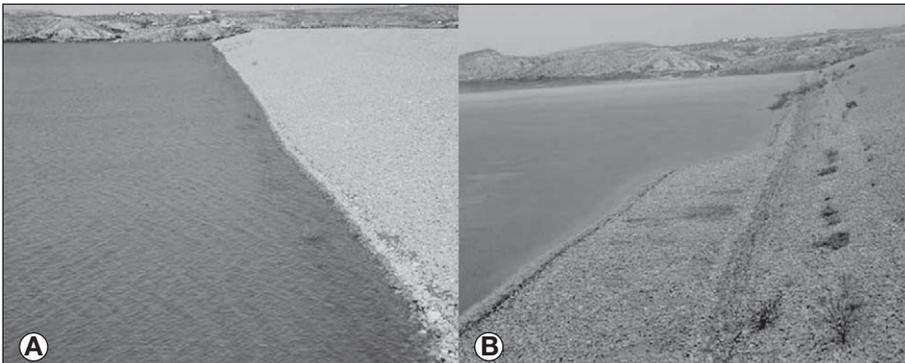


Figure 9. Barrage El Haouareb.
A. Retenue pleine, 32 Mm³ (mars 2006). B. Retenue totalement à sec (mars 2008).
Photo : S. Ben Ammar.

9. Kingumbi A, Besbes M, Bourges J, Garetta P. Évaluation des transferts entre barrage et aquifères par la méthode de bilan d'une retenue en zone semi-aride. Cas d'El Haouareb en Tunisie centrale. *Rev Sci Eau* 2004 ; 17 : 213-25.
10. Jeribi L. *Caractérisation hydrochimique et isotopique des eaux du système aquifère du bassin de Zeroud (plaine de Kairouan, Tunisie centrale)*. Thèse doctorat, université de Tunis El Manar, 2004.
11. Ben Ammar S, Zouari K, Leduc C, M'barek J. Caractérisation isotopique de la relation barrage-nappe dans le bassin du Merguellil (plaine de Kairouan, Tunisie centrale). *Hydrol Sci J Sci Hydrol* 2006 ; 51 : 272-84.
12. Ben Ammar S. *Contribution à l'étude hydrogéologique, géochimique et isotopique des aquifères de Ain El Beidha et du bassin du Merguellil (plaine de Kairouan) : implications pour l'étude de la relation barrage-nappes*. Thèse doctorat, université de Sfax, 2007.
13. Virrion R. *Contribution à l'étude hydrogéologique du site d'El Haouareb-Merguellil, Tunisie centrale*. Mémoire de mastère, université d'Avignon, 2006.
14. Gallagher D, McGee EJ, Kalin RM, Mitchell PI. Performance of models for radiocarbon dating of groundwater: an appraisal using selected Irish aquifers. *Radiocarbon* 2000 ; 42 : 235-48.
15. Edmunds WM, Guendouz AH, Mamou A, Moulla A, Shand P, Zouari K. Groundwater evolution in the continental intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicator. *Appl Geochem* 2003 ; 18 : 805-22.
16. Sracek O, Hirata R. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani aquifer system in the state of Sao Paulo, Brazil. *Hydrogeology J* 2002 ; 10 : 643-55.
17. Elbaz-Poulichet F, Favreau G, Leduc C, Seidel JL. Major ion chemistry of groundwaters in the continental terminal water table of southern Niger (Africa). *Appl Geochem* 2002 ; 17 : 1343-9.
18. Nazoumou Y. *Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone semi-aride : étude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale)*. Thèse doctorat, université de Tunis El Manar, 2002.
19. Celle-Jeanton H, Zouari K, Travi Y, Daoud A. Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *CR Acad Sci Paris, série IIa* 2001 ; 333 : 625-31.
20. Jebnoun N. *Caractérisation physicochimique spatiotemporelle des eaux de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan*. Mémoire de mastère, université de Tunis El Manar, 2006.
21. Suarez DL, Wood JD, Lesch SM. Effect of SAR on water infiltration under a sequential rain-irrigation management system. *Agric Water Manage* 2006 ; 86 : 150-64.
22. Kass A, Gavrieli I, Yechieli Y, Vengosh A, Starinsky A. The impact of freshwater irrigation on the chemistry of shallow groundwater: a case study from the Israeli coastal aquifer. *J Hydrol* 2005 ; 300 : 314-31.

Boualem Remini¹
 Christian Leduc²
 Wassila Hallouche³

¹ Département des sciences de l'eau
 et de l'environnement
 Faculté des sciences de l'ingénieur
 Université Saad-Dahlab-Blida
 Route de Soumaa
 BP 270, Blida
 Algérie

<reminib@yahoo.fr>

² IRD, UMR G-EAU

361, rue J.-F.-Breton

BP 5095

34196 Montpellier cedex 05

France

<Christian.Leduc@ird.fr>

³ Laboratoire de recherche eau, roche,
 et plante

<ouassilaremini@yahoo.fr>

Évolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens

Résumé

La forte croissance de la demande en eau au Maghreb pousse les autorités locales à construire de plus en plus de barrages pour augmenter la disponibilité des ressources en eau, naturellement limitée, et faire face à la forte irrégularité temporelle (saisonnière et interannuelle) des précipitations. L'Algérie dispose ainsi de 57 grands barrages d'une capacité totale de 6,8 Gm³. Or, la quantité d'eau douce potentielle est diminuée par l'envasement des barrages, l'évaporation de surface et les fuites d'eau par les rives et les fondations. D'après les dernières mesures de 2006, l'envasement des 57 grands barrages algériens est de 45 Mm³/an, avec de fortes disparités d'un site à l'autre et une importante augmentation de l'érosion dans certains bassins au cours des dernières décennies. Cela représente une réduction de capacité de 0,65 %/an. Les mesures de l'évaporation, effectuées sur 39 grands barrages, indiquent une perte annuelle moyenne de 250 Mm³, soit 6,5 % de leur capacité maximale. Les pertes par infiltration incontrôlée dans les rives et fondations évaluées dans 22 barrages s'élèvent à 40 Mm³/an.

Mots clés : Algérie, barrage, envasement, évaporation, fuites, zone aride.

Abstract

Changes in big dams of arid areas: Some examples in Algeria

The rapidly growing water demand in the Maghreb countries is forcing national authorities to build more and more dams in order to increase the available water resources, which are naturally limited, and to face the strong temporal irregularity of rainfall (seasonal and interannual). Algeria presently has 57 big dams with a total capacity of 6.8 Gm³. Still, this potential quantity of water is lowered by the silting-up of reservoirs, evaporation from the lakes and water losses through bank and dam foundations. According to the last measurements in 2006, the silting-up of the 57 Algerian big dams is 45 Mm³/yr, with strong disparities from one site to another and a significant increase in erosion in some catchments during the last decades. This situation represents a decrease in capacity of 0.65% per year. Evaporation measured at 39 big dams causes a mean annual loss of 250 Mm³, i.e. 6.5% of their maximum capacity. Uncontrolled water losses through banks and foundations were estimated at 40 Mm³/yr for 22 big dams.

Key words: Algeria, arid zone, dam, silting-up, evaporation, water leakage.

Depuis plusieurs décennies, la demande en eau dans le bassin méditerranéen est en forte hausse, du fait, notamment, de la croissance démographique, de l'extension des surfaces irriguées, du développement de l'industrie et du tourisme [1]. Cela induit une forte

baisse du volume disponible par habitant, alors qu'en 1995, la demande en eau représentait déjà 54 % des ressources en eau exploitables [2]. Pour faire face à une demande toujours croissante, et à son pic estival qui correspond à une période de pluie quasi nulle, l'homme a comme princi-

pale alternative le recours à l'eau stockée soit naturellement dans les aquifères, soit artificiellement dans les barrages.

Pour de multiples raisons, la priorité a souvent été donnée aux barrages. Cela peut s'expliquer par des conditions hydrogéologiques trop mal connues ou peu favorables, mais aussi par la réalisation conjointe d'un autre objectif comme la protection contre les inondations ou la production d'électricité. Les considérations non scientifiques ne doivent pas non plus être oubliées : le goût des ministres pour les grands ouvrages, tels les barrages, qui, plus visibles que de petites réalisations, offrent facilement matière à inaugurations ; la préférence des autorités pour une gestion centralisée de la ressource, etc. [3]. Les 57 grands barrages algériens permettent un stockage de 6,8 Gm³ ; ils sont 119 au Maroc pour un total d'environ 15 Gm³ et 23 en Tunisie pour un total de 1,6 Gm³. Le plus ancien de ces grands barrages, celui de Sig en Algérie, date de 1846 mais la plupart ont été réalisés dans les 40 dernières années. Ces valeurs de stockage potentiel peuvent être comparées à la demande en eau annuelle : 4,8 Gm³ en Algérie, 11,5 Gm³ au Maroc et 2,9 Gm³ en Tunisie.

Malgré son homogénéité d'ensemble, le paysage méditerranéen du Maghreb frappe par son morcellement à l'échelle locale : les bassins-versants sont très nombreux et leurs conditions environnementales (topographie, géologie, végétation, etc.) changent rapidement sur de faibles distances. Avec un climat qui va de semi-aride à aride, l'Afrique du Nord a peu de grands fleuves et une part importante de l'écoulement transite par des rivières non permanentes. L'implantation des barrages dans des contextes très variés explique que leur durabilité (notamment sous le double aspect de l'envasement et des fuites) doit d'abord être analysée au cas par cas, tout comme les mesures prolongeant leur vie. Fondé sur des exemples algériens, cet article souhaite illustrer la diversité des problèmes rencontrés par les grands barrages du Maghreb. Les petits barrages, bien plus nombreux, sont souvent implantés en complément des grands ouvrages, mais nous n'aborderons pas ici les questions qui leur sont spécifiques, souvent traitées ailleurs [4].

Envasement des barrages

L'Algérie du nord est une zone montagneuse fragile. Les montagnes s'étendent sur une superficie de 75 000 km² dont les deux tiers sont situés à plus de 800 m, et le quart présente des pentes

supérieures à 25 %. La lithologie y est souvent constituée de roches tendres (notamment schistes et argiles) sensibles à l'érosion. Le climat très irrégulier alterne années sèches et humides, avec des pluies souvent intenses et dévastatrices. La conjonction de ces différentes caractéristiques induit une érosion forte, difficile à quantifier : le chiffre moyen de 800 t/km² par an proposé pour différents bassins du Maghreb [5] n'est évidemment pas transposable localement. Par exemple, l'érosion serait de 5 000 t/km² par an sur le bassin-versant de l'Oued Agrioum dans l'est algérien [6], alors qu'elle n'est que de 165 t/km² par an dans le bassin de l'Oued Mouilah [7], de 290 t/km² par an dans le bassin de l'Oued Haddad [8], et qu'elle atteint 1 330 t/km² par an dans le bassin de l'Oued Sebdo [9], ces trois bassins étant dans l'ouest algérien. La variabilité spatiale de ces apports était également soulignée par un bilan réalisé en 2004 [10], avec une gamme de 50 à 3 000 t/km² par an, la médiane étant de 350. Cette très forte variabilité de l'érosion d'un bassin algérien à l'autre se retrouve aussi au Maroc : environ 2 000 t/km² par an sur les bassins de Martil et de l'Ouregha [11], ou de l'Inaouène [12], mais 5 900 t/km² par an dans le bassin du Nekor [13].

De plus, la très grande variabilité spatiale se double d'une variabilité temporelle encore plus forte. Dans un même bassin, le transport solide peut fluctuer de plus de deux ordres de grandeur selon les années ou les mois. Ainsi, les apports solides

annuels du bassin de l'Oued Mouilah (2 650 km²) ont varié de 6 à 1 038 t/km² par an entre 1978 et 1987 [7]. Les apports mensuels du bassin de l'Oued Haddad (470 km²), moyennés sur 22 ans, ont varié de 0,03 à 50 t/km² [8]. Cette hétérogénéité se retrouve également à l'échelle événementielle : les quelques événements les plus violents sont responsables de l'essentiel de l'érosion annuelle. Les fortes crues peuvent transporter des charges de sédiments en suspension supérieures à 100 g/L (comme dans le bassin de l'Oued Berd [14] ou celui de la Haute Tafna [15], voire 250 g/L dans l'Oued Isser [14]). Cette forte concentration se manifeste surtout pendant l'automne, succédant à la période estivale pendant laquelle les oueds sont à sec. Le plus souvent, il convient de rajouter la partie charriée du transport aux chiffres précédents. L'une des conséquences immédiates de l'érosion est la sédimentation dans les barrages. Le premier barrage construit en Algérie, Sig en 1846, a été abandonné à cause de son envasement rapide et de sa faible capacité initiale (1 Mm³). En 1957, les barrages d'Algérie avaient une capacité totale de 900 Mm³, dont 200 déjà occupés par les sédiments [16]. En 1962, les 16 grands barrages en exploitation représentaient une capacité de 1,3 Gm³ et un envasement de 240 Mm³. Depuis lors (figure 1), l'envasement n'a cessé d'augmenter dans ces 16 barrages pour atteindre 492 Mm³ en 2006, soit une perte de capacité de 38 %.

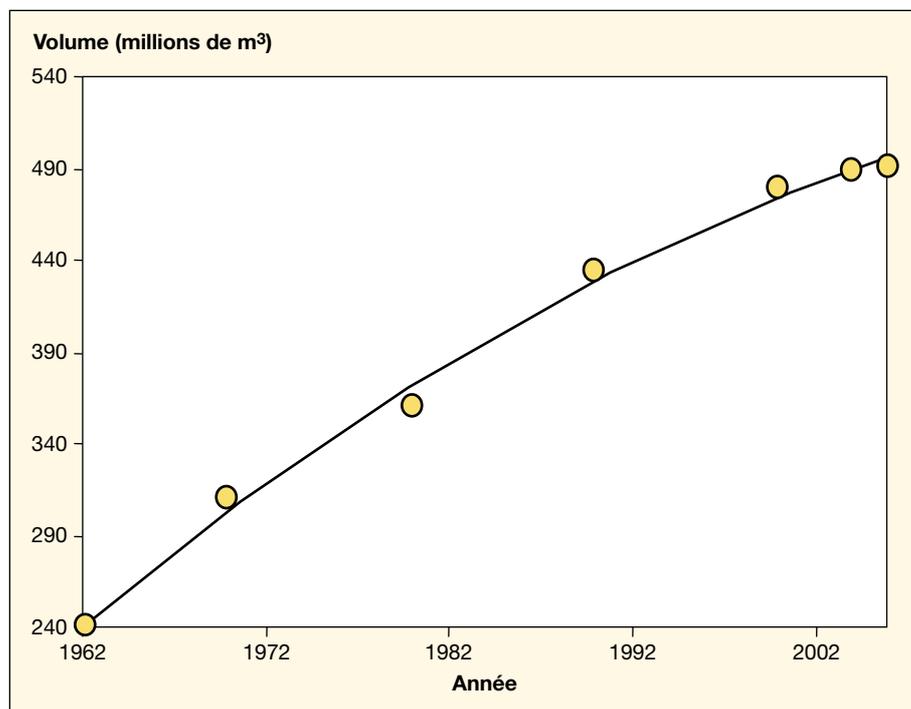


Figure 1. Évolution de l'envasement des grands barrages algériens en exploitation en 1962.

Pour actualiser et préciser les estimations anciennes, nous avons exploité les levés bathymétriques effectués par l'Agence nationale des barrages (ANB) en 2005 et 2006 sur les 57 grands barrages des cinq bassins hydrographiques d'Algérie (figure 2 et tableau 1). En 2006, le volume total de vase est estimé à 1,1 Gm³, soit un comblement de 16 % de la capacité totale de 6,8 Gm³. L'envasement moyen est donc de 45 Mm³/an, ce qui correspond à une perte de capacité de 0,65 % par an [17]. Le tableau 2 des 18 barrages les plus envasés souligne la forte variation de l'envasement d'un site à l'autre, en fonction de l'intensité de l'érosion dans le bassin (liée à la géologie, à la pente, au couvert végétal, etc.), de l'âge de l'ouvrage, mais aussi des éventuelles mesures de protection à l'amont ou des opérations de dévasement déjà effectuées. La figure 3, tirée de [18], cartographie le taux de comblement moyen (T), qui est la perte annuelle de capacité d'un barrage (en %) par envasement, selon quatre catégories depuis le comblement faible (T < 0,5 % par an) jusqu'au très fort (T > 3 % par an).

De plus, l'envasement a beaucoup varié durant la dernière décennie. Ainsi, la comparaison des nivellements de 1986 et 2006 montre un doublement des taux d'envasement pour les barrages de Djorf Torba et Ksob, passant de 1,3 à 2,6 Mm³/an et de 0,3 à 0,6 Mm³/an respectivement. Cette hausse spectaculaire, qui n'est pas observée de manière uni-

forme, serait une conséquence de la sécheresse des années 1990 : le couvert végétal ainsi diminué et les sols dégradés auraient mal résisté à un retour des pluies et crues violentes des dernières années, causant une forte ablation de la couche superficielle du sol et favorisant une forte érosion.

Mesures de lutte contre l'envasement

Lorsque l'envasement d'un barrage atteint un seuil critique, plusieurs choix sont possibles : l'abandon progressif de l'aménagement et la réalisation d'un nouveau barrage, le dévasement du barrage, la surélévation de la digue. L'abandon d'un barrage est souvent problématique et ne fait que reporter le problème à l'aval. Jusqu'à maintenant, sept barrages ont été déclassés, dont cinq de petite taille (1 Mm³ ou moins). Les deux grands barrages déclassés sont Fergoug II, mis en service en 1871 avec un volume de 30 Mm³, et Cheurfas I, mis en service en 1882 avec une capacité de 14,4 Mm³. Ils ont été remplacés, respectivement, par Fergoug III en 1970 (18 Mm³) et Cheurfas II en 1992 (82 Mm³).

L'Algérie a été parmi les premiers pays du monde à pratiquer la surélévation des barrages. Depuis 1850, 94 Mm³ ont ainsi été récupérés dans neuf barrages (dont les trois quarts après 1950). Cette valeur

reste, cependant, minime en comparaison de la rapidité de l'envasement. De plus, cette technique qui implique de lourds travaux de génie civil ne peut être envisagée partout. L'essentiel du contrôle des sédiments de barrage repose donc dans les différentes techniques de dévasement.

Dragage des barrages

Huit barrages ont fait l'objet d'un dévasement par dragage durant le dernier demi-siècle. La première drague refouleuse utilisée en Algérie a servi entre 1958 et 1969 dans les barrages de Cheurfas (10 Mm³ de vase), Sig (2 Mm³), Fergoug II (3,1 Mm³) et Hamiz (8 Mm³). La deuxième drague a été utilisée entre 1989 et 1992 dans le barrage de Fergoug III (7 Mm³ de vase) puis entre 1993 et 2002 dans le barrage des Zardezas (10 Mm³). Actuellement, deux autres dragues participent au dévasement des barrages de Foug El Gherza (4 Mm³ pour la première tranche), Merdja Sidi Abed (5 Mm³), Ksob (4 Mm³) et Fergoug III (7 Mm³). Le volume dévasé cumulé des huit barrages avoisine 60 Mm³.

Chasse des sédiments

On peut réduire l'envasement par l'évacuation des sédiments par les pertuis de vidange à condition de bien maîtriser les

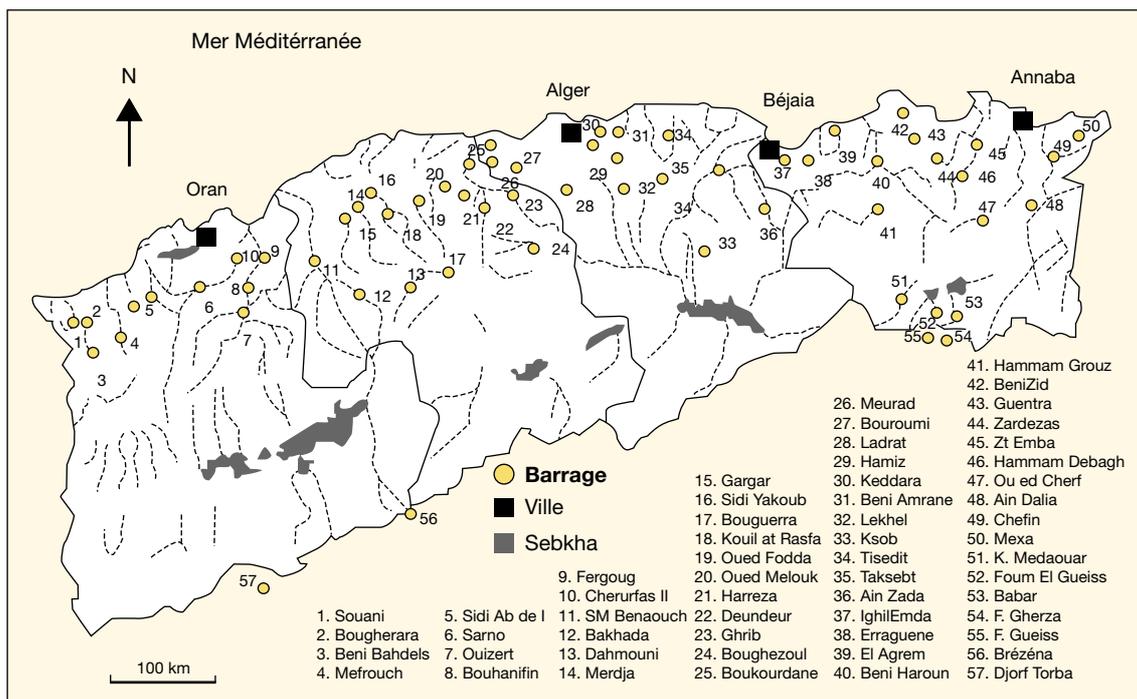


Figure 2. Répartition des barrages en exploitation dans le Nord algérien.

Tableau I. Liste des barrages en Algérie.

N°	Barrage	Date de la mise en eau	Capacité initiale (Mm ³)
01	Souani	2005	47
02	Bouhrara	1999	175
03	Beni Bahdels	1952	63
04	Mefrouch	1963	15
05	Sidi Abdeli	1988	110
06	Sarno	1954	22
07	Ouizert	1986	100
08	Bouhanifia	1948	73
09	Fergoug	1970	18
10	Cheurfas II	1992	82
11	SM Benaouda	1978	235
12	Bakhada	1963	56
13	Dahmouni	1987	41
14	Merdja	1984	55
15	Gargar	1988	450
16	Sidi Yakoub	1985	280
17	Bouguera	1989	13
18	Kovidat Rasfa	2004	75
19	Oued Fodda	1932	228
20	Oued Mellouk	2004	127
21	Harreza	1984	70
22	Deurdeur	1984	115
23	Ghrib	1939	280
24	Boughezoul	1934	55
25	Boukourdane	1992	97
26	Meurad	1860	1
27	Bouroumi	1985	188
28	Ladrat	1989	10
29	Hamiz	1935	21
30	Keddara	1985	145
31	Beni Amrane	1988	16
32	Lekhal	1985	30
33	Ksob	1977	30
34	Tisedit	2205	167
35	Taksebt	2001	175
36	Ain Zada	1986	125
37	Ighil Emda	1953	155
38	Erraguene	1961	200
39	El Agrem	2002	34
40	Beni Hroun	2004	960
41	Hammam Grouz	1987	45
42	Beni Zid	1993	40
43	Guenitra	1984	125
44	Zardezaz	1977	27
45	Zit Emba	2001	117
46	Hammam Dzbagh	1987	200
47	Oued Cherf	1995	157
48	Ain Dalia	1987	82
49	Chafia	1965	171
50	Mexa	1998	47
51	K. Medaouar	2004	69
52	Foum El Gueiss	1939	3
53	Babar	1995	41
54	Foum Gherza	1950	47
55	F. Gazelles	2000	55
56	Brezena	2000	122
57	Djorf Torba	1969	350

mécanismes de la sédimentation dans les barrages. Il existe trois méthodes :

- la vidange annuelle du barrage (dite chasse espagnole) ;
- l'ouverture périodique des vannes de fond ;
- le soutirage des courants de densité.

La première technique consiste à vider le barrage en début d'automne, laisser les vannes ouvertes et attendre que les premières crues enlèvent les vases non encore consolidées. Cette méthode n'est pas adaptée aux régions semi-arides où l'on souhaite réaliser une gestion interannuelle des ressources en eau.

La deuxième technique est l'ouverture périodique des vannes de fond. Elle est indispensable pour enlever les dépôts vaseux près des pertuis de vidange, mais peu efficace au-delà. Les premières tentatives d'évacuation des sédiments par la vanne de fond ont été effectuées au barrage d'Oued El Fodda en 1937 et en 1939, malheureusement sans grand succès puisqu'en 1948 les vannes de fond étaient complètement obturées. Cette méthode n'est actuellement pratiquée que dans le barrage de Beni Amrane. Ses six vannes de fond ont évacué environ 3 Mm³ de vase entre 1988 et 2000, soit environ 26 % des sédiments entrants.

La troisième méthode, probablement la plus efficace, est le soutirage des courants de densité par des vannettes de dévasement. La majorité des retenues en Algérie se prêtent à la mise en œuvre de cette technique. En effet, la forte concentration en sédiments dans les cours d'eau en période de crues et la forme allongée (de type canal) de la plupart des barrages donnent naissance à des courants de densité à l'entrée de la retenue, pouvant se propager jusqu'au pied du barrage [10]. L'ouverture des vannettes au moment opportun peut évacuer une forte quantité de sédiment. Cette méthode, pour l'instant appliquée seulement dans les barrages d'Ighil Emda, Oued El Fodda et Erraguene, a permis de se débarrasser d'environ 100 Mm³ de vase. Pour résoudre le problème de l'obturation de la vanne de fond du barrage d'Oued El Fodda (actuellement sous 45 m de vase), cinq vannettes de dévasement ont été installées en 1961. La retenue avait une capacité initiale de 228 Mm³ (1932), réduite progressivement à 127 Mm³ en 1994, malgré un dévasement de 45 Mm³ entre 1961 et 1994. Le barrage d'Ighil Emda, mis en service en septembre 1953, est probablement l'un des premiers au monde à être équipé d'un dispositif approprié au soutirage, constitué de huit vannettes de faible diamètre et de trois vannes de dégravement. La capacité initiale de la retenue, 156 Mm³, a été réduite progressivement à

Tableau II. Liste des barrages les plus envasés d'Algérie.

Barrage	Année de mise en eau	Capacité initiale (Mm ³ /an)	Comblement en 2006 (%)	Dévasement effectué (Mm ³)
Fergoug	1970	18	100	7
Beni Amrane	1988	16	80	3
Meurad	1860	1	80	
Foum El Gherza	1950	47	70	4
Foum El Gueiss	1939	3	67	
Ghrib	1939	280	60	
Ksob	1977	30	60	4
Oued Fodda	1932	228	57	45
Bouhanifia	1940	73	57	
Boughezoul	1934	55	56	
Zardezas	1977	27	54	10
Ighil Emda	1953	155	35	47
Hamiz	1935	21	27	8
Djorf Torba	1969	350	27	
Sarno	1954	22	24	
Bakhada	1963	56	20	
Beni Bahdels	1952	63	17	
Merdja	1984	55	14	5

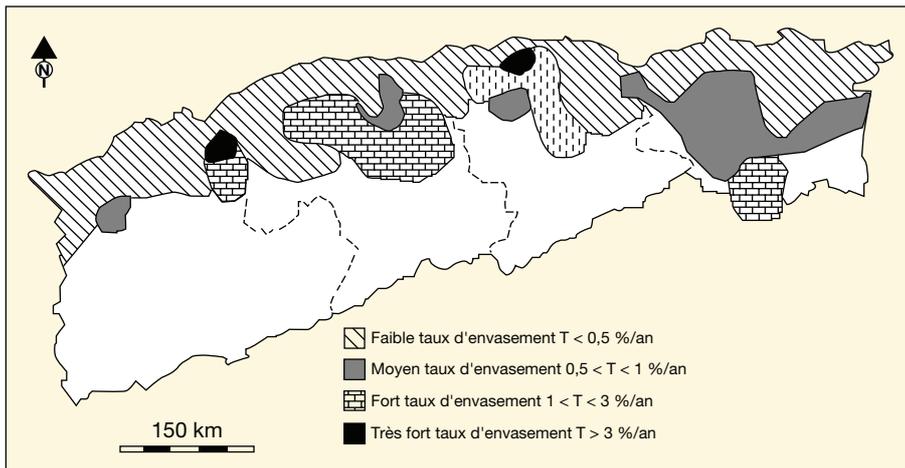


Figure 3. Carte de sensibilité à l'envasement des barrages (d'après [19]).

96 Mm³ en 2000, malgré 47 Mm³ de vase évacuée en 44 ans. Le barrage d'Erraguene comporte quatre vannettes de dévasement et deux vannes de dégrèvement. Environ 9 Mm³ de sédiments ont été évacués entre 1962 et 1992.

Protection antiérosive à l'amont

Ces différentes méthodes de lutte contre l'envasement des barrages doivent évidemment s'accompagner de mesures préventives à l'amont. Les petits barrages et retenues collinaires qui stockent l'eau et les sédiments avant leur arrivée dans les grands barrages sont une option, mais celle-ci n'est souvent qu'un simple déplace-

ment du problème vers l'amont. La véritable solution consiste plutôt à empêcher l'érosion dès l'origine. De ce point de vue, les modes d'utilisation des terres sont très importants [19] et il convient d'éviter notamment le surpâturage, le défrichement excessif et autres méthodes de culture inappropriées qui mettent le sol à nu.

Pertes en eau des barrages

Une partie de l'eau des barrages réservoirs peut disparaître de manière non contrôlée par évaporation, par des fuites au travers des fondations, par des infiltrations dans le substratum encaissant.

L'ANB réalise des mesures quotidiennes d'évaporation dans 39 grands barrages d'une capacité totale de 3 800 Mm³. L'évaporation maximale, 350 Mm³, a été enregistrée en 1992-1993 et la minimale, 100 Mm³, en 2001/2002. La moyenne annuelle sur la période 1992-2002 est de 250 Mm³, soit 6,5 % de la capacité totale (figure 4). Ces observations permettent d'identifier clairement un gradient d'évaporation : dans la zone littorale (à moins de 50 km de la mer), l'évaporation annuelle est inférieure à 0,5 m ; dans une bande intermédiaire (entre 50 et 150 km de la côte), l'évaporation est comprise entre 0,5 et 1 m/an ; plus au sud, l'évaporation dépasse 1 m/an. Les 57 grands barrages actuellement exploités se trouvent essentiellement dans les zones littorale (24) et intermédiaire (25) ; seuls huit se trouvent au sud. Le barrage de Djorf Torba, dans le sud-ouest algérien, illustre l'importance de l'évaporation : sur la période 1992-2002, la reprise évaporatoire dépasse toujours le volume destiné à l'irrigation et à la consommation domestique (figure 5).

L'ANB suit depuis 1992 les fuites dans 22 barrages, mais, jusqu'à ce jour, aucune analyse détaillée n'a été réalisée. Dans certains cas, les fuites sont tellement importantes qu'un réseau de collecte récupère à l'aval les eaux perdues et les réorientent vers les terres agricoles. Selon les années, le volume total perdu par infiltration a varié de 20 à 75 Mm³. Les volumes perdus plus faibles sur la période 1998-2002 s'expliquent simplement par l'assèchement de plusieurs barrages durant cette période de pluies déficitaires (figure 6). Les trois

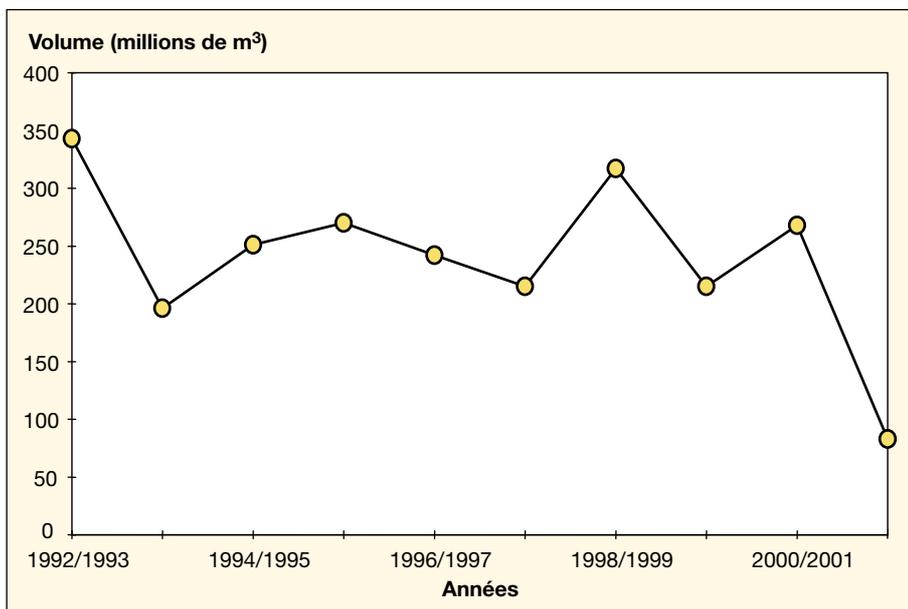


Figure 4. Variation annuelle de l'évaporation (Mm^3) dans les 39 barrages suivis par l'ANB.

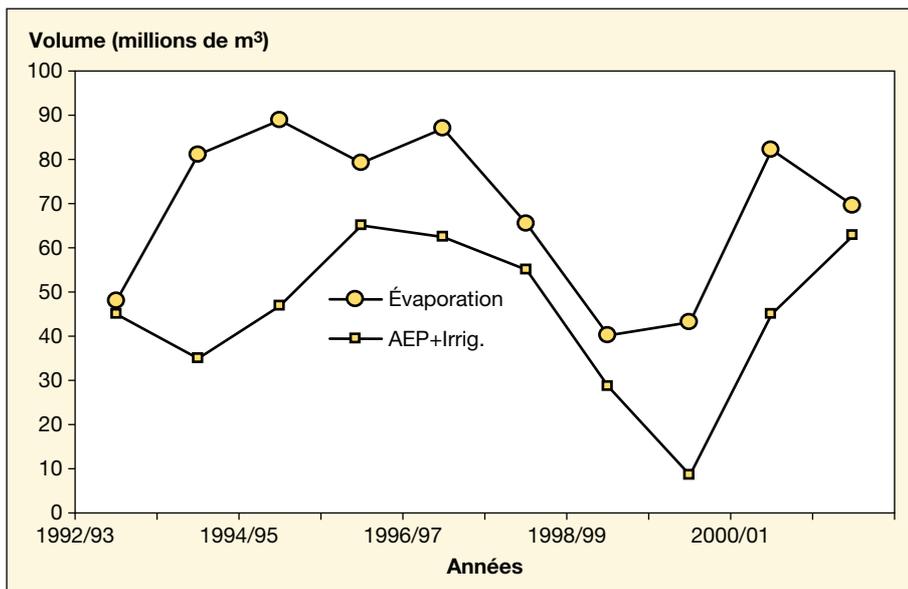


Figure 5. Variation annuelle (Mm^3) de l'évaporation et de la consommation au barrage Djorf Torba.

barrages qui perdent le plus d'eau, Ouizert dans l'ouest, Djorf Torba et Foum El Gherza dans le sud, méritent d'être détaillés.

Le barrage de Ouizert, d'une capacité de $100 Mm^3$ et mis en exploitation en 1986, est destiné à transférer l'eau vers le barrage de Bouhanifia à l'aval. L'implantation du barrage sur un site fissuré favorise les fuites, notamment à travers la rive gauche. Les pertes dépassent $20 Mm^3/an$ en année « humide » et $5 Mm^3/an$ en année « sèche », soit un total de plus de $140 Mm^3$ sur la période 1992-2002, ce

qui est plus élevé que le volume transféré vers le barrage de Bouhanifia (figure 7).

Au contraire du barrage de Ouizert, le barrage de Djorf Torba montre une évolution significative dans le temps (figure 8). Mis en exploitation en 1963 avec une capacité de $350 Mm^3$, ce barrage a connu sa perte maximale, $18 Mm^3$, en 1994-1995. Depuis lors, la baisse régulière des pertes s'expliquerait par l'augmentation des dépôts dans la retenue, colmatant progressivement les fissures. Une évolution identique, mais de moindre

ampleur, est observée dans le barrage de Foum el Gherza ($47 Mm^3$, mis en exploitation en 1950) coupant l'Oued El Abiod. Son implantation sur du calcaire maëstrichtien fissuré a permis des fuites allant jusqu'à $5 Mm^3/an$ (figure 8). Là encore, il est probable que l'envasement a contribué à ralentir les pertes avec le temps. L'abondance des séries carbonatées dans tout le nord du Maghreb explique que les réseaux karstiques y soient très nombreux et que les risques de perte des eaux de surface, dans le lit des oueds comme dans les retenues, soient fréquents. S'il est possible dans un certain nombre de cas, comme Djorf Torba et Foum el Gherza, d'espérer un colmatage progressif des fissures fines avec le temps, une telle évolution n'est pas du tout systématique. En particulier, lorsque le réseau karstique comporte des conduits de grande taille, la sédimentation en fond de retenue n'affecte pas réellement les échanges surface-souterrain. C'est le cas à Ouizert, tout comme dans le grand barrage El Haouareb sur le Merguelil, dans la Tunisie voisine, où l'importance de l'envasement depuis 20 ans n'a pas diminué les pertes [20].

Autres problèmes liés à l'évolution des grands barrages

La partie septentrionale de l'Algérie subit une pression anthropique multiple, notamment démographique (forte croissance et concentration de la population en zone littorale) et agricole (usage plus intensif des intrants agricoles et développement de l'irrigation, qui accélère le transit au travers de la zone non saturée). Les eaux usées non ou insuffisamment traitées (domestiques et industrielles) et la pollution agricole plus diffuse se traduisent par une forte augmentation des teneurs en nutriments dans les eaux des barrages, en particulier le phosphore et l'azote qui jouent un rôle essentiel dans la croissance des végétaux aquatiques. Des phénomènes d'eutrophisation, déjà occasionnellement observés en divers sites, limitent les usages, et, en premier lieu, la production d'eau potable.

L'envasement d'un barrage modifie considérablement la distribution des pressions à l'amont et peut constituer un risque sur la stabilité à long terme de l'ouvrage. Les trois ruptures du barrage de Fergoug en 1872, en 1881 (environ 250 morts) et en 1927 sont heureusement un cas exceptionnel, conséquences de crues catastrophiques sans lien avec l'accumulation de sédiments, alors faible. Sans même parler de stabilité géotechnique, la moindre capacité des barrages envasés à protéger les

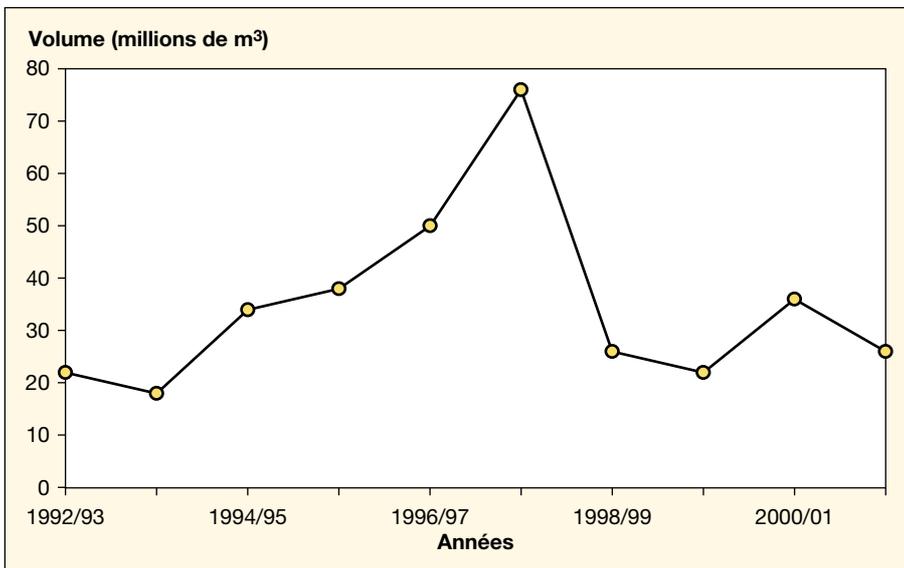


Figure 6. Variations annuelles (Mm³) des fuites d'eau dans les 22 barrages suivis par l'ANB.

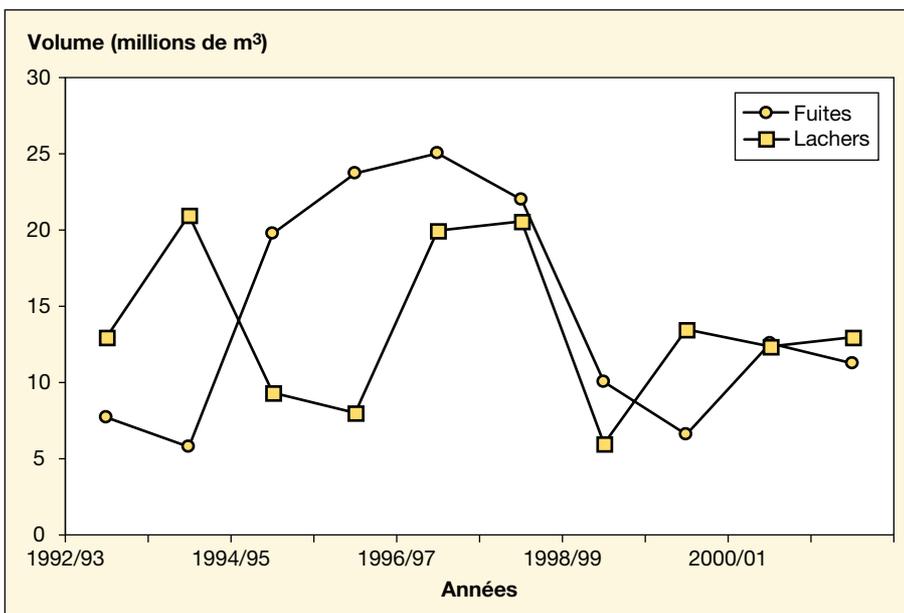


Figure 7. Variation annuelle (Mm³) des fuites et des lâchers au barrage de Ouizert.

zones aval contre les crues exceptionnelles est un risque à ne pas négliger.

Enfin, le devenir des vases constitue également un problème important. Sauf à abandonner le barrage, il est nécessaire de les transférer. Selon la technique de dévasement retenue, les sédiments sont remis dans le cours de l'oued ou stockés en masse. Dans le premier cas, les conditions de réalisation des lâchers doivent être optimisées afin d'éviter la création de zones argileuses stériles. Dans le second cas, des utilisations industrielles des vases doivent être recherchées, en accord avec les conditions économiques locales [21].

Conclusion

La hausse de la demande en eau, conséquence du développement de l'irrigation, de la forte croissance démographique et de l'amélioration des conditions de vie, fait peser des contraintes très fortes sur des systèmes naturels d'Afrique du Nord, fragiles et aux ressources limitées. Les grands barrages constituent une des réponses à cette confrontation entre ressources et usages, en complémentarité avec toutes les autres options possibles (eaux souterraines, économies d'eau, meilleure valorisation, etc.).

Leur gestion attentive et durable impose notamment de limiter leur envasement. Ce problème, délicat pour certains barrages algériens, n'est pas exceptionnel dans la région. Les barrages tunisiens perdent entre 0,5 et 1 % de leur capacité chaque année par envasement et, si rien ne change, 43 % de leur capacité initiale pourrait être perdue d'ici 2030 [22]. Du fait de sa topographie plus accentuée, les chiffres évoqués pour le Maroc sont souvent encore plus inquiétants [11-13]. Retarder l'envasement des grands barrages est possible grâce à des aménagements anti-érosifs dispersés sur l'amont des bassins-versants, à la condition impérative que ces petits ouvrages soient réalisés correctement sinon le remède devient pire que le mal.

À moyen terme, l'impact du changement climatique global doit être pris en compte. Cette question occupe une place importante dans les médias, mais ses conséquences hydrologiques réelles sont encore à identifier dans le bassin méditerranéen où aucune tendance régionale indiscutable n'a pour l'instant été détectée [1]. En effet, la variabilité particulièrement forte du climat au Maghreb et les chroniques hydrométéorologiques souvent très hétérogènes (en durée et fiabilité) rendent l'identification d'évolutions majeures particulièrement délicates. Comme dans la plupart des régions semi-arides, les changements hydrologiques observés en Afrique du nord résultent bien davantage d'actions directes de l'homme (grands et petits aménagements, changement du couvert végétal, etc.) que de modifications à long terme des précipitations. Ces multiples interventions modifient considérablement les écoulements et aggravent souvent l'érosion.

Dans un tel environnement très mouvant, anticiper l'évolution des grands barrages est un exercice délicat. Une hypothèse plausible est un futur climat méditerranéen avec davantage de contrastes et d'événements extrêmes. Les précipitations seraient donc plus irrégulières. La reprise évaporatoire, déjà actuellement très variable (selon les années, l'évaporation décennale varie de 50 % autour de la moyenne en hiver et de 20 % en été), le serait encore plus. Avec tous les termes du bilan en eau des barrages beaucoup plus variés, le rôle d'accumulation et de tampon interannuel des barrages deviendrait plus aléatoire. Ce phénomène serait encore accentué par un envasement accéléré, puisque l'essentiel du transport se produit durant les quelques épisodes pluvieux les plus violents.

Face à une raréfaction et à une exposition accrue des ressources en eau, les responsables devront définir pour les grands barrages des politiques de gestion plus fines et plus adaptées à la multiplicité des

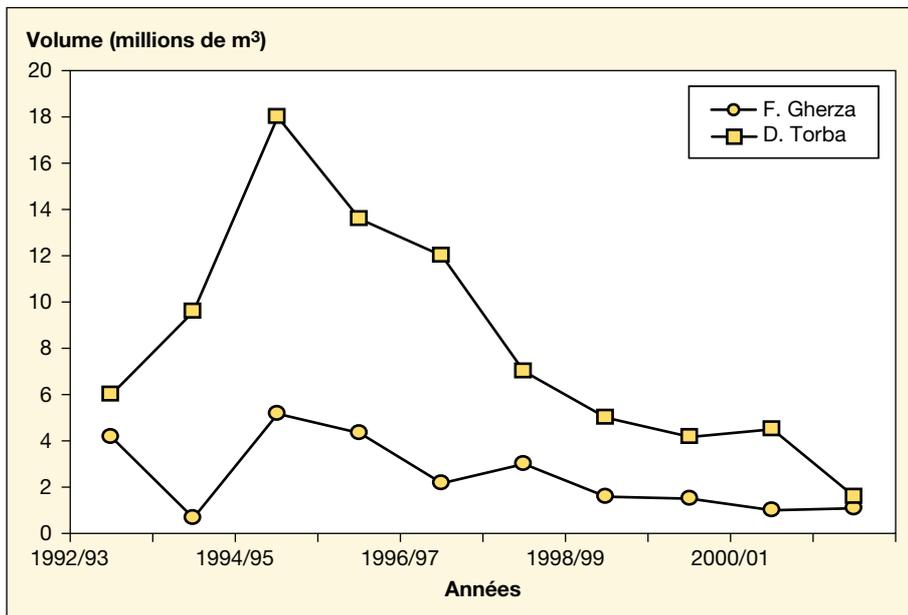


Figure 8. Évolution des fuites dans les barrages de Djorf-Torba et Fom El Gherza (Mm³/an).

situations locales (géologie, topographie, usages de l'eau). Ainsi, réaliser des lâchers au printemps pour recharger un aquifère à l'aval peut diminuer les pertes par évaporation et donc accroître la ressource, tout en continuant d'en assurer un stockage interannuel. De multiples lacunes existent encore dans la connaissance des processus et des flux hydriques. On ne peut que souhaiter une multiplication des observations de qualité afin d'aider à la meilleure gestion d'une ressource devenant toujours plus précieuse. ■

Références

1. Cudennec C, Leduc C, Koutsoyiannis D. Dryland hydrology in Mediterranean regions - a review. *Hydrol Sci J* 2007 ; 52 : 1077-87.
2. PNUE/PAM/PLAN BLEU. *L'eau des Méditerranéens : situation et perspectives*. Rapports techniques du PAM no 158. Athènes : PNUE/PAM, 2004.

3. Pallas P. Conjunctive use of surface and groundwater. In : *Land and water integration and river basin management*. Rome : FAO Land and Water Bulletins, 1995.
4. Albergel J, Nasri S, Boufaroua M, Droubi A, Merzouk AA. Petits barrages et lacs collinaires, aménagements originaux de conservation des eaux et de protection des infrastructures aval : exemples des petits barrages en Afrique du Nord et au Proche-Orient. *Sécheresse* 2004 ; 15 : 78-86.
5. Heusch B, Millies-Lacroix A. Une méthodologie pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin : application au Maghreb. *Mines et géologie (Maroc)* 1971 ; 99 : 21-30.
6. Demmak A. *Contribution à l'étude de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale*. Thèse de docteur-ingénieur, université Paris-VI, 1982.
7. Ghenim A, Seddini A, Terfous A. Variation temporelle de la dégradation spécifique du bassin versant de l'Oued Mouilah (nord-ouest algérien). *Hydrol Sci J* 2008 ; 53 : 448-56.
8. Achite M, Meddi M. Estimation du transport solide dans le bassin-versant de l'Oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse* 2004 ; 15 : 367-73.

9. Ghenim A, Terfous A, Seddini A. Étude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin-versant de l'Oued Sebdlou (Nord-ouest algérien). *Sécheresse* 2007 ; 18 : 39-44.
10. Remini B, Hallouche W. La sédimentation des barrages en Algérie. *Houille Blanche* 2004 ; 1 : 60-4.
11. Badraoui A, Hajji A. Envasement des retenues de barrages. *Houille Blanche* 2001 ; 6/7 : 72-5.
12. Sibari H, Haida S, Ait Fora A. Typologie des crues et érosion mécanique dans un bassin versant de zone semi-aride : bassin-versant de l'Inaouène, Maroc. *Sécheresse* 2001 ; 12 : 187-93.
13. Lahlou A. Étude actualisée de l'envasement des barrages au Maroc. *Rev Sci Eau* 1988 ; 6 : 337-56.
14. Remini B. *Envasement des retenues de barrages en Algérie : importance, mécanismes et moyen de lutte par la technique du soutirage*. Thèse de doctorat d'État, École nationale polytechnique d'Alger, 1997.
15. Megnounif A, Terfous A, Ghenaim A, Poulet JB. Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: the Upper Tafna catchment, Algeria. *Hydrol Sci J* 2007 ; 52 : 1271-84.
16. Valembois J, Migniot C. Rejets des produits de dragages à l'aval d'un barrage sur l'Oued Hamiz. *Houille Blanche* 1975 ; 2/3 : 155-72.
17. Hallouche W. *Prévision du transport solide et sédimentation des barrages*. Thèse de doctorat, université de Biskra, 2007.
18. Remini B, Hallouche W. Studying sediment at Algeria's dams. *Int Water Power Dam Construction* 2007 ; 59 : 42-5.
19. Morsli B, Mazour M, Mededjel N, Hamoudi A, Roose E. Influence de l'utilisation des terres sur les risques de ruissellement et d'érosion sur les versants semi-arides du nord-ouest de l'Algérie. *Sécheresse* 2004 ; 15 : 96-104.
20. Ben Ammar S, Zouari K, Leduc C, M'Barek J. Caractérisation isotopique de la relation barrage-nappe dans le bassin du Merquellil (plaine de Kairouan, Tunisie centrale). *Hydrol Sci J* 2006 ; 51 : 272-84.
21. Semcha A. *Valorisation des sédiments de dragage : applications dans le BTP, cas du barrage de Fergoug*. Thèse de doctorat, université de Reims, 2006.
22. Ben Mammou A, Louati MH. Évolution temporelle de l'envasement des retenues de barrages de Tunisie. *Rev Sci Eau* 2007 ; 20 : 201-10.

Effet du barrage de Manantali sur les modifications du régime hydrologique du fleuve Sénégal dans le bassin amont : une approche statistique

Soussou Sambou¹
 Yaya Diémé¹
 Abdou Karim Touré²
 Ansou Malang Badji¹
 Edmond Nicaise Malanda-Nimy³

¹ Département de physique
 Faculté des sciences et techniques
 Université Cheikh-Anta-Diop
 Dakar
 Sénégal

<sousamb@refer.sn>
 <diemeyaya@yahoo.fr>
 <souanlamang@yahoo.fr>

² Département de mathématiques
 Faculté des sciences et techniques
 Université Cheikh-Anta-Diop
 Dakar
 Sénégal

<toukam12000@yahoo.fr>

³ Département de géologie
 Faculté des sciences et techniques
 Université Cheikh-Anta-Diop Dakar
 Sénégal
 <edmalanda@yahoo.com>

Résumé

Le changement climatique a eu d'importantes répercussions sur la pluviométrie et les écoulements en Afrique occidentale et centrale. Le barrage de Manantali, construit sur le Bafing, contrôle la majeure partie des écoulements du fleuve Sénégal passant par Bakel. Il permet de régulariser le cours d'eau en vue de remplir différents objectifs : irrigation, navigation, production d'électricité, etc. Le débit passant par Bakel provient du Bafing, mais également des affluents non contrôlés que sont le Bakoye et la Falémé. Pour étudier l'effet du barrage de Manantali sur l'hydrologie du fleuve Sénégal en amont de Bakel, nous avons, dans un premier temps, travaillé à l'échelle annuelle. L'évolution interannuelle des modules a d'abord été représentée. Les tests statistiques d'homogénéité disponibles dans le logiciel Khronostat ont été appliqués aux séries des modules calculés à la station de Bafing-Makana, en amont du barrage, et aux stations de Kayes et Bakel, en aval. L'analyse simple des graphes d'évolution interannuelle des modules s'est avérée insuffisante pour juger de l'effet du barrage. Les tests d'homogénéité sur les séries des modules détectent tous une rupture antérieure à la mise en service du barrage. À l'échelle mensuelle, les tests statistiques d'homogénéité indiquent tous, pour la station de Bafing-Makana, une rupture dans les séries des débits mensuels toujours antérieure à la mise en service du barrage de Manantali. Pour la station de Bakel, la rupture se produit après la mise en service du barrage, pour les mois de février à juin, et avant la mise en service du barrage pour les mois de juillet à décembre. Le mois de janvier ne présente aucune rupture. Pour la station de Kayes, la rupture, quand elle existe, se produit après la mise en service du barrage pour les mois de janvier à juin, et avant la mise en service du barrage pour les mois de juillet à décembre. Pour la station de Bafing-Makana, la rupture se fait toujours dans le sens d'une diminution des écoulements, alors que pour les stations de Kayes et Bakel, elle se fait dans le sens d'une diminution des écoulements lorsqu'elle se produit avant la mise en service du barrage, et dans le sens d'une augmentation lorsqu'elle se produit après la mise en service du barrage.

Mots clés : barrage, fleuve Sénégal, régime hydrologique, tests d'homogénéité.

Abstract

Impact of the Manantali dam on the modifications of the Senegal river basin hydrological regime: A statistical approach

It is well known that climate change has significantly impacted both rainfall and runoff in West and Central Africa since 1968. The Manantali dam is a multipurpose dam built on the Bafing river, a tributary of the Senegal river that controls a major part of the total flows. It is important to know the effect of this dam on the hydrological regime

of the Senegal river for water resource management. To observe this effect, we first analysed annual time series of mean annual flows of Bafing-Makana (upstream of Manantali dam) and Kayes and Bakel (downstream of this dam) from 1961 to 2006. This period includes that of Manantali dam operations (1988). We did not note any significant changes. We then applied statistical tests for homogeneity using Chronostat software. The null hypothesis was H_0 : "Time series is homogeneous." H_0 was rejected by all tests for homogeneity for all gauge stations at the annual scale. Change appears for all series before the dam construction and shows a decrease in mean flow. Dam operations are not known at the annual scale. We then analysed monthly flows at the same stations, using the same tests for homogeneity. H_0 was once again rejected for almost all months. We did however note that for the Bafing-Makana station, a decrease in monthly flows appeared for all months before the beginning of the dam operations (1985). For the Kayes and Bakel stations, at the monthly scale, flows increased after dam construction during the low-flow months and decreased before dam construction during the high-flow months. The fact is that in the time series we used, there were two signals: one caused by climate change and another caused by dam operation. Statistical tests for homogeneity detected the climate change signal at the annual time scale. At the monthly scale, these tests detected the signal from the dam only during low flow when this signal is strong enough to be detected.

Key words: dam, hydrological regime, Senegal river.

De nombreux travaux effectués en Afrique occidentale et centrale ont mis en évidence une variabilité climatique qui s'est traduite par une baisse des précipitations dans cette région [1-4]. Parmi les stratégies d'adaptation les plus utilisées figure en bonne place la réalisation d'ouvrages hydroagricoles. C'est dans ce contexte qu'il faut placer la construction des barrages de Diama et Manantali sur le fleuve Sénégal. Le barrage de Diama, situé dans le Delta, sert à stopper l'intrusion saline et à relever le plan d'eau dans la basse vallée. Le barrage de Manantali, construit sur le Bafing, a été mis en service en 1987. C'est un barrage à buts multiples : production d'électricité, culture irriguée à longueur d'année sur toute la vallée, soutien d'étiage pour la navigation, laminage des fortes crues, soutien des crues faibles afin de permettre une inondation suffisante pour les cultures de décrue dans la vallée. D'une capacité de 12 Gm^3 , ce barrage contrôle la moitié des écoulements qui transitent par Bakel [5]. Cette nouvelle configuration du cours d'eau ne va pas manquer d'influer sur l'hydrologie du cours d'eau dans le bassin amont en particulier.

De nombreuses méthodes peuvent être utilisées pour mettre en évidence les changements du régime hydrologique dus à la réalisation d'un barrage. Richter *et al.* [6] comparent les données d'une station témoin, avant et après construction du barrage. Assani *et al.* [7] considèrent deux stations, une en amont du barrage, donc non influencée par celui-ci, et une en aval du barrage, soumise à son influence. Les débits de ces deux stations sont comparés entre eux. Peters *et al.* [8] utilisent un modèle hydrologique pour reconstituer les débits

d'une station désormais soumise à l'influence du barrage avant que celui-ci ne soit construit. Ces débits sont ensuite com-

parés à ceux obtenus après construction du barrage. Assani *et al.* [9] introduisent la notion de proportionnalité : cette méthode

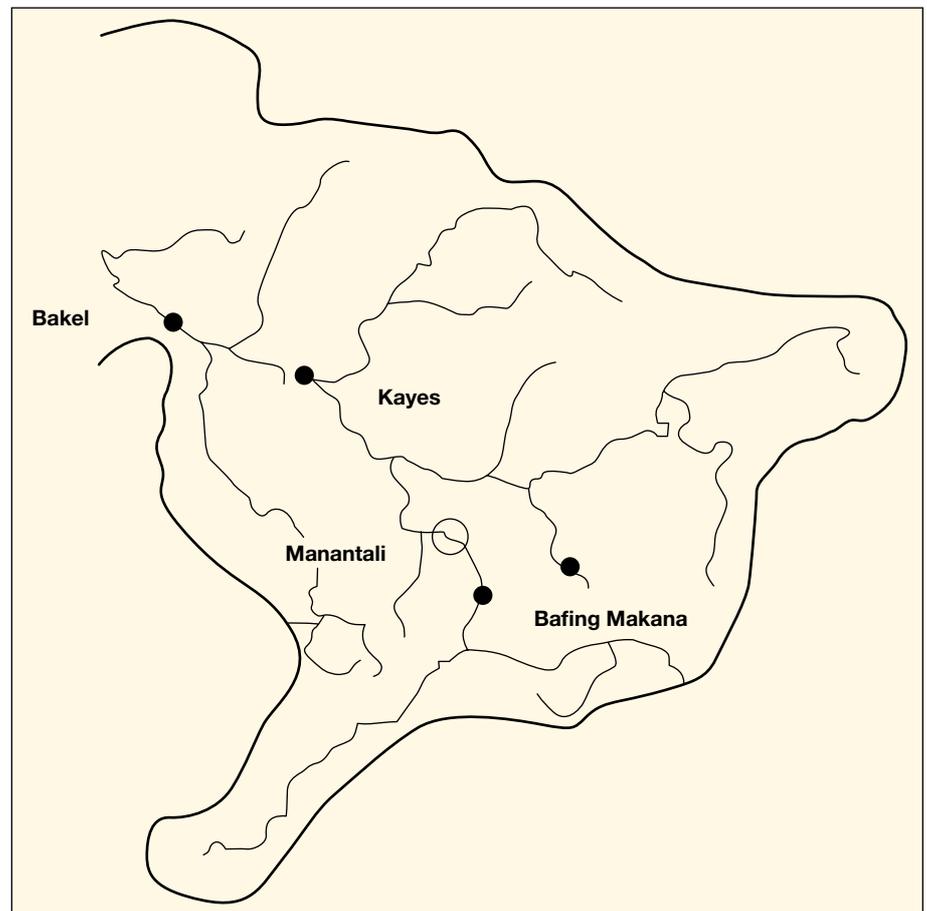


Figure 1. Carte du bassin du fleuve Sénégal en amont de Bakel.

consiste à utiliser comme critère de comparaison les débits des rivières naturelles et les débits des rivières influencées par des barrages. Cette comparaison est faite par voie de tests statistiques. Mirza [10] a appliqué cinq tests, aussi bien paramétriques que non paramétriques, pour étudier les modifications du régime hydrologique du Gange au Bangladesh depuis la construction du barrage de Farakka à partir de séries hydro-métriques observées à l'aval de ce barrage.

Dans cet article, nous nous proposons d'étudier les modifications du régime hydrologique du fleuve Sénégal en amont de Bakel, survenues depuis la mise en service du barrage de Manantali. Compte tenu de l'information disponible, nous avons utilisé une station située en amont du barrage, la station de Bafing-Makana, et deux en aval de celui-ci, Kayes et Bakel. Les séries de modules et débits moyens mensuels calculées au niveau de ces sta-

tions ont servi de base de comparaison. L'évolution interannuelle de ces données sur la période d'étude a été représentée, aussi bien pour la station en amont du barrage que pour les stations en aval. Les tests d'homogénéité provenant du logiciel Khronostat (<http://www.hydrosociences.org.pho?article239>) ont ensuite été appliqués à ces séries. On peut ainsi, par comparaison graphique et statistique, chercher à établir l'influence du barrage sur le régime hydrologique du fleuve Sénégal en amont de Bakel.

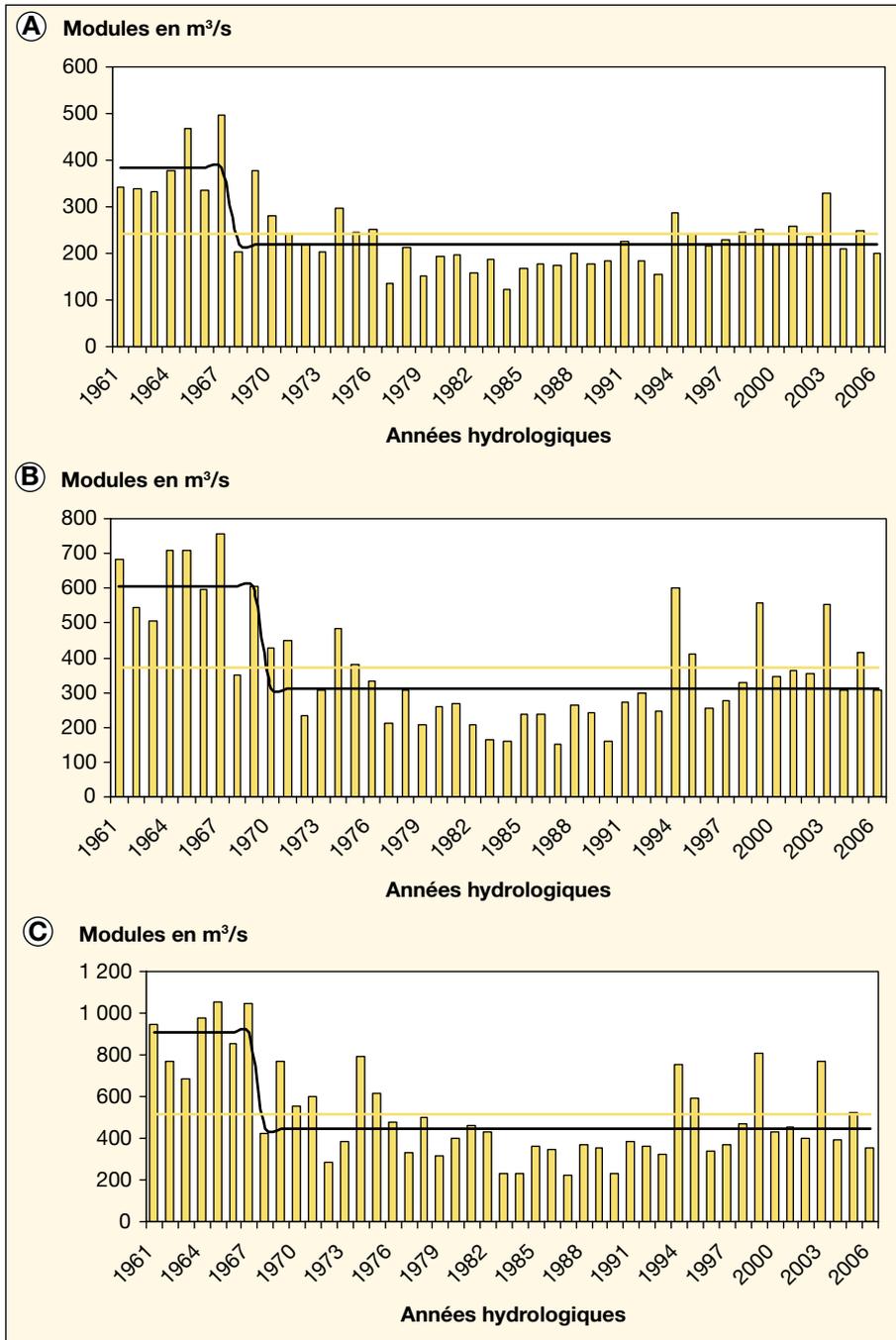


Figure 2. Évolution temporelle des modules. A. Bafing-Makana. B. Kayes. C. Bakel.

Présentation du cadre physique

Le bassin-versant du fleuve Sénégal à Bakel s'étend sur une superficie de 218 000 km². Le Bafing et le Bakoye, tous deux provenant de la Guinée, se rencontrent près de Bafoulabé pour former le fleuve Sénégal. Le réseau hydrographique est ensuite complété par quelques affluents de moindre importance en rive droite, le Karakoro et la Kolombiné, et par le plus important affluent rive gauche, la Falémé (figure 1). Le climat est soudanien au sud, dans les contreforts du Fouta Djallon, et sahélien à partir de Bakel, à l'entrée de la vallée [11]. Le régime du fleuve est tropical de transition, puis tropical pur, puis sahélien. La crue est annuelle et unimodale : elle varie d'une année à une autre et s'étale de juillet à novembre. Elle est suivie par une période de tarissement de novembre à juin. Les courbes de tarage sont généralement biunivoques dans le bassin amont. Celle de Bakel est non biunivoque.

Données disponibles

Les observations utilisées dans cet article proviennent des banques de l'Orstom (Office pour la recherche scientifique et technique d'outre-mer) et de l'OMVS (Organisation pour la mise en valeur du fleuve Sénégal). Il s'agit de débits moyens journaliers aux stations de Bafing-Makana sur le Bafing à l'amont du barrage ; de Manantali, sur le Bafing, à la sortie du barrage ; de Gourbassi sur la Falémé ; de Kayes sur le Sénégal moyen, et de Bakel sur le Sénégal, à l'entrée de la vallée. Les stations de Manantali, Kayes et Bakel sont soumises à l'influence du barrage de Manantali ; celle de Bafing-Makana ne subit pas l'influence de celui-ci.

Méthodologie

De nombreuses méthodes sont utilisées pour mettre en évidence les modifications hydrologiques dues au barrage [6-10].

Celle que nous appliquons dans cet article repose sur la détection de ruptures dans les séries chronologiques observées en amont et en aval du barrage à l'aide de tests statistiques d'homogénéité. Elle repose sur les étapes suivantes :

- comparaison des débits observés en un certain nombre de stations témoins situées en aval du barrage, avant et après construction du barrage ;
- comparaison des débits entre deux stations situées en amont et en aval du barrage. Ces séries doivent bien évidemment recouvrir la période avant et après construction du barrage.

La comparaison est faite :

- graphiquement, à partir de l'examen de l'évolution interannuelle des débits à l'échelle de temps annuelle et mensuelle ;
- par voie statistique, en utilisant les tests statistiques d'homogénéité disponible dans le logiciel Khronostat mis au point par l'IRD (Institut pour la recherche et le développement) et disponible gratuitement sur le Net.

La station de Manantali, dont la série est relativement courte, n'a pas été utilisée dans la suite : le réseau de comparaison a été limité aux stations de Bafing-Makana, Kayes et Bakel. La période d'étude allant de 1961 à 2006 a été retenue. Elle s'étend de part et d'autre de l'année (1987) de mise en service du barrage de Manantali. Elle est suffisamment longue pour permettre une étude statistique.

À partir des séries de débits moyens journaliers disponibles au niveau des stations retenues, les débits moyens mensuels puis les modules ont été calculés, et les fichiers des séries correspondants constitués.

Les courbes représentant l'évolution annuelle des modules puis des débits mensuels ont été représentées.

Les tests d'homogénéité disponibles dans le logiciel Khronostat ont été appliqués aux séries des modules et des débits mensuels des stations retenues, l'homogénéité étant comprise ici dans le sens d'absence de rupture dans la série. Il s'agit :

- du test de Mann-Whitney, modifié par Pettitt [12] ;
- de la statistique U de Buishand [13, 14] ;
- de la procédure de Lee et Heghinian [17] ;
- de l'ellipse de contrôle [16, 17] ;
- de la procédure de segmentation des séries [18].

Ces tests sont d'usage très répandu, comme en témoigne l'abondante bibliographie qui existe dans la littérature scientifique sur leurs différentes applications. Nous n'allons donc pas les décrire en détail dans cet article.

Pour l'ensemble de ces tests, l'hypothèse nulle est H_0 : « la série ne présente pas de rupture ». Le niveau de signification

est 0,05. Le test de l'ellipse de Bois et la procédure de segmentation des séries sont accompagnés de graphiques permettant de visualiser les résultats. Pour l'ellipse de Bois, l'hypothèse nulle est acceptée lorsque le nuage de points est compris à l'intérieur de l'intervalle de confiance au niveau de signification considérée, généralement pris égal à 5%. Pour la segmentation des séries, nous sommes limités à l'ordre 2. Nous pouvons ainsi mettre en évidence un saut de la moyenne, ainsi que l'année où ce saut s'est produit.

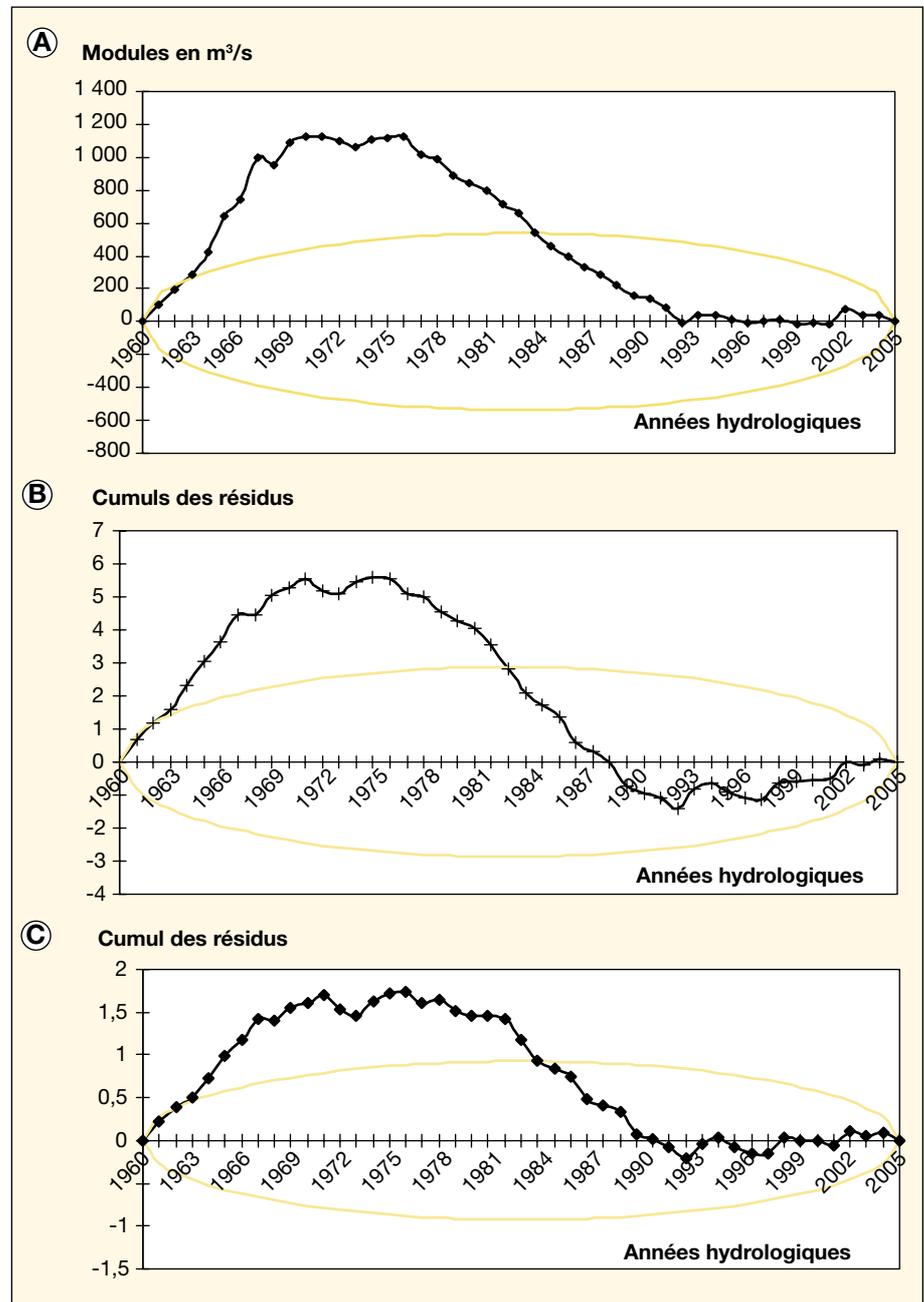
Résultats

Évolution temporelle des modules

La figure 2 indique, pour les trois stations, l'évolution des séries des modules sur la période globale :

- pour la station de Bafing-Makana ;
- pour la station de Kayes ;
- pour la station de Bakel.

Il y a beaucoup de ressemblances dans cette évolution, et on note le même comportement : une légère tendance à la baisse



jusqu'en 1983, puis à la hausse à partir de cette année jusqu'en 2006. Ce constat est cependant subjectif.

Tests d'homogénéité sur les séries de modules

Les résultats des tests sont rassemblés dans le *tableau 1*. Les tests de Pettitt et Buishand, la statistique bayésienne de Lee et Héghinian et la procédure de segmentation des séries de Pierre Hubert à l'ordre 2 rejettent l'hypothèse nulle d'absence de rupture sur les séries de modules pour les trois stations. Les années de rupture dépendent du test utilisé et de la série de module. Le test de Pettitt indique une rupture, en 1976, pour les trois stations. La statistique bayésienne de Lee et Héghinian localise l'année de rupture en 1967, pour les stations de Bafing-Makana et Kayes, et en 1971 pour celle de Bakel. En revanche, pour la procédure de segmentation des séries à l'ordre 2, la rupture a lieu en 1967 pour les stations de Bafing-Makana (*figure 2A*) et Bakel (*figure 2C*), et en 1969 pour celle de Kayes (*figure 2B*) ; elle se fait dans le sens d'une diminution des modules (*figure 2A, B, C*). Les ellipses de Bois présentent toutes la même allure pour ces trois stations (*figure 3A, B, C*).

En conclusion, à l'échelle annuelle, les tests effectués sur les séries des modules indiquent tous une rupture dans les séries des modules, antérieure à la mise en service du barrage. Cette rupture correspond donc au changement climatique, dont l'ampleur semble masquer l'effet pourtant réel du fonctionnement du barrage sur le régime hydrologique. Nous allons donc continuer l'étude à l'échelle mensuelle plus petite.

Évolution interannuelle des débits mensuels

La station de Bafing-Makana présente une similitude dans l'évolution interannuelle

des débits mensuels : quel que soit le mois considéré, à une période excédentaire succède une période déficitaire. Une illustration est donnée sur la *figure 4A* pour le mois de mai et sur la *figure 5A* pour le mois de septembre. Les stations de Kayes et Bakel présentent également une similitude dans l'évolution des débits mensuels : selon le mois considéré, la période excédentaire peut ou non précéder la période déficitaire. Nous proposons à titre d'exemple l'évolution des débits mensuels du mois

de mai à Bakel et Kayes (*figure 4B, C*) et du mois de septembre aux mêmes stations (*figure 5B, C*).

Tests d'homogénéité sur les débits mensuels

La synthèse des tests est indiquée dans le *tableau 2*. À quelques exceptions localisées aux mois de novembre, décembre et janvier, l'hypothèse nulle H_0 = « absence de rupture » est rejetée par tous les tests et

Tableau 1. Synthèse des tests d'homogénéité sur les modules.

	Bafing-Makana	Kayes	Bakel
Test de Pettitt [12]			
Résultat	Non	Non	Non
Année de rupture	1976	1976	1976
Test de Buishand [13]			
Résultats	Non	Non	Non
Lee et Héghinian [17]			
Résultats	Non	Non	Non
Année de rupture	1967	1967	1971
Segmentation des séries à l'ordre 2 [18]			
Résultats	Non	Non	Non
Année de rupture	1967	1969	1967

Non = hypothèse nulle (H_0), absence de rupture.

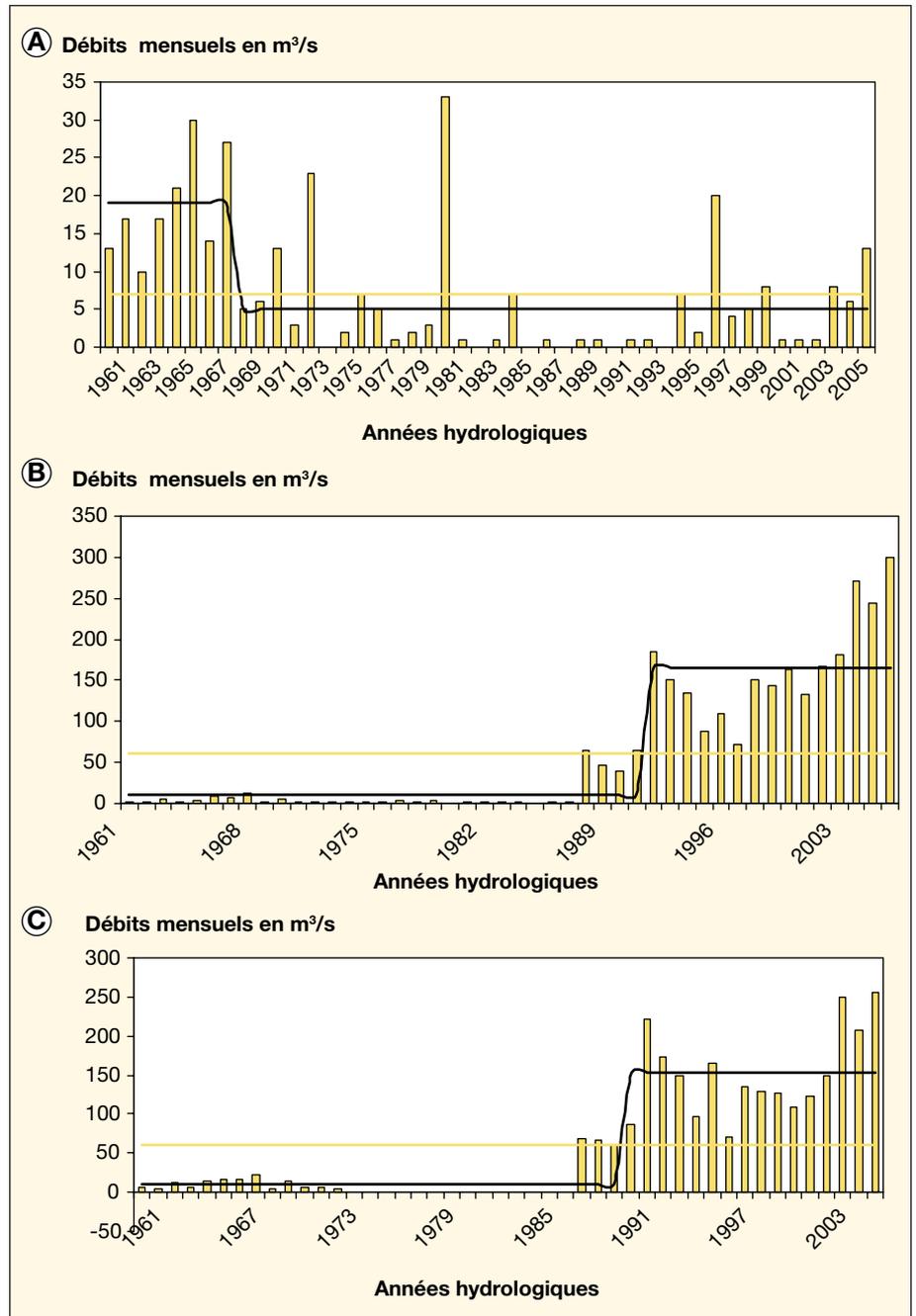


Figure 4. Évolution temporelle des débits du mois de mai. A) Bafing-Makana ; B) Kayes ; C) Bakel.

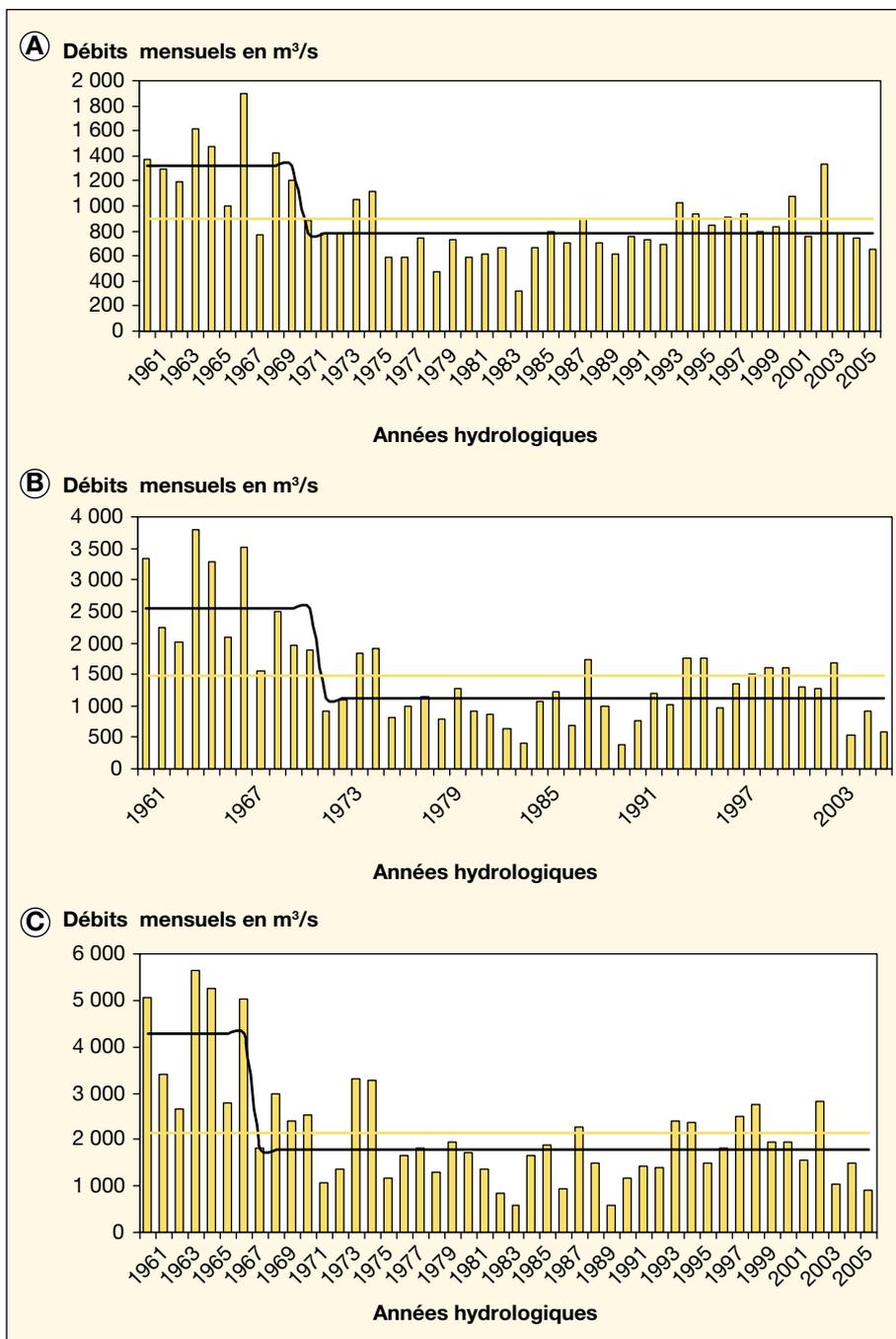


Figure 5. Évolution temporelle des débits du mois de septembre. A) Bafing-Makana ; B) Kayes ; C) Bakel.

pour toutes les stations et pour tous les autres mois. Nous avons également indiqué l'année de la rupture lorsque le test le permet. La rupture dans la série peut, cependant, avoir deux origines : changement climatique ou influence du barrage. Pour faire la part entre ces deux causes, nous avons comparé les années d'occurrence de la rupture dans les séries de Bafing-Makana, Kayes et Bakel. Il en découle que généralement (tableau 2) :

- à la station de Bafing-Makana, cette rupture se produit toujours avant l'année 1987, année de mise en service du barrage, et s'accompagne d'une diminution des écoulements (figure 4A pour le mois de mai, figure 5A pour le mois de septembre) ;
- à la station de Kayes, pour les mois de décembre à juin, la rupture a lieu après la mise en service du barrage (1987) et, pour les mois de juillet à novembre, avant la mise en service de celui-ci. Elle s'accom-

pagne, dans le premier cas, d'une augmentation des débits (figure 4B pour le mois de mai) et, dans le second cas, d'une diminution de ceux-ci (figure 5B pour le mois de septembre) ;

- à la station de Bakel, de février à juin, la rupture se produit après la période de mise en service du barrage et, de juillet à décembre, elle a lieu avant la mise en service de celui-ci. La procédure de segmentation des séries met en évidence une augmentation de la moyenne des débits mensuels dans le premier cas (figure 4C pour le mois de mai) et une diminution dans le second cas (figure 5C pour le mois de septembre).

Il ressort de la comparaison des résultats des tests d'homogénéité appliqués aux séries des débits mensuels des stations de Bafing-Makana, Kayes et Bakel que :

- pour la période de crue, la rupture dans les séries chronologiques des débits mensuels peut être imputable au changement climatique, dont l'ampleur est très importante ;
- pour la période d'étiage, cette rupture dans les séries des débits mensuels provient de l'influence du barrage : alors que le fleuve pouvait tarir complètement certaines années en régime naturel, le soutien d'étiage permet d'y maintenir un volume important pour l'irrigation.

Discussion des résultats

À l'échelle annuelle, pour toutes les stations situées aussi bien en amont qu'en aval du barrage, l'année de rupture détectée par les tests statistiques d'homogénéité dans les séries des modules est toujours antérieure à celle de mise en service du barrage. Elle traduit le changement climatique observé en Afrique occidentale. Or, en réalité, il y a eu, après mise en service du barrage, des variations importantes des modules par rapport au régime naturel, dans la gestion duquel elles sont intervenues. Ces variations, qui ont influencé le régime hydrologique du fleuve Sénégal en aval du barrage, n'ont été détectées par aucun des tests d'homogénéité tels qu'ils ont été formulés. Le signal du changement climatique a été si fort, à l'échelle annuelle, qu'il a masqué l'effet du barrage sur le régime hydrologique.

À l'échelle mensuelle, les tests statistiques indiquent tous, pour la station de Bafing-Makana, une rupture dans les séries qui se situe avant la mise en service du barrage. Pour les stations de Bakel et Kayes, les tests utilisés présentent tous une rupture dans les séries qui se situe avant ou après l'année de mise en service du barrage,

Tableau II. Synthèse des résultats des tests d'homogénéité sur les débits mensuels.

	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
Bafing-Makana												
Pettitt [12]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
	1973	1984	1976	1974	1975	1976	1976	1976	1976	1976	1970	1976
Buishand [13]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
Lee et Heghinian [13]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
	1968	1984	1967	1971	1970	1969	1969	1969	1972	1969	1969	1970
Hubert <i>et al.</i> [18]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
	1968	1974	1967	1971	1970	1969	1975		1972	1969	1969	1969
Bois [15, 16]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
Bakel												
Pettitt [12]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Non	Non	Non
	1987	1987	1976	1981	1975	1978	1976	1970		1990	1988	1987
Buishand [13]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Non	Non	Non
Lee et Heghinian [13]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Non	Non	Non
	1990	1991	1969	1974	1967	1969	1969	1969		1990	1989	1990
Hubert <i>et al.</i> [18]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	Non
	1990	1991	1969	1974	1967	1969	1969			1990	1990	1990
Bois [15, 16]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Non	Non	Non
Kayes												
Pettitt [12]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Non	Non	Non	Non
	1987	1991	1976	1981	1975	1978	1976		1990	1989	1986	1987
Buishand [13]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	Non	Non
Lee et Heghinian [17]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
	1991	1991	1969	1974	1971	1969	1969	1993	1991	1990	1990	2001
Hubert <i>et al.</i> [18]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
	1991	1991	1969	1974	1971	1969	1969	1993	1993	1990	1990	1990
Bois [15, 16]	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non

Non = hypothèse nulle (H_0), absence de rupture.

selon que l'on soit en crue ou en décrue. De la comparaison des années de rupture en amont du barrage (Bafing-Makana) et en aval de celui-ci (Kayes et Bakel), il ressort un écart appréciable pendant la période de décrue : la rupture détectée par les tests ne correspond plus du tout à celle du changement climatique. Elle correspond probablement au soutien d'étiage qui permet de maintenir dans le cours d'eau un débit suffisamment important pour l'irrigation et d'éviter un éventuel tarissement quasi complet de celui-ci. En période de crue, en revanche, aussi bien à Bafing-Makana qu'à Kayes et Bakel, pour tous les tests utilisés, l'année de rupture se situe avant l'année de mise en service du barrage. Cependant, après la mise en service de celui-ci, les opérations de gestion en période de crue (stockage dans le réservoir de Manantali) provoquent bien une diminution des débits mensuels. La modification du régime hydrologique qui en résulte n'est pas détectée par les tests statistiques. Là, également, le signal du changement climatique est si fort qu'il masque l'effet du barrage.

Conclusion

L'objectif de cet article est de mettre en évidence l'effet du barrage de Manantali sur le régime hydrologique à partir de l'évolution temporelle des séries et à partir de tests statistiques d'homogénéité. Trois stations ont été utilisées : une en amont du barrage, Bafing-Makana, deux en aval, Kayes et Bakel. Les séries de modules et de débits moyens mensuels calculés à partir des débits journaliers observés au niveau de ces stations sur la période de 1961 à 2006 ont été utilisées. Ces séries contiennent des informations sur la variabilité climatique et sur la gestion du barrage de Manantali.

À l'échelle annuelle, pour les trois stations, les tests statistiques d'homogénéité appliqués ne permettent pas de détecter les modifications du régime hydrologique dues au barrage. À l'échelle mensuelle, les tests statistiques d'homogénéité appliqués aux stations situées à l'aval du barrage mettent bien en évidence le soutien de l'étiage en période de décrue, mais, en revanche, ne permettent pas de faire ressortir l'effet de

la gestion du barrage sur le régime hydrologique en période de crue.

À l'échelle annuelle et à l'échelle mensuelle, en période de crue, le signal du changement climatique est si fort qu'il masque l'effet du barrage sur la modification du régime hydrologique. Cette étude montre que, appliqués à des séries où se mêlent les effets du changement climatique et ceux de la gestion, les tests statistiques d'homogénéité ne permettent pas à eux seuls de déceler l'effet d'un barrage sur le régime hydrologique en aval. Il faut alors les combiner à d'autres approches, par exemple la modélisation. ■

Remerciements

Les auteurs remercient les réviseurs anonymes qui n'ont pas ménagé leurs conseils et surtout leur expérience sur l'hydrologie du fleuve Sénégal. Ils ont largement contribué à la version finale de l'article. Ce travail est effectué dans le cadre des activités du WVP3.3 (Ressources en eau) du volet impacts du Programme Amma (Approche multidisciplinaire de la mousson africaine).

Références

1. Sambou S, Malanda-Nimy EN. *Critique statistique des séries des pluies annuelles dans le bassin amont du Fleuve Sénégal. Climate Variability and Change- Hydrological Impacts*. Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006. IAHS Publ, no 308. Wallingford (Royaume-Uni) : International Association of Hydrological Sciences (IAHS), 2006.
2. Aka A, Lubès H, Masson JM, Servat E, Patu-rel JE, Kouamé B. Analysis of the temporel variability of runoff in Ivory Coast: statistical approach and phenomena characterization. *Hydr Sci J* 1996 ; 41 : 959-70.
3. Patu-rel JE, Servat E, Delattre MO, Lubès-Niel H. Analyse des séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydr Sci J* 1998 ; 43 : 937-46.
4. Sandra A, Lubès-Niel H, Servat E, et al. *Analyse de la sécheresse en Afrique de l'Ouest: caractérisation de la situation de la décennie 1990. Hydrology of the Medeterranean and Semi Arid Region*. Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003. IAHS Publ, no278. Wallingford (Royaume-Uni) : International Association of Hydrological Sciences (IAHS), 2003.
5. Bader JC. Le soutien de la crue mobile dans le fleuve Sénégal à partir du barrage de Manantali. *Hydr Sci J* 1997 ; 42 : 815-31.
6. Richter BD, Baumgartner JV, Braun DP. How much water does a river need? *Freshwat Biol* 1997 ; 37 : 231-49.
7. Assani AA, Buffin-Bélanger T, Roy AG. Analyse des impacts d'un barrage sur le régime hydrologique de la rivière Matawin (Québec, Canada). *Rev Sci Eau* 2002 ; 15 : 557-74.
8. Peters DL, Prowse T. Regulation effects on the lower Peace River, Canada. *Hydr Process* 2001 ; 15 : 3184-94.
9. Assani AA, Gravel E, Buffin-Bélanger T, Roy AG. Impacts des barrages sur les débits annuels minimums en fonction des régimes hydrologiques artificialisés au Québec (Canada). *Rev Sci Eau* 2005 ; 18 : 103-27.
10. Mirza MQ. Hydrological changes in the Gan-ges system in the Bengla Desh in the post Farakka period. *Hydr Sci J* 1997 ; 42 : 613-32.
11. Rodier J. *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo*. Mémoires Orstom, no 6. Paris : Orstom éditions, 1964.
12. Pettitt AN. A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl Stat* 1979 ; 28 : 126-35.
13. Buishand TA. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J Hydrol* 1982 ; 58 : 11-27.
14. Buishand TA. Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J Hydrol* 1984 ; 58 : 51-69.
15. Bois P. *Une méthode de contrôle des séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie*. Grenoble : Laboratoire de Méca-nique des Fluides, université de Grenoble (section hydrologie), 1971.
16. Bois P. *Contrôle des séries chronologies cor-rélées par l'étude du cumul des résidus de la cor-rélation*. Deuxièmes Journées hydrologiques de l'Orstom, à Montpellier, 1986. Paris : Orstom édi-tions, 1987.
17. Lee AFS, Heghinian SM. A shift of the mean level in a sequence of independant normal ran-dom variables. A bayesian approach. *Technome-trics* 1977 ; 19 : 503-6.
18. Hubert P, Carbonnel JP, Chaouche P. Seg-mentation des séries hydrométéorologiques : application à des séries de précipitations et de débits en Afrique de l'Ouest. *J Hydrol* 1989 ; 100 : 349-67.

Les petits barrages du nord de la Côte d'Ivoire : inventaire et potentialités hydrologiques

Philippe Cecchi¹
 Franck Gourdin²
 Soungalo Koné³
 Daniel Corbin⁴
 Jackie Etienne⁵
 Alain Casenave⁵

¹ IRD UR 167, UMR 5119
 Université Montpellier-II
 Case courrier 093
 34095 Montpellier cedex 05
 France

<philippe.cecchi@ird.fr>
² Service équipement rural et hydraulique
 DAF Guadeloupe
 Jardin botanique
 97109 Basse-Terre
 Guadeloupe

<franck.gourdin@agriculture.gouv.fr>
³ MIE-DHH-Hydrologie
 01 BP V 161
 Abidjan 01

Côte d'Ivoire
 <k_soung@hotmail.com>
⁴ IRD UR 167

Antenne de Bel-Air
 Route des Hydrocarbures
 BP 1386 Dakar
 Sénégal

<corbin@ird.sn>
⁵ IRD

BP 64501
 34394 Montpellier cedex 05
 France
 <alain.casenave@bondy.ird.fr>

Résumé

Des milliers de petits barrages ont été édifiés dans toute l'Afrique de l'Ouest à la suite des épisodes de sécheresse des années 1970 et 1980. Nombreux et dispersés, ces réservoirs constituent dans le nord de la Côte d'Ivoire un réseau de masses d'eau, le plus souvent pérennes, malgré leur petite taille. Des approches synoptiques conduites par télédétection, couplées à des études de terrain, ont permis : 1) d'évaluer leur contribution à la disponibilité des ressources en eau, notamment en saison sèche ; 2) de préciser à diverses échelles les contraintes qui en contrôlent le fonctionnement hydrologique ; 3) de proposer des lois génériques simples qui en résument les capacités ; 4) de mettre en exergue l'impact déterminant qu'exerce l'anthropisation croissante des bassins-versants sur leurs potentialités. Si par le passé les déficits pluviométriques constituaient l'une des principales contraintes, les apports excessifs liés à l'augmentation des coefficients d'écoulement représentent probablement aujourd'hui l'une des principales menaces.

Mots clés : barrage, Côte d'Ivoire, hydrologie, inventaire, télédétection.

Abstract

Small reservoirs of Northern Côte d'Ivoire: Inventory and hydrological potentialities

Thousands of small reservoirs were built after the severe droughts that occurred in West Africa during the seventies and eighties. Numerous and scattered, these small masses of water constitute a perennial network in the northern part of the Côte d'Ivoire. Synoptic studies, associated to field works, made it possible to: 1) evaluate the contribution of these small reservoirs to the availability of water resources, particularly during the dry season; 2) assess at different scales the constraints that control their hydrological properties; 3) propose simple and fundamental relations to summarize their capacities; 4) highlight the growing impact that the anthropogenic evolution of watersheds exerts on their hydrological potentialities. If for a long time drought and decreased rainfall have been the principal constraints, it seems that in the future excess runoff could constitute one of the major threats to their continued existence.

Key words: Côte d'Ivoire, dam, hydrology, inventory, remote sensing.

L'aridité est une contrainte au développement. Ce peut être parfois aussi une opportunité, comme celle saisie par la Côte d'Ivoire lors des crises climatiques des années 1970, puis 1980, quand de nombreux pasteurs peuls

des pays riverains (Burkina Faso et Mali) s'arrêtèrent dans le nord du pays pour échapper aux sécheresses. Le gouvernement ivoirien entreprit alors de favoriser la sédentarisation de ces troupeaux avec un double objectif :

– alléger la balance extérieure d'une partie du poids des importations de viande bovine [1] ;
 – dynamiser et accompagner le développement d'une région marginalisée et laissée à l'écart des retombées du « miracle ivoirien » [2].

L'édification de plusieurs centaines de petits barrages fut au centre de la stratégie adoptée pour cela [3].

L'évaluation du rôle et de l'impact de ces infrastructures a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire, récemment synthétisée [4], où bénéfiques et risques, contraintes et potentialités sont détaillés. Les résultats présentés, ici, procèdent de cette évaluation. D'un point de vue hydrologique, on sait que les chroniques anciennes utilisées pour le dimensionnement d'ouvrages, édifiés voilà déjà plusieurs dizaines d'années, diffèrent singulièrement des chroniques actualisées [5] : les modifications des états de surface affectent en effet depuis quelques années de façon très importante l'hydrologie des régions de savane africaine et du Sahel [6]. L'importance des types d'occupation des sols sur les réponses des bassins-versants en termes d'écoulement a été avérée [7]. Cette influence est particulièrement exacerbée dans le cas de bassins-versants de petite taille et fortement anthropisés (cultures, parcours, etc.). Paradoxalement, tandis que les séries pluviométriques se caractérisent par une diminution nette des apports, on observe par endroits et simultanément une augmentation des coefficients de ruissellement des bassins-versants [8]. Le comportement hydrologique des bassins soudanosaéliens paraît de fait en pleine mutation : l'effet direct d'un changement climatique, l'évolution des couverts végétaux, des états de surface et d'occupation des sols sur les bassins-versants ou encore la perturbation des réseaux hydrographiques par la multiplication d'ouvrages de prise et de stockage sont autant d'éléments susceptibles d'interagir.

La capacité des retenues et les conditions (climatiques et hydrologiques) nécessaires à leur remplissage se devaient donc d'être réévaluées. Les résultats présentés ne prétendent pas rendre compte du fonctionnement hydrologique complexe de cette zone de savane de transition par le passé abondamment étudiée par les hydrologues de l'Orstom [9, 10]. Cette complexité est encore accrue dans le contexte des bassins-versants de petite taille ($\leq 25 \text{ km}^2$) qui sont drainés pour l'alimentation des réservoirs. Les résultats proposés, ici, visent d'abord à examiner les contraintes hydrologiques qui pèsent sur les petits barrages du nord de la Côte d'Ivoire et à aborder leur spécificité, en relation avec les importantes modifications de l'occupation de l'espace qui caractérisent cette région.

Téledétection

Quatre scènes Landsat™ (résolution 30 m), centrées sur la ville de Korhogo et acquises à huit ans d'intervalle (16 novembre 1986 pour les deux premières, 12 et 28 avril 1994 pour les deux autres), ont été utilisées (figure 1). Plusieurs analyses en composantes principales ont été réalisées dans le but d'associer les canaux véhiculant le maximum d'informations : la composition colorée issue de l'association des canaux 3-5-7 a finalement été retenue (figure 2). Le réseau hydrographique de Côte d'Ivoire, le contour du pays et les limites des régions administratives, numérisés au cours du programme Onchocercose mené par l'OMS, ont été utilisés pour l'habillage des images.

Bien qu'imparfaites (les différentes morphologies n'étant pas toujours bien distinctes dans cette zone), des cartes d'occupation des sols au 1/100 000, réalisées par la Direction des grands travaux d'Abidjan (DCGTx) à partir de l'interprétation visuelle de compositions colorées de scènes SPOT et Landsat™ datées entre 1986 et 1990, ont été utilisées pour l'interprétation des compositions colorées réalisées. Des campagnes de terrain ont également été effectuées en suivant les recommandations de Lamachère et Puech [11] afin de disposer d'autres supports interprétatifs et pour améliorer la qualité et le positionnement des parcelles d'entraînement sur les compositions colorées. Une première classification, réalisée sur IMAGINE à la maison de la télédétection à Montpellier pour la

scène du 12 avril, avait donné de très bons résultats : signatures des classes bien différenciées et image en accord avec les cartes d'occupation du sol disponibles. La procédure, d'abord appliquée à la moitié ouest de la scène (calage), a ensuite été validée sur la partie est de cette même scène. Cette même procédure a ensuite été reprise sur IDRISI pour faciliter la mise en place de la classification du 28 avril. Neuf classes ont finalement été distinguées : eau, habitat, sols nus ou dégradés, cultures, cultures irriguées, savane faiblement cultivée, savane arbustive, savane arborée, forêts. Une parcelle test, commune aux deux scènes d'avril 1994, a été découpée au niveau de Korhogo (figure 1), et les pourcentages en superficie de chacune des classes d'occupation des sols y ont été calculés pour les deux dates. Les deux séries ne sont pas statistiquement différentes ($p < 0,001$; test de Wilcoxon pour échantillons appariés), ce qui a permis d'associer les deux scènes de 1994 lors des comparaisons avec la scène globale de 1986, de façon à pouvoir travailler à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude.

Après numérisation des cartes topographiques au 1/50 000 disponibles, les contours de 33 petits bassins-versants ($< 25 \text{ km}^2$) et de trois grands bassins ($> 150 \text{ km}^2$) ont été tracés. Ces contours ont été couplés aux classifications pour caractériser à diverses échelles l'état d'occupation des sols, en novembre 1986 et avril 1994, et son évolution entre ces deux dates.

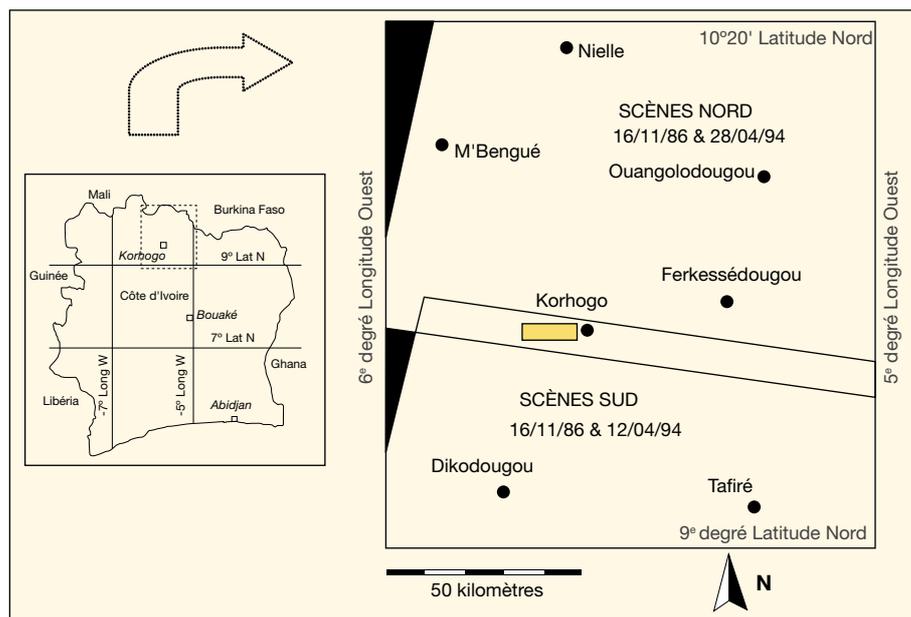


Figure 1. Couverture de la zone d'étude par les scènes Landsat™ de 1986 et 1994. La zone en jaune à l'ouest de Korhogo (25 × 6 km) a été utilisée comme parcelle d'entraînement pour valider les correspondances entre les scènes nord et sud acquises en avril 1994 à deux dates différentes.

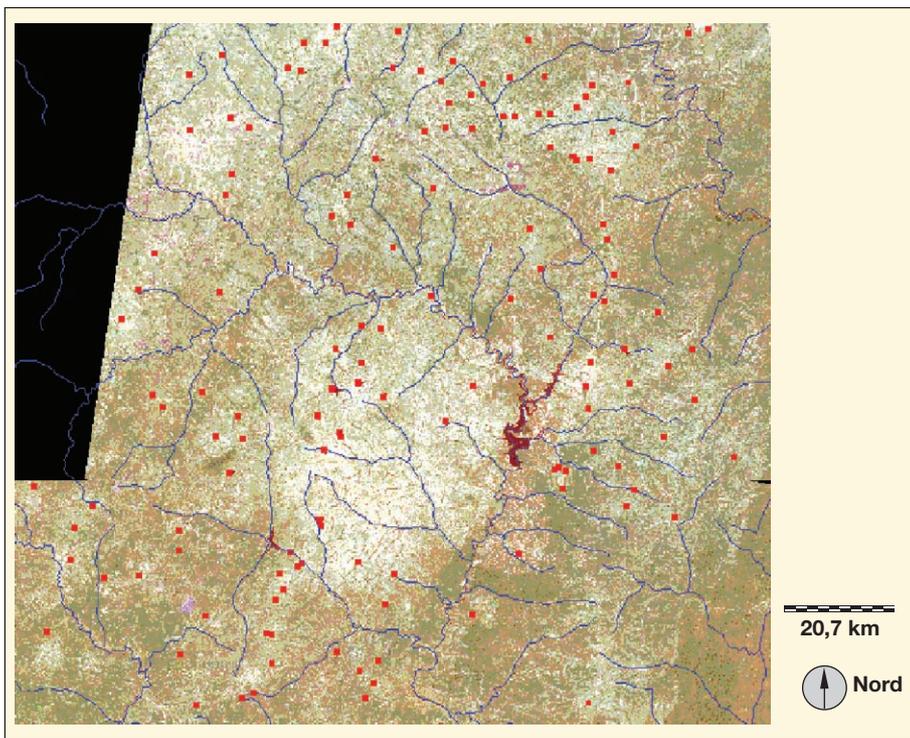


Figure 2. Composition colorée des canaux 3, 5 et 7 des scènes Landsat™ datées du 16 novembre 1986 et localisation des petits barrages.

Évolution de l'occupation de l'espace entre novembre 1986 et avril 1994

Le pourcentage des surfaces occupées pour chacune des neuf classes sur l'ensemble de la zone a été calculé (tableau 1), après qu'on a isolé les parcelles communes aux scènes de 1986 et 1994 (recouvrement > 90 %). Le constat est saisissant : les forêts disparaissent à un rythme rapide (diminution de 60 % de la contribution de cette classe entre 1986 et 1994), la savane laisse de plus en plus de place aux cultures (+50 %) et aux sols nus et dégradés (+40 %). Enfin, de vastes superficies autour des centres urbains ne comportent plus que des sols cultivés. Il y a donc globalement un glissement des zones naturelles vers les zones anthropisées, dû probablement en grande partie à l'augmentation de la pression humaine dans une région sensible et déjà fragilisée par des déficits hydriques répétés.

Les situations apparaissent plus contrastées aux échelles intermédiaires (bassins > 150 km²), mais les mêmes tendances sont confirmées (voir infra). Enfin, à l'échelle locale des bassins élémentaires associés aux retenues (< 25 km²), les cas de figure sont très diversifiés (tableau 2). Les incertitudes sont telles qu'il est difficile de donner plus qu'une simple tendance ou perspective d'évolution, et les interprétations devront alors se faire au cas par cas.

Critiques et réserves

Les deux scènes qui sont comparées correspondent à deux saisons climatiques différentes : fin de la saison des pluies en 1986 et cœur de la saison sèche en 1994, avec un phénomène d'uniformisation qui réduit les différences entre certaines classes. Certaines classes ne posent pas de problème d'interprétation (eau, habitat, cultures). D'autres, en revanche, sont marquées par diverses incertitudes. Les superficies de sols nus ou dégradés identifiées correspondent bien à la réalité en 1986, mais elles sont surestimées (jusqu'à 15 %), en 1994, en raison d'interférence avec des zones de cultures non levées ou avec de la végétation sèche. La classe des cultures irriguées regroupe en fait la majorité des zones humides, qui sont effectivement cultivées dans la plupart des cas, avec toutefois quelques exceptions ou « brouillages » que l'on peut également estimer voisins de 15 %. La classe des savanes faiblement cultivées peut interférer avec les classes savane arbustive ou cultures dans quelques rares cas : elle est néanmoins généralement bien différenciée et permet de marquer la transition des zones encore sauvages vers les zones anthropisées.

Tableau I. Évolution de l'occupation des sols entre 1986 et 1994 à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude.

Classes d'occupation des sols	Novembre 1986 (%)	Avril 1994 (%)
Eau	0,3 (60 km ²)	0,1 (18 km ²)
Habitats	1,3 (235 km ²)	2,2 (400 km ²)
Sols nus dégradés	2,2 (407 km ²)	3,1 (564 km ²)
Cultures	4,6 (842 km ²)	7,6 (1 384 km ²)
Cultures irriguées	3,2 (582 km ²)	4,2 (764 km ²)
Savane faiblement cultivée	19,2 (3 486 km ²)	18,3 (3 331 km ²)
Savane arbustive	28,5 (5 174 km ²)	34,0 (6 188 km ²)
Savane arborée	32,3 (5 881 km ²)	27,1 (4 932 km ²)
Forêts	8,4 (1 533 km ²)	3,4 (619 km ²)

Superficie totale traitée : 18 200 km² (140 × 130 km).

Tableau II. Variations entre 1986 et 1994 des différentes classes d'occupation des sols sur 33 petits bassins-versants du nord de la Côte d'Ivoire.

Classes d'occupation des sols	Ensemble de la zone (%)	Trente-trois petits bassins-versants			
		Médiane (%)	Moyenne (%)	Maximum (%)	Minimum (%)
Eau	-0,2	-0,2	-0,3	+0,3	-2,3
Habitats	+0,9	+0,4	+2,2	+15,2	-1,2
Sols nus dégradés	+0,9	0,0	+2,4	+44,5	-4,6
Cultures	+3,0	+5,1	+5,7	+30,8	-5,1
Cultures irriguées	+1,0	+1,6	+4,6	+31,8	-11,1
Savane faiblement cultivée	-0,9	+2,0	-0,6	+27,8	-39,7
Savane arbustive	+5,5	-2,6	+0,7	+47,2	-34,7
Savane arborée	-5,2	-7,7	-10,7	+41,1	-52,4
Forêts	-5,0	-1,6	-3,9	+10,9	-18,0

L'ensemble de la zone correspond aux écarts d'occupation des sols présentés dans le Tableau 1.

Les classes des savanes arbustives et arborées correspondent, respectivement, à des zones de savane claire et à des zones de savane dense. Ce sont des classes bien différenciées, la confusion n'excédant pas 10 %. Certaines cultures « sous parc », notamment au nord de Korhogo, où les champs de coton se développent sous couverture arborée (nééré, *Parkia biglobosa* et/ou karité, *Butyrospermum parkii*), peuvent conduire à prendre ces zones de cultures pour de la savane sauvage. Enfin, peuvent se retrouver dans cette classe des zones de jachères peu récentes, voire anciennes, où la reprise de la végétation arbustive peut masquer le caractère anthropisé des parcelles. La classe des forêts est légèrement sous-estimée pour les scènes d'avril 1994 ; elle peut être à l'inverse localement influencée par les vergers de manguiers (*Mangifera indica*) et d'anacardiés (*Anacardium occidentale*), en forte expansion notamment dans le centre et le sud de la zone d'étude.

Malgré ces réserves, les résultats obtenus ne peuvent toutefois pas être remis en cause fondamentalement : la forêt est bel et bien en train de disparaître (que ce soit 50 ou 60 % de forêts qui aient disparu entre 1986 et 1994 ne change pas grand-chose), de même que les cultures progressent effectivement fortement (de 40 à 50 %), ainsi que les sols nus et dégradés (de 30 à 40 %). Ce constat préoccupant fait écho à des observations comparables récemment mises en exergues pour d'autres régions de la Côte d'Ivoire [12-14].

Ressources en eau associées aux petits barrages

L'utilisation des scènes Landsat™ a permis la localisation sur la zone couverte (140 × 130 km) de 155 petits barrages (figure 2), dont la surface en eau au cœur de la saison sèche est supérieure à un hectare (10 pixels). Ce sont, pour la plupart, des ouvrages situés en tête des bassins et à proximité d'un ou de plusieurs villages. Leur forme peut être approchée avec une précision acceptable (2 à 10 %), lorsque leur surface dépasse dix hectares.

Si l'on admet que la période d'avril 1993 à avril 1994 correspond à une année moyenne (voire sèche) en termes de pluviosité, on peut considérer que les retenues qui n'étaient pas à sec, en avril 1994 (138/155, soit près de 90 % d'entre elles), seront généralement pérennes. La majorité des réservoirs à sec en fin de saison sèche correspond à de très petites retenues, où, du fait des faibles profondeurs et de l'intense évaporation, les réservoirs

ne peuvent se reconstituer. Globalement situés « trop » en amont, avec des altitudes moyennes relativement élevées, situés à l'exutoire de bassins-versants de taille très modeste (< 5 km²), ces réservoirs ne peuvent bénéficier d'apports phréatiques conséquents. Ce même comportement avait été observé sur des bassins-versants de faible superficie au sud du Mali, dans une région voisine et comparable [15].

La comparaison des distributions des surfaces des 114 réservoirs pour lesquels l'information est disponible aux deux périodes révèle que la surface médiane des aménagements en pleine eau était de 4,5 hectares, 85 % d'entre eux faisant moins de 15 hectares (figure 3). Les 15 % de réservoirs de plus grande taille forment une classe nettement différente, dont la surface médiane est de 35,5 hectares.

Durant la saison sèche, la surface médiane est ramenée à 1,7 hectare, mais pour la majorité des réservoirs cette réduction n'excède pas 50 % de la taille initiale. Les surfaces en eau, occupées par les réservoirs aux périodes critiques de leur cycle hydrologique (11,3 et 5,2 km², respectivement en hautes et basses eaux), révèlent le rôle déterminant que jouent les petits barrages à l'échelle régionale dans le stockage des ressources en eau. En fin de saison des pluies, 60 km² étaient en eau (tableau 1) : la contribution des petits barrages s'élevait alors à environ 19 % de

cette surface totale. En saison sèche, en revanche, tandis que 18 km² de la surface totale étaient en eau, la contribution des petits barrages s'élevait, elle, à près de 30 % au travers de plans d'eau, certes de petite taille, mais nombreux et très largement distribués dans les espaces ruraux.

Relations profondeur-volume-surface et loi volumique

Les trois paramètres les plus simples qui caractérisent la géométrie d'un petit barrage sont sa profondeur (H), sa surface (S) et son volume (V). Sa loi volumique, de la forme $V = K(H)^{\alpha}$ [16], en est une caractéristique fondamentale. Les lois volumiques obtenues à partir de l'étude fine de huit petits barrages, tous localisés dans le nord de la Côte d'Ivoire, révèlent d'abord une forte dispersion (figure 4). Deux classes semblent apparaître : la première est caractérisée par des coefficients d'ouverture très élevés, comme c'est le cas pour les retenues du plateau central au Burkina Faso [17], tandis que les lois volumiques des réservoirs de la seconde se rapprochent de celles obtenues dans le Nord-Est du Ghana [18] et dans le Nordeste brésilien [19].

Si de fait chaque courbe n'a de signification que pour le seul réservoir où elle a été établie, modulée dans le temps selon l'âge

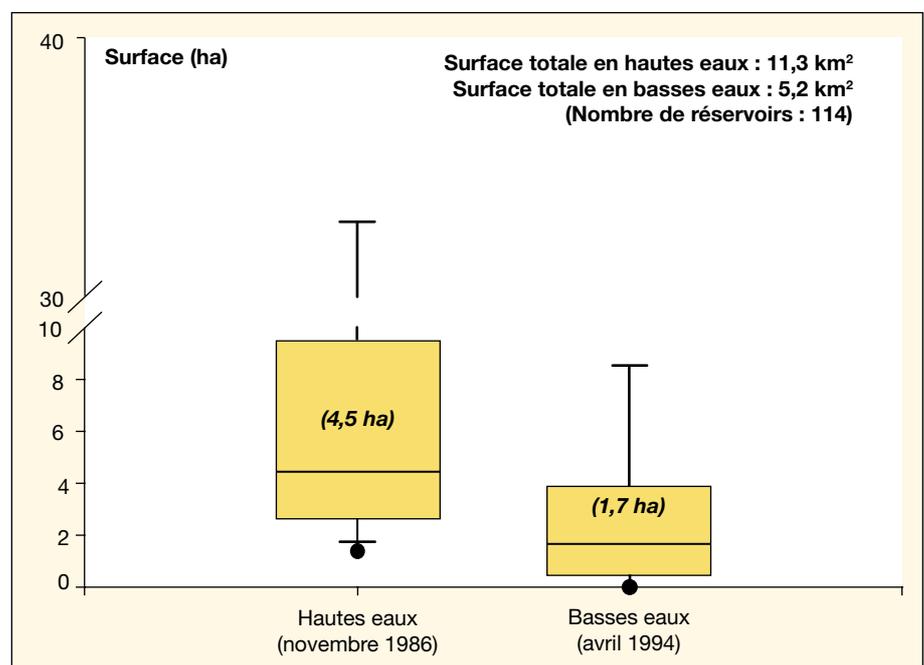


Figure 3. Distribution des surfaces en eau déterminées à partir des scènes Landsat™ de novembre 1986 (hautes eaux) et d'avril 1994 (basses eaux).

Les médianes des distributions sont indiquées entre parenthèses. Les surfaces totales en eau occupées par les 114 petits barrages que l'on peut localiser sur les deux scènes et aux deux saisons sont précisées.

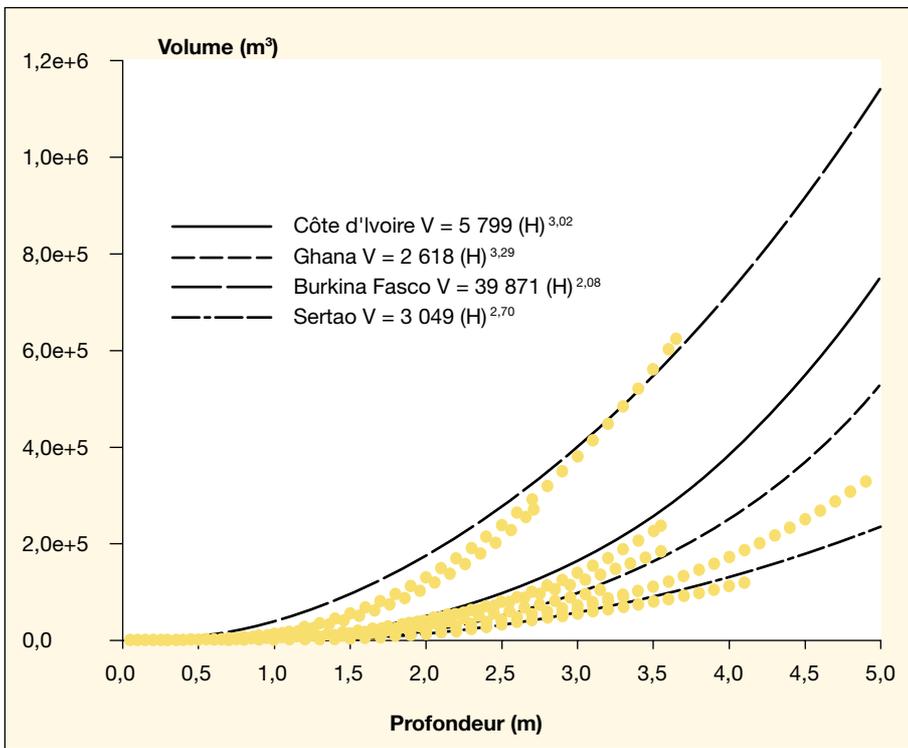


Figure 4. Comparaison des lois volumiques moyennes des réservoirs du nord de la Côte d'Ivoire, du plateau central au Burkina Faso, du Nord-est du Brésil et de l'Upper East Region du Ghana. Les points jaunes indiquent les lois volumiques de chacun des huit réservoirs ivoiriens considérés dans cette étude, à partir desquelles la loi volumique moyenne (trait plein) a été calculée.

du réservoir et les conditions de transport solide ou de développement des végétaux qui le caractérisent, l'allure moyenne des courbes d'une même région est toutefois indicatrice d'un comportement général, dans le contexte géomorphologique particulier de la zone d'implantation des réservoirs. Il existe ainsi généralement une relation linéaire inverse qui lie les deux coefficients de l'équation, avec, pour des réservoirs dotés de coefficients de forme (α) élevés, des coefficients d'ouverture (K) faibles et inversement (figure 5). À profondeur constante (K correspondant au volume d'un réservoir pour une lame d'eau de 1 m), les réservoirs du Burkina Faso feront ainsi face à une demande évaporatoire beaucoup plus élevée que les réservoirs du Nordeste brésilien, et dans une moindre mesure que ceux de la Côte d'Ivoire en raison de pentes plus faibles et donc de surfaces de miroir d'eau plus grandes.

La surface des plans d'eau étant une information d'accès aisé par télédétection, il est peut-être utile de rechercher une relation liant S et V des réservoirs. L'équation moyenne établie à partir des coefficients spécifiques de chacun des huit réservoirs considérés (figure 6) se révèle remarquablement proche de l'équation moyenne

obtenue dans le nord Ghana [19]. Deux points en particulier sont à souligner :
 – le coefficient de la fonction puissance est très proche de 1,5 valeur théorique atten-

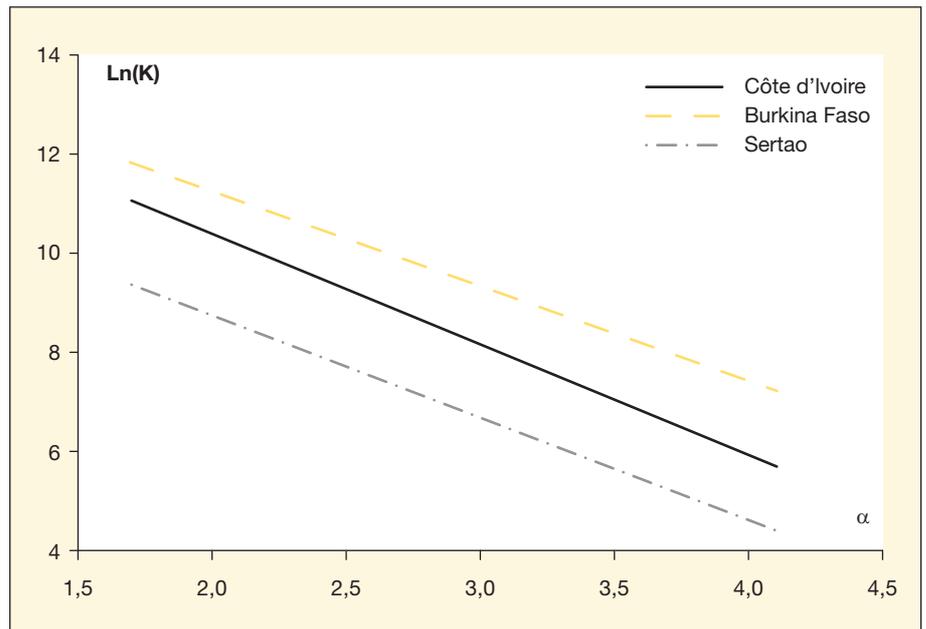


Figure 5. Relations entre les coefficients d'ouverture (K) et de forme (α) dans le nord de la Côte d'Ivoire, pour le plateau central au Burkina Faso et dans le Sertao brésilien. Il n'existe pas de telle relation pour les réservoirs de l'Upper East Region du Ghana.

due pour une demi-pyramide parfaite dont le volume croît selon la loi $V = (S)^{3/2}$: les réservoirs considérés, de petite taille, présentent une réelle unité morphologique ;
 – la rigueur méthodologique mise en œuvre, tant sur le terrain que pour l'exploitation des données, a permis au Ghana de valider, à plus de 95 %, les volumes estimés à partir des surfaces mesurées par télédétection par comparaison aux volumes effectivement stockés dans les réservoirs [18] : la méthode est robuste et ouvre des perspectives d'évaluation rapide et synoptique des ressources en eau à l'échelle régionale, à partir des surfaces en eau estimées par télédétection.

Fonctionnement hydrologique

Contexte pluviométrique

Le territoire ivoirien est marqué par une grande hétérogénéité de conditions pluviométriques, depuis les zones soudanaises du sud du pays (jusqu'à plus de 2 000 mm/an à l'extrême sud-ouest, structure bimodale) jusqu'aux régions frontalières du Burkina Faso et du Mali (de l'ordre de 1 000 mm/an, structure monomodale). À cette forte hétérogénéité spatiale, se superpose une importante variabilité temporelle marquée en premier lieu par une discontinuité dans les chroniques pluviométriques [20]. L'utilisation de la méthode de segmentation d'Hubert, qui permet de discriminer des séquences

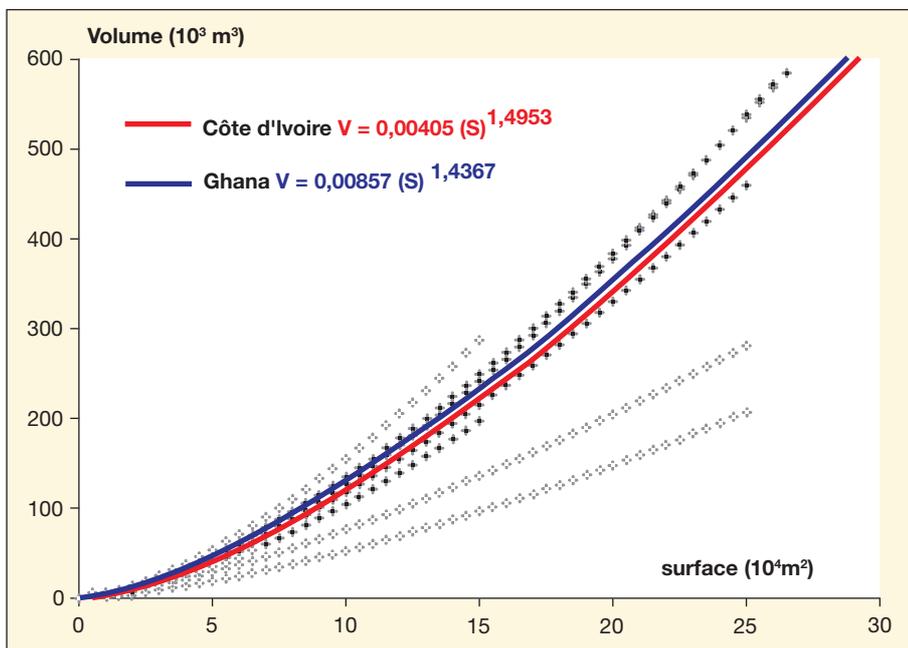


Figure 6. Lois d'estimation des volumes à partir des surfaces des réservoirs. En rouge, loi moyenne pour l'échantillon des huit réservoirs du nord de la Côte d'Ivoire, en bleu, pour un échantillon de 61 réservoirs de l'Upper East Region du Ghana. Les croix représentent les relations spécifiques de chacun des huit réservoirs de Côte d'Ivoire à partir desquels la relation moyenne (trait rouge) a été établie. Chaque relation spécifique est potentiellement modulée dans le temps par l'âge du réservoir et donc selon son évolution morphologique, notamment son comblement progressif sous l'effet du développement de végétaux aquatiques, des apports solides provenant du bassin-versant ou encore des activités domestiques (petite irrigation, briqueteries, etc.), susceptibles de se développer sur son pourtour.

stationnaires au sein des séries longues [21], met clairement en exergue la rupture observée à partir des années 1970

(figure 7). L'application de cette procédure à l'ensemble des séries longues disponibles pour le nord de la Côte d'Ivoire réaf-

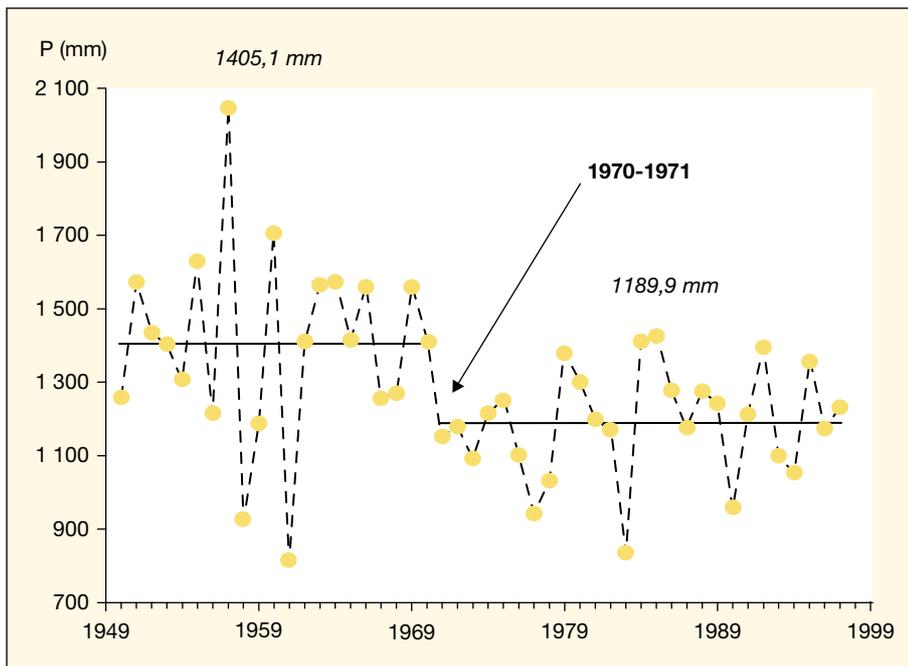


Figure 7. Pluviométrie annuelle à Korhogo (P mm) de 1950 à 1998. Les pluviométries annuelles moyennes des deux sous-séries stationnaires [1950-1970] et [1971-1998], discriminées ($p = 0,05$) par la méthode de segmentation d'Hubert sont indiquées.

firme le caractère général des tendances observées (tableau 3). Ces résultats indiquent notamment que la péjoration pluviométrique (de l'ordre de 250 mm/an en moyenne), qui a débuté fin des années 1960-début des années 1970, se poursuivait encore à la fin des années 1990, puisqu'aucune segmentation positive n'a été enregistrée depuis.

Ce contexte climatique justifie *a posteriori* les efforts entrepris par les autorités ivoiriennes pour sécuriser les ressources en eau dans le nord de la Côte d'Ivoire. Trente-quatre réservoirs de grande taille ont été édifiés, dans les années 1970, pour l'irrigation de productions vivrières (riziculture) et commerciales (canne à sucre), tandis que 269 petits barrages dévolus spécifiquement à l'abreuvement du bétail durant la saison sèche y ont été créés à partir des années 1980 [22].

Importance des échanges phréatiques

L'équipement de quelques retenues pastorales du nord de la Côte d'Ivoire avec des installations hydrologiques simples a permis de réaliser un suivi hydrologique complet, au pas de temps journalier durant 16 mois (avril 1997-septembre 1998 ; tableau 4, figure 8). La saisonnalité hydrologique des réservoirs est très marquée, avec un remplissage annuel à la faveur du gonflement annuel du ou des marigots dont ils sont tributaires. La cote maximale des plans d'eau est alors définie par la hauteur du seuil qui équipe les déversoirs des digues : seule une fraction des écoulements est ainsi retenue. La durée de la période de déversement est généralement limitée aux mois d'hivernage (août-novembre). Des événements pluviométriques intenses peuvent toutefois interrompre le cycle de décrue et induire un remplissage précoce (comme par exemple en juin 1997 à Sambakaha, suite à une pluie de 87,5 mm en quelques heures ; figure 8B).

Si le mécanisme de décrue durant la saison sèche est relativement uniforme et linéaire pour les différentes retenues (variant entre 5,2 mm/j à Sambakaha et 8,6 mm/j à Gboyo), il n'en va pas de même du mécanisme de remplissage en saison des pluies, où les réponses aux précipitations sont très variables : la retenue de Nambengué (figure 8A) réagit immédiatement aux précipitations (nappe affleurante), tandis que le temps de réaction des retenues de Sambakaha et Gboyo (figure 8B, C) est beaucoup plus lent : il faut ainsi 450 mm répartis sur trois mois environ pour amorcer le remplissage de ces réservoirs.

L'importante hétérogénéité des réactions des petits bassins-versants aux événements

Tableau III. Application de la procédure de segmentation d'Hubert ($p = 0,05$) aux séries longues disponibles pour le nord de la Côte d'Ivoire.

Boundiali ($n = 41$)	[1950-1975] 1 669,2 (354,6)	[1976-1990] 1 266,4 (214,5)
Korhogo ($n = 49$)	[1950-1970] 1 405,1 (266,4)	[1971-1998] 1 189,9 (146,3)
Ferkessédougou ($n = 47$)	[1950-1965] 1 440,6 (252,3)	[1966-1996] 1 160,7 (154,7)
Niakaramandougou ($n = 38$)	[1953-1968] 1 268,2 (231,5)	[1969-1990] 1 060,8 (198,2)
Tafiré ($n = 39$)	[1952-1968] 1 205,8 (287,4)	[1969-1990] 1 019,2 (198,6)

Sources : Comité interafricain d'études hydrauliques (CIEH), Agence pour la sécurité de la navigation aérienne (ASECNA) et IRD ex-Orstom). La longueur des séries (n), les moyennes (en gras) et écarts types (en italique) des sous-séries stationnaires sont présentés.

Tableau IV. Localisation et caractéristiques de trois des réservoirs équipés.

	Latitude N	Longitude W	Aire BV (km ²)	Superficie (ha)	Prof. max (m)	Volume (m ³)
Nambengué	10° 03' 12"	05° 18' 57"	11,0	9,5	2,85	105 × 10 ³
Sambakaha	09° 24' 09"	05° 06' 21"	21,2	14,7	3,00	139 × 10 ³
Gboyo	09° 26' 32"	05° 07' 55"	10,2	7,1	2,85	80 × 10 ³

Aire des bassins-versants en kilomètre carré ; superficie, profondeur maximale et volume des réservoirs, respectivement en hectares, mètres et milliers de mètre cube à la côte de déversement.

pluvieux et, simultanément, la multitude de critères qui décident des capacités de ruissellement des bassins en zone soudano-sahélienne ont maintes fois été relevées [23-25]. Ce différentiel dans les réponses des bassins-versants n'est pas seulement lié aux caractéristiques intrinsèques des bassins et des réservoirs. Taille, pente, indice de compacité et géologie des bassins, d'une part, forme de l'averse, d'autre part, jouent un rôle déterminant. Pour les bassins cultivés et sans grand relief, l'humidité du sol et l'état végétatif prennent une grande importance, tandis que le rôle de la formation géologique en profondeur devient secondaire : la nature et le travail du sol jouent alors un rôle essentiel dans l'infiltration [26]. Au-delà des facteurs strictement morphologiques (les bassins) et climatiques (les pluies), l'anthropisation des versants, au travers des cycles de culture, des mises en jachères ou à l'inverse des brûlis, constitue un facteur dynamique, évolutif dans le temps comme dans l'espace, qui contribue de façon déterminante à structurer tant le ruissellement que l'infiltration et la recharge des nappes. L'incidence des nappes sur le renforcement des écoulements est, cependant, difficile à prendre en compte. Des indices géomorphologiques peuvent suffire pour chiffrer l'ensemble des facteurs d'écoulements, mais ils ne peuvent rendre compte de l'influence de la nappe souterraine qui, lorsqu'elle affleure, peut augmenter considérablement les volumes d'écoulement. Cette lacune

pourra alors entraîner de fortes sous-estimations des débits écoulés, particulièrement dans les zones où les niveaux piézométriques sont sub-affleurants (cas de Nambengué). Les études anciennes, menées sur bassins-versants expérimentaux, avaient, de fait, largement démontré que la contribution des nappes, pouvant varier entre 40 et 90 % de l'écoulement global, est fondamentale dans le bilan hydrologique des petits bassins-versants soudanohéliens [12, 13].

Évaluation des écoulements annuels à partir de la méthode Vuillaume-Dubreuil

Des diverses méthodes employées en Afrique de l'Ouest pour l'évaluation des écoulements sur des bassins non jaugés, la méthode Vuillaume-Dubreuil [27] était, ici, la seule utilisable sur la base des informations disponibles. Cette méthode, qui consiste à déterminer l'écoulement moyen annuel des bassins-versants non jaugés à partir de leurs caractéristiques physiques et climatiques, est applicable entre les isohyètes 400 et 4 200 mm pour des bassins dont la superficie est comprise entre 10 et 100 km². Les variables utilisées pour le calcul des coefficients d'écoulement sont : la superficie du bassin, la pente, la nature du sol, et un facteur climatique représentant la part disponible pour l'écoulement de l'apport pluvial en tenant compte de l'évapotranspiration. La lame écoulée

annuelle moyenne E_c est déterminée à l'aide de relations issues de régressions multiples établies graphiquement. En région de savane arbustive (650 à 1 150 mm), E_c s'écrit [25] :

$$E_c(\text{mm}) = 0,47 \times P_r - 33 \times \log(S) + 0,54 \times D_s + A$$

Avec :

- P_r (pluie réduite, mm) : part disponible pour l'écoulement de l'apport pluvial (après évapotranspiration) considéré à l'échelle mensuelle.

$$P_r = \sum_i \delta_i \times (P_i - \text{ETB}/36)$$

P_i : pluie mensuelle du mois i (mm).

ETB : évaporation annuelle moyenne (mm). $\delta_i = 0$, si $P_i \leq \text{ETB}/36$; $\delta_i = 1$, si $P_i > \text{ETB}/36$.

– S : superficie du bassin-versant en kilomètre carré ;

– D_s : dénivelé spécifique en m ;

– A : terme d'aptitude à l'écoulement, égal à –85 mm pour des terrains granitiques perméables.

Ces coefficients ont été calculés, entre 1977 et 1996, pour 33 petits bassins ($S \leq 25 \text{ km}^2$) du nord de la Côte d'Ivoire. Les informations requises relatives aux bassins-versants ont été extraites des cartes topographiques au 1/50 000 et des cartes géologiques et pédologiques disponibles à diverses échelles. Les informations pluviométriques ont été reprises des recueils anciens : chaque bassin a été associé au poste pluviométrique le plus proche.

Les valeurs annuelles des coefficients d'écoulement calculés pour chacun des bassins sont assez peu dispersées (figure 9), avec une moyenne égale à 23,2 % et un écart-type de 3,9 % (extrêmes : 2 et 40 %). Il n'y a pas d'évolution significative du coefficient de ruissellement annuel moyen au cours du temps, et seule l'année 1983, qui correspond à l'une des années les plus sèches connues en Côte d'Ivoire, apparaît remarquable. Les variations des coefficients d'écoulement paraissent directement liées aux fluctuations des précipitations. Pourtant, l'anthropisation croissante de nombre de bassins-versants durant cette période s'est traduite par une nette évolution, sinon altération, des états de surface, avec un impact attendu sur leur comportement hydrologique qui n'est pas perceptible ici. En termes de volume, les écoulements associés correspondent en moyenne à 260 000 m³/km² par an, au cours des années étudiées. La part du ruissellement a été estimée entre 20 et 30 % de l'écoulement total (régime tropical de transition), à partir des abaques Orstom qui prennent en compte les valeurs de pente et de perméabilité des bassins. Ainsi, de 70 à 80 % des écoulements seraient dus à la restitution des nappes

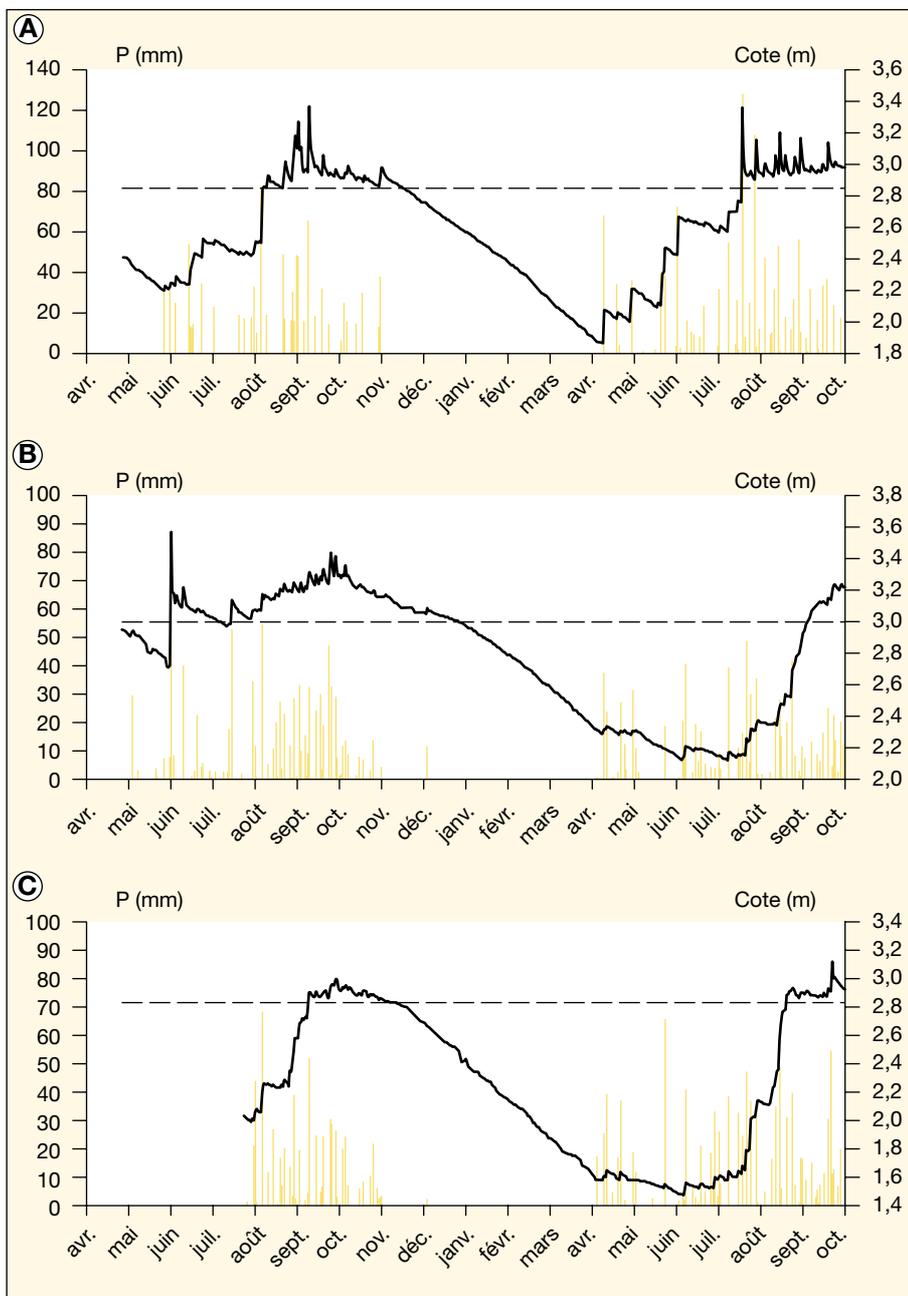


Figure 8. Pluviométrie (histogramme) et variation de côte (trait) entre avril 1997 et septembre 1998 de trois petits barrages du nord de la Côte d'Ivoire.

A. Nambengué. B. Sambakaha. C. Gboyo. La ligne horizontale (tirets) situe la côte de déversement de chacune des retenues.

souterraines, comme les mesures réalisées sur les trois sites témoins l'avaient déjà montré.

Impact de l'anthropisation sur les écoulements

Les approches précédentes ont été complétées par l'étude de trois grands bassins du nord de la Côte d'Ivoire, de superficies comprises entre 300 et 1 500 km², et pour lesquels l'information satellitaire rela-

tive à l'occupation de l'espace était directement exploitable :

- le Solomougou à Ziébatogo (1 510 km²) ;
- le Lafigué, route de Badikaha (443 km²) ;
- le Yoréloro à Kategué (338 km²).

Les calculs des coefficients d'écoulement annuels ont été repris à partir de données hydrométriques et pluviométriques fournies par la direction de l'Eau du Service hydrologique d'Abidjan. Parallèlement, les pourcentages des différentes classes d'occupation des sols sur ces bassins, en

novembre 1986 et avril 1994, ont été déterminés : l'évolution de la contribution des différentes classes a été comparée à celle des coefficients d'écoulement sur la même période. La mise en évidence d'éventuelles tendances dans l'évolution des coefficients d'écoulement a reposé d'abord sur le calcul des moyennes mobiles (pas de temps de deux ans) des séries de chacun des bassins (histogrammes sur les figures 10A, 10B,, et 10C. Pour chaque année, l'écart entre le coefficient d'écoulement précédemment calculé et la valeur moyenne de ce coefficient pour l'ensemble de la série a ensuite été représenté (courbes en trait plein superposées aux histogrammes précédents). L'évolution temporelle de cet indice rend compte de la stationnarité ou non de la série. Les résultats obtenus pour chacun des bassins sont assez contrastés, avec, pour le Lafigué, une nette tendance à l'augmentation des coefficients d'écoulement, tandis que, pour le Yoréloro, ceux-ci ne paraissent pas avoir évolué sensiblement. La situation est plus complexe pour le Solomougou. L'extensification des surfaces cultivées, des sols nus ou dégradés et des zones d'habitat, au détriment des zones sauvages, savane et forêts (classes [2-4] et [7-9] dans le tableau 5, respectivement), a de fait affecté différemment les trois bassins considérés.

Pour le bassin du Lafigué (figure 10A), les coefficients d'écoulement, qui étaient compris, jusqu'au début des années 1980, entre 5 et 15 %, augmentent ensuite de façon spectaculaire pour atteindre près de 50 % en 1992 : la classe des formes d'occupation de l'espace, associée à l'anthropisation des milieux, augmente dans la même période de près de 20 % (tableau 5).

À l'inverse, pour le bassin du Yoréloro à Kategué (figure 10B), sauvage et peu soumis aux diverses pressions anthropiques, les valeurs des coefficients d'écoulement restent assez stables et ne dépassent pas 10 %. Simultanément, il n'y a pas d'évolution de la contribution des différentes classes d'occupation de l'espace (tableau 5).

Le cas du bassin du Solomougou est plus complexe (figure 10C). La zone marquée par l'influence de la ville de Korhogo, à l'est du bassin ainsi que le couloir entre Dikodougou et Korhogo (axe nord-sud bien visible au centre du bassin), se dégrade rapidement, tandis que le reste du bassin demeure relativement peu anthropisé. On observe néanmoins une augmentation sensible de l'écoulement qui passe de 5 à plus de 10 % sur la période : la classe des formes d'occupation de l'espace, associée à l'anthropisation des milieux, augmente quant à elle de près de 10 %.

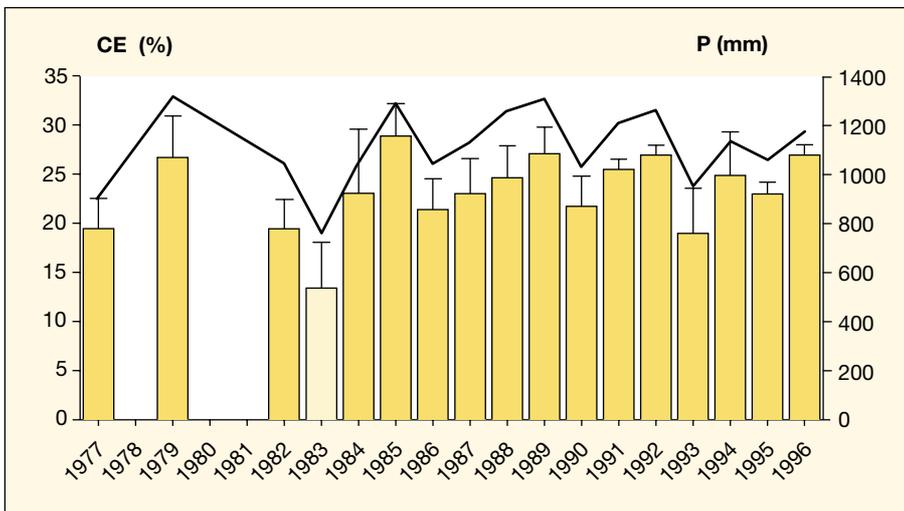


Figure 9. Évolution des coefficients d'écoulement moyens (CE en pourcentage, histogramme) calculés annuellement pour 33 petits bassins-versants du nord de la Côte d'Ivoire par la méthode Vuillaume-Dubreuil et de la pluviométrie moyenne annuelle (P en millimètre, trait) sur la zone entre 1977 et 1996. L'année 1983, remarquablement sèche, est indiquée.

Tableau V. Évolution de la contribution des différentes classes d'occupation des sols entre novembre 1986 et avril 1994 sur trois grands bassins-versants du nord de la Côte d'Ivoire.

		Novembre 1986 (%)	Avril 1994 (%)
Lafigué	Classes [2-4]	41,6	59,0
	Classes [7-9]	22,0	10,2
Solomougou	Classes [2-4]	8,9	18,7
	Classes [7-9]	63,7	47,2
Yoréloro	Classes [2-4]	3,6	3,2
	Classes [7-9]	77,2	79,6

Faute d'études plus poussées, il semble déraisonnable de vouloir mettre en place une relation donnant la valeur de l'écoulement à partir des caractéristiques morphométriques, pluviométriques et d'occupation du sol des bassins. Plusieurs variables complémentaires, aisément accessibles, paraissent requises pour pouvoir progresser dans l'établissement d'une telle relation, en particulier :

- la longueur du rectangle équivalent ;
- l'indice de pente global ;
- une pluie nette annuelle restant à définir et qui représenterait l'apport pluviométrique net fractionné au cours de l'année après évapotranspiration ;
- un indice Cr qui représenterait la capacité de rétention en eau du bassin par la végétation, calculable simplement à partir des valeurs de l'occupation du sol pour l'année considérée.

Ainsi, si l'on appelle p_i le pourcentage en superficie du bassin-versant occupé par la classe d'occupation du sol i et a_i un coefficient de pondération représentant la capacité de rétention en eau effective de la classe i , alors :

$$Cr = \sum p_i * a_i$$

Les a_i ont été définis pour chaque classe entre 0 et 2 (rétentions nulle et maximale, respectivement ; tableau 6).

Suivant cette définition, le coefficient Cr, compris entre 0 et 200, est utilisable sur des bassins de taille suffisante pour discriminer avec efficacité les différentes classes d'occupation des sols par télédétection (c'est-à-dire > 25 km²). Les valeurs fortes (> 100) correspondraient alors à des bassins encore sauvages dotés d'une importante couverture végétale, d'une forte capacité de rétention et donc peu propices à l'intensification des écoulements, tandis

Tableau VI. Coefficients de capacité de rétention pour chacune des classes d'occupation des sols.

Classe d'occupation des sols	a_i
Habitat	0
Sols nus ou dégradés	0
Cultures	1
Savanes faiblement cultivées	1
Savanes arbustives	1
Savanes arborées	2
Cultures irriguées	2
Forêts	2

Tableau VII. Évolution des coefficients de rétention (cr) des bassins-versants entre novembre 1986 et avril 1994.

Cr	Lafigué	Solomougou	Yoréloro
Novembre 1986	92,8	119,4	127,6
Avril 1994	78,2	106,6	131,2

que les valeurs faibles correspondraient à des bassins anthropisés, voire dégradés, dotés d'une faible capacité de rétention et donc, à l'inverse des précédents, propices à d'importants écoulements.

Dans notre cas, les résultats obtenus par l'utilisation d'un tel indice (tableau 7), compatibles avec les résultats obtenus précédemment, mettent en exergue l'évolution du comportement des bassins du Lafigué et du Solomougou et l'absence d'évolution perceptible sur le bassin du Yoréloro.

Conclusion

La caractérisation réalisée par télédétection à l'aide de deux jeux de scènes LandsatTM, espacées de huit ans, révèle les vifs changements de l'occupation des sols dans le nord de la Côte d'Ivoire. Les analyses montrent qu'à différentes échelles, l'anthropisation des paysages est active, se traduisant par une nette diminution des espaces naturels (savanes arborées et forêts) au profit de zones altérées ou mises en culture. La part de l'édification des petits barrages dans ces dynamiques globales n'est pas clairement perceptible, tant en raison de la faible taille de leurs bassins-versants, qui rend délicates les interprétations diachroniques à cette échelle, que du fait de tendances lourdes qui semblent concerner assez uniformément toute la zone. À l'inverse, ces dynamiques globales ont un fort impact sur les coefficients d'écoulement et le ruissellement des bassins-versants, et donc sur le fonctionnement hydrologique des retenues.

L'inventaire par télédétection des retenues en saison sèche révèle que dans leur grande majorité, les réservoirs du nord de la Côte d'Ivoire sont généralement pérennes en dépit de leurs faibles dimensions et conservent en saison sèche une surface libre significative. Cette observation est fondamentale en regard des objectifs assignés à ces aménagements (productions vivrières *sensu largo*) et souligne leur intérêt en termes de sécurisation des ressources en eau de contre-saison : en plein cœur de saison sèche, ce sont de l'ordre de 30 % des ressources régionales qui sont ainsi stockées dans les petits barrages.

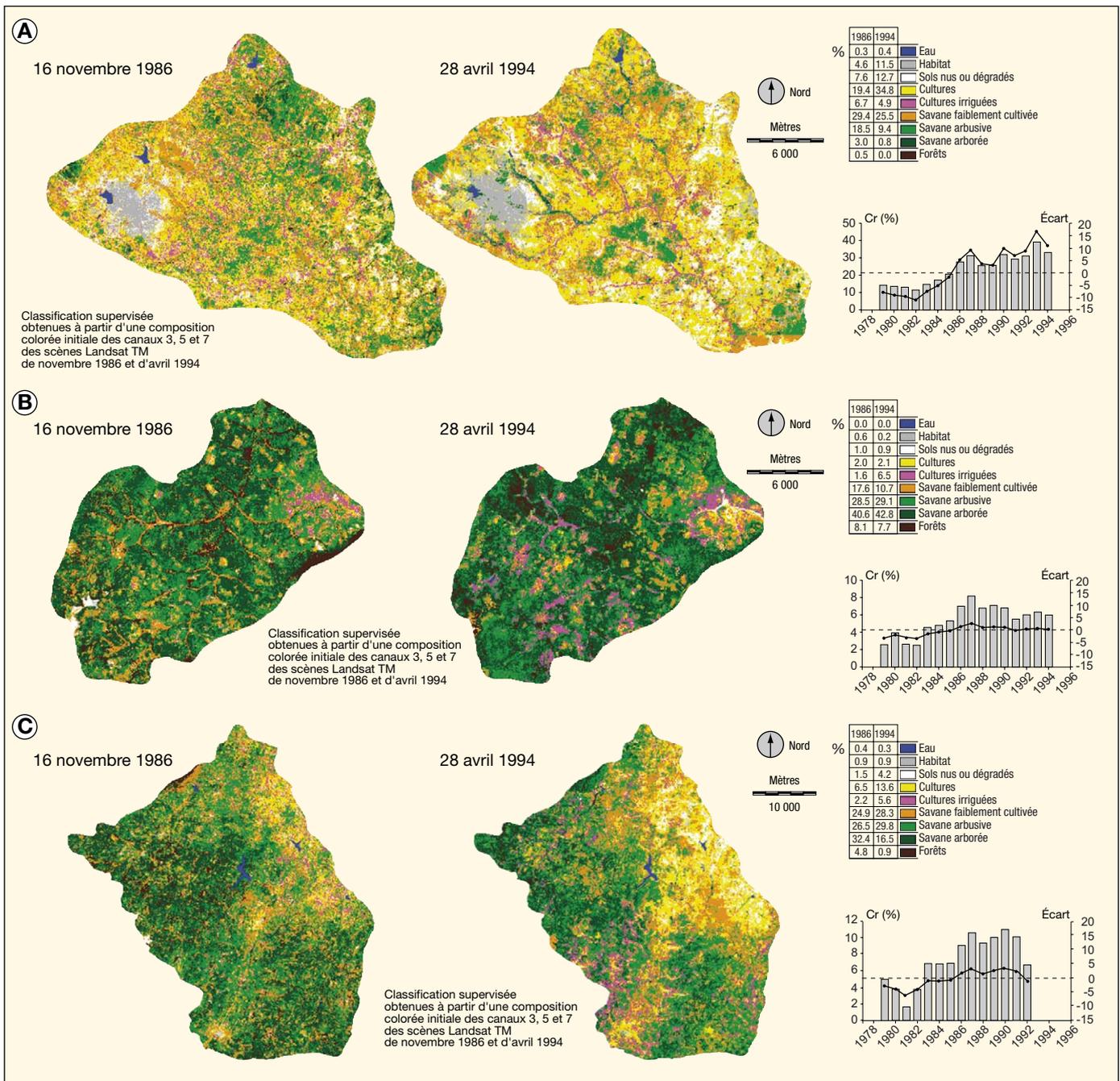


Figure 10. Évolution de l'occupation de l'espace et des coefficients d'écoulement (histogrammes) entre novembre 1986 et avril 1994. A) sur le bassin-versant du Lafigué ; B) sur le bassin-versant du Yoréloro ; C) sur le bassin-versant du Solomougou.

Sauf perturbation majeure (comblement, sécheresse, absence d'écoulement ou à l'inverse rupture de l'ouvrage), le maintien en toute saison – en premier lieu en saison sèche – de stocks d'eau exploitables au sein de la majorité des réservoirs met en exergue l'importance et la durée des échanges qui lient les eaux de surface aux nappes phréatiques et qui sont seuls à même de justifier la persistance des retenues tout au long de l'année.

Les petits barrages ont été dimensionnés pour ne retenir qu'une fraction des écoulements transitant par les marigots sur lesquels ils ont été édifiés, l'essentiel des apports étant restitué au réseau hydrographique grâce aux déversoirs qui les équipent. L'étude des caractéristiques géométriques des réservoirs du nord de la Côte d'Ivoire met en exergue leur réelle homogénéité morphologique, qui les distingue de leurs homologues implantés

dans d'autres zones du pays ou *a fortiori* d'autres régions du monde. En revanche, la relation moyenne liant S et V est très proche de celle obtenue pour les réservoirs du nord du Ghana. La validation de cette loi, pleinement réalisée au Ghana, ouvre ainsi une perspective synoptique pour l'évaluation quantitative des ressources en eau par télédétection.

L'évolution en cours des états de surface, sous l'effet tant de l'aridification que de

l'anthropisation des bassins-versants, ne sera pas sans influence sur le devenir des précipitations (ruissellement versus infiltration ; transports solides), et donc potentiellement sur les conditions de pérennisation des systèmes. L'extension des zones d'habitats et de cultures, au détriment des savanes arborées et des forêts, dans le contexte d'une réelle aridification, se traduit ainsi logiquement par une augmentation nette des coefficients d'écoulement. Dans les zones fortement anthropisées, les crues sont ainsi vraisemblablement plus violentes et rapides que par le passé, avec par endroit d'importants risques de dégradation des digues et déversoirs et une intensification des phénomènes érosifs. Ce sont aujourd'hui les excès d'une politique conçue pour répondre aux déficits en eau qui menacent la durabilité des digues et donc des réservoirs, situation paradoxale dont le Burkina Faso voisin fait lourdement l'expérience depuis quelques années. ■

Références

1. Ancey V. Les Peuls transhumants du Nord de la Côte d'Ivoire entre l'État et les paysans : la mobilité en réponse aux crises. In : Contamin B, Memel-Fote H, eds. *Le modèle ivoirien en question. Crises, ajustements, recompositions*. Paris : Karthala ; IRD Éditions, 1997.
2. Aubertin C. Histoire et création d'une région sous-développée : le Nord ivoirien. *Cah Orstom, Ser Sci Hum* 1983 ; 19 : 23-57.
3. Cecchi P. De la construction d'un objet pluridisciplinaire : les « Petits-Barrages » du Nord de la Côte d'Ivoire. *Natures, Sciences, Sociétés* 1998 ; 6 : 73-83.
4. Cecchi P. *L'Eau en partage. Les Petits-Barrages de Côte d'Ivoire*. Latitudes, n° 23. Paris : IRD Éditions, 2007.
5. Hubert P, Servat E, Paturel JE, et al. La procédure de segmentation, dix ans après. In : Servat E, Hugues D, Fritsch JM, Hulme M, eds. *Water resources variability in Africa during the xxth century*. IAHS Publication, n° 252. Wallingford : IAHS, 1998.
6. Casenave A, Valentin C. *Les états de surface de la zone sahélienne*. Didactiques. Montpellier : Orstom éditions, 1989.

7. Dezetter A, Servat E. Évaluation régionale des ressources en eau : la régionalisation des paramètres des modèles pluie-débit. Exemple de la zone Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. In : Le Barbé L, Servat E, eds. *Régionalisation en hydrologie. Applications au développement*. Colloques et Séminaires. Montpellier : Orstom éditions, 1995.

8. Mahé G, Paturel JE, Servat E, Conway D, Dezetter A. Impact of land use change on soil water holding capacity and river modelling of the Nakambe River in Burkina-Faso. *J Hydrol* 2005 ; 300 : 33-43.

9. Camus H, Chaperon P, Girard G, Molinier M. *Analyse et modélisation de l'écoulement superficiel d'un bassin tropical : influence de la mise en culture*. Côte d'Ivoire, Korhogo, 1962-1972. Travaux et Documents, n° 52. Montpellier : Orstom éditions, 1976.

10. Hyperbav. *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin-versant de savane humide*. Études et Thèses. Montpellier : Orstom éditions, 1990.

11. Lamachère JM, Puech C. Télédétection et régionalisation de l'aptitude à l'écoulement et à l'infiltration des sols en Afrique sahélienne et nord soudanienne. In : Le Barbé L, Servat E, eds. *Régionalisation en hydrologie. Applications au développement*. Colloques et Séminaires. Montpellier : Orstom éditions, 1995.

12. Brou YT, Akindès F, Bigot S. La variabilité climatique en Côte d'Ivoire : entre perceptions sociales et réponses agricoles. *Cah Agric* 2005 ; 14 : 533-40.

13. Brou YT, Oszwald J, Bigot S, Servat E. Risques de déforestation dans le domaine permanent de l'état en Côte d'Ivoire : quel avenir pour ces derniers massifs forestiers ? *Télédétection* 2005 ; 5 : 105-21.

14. Bigot S, Brou TY, Oszwald J, Diedhiou A. Facteurs de la variabilité pluviométrique en Côte d'Ivoire et relations avec certaines modifications environnementales. *Sécheresse* 2005 ; 16 : 5-13.

15. Joignerez A, Olivry JC, Guigen N. *Évaluation des ressources en eau non pérennes au Mali*. Rapport final. Bamako (Mali) : DNHE-ORSTOM-PNUD / Orstom, 1992.

16. Molle F. *Caractéristiques et potentialités des Açudes du Nordeste brésilien*. Thèse de doctorat, université Montpellier II, 1991.

17. D'At de St Foulc J, Gilard O, Piaton H. *Petits barrages en terre au Burkina Faso. Bilan et analyse critique*. Ouagadougou (Burkina-Faso) : CIEH, 1985.

18. Liebe J. *Estimation of water storage capacity and evaporation losses of small reservoirs in the Upper East region of Ghana*. Diploma Thesis, université de Bonn, 2002.

19. Liebe J, van de Giesen N, Andreini M. Estimation of small reservoir storage capacities in a semi-arid environment. A case study in the Upper East Region of Ghana. *Phys Chem Earth* 2005 ; 30 : 448-54.

20. Mahé G, L'Hôte Y, Olivry JC, Wotling G. Trends and discontinuities in regional rainfall of West and Central Africa, 1951-1989. *Hydrol Sci J* 2001 ; 46 : 211-26.

21. Hubert P, Carbonnel JP, Chaouche A. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J Hydrol* 1989 ; 10 : 349-67.

22. Direction centrale des grands travaux (DCGTx). *Inventaire des retenues et barrages de Côte d'Ivoire*. Abidjan (Côte d'Ivoire) : Direction des grands travaux, 1992.

23. Albergel J, Lamachère JM, Lidon B, Mokadem A, Van Driel W. *Mise en valeur agricole des bas-fonds au Sahel. Typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles*. Ouagadougou ; Montpellier : CIEH ; Cirad, 1993.

24. Nouvelot JF. *Guide des pratiques hydrologiques sur les petits bassins versants ruraux en Afrique tropicale et équatoriale*. Ouagadougou ; Montpellier : CIEH ; Orstom éditions, 1993.

25. FAO. *Crues et apports. Manuel pour l'estimation des crues décennales et des apports annuels pour les petits bassins versants non jaugeés de l'Afrique sahélienne et tropicale*. Bulletin FAO d'irrigation et de drainage, no.54. Rome : FAO, 1996.

26. Joignerez A, Guigen N. *Évaluation des ressources en eau non pérennes au Mali. Rapport de campagne 1991 (Tome 1)*. Bamako : Projet DNHE-Orstom-PNUD/Orstom, 1991.

27. Dubreuil P, Vuillaume G. Influence du milieu physicoclimatique sur l'écoulement des petits bassins intertropicaux. *IAHS Publication* 1975 ; 117 : 205-15.

Estimation spatialisée de l'évapotranspiration des cultures irriguées par télédétection : application à la gestion de l'irrigation dans la plaine du Haouz (Marrakech, Maroc)

Vincent Simonneaux¹
Michel Lepage¹
Dorian Helson¹
Jérôme Metral¹
Sonia Thomas¹
Benoît Duchemin¹
Mohamed Cherkaoui²
Hakim Kharrou²
Brahim Berjami³
Abdelghani Chehbouni¹

¹ CESBIO

Unité mixte de recherche
(CNRS, UPS, CNES, IRD)
18, avenue Edouard-Belin
31401 Toulouse

France

<simonneaux@ird.fr>
<michel.lepage@cesbio.cnes.fr>
<helsondo@voila.fr>

² ORMVAH

Office régional de mise en valeur agricole
du Haouz
Marrakech

Maroc

<ikbalmohamed@hotmail.com>
<hakimkharrou1@yahoo.fr>

³ ABHT

Agence de bassin hydrologique du Tensift
Marrakech

Maroc

<ab_ber@yahoo.fr>

Tirés à part : V. Simonneaux

Résumé

Satellite monitoring of irrigation (SAMIR) est un logiciel de spatialisation de l'évapotranspiration (ET) et du bilan hydrique des cultures irriguées sur de grandes surfaces, basé sur l'utilisation d'images satellitaires. Cette source d'information fournit une vision synoptique et périodique de la localisation et du développement des cultures, donnée critique pour une estimation fiable de l'ET. Cette dernière est calculée au moyen de la méthode FAO, bien adaptée au calcul sur de grandes surfaces où l'information disponible sur le sol et les cultures est limitée. Le bilan hydrique de la culture est obtenu en couplant au modèle FAO un module sol en trois compartiments (surface, racinaire, profond). Le calcul du bilan nécessite des données liées au climat (estimation de l'ET de référence et précipitations), à l'occupation du sol et à la phénologie de la végétation (pour estimer les coefficients culturaux de la méthode FAO), ces deux dernières données étant issues de la télédétection. Les données concernant l'irrigation sont soit introduites si elles sont connues, soit le plus souvent estimées à partir du calcul du bilan hydrique, en faisant des hypothèses sur la gestion de l'eau pratiquée et notamment sur le taux de stress hydrique toléré. Cet outil est développé en partenariat avec un utilisateur potentiel au Maroc, l'Office régional de mise en valeur agricole du Haouz (ORMVAH). L'irrigation estimée à l'échelle des secteurs irrigués peut être comparée aux apports connus des barrages et des seguias issues des montagnes pour estimer les pompages pratiqués dans la nappe souterraine. Dans un contexte de forte tension sur les ressources en eau, cette application montre les potentialités de l'imagerie satellitaire, pour le suivi du bilan hydrique des surfaces irriguées et la gestion des ressources à l'échelle du bassin-versant.

Mots clés : bilan hydrique, évapotranspiration, irrigation, télédétection.

Abstract

Spatialized estimates of evapotranspiration of irrigated crops using remote sensing: Application to irrigation management in the Haouz plain (Marrakech, Morocco)

Satellite monitoring of irrigation (SAMIR) is software, which uses satellite images in computing spatialized estimates of evapotranspiration (ET) and irrigation water bud-

gets for larges areas. Remote sensing offers a synoptic view of vegetation development, which is key information for reliable computing of ET. The ET is obtained using the FAO method, well suited for computation over larges areas where little information is usually available about crops and soils. The water budget is computed by linking to the FAO model a soil module including (1) a surface compartment accounting for soil evaporation, (2) a root compartment accounting for crop transpiration and (3) a deep compartment for water storage. The computation of the water budget requires climatic data (reference ET – namely "ETO" – and rainfall data), land cover data and crop development data (for estimating crop coefficients of the FAO method). These last two data types are obtained from remote sensing. Irrigation may be input when it is known, but it is usually estimated from the computation of the water budget, using hypotheses on water management modes and especially the average water stress level allowed. This tool was developed jointly with the "Office régional de mise en valeur agricole du Haouz" (ORMVAH) in charge of irrigation in the area. The irrigation estimates at the scale of irrigation sectors may be compared with known water inputs from dams and traditional *seguias* (channels deriving water from rivers) to estimate pumpings in the aquifer. In a context of strong pressure applied on water resources, we emphasize the potential of satellite images for monitoring irrigation and water management at the watershed scale.

Key words: evapotranspiration, irrigation, remote sensing, water budget.

Introduction

Les zones arides et semi-arides du bassin méditerranéen sont l'objet de tensions environnementales importantes, du fait de leur grande fragilité écologique et de la rareté des ressources en eau. La croissance et la transformation des besoins des populations accentuent la pression sur les ressources naturelles et peuvent engendrer des phénomènes de dégradation du milieu, souvent amplifiés par les changements climatiques.

Le projet SudMed, actuellement en cours à Marrakech (Maroc), développe des méthodologies intégrant des informations de terrain, des mesures satellitaires et des modèles physiques pour la gestion durable des ressources hydriques d'un bassin-versant semi-aride, le Tensift [1]. L'accent est mis sur l'estimation de l'évapotranspiration (ET) de la végétation, variable clé du bilan hydrique des cultures, et donc de l'optimisation de l'irrigation.

Site de l'étude

Le bassin-versant du Tensift est constitué d'une vaste plaine semi-aride recevant environ 240 mm de précipitations annuellement, pour une ET potentielle de 1 500 mm. Cette plaine est adossée au Haut-Atlas, culminant au Toubkal à 4 167 m, qui reçoit environ 500 mm de précipitations, dont une partie sous forme de neige. Ce massif constitue ainsi le « château d'eau » du bassin du Tensift, en alimentant des cours d'eau permanents coulant vers la plaine, ainsi que la nappe localisée sous la plaine. L'ensemble du bassin est caractérisé par la rareté et la forte irrégularité spatiotemporelle des ressources en eau, contrainte à laquelle

s'ajoutent, depuis quelques années, des périodes de sécheresse récurrentes. L'agriculture irriguée, concentrée dans la plaine du Haouz (environ 200 000 ha), est de loin le plus gros consommateur d'eau de la région, puisqu'elle utilise environ 85 % des ressources totales mobilisées. La gestion rationnelle de l'eau d'irrigation revêt donc une importance primordiale pour satisfaire les besoins en eau de tous les utilisateurs, et ce de manière durable.

Pilotage de l'irrigation : les informations nécessaires

Les besoins en information pour un meilleur pilotage de l'irrigation dépendent de l'échelle de gestion considérée. Pour l'agriculteur cultivant quelques parcelles, l'information clé est la consommation des cultures au jour le jour, qui permet d'ajuster les apports d'eau, à condition d'en disposer à volonté. Pour estimer ces besoins, l'agriculteur peut en principe implémenter des méthodes simples, comme la méthode FAO (*Food and Agriculture Organization*) [2], à condition d'avoir accès à des données climatiques et de pouvoir quantifier la végétation présente dans ses champs. Cette estimation des besoins peut être encore améliorée si l'agriculteur dispose de mesures d'humidité du sol. Dans ce contexte local, le facteur limitant réside plus dans la maîtrise d'une technique d'estimation des besoins que dans les données nécessaires. Inversement, pour le gestionnaire régional de l'irrigation, l'information nécessaire est nettement plus importante et moins accessible. Il s'agit, à l'échelle de secteurs d'irrigation, de savoir ce qui a été consommé depuis le début d'une saison, de connaître la consommation à un instant donné ou encore d'estimer

ce qui sera nécessaire pour terminer la saison. L'eau agricole étant souvent issue de barrages de capacité d'approvisionnement limitée, ces informations sur le bilan hydrique permettraient d'optimiser la distribution pour répondre au mieux aux besoins. De plus, les eaux de surface étant le plus souvent insuffisantes, l'irrigation sollicite souvent les nappes phréatiques pour compléter les apports. Les bilans hydriques agricoles sont donc utiles aux agences de bassins pour estimer les prélèvements souterrains, permettre un meilleur contrôle des nappes et accéder à une modélisation hydrologique globale des bassins-versants. Pour répondre à ces besoins d'information à l'échelle régionale, le projet SudMed développe l'application informatique SAMIR (*satellite monitoring of irrigation*), outil d'aide à la gestion de l'irrigation à vocation opérationnelle fondé sur l'utilisation de séries d'images satellitaires. SAMIR permet de réaliser une estimation spatialisée de l'ET et du bilan hydrique des cultures à l'échelle des périmètres irrigués, et d'en déduire les apports en irrigation. Nous présentons dans cet article les grands principes de fonctionnement de cet outil.

État de l'art

Des outils existent déjà, qui permettent un calcul du bilan hydrique d'un couvert végétal. Ainsi, GAPS [3] et BUDGET [4] utilisent des modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (TSVA) plus ou moins complexes à l'échelle de la parcelle. Plus simplement, le modèle CROPWAT [5] implémente la méthode FAO. Les deux premiers modèles nécessitent des données

d'entrée trop complexes pour être spatialisés de manière opérationnelle. Inversement, CROPWAT présente un formalisme suffisamment simple pour être spatialisé, mais le développement réel de la végétation, variable critique qui conditionne le coefficient cultural, n'est en général pas connu en tout point, mais seulement estimé pour chaque culture.

Les applications offrant une réelle spatialisation de l'ET, prenant en compte notamment la spatialisation de la phénologie des couverts végétaux, sont nettement plus rares. Or, la télédétection spatiale offre maintenant une information spatialisée et actualisée concernant la végétation. Les images satellitaires permettent, en effet, de distinguer différents types d'occupation du sol. Les séries temporelles d'images renseignent de plus sur le développement réel de la végétation, notamment par le biais d'indices de végétation comme le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*). Cette information est bien corrélée à l'activité photosynthétique des végétaux, elle-même déterminante de l'ET. La disponibilité limitée et le coût des données haute résolution spatiale (10-30 m) et temporelle (10-20 jours effectifs) ont longtemps été un frein à ce type de valorisation, mais ils devraient rapidement devenir plus accessibles (Mission Formosat, Venµs/GMES en projet).

Parmi les modèles utilisant les images satellitaires pour quantifier la végétation, le projet DEMETER développe un système d'aide à la conduite de l'irrigation basé sur le calcul de l'ET par la méthode FAO [6]. Cet outil utilise des séries temporelles d'images issues de différents capteurs (Terra ASTER, SPOT, Landsat TM, etc.) pour fournir périodiquement des coefficients culturaux destinés à être distribués aux agriculteurs. Cet outil ne calcule pas le bilan hydrique de la culture, qui nécessiterait la prise en compte de l'eau du sol. Des modèles plus complexes intègrent le bilan hydrique du sol. Zhang et Wegehenkel [7] proposent une approche basée sur la méthode FAO forcée par des images basse résolution MODIS et introduisent un modèle de sol empirique en trois réservoirs. La modélisation du bilan hydrique des cultures, ainsi réalisée, est englobée dans un modèle complet de bassin-versant, incluant fonte de neige et débits à l'exutoire. Minacapilli *et al.* [8] proposent le système SIMODIS fondé sur une implémentation simple de la méthode FAO forcée par des images satellitaires, associé à un modèle physique de sol dont les paramètres hydrodynamiques sont déterminés par calibration sur des états hydriques observés.

L'information thermique fournie par certains capteurs (Landsat, ASTER, AVHRR)

permet d'estimer un bilan énergétique de la surface et d'en déduire le flux d'ET instantané, par exemple grâce à la méthode SEBAL [9]. Ces méthodes ne permettent cependant pas, à elles seules, une intégration temporelle suffisante pour le contrôle du bilan hydrique de la végétation. Il faut, pour cela, disposer entre deux observations d'une modélisation assez robuste pour interpoler l'ET. L'utilisation de modèles de culture permet d'atteindre ce but, mais est complexe à mettre en œuvre et nécessite des données détaillées inaccessibles sur de grandes surfaces. Il est, en revanche, relativement aisé de se baser sur une modélisation type FAO pour faire cette interpolation, en quantifiant la végétation par des indices de type NDVI. Les estimations instantanées de flux, fournies périodiquement par la voie thermique, sont alors potentiellement très utiles pour contrôler le modèle FAO comme cela a été montré par Er-Raki *et al.* [10].

Caractéristiques de SAMIR

SAMIR fournit pour chaque pixel, au pas de temps journalier, des estimations spatialisées de l'ET et du bilan hydrique du couvert. L'originalité de l'approche est l'utilisation intensive de séries d'images satellitaires, afin de suivre au mieux le développement réel de la végétation au cours du temps, et non son développement supposé. Les images acquises sont également utilisées pour identifier ou affiner l'identification de l'occupation du sol au fur et à mesure de leur acquisition. Par rapport aux outils existants, les spécificités de SAMIR sont l'utilisation d'un formalisme suffisamment simple pour pouvoir être appliqué sur des zones étendues. L'utilisation de modèles de cultures pour simuler le développement de la végétation a donc été écartée dans la phase actuelle. L'ET des couverts végétaux est calculée selon la méthode FAO *dual-crop coefficient*, qui sépare la transpiration de l'évaporation du sol. Les coefficients culturaux nécessaires sont déterminés sur la base des NDVI issus des images satellitaires et interpolés entre les dates d'acquisition des images, linéairement ou par spline. On distingue différentes classes d'occupation du sol qui conditionnent la relation entre NDVI et coefficients culturaux. Le bilan hydrique du sol est réalisé grâce à la prise en compte d'un modèle de sol empirique en trois compartiments selon l'approche proposée par Zhang et Wegehenkel [7]. Bien que la méthode FAO soit moins complexe que les méthodes basées sur les modèles physiques de type TSVA, sa sim-

plicité et sa robustesse font qu'elle est bien adaptée à la spatialisation de l'ET sur de grandes surfaces, pour lesquelles les données exigées par les modèles plus complexes, concernant en particulier le sol et la végétation, ne peuvent de fait être obtenues. Cette méthode a été calée et validée, sur notre zone, pour les cultures dominantes : olivier, orangers et blé [11]. Son implémentation a été validée à partir d'une série satellitaire Landsat TM [12], ainsi qu'à partir de la désagrégation d'images basse résolution MODIS [13].

Méthode de calcul du bilan hydrique

L'ET d'un couvert est la somme de la transpiration de la végétation et de l'évaporation du sol. La méthode FAO modélise l'ET de n'importe quel type de végétation en la comparant, via des coefficients culturaux empiriques, à celle d'un gazon « standard » bien arrosé, placé dans les mêmes conditions de température, d'humidité de l'air, de vitesse du vent et de rayonnement solaire. Cette ET de référence (ETO) représente la « demande climatique » à un moment donné, elle peut être calculée au moyen de l'équation de Penman-Monteith [2]. À partir de là, l'ET d'un couvert quelconque, notée ETR (ET réelle), est obtenue par l'équation suivante :

$$ETR = ETO \times (K_{cb} \times K_s + K_e) \quad (1)$$

avec :

- K_{cb} coefficient *basal crop* déterminant la transpiration de la fraction de sol couverte par la végétation (f_c) ;
- K_s coefficient de stress hydrique ;
- K_e coefficient déterminant l'évaporation de la fraction de sol nu ($1 - f_c$).

Le calcul de ETR nécessite donc trois types de données : des variables climatiques pour le calcul de l'ETO, l'occupation du sol et le développement de la végétation permettant d'estimer les coefficients culturaux K_{cb} et K_e . Le coefficient K_s est calculé à partir de l'état hydrique du sol et permet de réduire l'évaporation maximale du couvert en conditions bien arrosées, correspondant à K_{cb} .

Le module sol de Zhang et Wegehenkel [7] comprend trois compartiments (*figure 1*). Le premier compartiment d'épaisseur fixe contrôle l'évaporation du sol, le deuxième est le compartiment racinaire qui contrôle la transpiration de la végétation, et dont l'épaisseur est variable dans le temps, car liée au taux de couverture de la végétation, lui-même contrôlé par le NDVI. Enfin, le compartiment profond complète le profil de sol jusqu'à une profondeur fixée à 2 m. Ces trois compartiments se remplissent successivement lors d'une irrigation ou

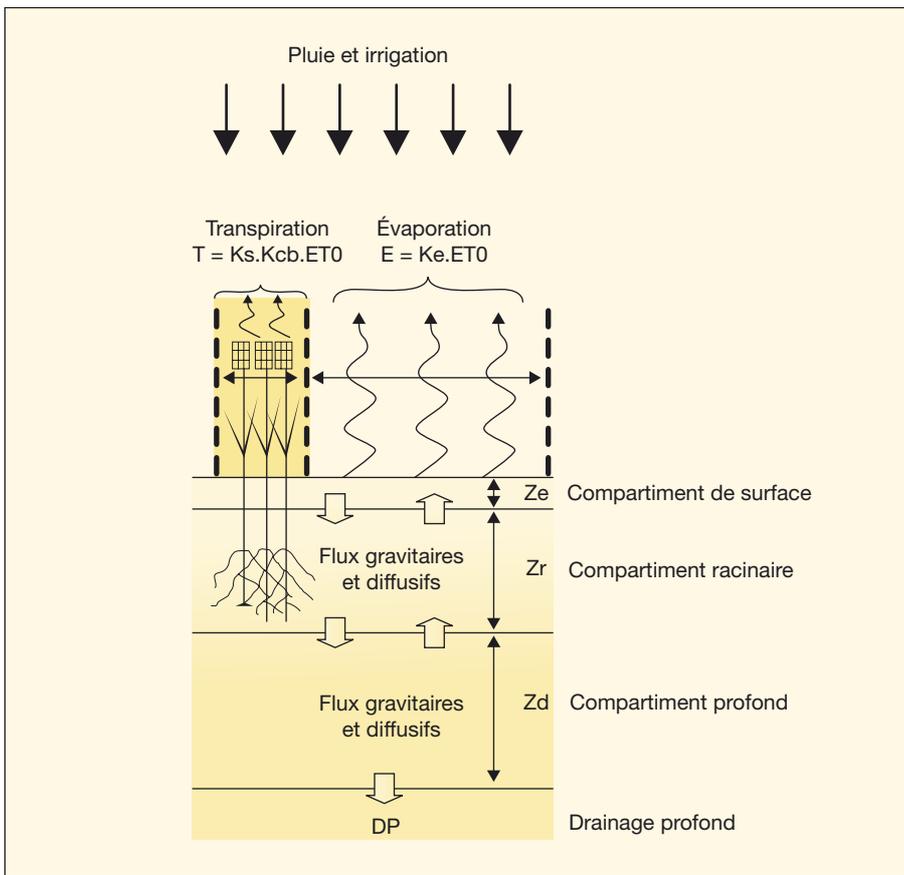


Figure 1. Modélisation des transferts d'eau entre sol, végétation et atmosphère dans SAMIR.

d'une pluie, le trop plein du troisième réservoir constituant le drainage profond.

Les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement sont définies par l'utilisateur, ainsi que les coefficients de diffusion permettant des échanges d'eau ascendants et descendants entre les compartiments en fonction de leurs différences de teneur en eau. Ce modèle de sol va permettre de calculer le coefficient K_s selon le remplissage du compartiment racinaire et, également, d'ajuster le coefficient K_e en fonction du taux de remplissage du compartiment de surface.

On considère, pour le compartiment racinaire, qu'une partie de la réserve utile est « facilement utilisable », correspondant à un stress nul ($K_s = 1$). À partir de là, si le dessèchement se poursuit, le stress s'accroît linéairement jusqu'à vider la réserve utile ($K_s = 0$). Un raisonnement analogue permet de définir le coefficient d'évaporation K_e , constant et maximal, tant qu'on se situe dans une réserve « facilement évaporable » ($K_e = 1$), et décroissant ensuite linéairement pour atteindre la valeur $K_e = 0$, lorsque le réservoir est vide.

À chaque itération, SAMIR calcule le bilan hydrique pour chaque pixel d'occupation

du sol selon l'équation (2). On notera que les transferts latéraux ne sont pas pris en compte, considérant qu'ils sont négligeables dans les zones irriguées concernées par cette modélisation.

$$ET + DP + \Delta SW = R + I \quad (2)$$

Avec :

- DP drainage profond du sol ;
- ΔSW variation du contenu en eau total du sol (0 à 2 m) ;
- R pluie ;
- I irrigation.

Données en entrée et en sortie de SAMIR

• Module climat

Le module climat permet d'utiliser des statistiques des valeurs moyennes de l'ET0 spatialisées au pas de temps journalier, publiées par la FAO (logiciel LocClim). Il est également possible d'introduire des séries ponctuelles issues de stations de mesure, avec interpolation spatiale si plusieurs stations sont disponibles en utilisant la méthode de la pondération par la distance inverse. Malgré l'aspect souvent grossier

des résultats, cette méthode a l'avantage de fonctionner pour un nombre quelconque de stations d'entrée et de fournir des valeurs extrapolées réalistes qui ne sortent pas du domaine défini par les valeurs d'entrée, limitant ainsi les valeurs extrêmes que peut induire, par exemple, la méthode des splines. Enfin, SAMIR accepte des champs journaliers des variables climatiques générés par des modèles climatologiques, tels que ALADIN de la DMN (Direction de météorologie nationale marocaine), selon une grille régulière de 16 km. Les pluies nécessaires au bilan hydrique sont introduites sous forme de données stationnelles qui seront alors interpolées spatialement.

• Module sol

Le module sol nécessite de définir des teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement. Ces valeurs peuvent être considérées comme constantes sur la zone et définies par l'utilisateur. Il est également possible d'introduire une carte pédologique comportant des unités de sol, pour lesquelles les teneurs en eau sont définies par horizon, SAMIR se chargeant alors de générer les propriétés moyennes des trois compartiments sol. À chaque modification de la profondeur racinaire, les propriétés des deux horizons inférieurs sont actualisées.

L'occupation du sol nécessaire à la spécification des relations NDVI-Kcb doit être fournie par l'utilisateur qui peut la réaliser au préalable par les méthodes de son choix. Dans un contexte pleinement opérationnel, si l'on se situe en cours de saison agricole, un problème de temporalité se pose pour ce type d'information. En effet, l'occupation du sol ne peut, en général, être cartographiée de manière fiable par télédétection qu'à partir du moment où une quantité suffisante d'information est disponible, c'est-à-dire un certain nombre d'images, donc plutôt en fin de saison. Il est ainsi délicat d'utiliser SAMIR en début de saison, car des incertitudes existent quant à l'occupation du sol, qui ne se dissipent qu'au fur et à mesure de l'acquisition d'images.

• Module phénologie

Le module phénologie offre la possibilité de fixer arbitrairement des profils type de Kc tels que ceux fournis par la méthode FAO. Toutefois, l'intérêt de SAMIR est d'utiliser des séries d'images satellitaires pour renseigner cette phénologie, typiquement une image tous les 15 jours, au cours de la saison végétative. Cette méthode a été utilisée par d'autres auteurs sur un nombre plus réduit d'images haute résolution [8, 14]. Différentes relations linéaires entre le NDVI et le Kcb existent ou peuvent être estimées à partir des données de la littéra-

ture [14-16]. Elles peuvent être exprimées sous la forme suivante :

$$K_{cb} = A_x(\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}) \quad (3)$$

où NDVI_{\min} et A dépendent de la végétation considérée.

Des irrigations distribuées spatialement peuvent être introduites au pas de temps journalier, SAMIR fournissant alors la dynamique hydrique du sol et de l'ET, et permettant d'identifier les éventuelles périodes de stress du couvert. Ce type d'utilisation pourrait convenir dans une optique de conseil au déclenchement de l'irrigation à la parcelle, mais ne correspond pas à l'objectif d'estimation de l'irrigation à l'usage des gestionnaires. De plus, cette utilisation en mode « déclenchement » nécessiterait de disposer d'informations nettement plus précises sur chaque parcelle pour fournir des informations pertinentes. L'utilisation normale de SAMIR est donc plutôt de déclencher automatiquement les irrigations, selon différentes contraintes définies par l'utilisateur concernant la fréquence et le volume des apports, ainsi que le niveau de stress accepté. On accède alors à une estimation globale de l'irrigation par zone, l'enjeu étant de paramétrer correctement le déclenchement de manière à reproduire le comportement « moyen » des agriculteurs. Il est alors évident que les irrigations proposées par SAMIR ne correspondront pas à la chronologie des irrigations réelles, ce qui n'a pas d'importance ici, puisque notre objectif n'est pas le conseil à la parcelle.

Le bilan hydrique est ainsi calculé pour chaque jour et pour chaque pixel. Cependant, compte tenu des incertitudes liées aux informations utilisées concernant en particulier le compartiment sol et les irrigations, les résultats doivent donc être considérés à des échelles spatiales ou temporelles supérieures.

Application à la plaine du Haouz

ET de la saison 2002-2003

L'ET a été estimée sur la plaine du Haouz, pour la saison 2002-2003, sur la base d'une série de neuf images Landsat™. La zone irrigable couvre environ 2 000 km², occupée par 40 % d'arboriculture, dont 80 % d'oliviers, et 60 % de céréales, dont 75 % de blé. Les étendues emblavées et leur phénologie sont très variables d'une année à l'autre selon la pluviométrie du début de saison et la disponibilité de l'eau dans les barrages. On observe également une très forte variabilité spatiale selon les pratiques des agricul-

teurs, liées à leur technicité et leur accès à l'eau. Dans ce contexte, les images satellitaires sont particulièrement utiles pour observer l'extension et le développement effectif des cultures annuelles.

Les images ont été corrigées radiométriquement en réflectance au sol pour calculer des indices NDVI. Une classification de l'occupation du sol a été réalisée à partir d'une analyse déterministe des caractéristiques des profils temporels de NDVI [12]. Les arbres étant majoritairement sempervirents, ils se distinguent par des valeurs de NDVI jamais inférieures à un seuil de végétation. Les annuelles correspondent aux pixels montrant une période de sol nu et une période de végétation. Enfin, les pixels de type arbre présentant en plus une forte variation de NDVI sont assimilés à des arbres associés à une sous-couche d'annuelles. On aboutit ainsi à une typologie en quatre classes, simple mais satisfaisante pour l'estimation du bilan hydrique à l'échelle des secteurs irrigués (sol nu, arbres, arbres avec sous-couche d'annuelles, annuelles). Du fait de la très forte hétérogénéité spectrale des classes due à la variabilité susmentionnée des itinéraires techniques et du développement de la végétation, on a montré que cette méthode de classification basée sur l'analyse des profils donne de meilleurs résultats que les méthodes classiques de type maximum de vraisemblance [12]. De plus, étant basée sur des critères à base physique, elle est relativement robuste et potentiellement applicable sans modification à n'importe quelle série d'images en réflectance sur la même zone.

Les coefficients culturaux ont été estimés à partir de relation NDVI-K_{cb} calibrée sur la zone d'étude [11, 16]. Les ET ont été calculées en supposant un stress nul. Elles ont été validées ponctuellement avec succès sur trois parcelles de blé disposant de mesures d'ET réalisée par la méthode des flux turbulents (*eddy correlation*) (figure 2). On note une erreur moyenne journalière de 25 %, diminuant à 18 % à l'échelle hebdomadaire. Une surestimation moyenne globale de 7 % est observée pour l'ensemble de 160 jours de mesure disponibles pour les trois parcelles. Les valeurs sont localement affectées d'erreurs parfois importantes. Ainsi, la figure 2A montre, en début avril, une période de stress hydrique pour laquelle l'ETR est inférieure à la valeur estimée, car SAMIR est réglé pour ne pas produire de stress fort. Inversement, la figure 2B montre, en début de cycle, une période d'évaporation intense du sol liée à une irrigation réellement appliquée en début de cycle, qui n'est pas reproduite par le modèle. SAMIR manque en effet les irrigations appliquées, alors que la végétation

n'est pas encore visible sur les images. Ce problème au démarrage des cultures annuelles souligne une lacune importante de l'outil, qui est l'impossibilité de reconnaître en temps réel l'occupation du sol en début de saison. Cette limitation est due au retard du signal NDVI par rapport à l'implantation de la culture. Ce retard est au moins partiellement rattrapé par la suite, lorsque la végétation est détectée et que se produit un rattrapage de l'irrigation pour assurer la croissance de la végétation enfin détectée. Malgré ces différences locales notables, les résultats montrent la relative robustesse du calcul d'ET par la méthode FAO sur le long terme. Bien que SAMIR n'utilise pas les irrigations réelles mais des irrigations estimées, les valeurs d'ET calculées sont très voisines des valeurs réelles, hors périodes particulières susmentionnées.

L'utilisation de K_{cb} issus de télédétection fournit ainsi une ET nettement plus proche de la réalité que l'ET calculée à partir des valeurs de la FAO relative aux conditions idéales de croissance (figure 3), et cela, d'autant plus que les cultures du Haouz souffrent souvent de divers stress (azote, eau, etc.) qui limitent leur développement [17].

Estimation des irrigations et des pompages

L'Office régional de mise en valeur agricole du Haouz (ORMVAH) connaît à l'échelle des secteurs les quantités d'eau-irrigation délivrées en provenance des barrages, ainsi que les apports mesurés ou estimés à partir du réseau de seguias traditionnelles. Étant donné l'insuffisance chronique de la fourniture d'eau assurée par ces deux ressources, consécutive, notamment aux faibles remplissages des barrages constatés depuis plusieurs années, de nombreux exploitants ont massivement recours au pompage dans la nappe souterraine. Les quantités ainsi prélevées sont une variable clé pour les gestionnaires de la nappe, mais elles sont très difficiles à connaître, car elles résultent d'une somme de forages individuels. Sur la plaine du Haouz, des enquêtes exhaustives ont été réalisées, entre 2003 et 2006, par l'Agence de bassin hydraulique du Tensift (ABHT) pour recenser ces forages et quantifier l'eau extraite. Les évaluations ont été réalisées à partir des temps de pompages (méthode hydraulique), de l'énergie consommée (méthode énergétique) et des surfaces irriguées (méthode agronomique). La différence entre les valeurs d'irrigation totales estimées par SAMIR et celles mesurées par l'ORMVAH correspond à ces pompages et peut donc être comparée aux valeurs issues de

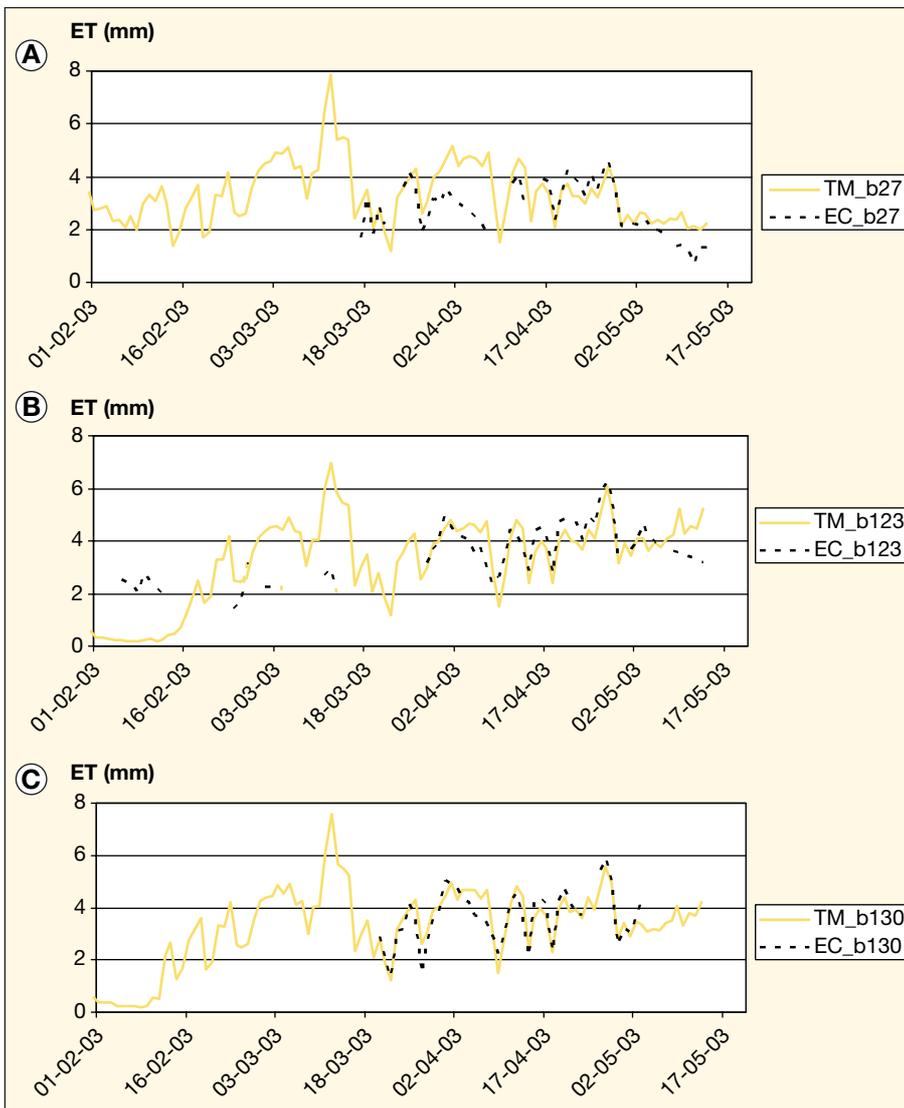


Figure 2. Comparaison entre l'évapotranspiration estimée par SAMIR (TM_*) et les valeurs mesurées au champ (EC_*) pour trois parcelles (A, B et C) de la plaine du Haouz (Maroc).

l'enquête de l'ABHT. Une estimation des prélèvements dans la nappe a ainsi été réalisée pour l'année 2002-2003 et comparée aux valeurs d'enquête correspondant à la méthode agronomique (figure 4). On observe une relation significative, bien que peu déterminée, entre les lames d'eau pompées estimées et les valeurs enquêtées ($R^2 = 0,5$). Les méthodes énergétique et hydraulique ne donnent aucun résultat significatif. La faiblesse de ces relations peut s'expliquer par la difficulté à réaliser des enquêtes de terrain fiables, les agriculteurs étant en général très peu enclins à déclarer leur usage réel par crainte d'être taxés sur leur consommation. Par ailleurs, la complexité du réseau de distribution de l'eau issue des barrages et des seguias fait que les évaluations des apports de surface par secteur sont probablement entachées d'erreurs. Enfin, les estimations d'ET issues

de SAMIR sont elles-mêmes imparfaites. La figure 2 montre ainsi une possible surestimation des valeurs de pompages par SAMIR et une possible sous-estimation des enquêtes. La corrélation observée entre ces deux estimations, bien que parfaite, montre toutefois la pertinence de l'approche.

Perspectives

L'outil actuel SAMIR constitue une plateforme initiale, et les perspectives de développement sont nombreuses, en lien avec la variété des informations satellitaires potentiellement disponibles, mais néanmoins conditionnées par des développements méthodologiques plus ou moins complexes. Dans une perspective opéra-

tionnelle, la possibilité de prévision des besoins pour des échéances allant de la journée à la fin de saison est en cours de développement. Des prévisions de besoins en eau sont déjà réalisées par l'ORMVAH en début de saison sur la base des surfaces cultivées des années précédentes, en se basant sur des besoins en eau arbitraires des cultures (FAO). Elles sont ajustées deux fois au cours de la saison d'après les observations de mises en cultures réalisées.

Afin de mieux tenir compte du développement réel des cultures, nous développons actuellement un outil de prévision de la phénologie, basé sur les images acquises depuis le début de la saison. Cette prévision simple est basée sur une extrapolation graphique à partir des débits de cycles observés. La qualité de la projection s'améliore donc avec l'augmentation du nombre d'images acquises, et on passe ainsi de simples scénarios en début de saison, à des prévisions plus fines au fur et à mesure de l'acquisition d'information satellitaire. Il subsiste, dans tous les cas, une incertitude liée aux capacités de prévision des modèles météorologiques. Alors qu'il est possible de disposer de bonnes prévisions à échéance de quelques jours, celles-ci se dégradent nettement au-delà. Toutefois, dans le contexte d'une région semi-aride comme la plaine du Haouz, l'ET0 à l'échelle d'une saison est relativement stable, et l'incertitude affectant le bilan hydrique concerne plus les précipitations.

Nous avons mentionné précédemment les possibilités offertes par l'information thermique à haute résolution spatiale (60 m) pour l'étude du bilan hydrique des surfaces. Il existe également un potentiel de valorisation de l'information thermique satellitaire à haute répétitivité temporelle (journalière) et basse résolution spatiale (résolution 250 à 1 000 m) issue de satellites comme MODIS ou AVHRR, mais qui nécessite de mettre au point des méthodes de désagrégation spatiale spécifiques.

Par ailleurs, le satellite SMOS [18] fournira très prochainement des images micro-ondes passives renseignant sur l'humidité des sols, même si la très basse résolution spatiale de ces images (50 km) nécessite également des méthodes de désagrégation spatiale pour son utilisation en agriculture irriguée.

Concernant l'occupation du sol, le problème d'identification en début de saison peut être partiellement résolu par la mise au point de méthodes d'actualisation progressive de ce type d'information. Ainsi, des cartographies d'années précédentes, utilisées comme hypothèses de départ en début de saison – éventuellement choisies selon des scénarios de disponibilités d'eau – pourraient être actualisées sur la base des images acquises au fil de la sai-

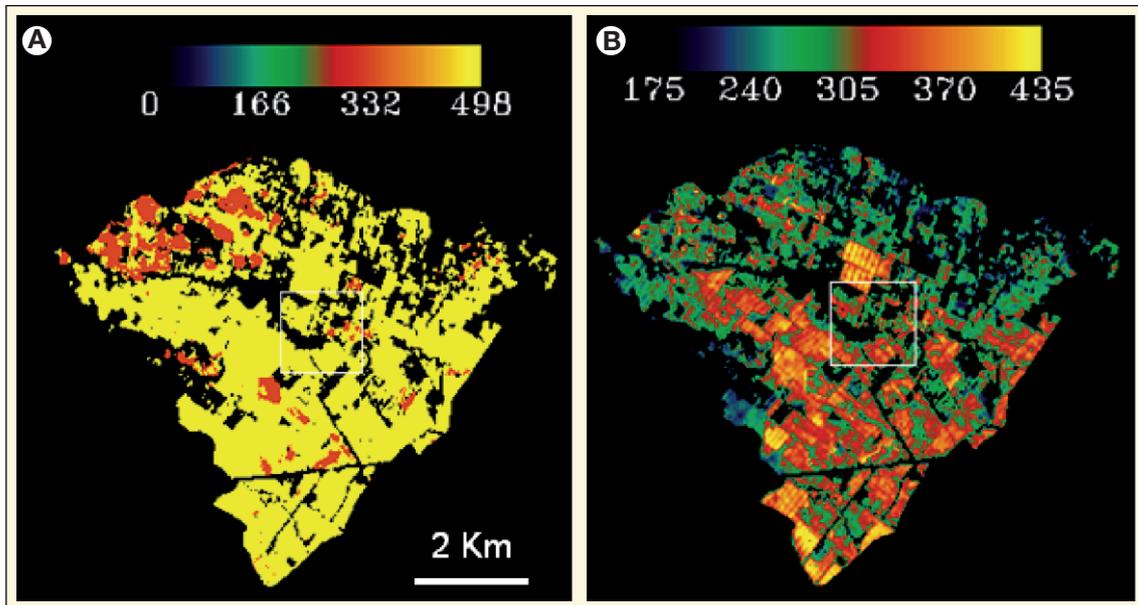


Figure 3. Exemple de l'intérêt du suivi satellitaire de la végétation sur le secteur irrigué R3 de la plaine du Haouz.
 A) Besoins théoriques estimés à partir des valeurs standard FAO : 13,1 Mm³ ; B) Consommation réelle estimée par télédétection : 8,2 Mm³.

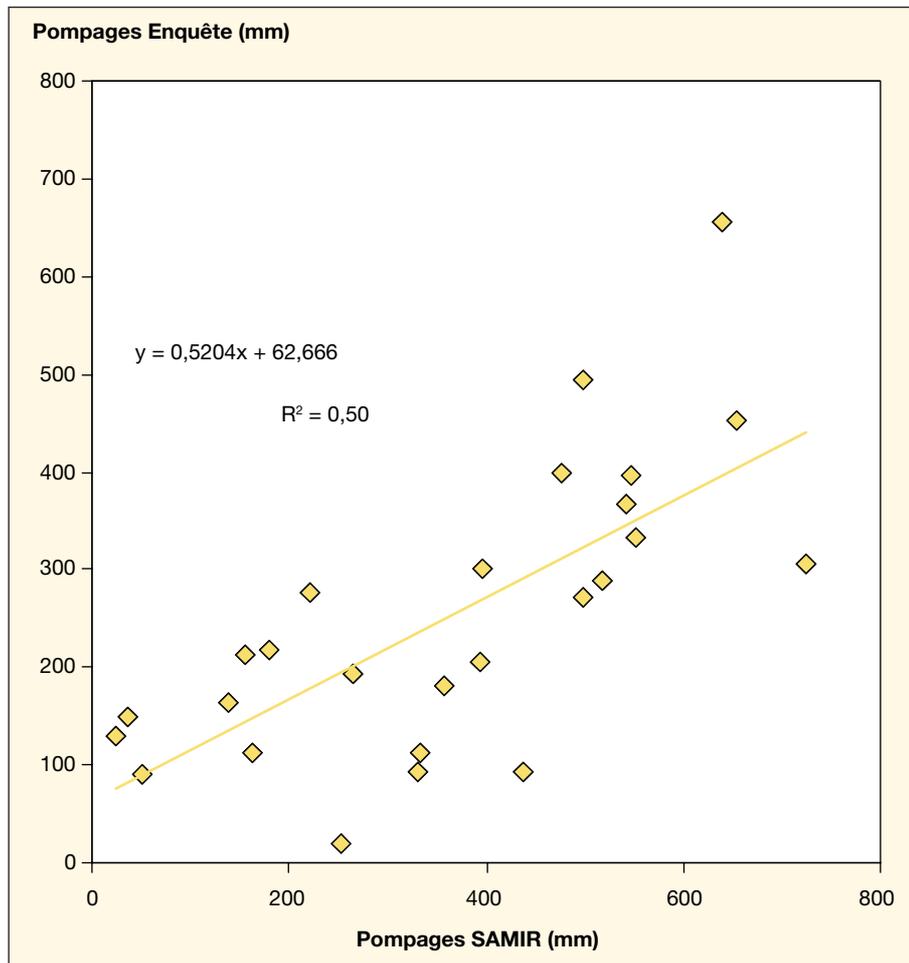


Figure 4. Comparaison entre les pompages issus de SAMIR et les valeurs issues de l'enquête ABHT 2003-2003 (méthode agronomique) pour les secteurs irrigués de la plaine du Haouz.

son. D'autres types d'information satellitaire pourraient aussi permettre de détecter les cultures dès leur implantation et résoudre ainsi partiellement le problème du retard de détection lié au NDVI. Duchemin *et al.* [19] ont, en effet, montré que des images haute résolution spatiale (8 m) et très haute résolution temporelle (deux à trois jours) de type FORMOSAT font apparaître le travail du sol et les irrigations de présemis associés à la mise en place des annuelles par des variations importantes et rapides de la brillance du sol.

Enfin, des études ont montré la possibilité d'utiliser des images satellitaires basse résolution spatiale pour le suivi de la végétation et le calcul de son bilan hydrique [13]. Les méthodes proposées s'appuient sur la très haute répétitivité temporelle de ces capteurs (journalière) et sur des techniques de désagrégation de l'occupation du sol et des profils phénologiques associés.

Conclusion

Grâce à l'information qu'elle fournit périodiquement sur le développement des végétations cultivées, la télédétection est une source d'information particulièrement utile pour le suivi du bilan hydrique des surfaces irriguées. Sur cette base, SAMIR constitue une première version d'un système de suivi de l'irrigation fournissant des informations utiles pour la gestion de l'eau, particulièrement dans les régions où l'information sur l'irrigation est peu disponible. Toutefois, la validation des résultats néces-

site d'importants jeux de données souvent difficiles à réunir. Un des défis les plus importants à relever pour ce type d'application est le développement des possibilités de prévision, nécessaire à son usage pleinement opérationnel, mais tributaire de nombreuses incertitudes sur les données d'entrée. ■

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet SudMed, réalisé conjointement par l'Institut de recherche pour le développement (IRD, France), la faculté des sciences de Semlalia de l'université Cadi-Ayyad de Marrakech (FSSM-UCAM), l'Office régional de mise en valeur agricole du Haouz (ORMVAH, organisme gestionnaire des périmètres irrigués de la zone) et l'Agence de bassin hydraulique du Tensift (ABHT). Nous remercions la Communauté européenne pour son soutien financier au programme PLEIADes, le CNES pour son soutien financier pour l'acquisition d'images satellitaires SPOT dans le cadre de l'initiative Isis du CNES (<http://medias.obs-mip.fr/isis>), ainsi que le Comité mixte interuniversitaire franco-marocain pour le financement du Programme d'action intégrée Volubilis MA/148/06. SAMIR est développé sous ENVI/IDL (© RSI).

Références

1. Chehbouni A, Escadafal R, Duchemin B, *et al.* An integrated modeling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions: the SudMed Program. *Int J Remote Sens* 2008 ; 29 : 5161-81.
2. Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements.* FAO Irrigation and Drainage Paper, no 56. Rome : FAO, 1998.
3. Buttlar IW, Riha SJ. *GAPS: a general purpose simulation model of the soil-plant-atmosphere system, Version 1.1 User's Manual.* Ithaca (État de New York) : Cornell University Department of Agronomy, 1989.
4. Raes D, Van Goidsenhoven B, Goris K *et al.* BUDGET, a management tool for assessing salt accumulation in the root zone under irrigation. *ICID 4th Inter-regional Conf on Envir-Water*, 27-30 Aug 2001, Fortaleza, Brazil.
5. Clarke D, Smith M, El-Askari K. New software for crop water requirements and irrigation scheduling. *J Int Commission Irrigation Drainage* 1998 ; 47 : 45-58.
6. Calera Belmonte A, Jochum A, Cuesta Garcia A, Montoro Rodríguez A, López Fuster P. Irrigation management from space: towards user-friendly products. *Irrigation and Drainage Systems* 2005 ; 19 : 337-53.
7. Zhang Y, Wegehenkel M. Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration. *Remote Sens Environ* 2006 ; 104 : 393-408.
8. Minacapilli M, Iovino M, D'Urso G. A distributed agro-hydrological model for irrigation water demand assessment. *Agric Water Manage* 2008 ; 95 : 123-32.
9. Bastiaanssen WGM. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J Hydrol* 2000 ; 229 : 87-100.
10. Er-Raki S, Chehbouni A, Hoedjes J, Ezzahar J, Duchemin B, Jacob F. Improvement of FAO-56 method for olive orchards through sequential assimilation of thermal infrared-based estimates of ET. *Agric Water Manage* 2008 ; 95 : 309-21.
11. Er-Raki S, Chehbouni A, Guemouria N, Duchemin B, Ezzahar J, Hadria R. Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agric Water Manage* 2006 ; 87 : 41-54.
12. Simonneaux V, Duchemin B, Helson D, Er-Raki S, Oliosio A, Chehbouni AG. The use of high-resolution image time series for crop classification and evapotranspiration estimate over an irrigated area in central Morocco. *Int J Remote Sens* 2007 ; 29 : 95-116.
13. Benhadji I, Duchemin B, Simonneaux V, Maisongrande P, Khabba S, Chehbouni AG. Automatic unmixing of MODIS multi-temporal data for inter-annual monitoring of land use at regional scale (Tensift, Morocco). *Int J Remote Sens* 2009 (sous presse).
14. Ray SS, Dadhwal VK. Estimation of crop evapotranspiration of irrigation command area using remote sensing and GIS. *Agric Water Manage* 2001 ; 49 : 239-49.
15. Choudhury BJ, Ahmed NU, Idso SB, Reginato RJ, Daughtry CST. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote Sens Environ* 1994 ; 50 : 1-17.
16. Duchemin B, Hadria R, Er-Raki S, *et al.* Monitoring wheat phenology and irrigation in Center of Morocco: on the use of relationship between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely sensed vegetation indices. *Agric Water Manage* 2006 ; 79 : 1-27.
17. Hadria R, Khabba S, Lahrouni A, Duchemin B, Chehbouni A, Carriou J. Calibration and validation of the STICS crop model for managing wheat irrigation in the semi-arid Marrakech-Al-Haouz Plain. *Arabian J Sci Eng* 2007 ; 32 : 87-101.
18. Kerr YH, Le Vine DM. Foreword to the special issue on the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 2008 ; 46 : 583-6.
19. Duchemin B, Hagolle O, Mougenot B, *et al.* Agrometeorological study of semi-arid areas: an experiment for analysing the potential of FORMOSAT-2 time series of images in the Marrakech plain. *Int J Remote Sens* 2008 ; 29 : 5291-300.

Interaction entre érosions hydrique et éolienne sur sols sableux pâturés au Sahel : cas du bassin-versant de Katchari au nord du Burkina Faso

Jean-Louis Rajot¹
 Harouna Karambiri²
 Olivier Ribolzi³
 Olivier Planchon⁴
 Jean-Pierre Thiebaut³

¹ IRD, UR 176 Solutions
 Université Abdou-Moumouni (UAM)
 IRD, BP 11416
 Niamey
 Niger

<Jeanlouis.rajot@ird.fr>
² 2iE (Groupe EIER-ETSHER)

UTER GVEA
 01 BP 594
 Ouagadougou 01
 Burkina Faso
 <harouna.karambiri@2ie-edu.org>

³ IRD
 UR 176 Solutions
 IRD-IWMI-NAFRI
 BP 06 Vientiane
 Laos RDP
 <Olivier.Ribolzi@ird.fr>
 <jean-pierre.thiebaut@ird.fr>

⁴ IRD
 UR 176 Solutions
 Po Box 1025
 Kasetsart University
 Bangkok 10903
 Thailand
 <Olivier.Planchon@Gmail.com>

Résumé

Au Sahel, les sols sableux sont largement répandus et supportent non seulement l'essentiel de la production de mil, la principale culture vivrière, mais aussi l'essentiel de la production fourragère. Ils se développent sur des voiles sableux, voire de véritables dunes d'origine éolienne qui se sont mises en place au cours de périodes arides. Ils sont donc particulièrement sensibles à l'érosion éolienne. Leur faible teneur en argile est cependant suffisante pour permettre la formation de croûtes superficielles au cours des pluies qui entraînent le ruissellement et l'érosion hydrique. Les lignes de grains, événements convectifs de mésoéchelle, qui produisent l'essentiel de la pluie au Sahel, sont très souvent précédées de vents extrêmement violents. L'érosion hydrique et l'érosion éolienne sont ainsi étroitement associées aussi bien dans le temps que dans l'espace. Malgré cela, elles sont très rarement étudiées simultanément. De telles mesures d'érosion ont été effectuées, pendant deux années consécutives (2001 et 2002), sur un petit bassin-versant pâturé (1,4 ha), typique de la zone sahélienne, situé à Katchari au nord du Burkina Faso, avec 500 mm de pluies annuelles. L'érosion éolienne se produit essentiellement au début de la saison des pluies, lorsque la couverture des sols par les plantes annuelles est minimale, de mai à mi-juillet, avant la croissance de la végétation. La dynamique éolienne est exactement la même sur ces sols non cultivés que sur les champs de mil étudiés dans d'autres régions du Sahel. L'érosion hydrique se produit pendant toute la saison des pluies, mais l'essentiel de la perte en terre annuelle intervient au cours de quelques événements particulièrement intenses. C'est le vent qui produit les flux de sédiments les plus importants. Ces flux entraînent soit une érosion (jusqu'à 20 Mg/ha par an), soit un dépôt de sédiments (jusqu'à 30 Mg/ha par an) selon l'endroit où ils se produisent dans le bassin-versant. L'érosion hydrique est d'un ordre de grandeur plus faible que l'érosion éolienne. Elle est plus intense où l'érosion éolienne est la plus forte. Ainsi, les mêmes surfaces sont érodées à la fois par le vent et par l'eau. À l'inverse, les zones où on observe un dépôt de sédiments par le vent ruissellent très peu et ne produisent quasi pas d'érosion hydrique. Ces zones correspondent à des îlots de fertilité où se développe la végétation. À l'issue de cette étude, il n'y a pas globalement de dégradation des sols à l'échelle du bassin-versant, mais une intense dynamique éolienne et hydrique qui entretient une très forte variabilité spatiale typique des environnements sahéliens.

Mots clés : érosion éolienne, érosion hydrique, Sahel.

Tirés à part : J.-L. Rajot

Abstract

Wind and water erosions of pastured sandy soils in the Sahel: A case study in Northern Burkina Faso

In the Sahel, sandy soils are widespread and support not only most of the pearl millet production, the major staple crop in the region, but also grass production for livestock. Parent sediments of these soils have an aeolian origin and are hence prone to wind erosion. Still, their clay content, even though very low, allows physical crust formation during rainfall leading to runoff and water erosion. Squall lines, major rainfall events of the rainy season, are usually preceded by intense wind. Wind and water erosions are therefore closely associated in both time and space, but they are rarely studied simultaneously. Erosion measurements were performed for two years (2001, 2002) on a small catchment of grazing land (1,4 ha) at Katchari, Burkina Faso, a location typical of the Sahel area with under 500 mm annual rainfall. Wind erosion occurs at the onset of the rainy season, from May to 15th of July, when soil cover is the lowest and before the growth of vegetation. On this non-cultivated area, the same dynamic unfolds as that recorded in millet fields in other sahelian studies. Water erosion occurs throughout the rainy season, but certain intense events produce most of the total annual erosion. Wind causes the largest sediment fluxes leading to both erosion (up to 20 Mg/ha per year) and deposition (up to 30 Mg/ha per year) depending on the area in the catchment. Water erosion is one order of magnitude lower than wind erosion and is more intense where wind erosion is highest. Hence, the same area is eroded by both wind and water. Conversely, areas where aeolian deposition occurs are less affected by water erosion and correspond to fertile islands where vegetation grows. From this study, it comes out that there is on the whole no land degradation at the catchment scale, but an intense aeolian and water dynamic leading to substantial spatial variability typical of sahelian landscapes.

Key words: Sahel, water erosion, wind erosion.

Les sols sableux couvrent la majorité de la surface du Sahel. Ils représentent, par exemple, plus de 80 % de la zone agropastorale au Niger [1]. Ils supportent de plus l'essentiel de la production végétale annuelle : les herbacées consommées par le bétail et le mil (*Penisetum glaucum*), la principale culture vivrière de la zone. À ce titre, ils jouent donc un rôle majeur pour les agriculteurs qui représentent plus de 80 % de la population sahélienne [2, 3]. Ces sols subissent à la fois l'érosion éolienne et l'érosion hydrique, pourtant ces deux processus sont très rarement étudiés simultanément. La quantification de l'érosion éolienne, plus rarement effectuée que celle de l'érosion hydrique, concerne essentiellement les zones cultivées (champ ou jachère). À titre d'exemple, à l'échelle du champ, les pertes en terre peuvent atteindre des valeurs extrêmement élevées (plus de 25 Mg/ha par an) [4]. En revanche, il existe très peu de quantifications de l'érosion éolienne spécifiquement pour la zone pastorale. Les pertes en terre causées par l'érosion hydrique semblent relativement moins importantes [5], mais comme les mesures n'ont pas été effectuées pour le même type de surface (même état de surface et même superficie), elles restent extrêmement difficiles à comparer. Cependant, des travaux récents [6] réalisés dans la même zone que cette étude ont visé à comparer ces deux types

d'érosion à partir de mesures expérimentales et de modélisation. Les résultats obtenus confirment bien la tendance évoquée plus haut : les flux de sédiments et de nutriments déplacés par l'érosion éolienne sont de plusieurs ordres de grandeurs supérieurs à ceux mobilisés par l'érosion hydrique. Ces données ont été obtenues à l'échelle des événements érosifs et sur trois parcelles expérimentales (deux champs de mil et une surface nue gravillonnaire), mais elles ne concernent pas la zone pâturée.

L'objectif de ce travail est de quantifier en parallèle les érosions éolienne et hydrique sur deux cycles annuels et pour les mêmes surfaces : des petits bassins-versants pâturés montrant une grande variété d'états de surface.

Matériel et méthode

Zone d'étude

La zone d'étude se situe au nord du Burkina Faso (UTM30, WGS84, 809 847 m Est, 1 550 930 m Nord), près de Dori, 250 km au nord-est de Ouagadougou (figure 1). Le climat est de type sahélien avec une longue saison sèche et une courte saison des pluies, de mai à septembre. La moyenne des pluies annuelles enregist-

trée à Dori, de 1925 à 1998, est de 512 mm.

Les zones pâturées du terroir villageois occupent un glacis à faible pente (en moyenne 1 %). Celui-ci présente deux types majeurs de surfaces [7] : de larges zones de sols argileux nus et encroûtés recouverts localement par des sols sableux se développant sur des dépôts d'origine éolienne (microdunes ne dépassant pas 0,7 m d'épaisseur). Ce sont sur ces sols sableux que la végétation annuelle, les buissons et les arbres se développent.

Au sein de ce glacis, un petit bassin-versant représentatif (1,4 ha) a été instrumenté. Il présente cinq types d'état de surface tels que décrits par Casenave et Valentin [8] (figure 1), présentés ci-dessous par ordre d'aptitude croissante à l'infiltration :

- des surfaces nues de croûtes d'érosion (ERO) qui représentent 33,9 % de la surface totale du bassin ;
- des croûtes gravillonnaires (G) également nues qui ne couvrent que 0,4 % de la surface ;
- des croûtes de décantation (SED) qui tapissent le fond de flaques et de dépressions et représentent 1,2 % du bassin ;
- des croûtes de ruissellement (RUN) formées de succession de lamines de sédiments de granulométrie variable généralement déposés dans les axes d'écoulement représentant 4,2 % de la surface ;

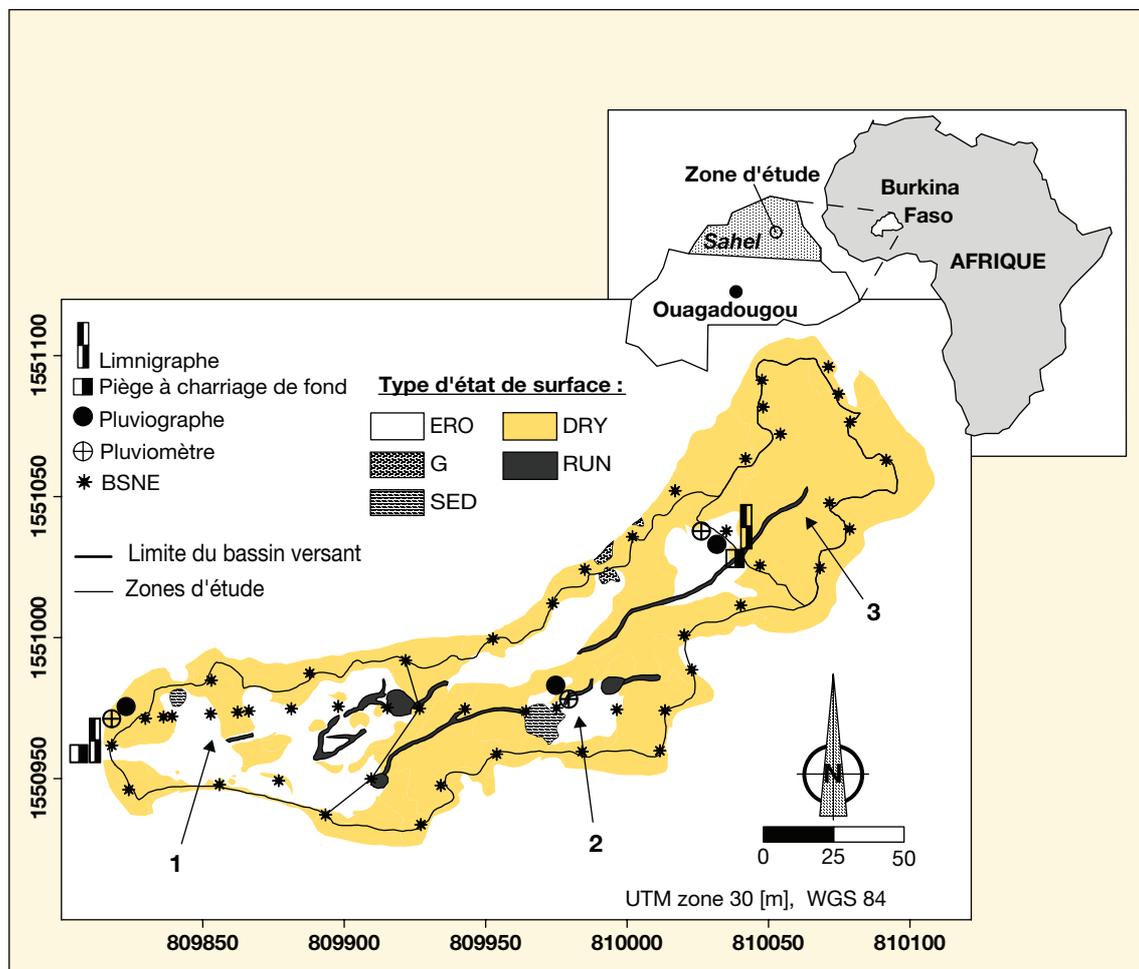


Figure 1. Localisation du site d'étude, carte des états de surface, dispositif expérimental et limite des zones d'étude (1 à 3) sur lesquelles ont été calculés les bilans d'érosions éolienne et hydrique.

– des croûtes de dessiccation (DRY) qui couvrent les flancs sous le vent des microdunes sableuses et représentent 60,3 % de la surface totale du bassin. Il faut noter que les microdunes, où se développe la végétation, représentent en fait 69 % de la surface totale du bassin, mais leurs flancs au vent (14,3 % de la surface du bassin), très pentus et souvent dénudés, présentent un sous-type particulier de croûte d'érosion sur sédiments sableux qui pourra être identifié dans la suite de l'étude (ERO/S). Cette croûte est souvent fragmentée en raison de la structure interne litée des microdunes où alternent pellicules plasmiques et couches sableuses résultant de leur mise en place sous l'action du vent.

Les cinq types de croûtes ainsi définis permettent d'isoler trois zones au sein du bassin principal, relativement homogènes en termes de répartition des croûtes de surface (figure 1) :

– une zone 3, en amont (sous bassin-versant emboîté dans le bassin principal),

presque entièrement couverte par les croûtes DRY ;

– une zone 2, médiane, où les croûtes ERO (20 % environ de la surface) apparaissent en tache au sein des croûtes DRY ;

– une zone 1, aval, où la répartition s'inverse, avec des croûtes ERO qui dominent largement (80 % de la surface) et où les croûtes DRY se cantonnent sur quelques buttes sableuses de petite taille et isolées.

Le suivi couplé des érosions éolienne et hydrique a été réalisé du 1^{er} juin 2001 à fin septembre 2002.

Mesure de l'érosion hydrique

Dans cette étude, nous avons voulu éviter l'utilisation de parcelles d'érosion classiques [9] dont les bordures constituent de véritables brise-vent qui modifient les écoulements de l'air. Cela provoque généralement des dépôts éoliens importants au sein des parcelles qui peuvent ensuite perturber

considérablement la dynamique hydrique en favorisant l'infiltration [10] et/ou en constituant une source de sédiments facilement mobilisable par le ruissellement. Pour éviter de telles perturbations, l'érosion hydrique a été mesurée sur deux petits bassins-versants naturels emboîtés. Le bassin-versant amont de 0,3 ha correspond à la zone 3 de la figure 1.

La pluie a été mesurée grâce à trois pluviomètres totalisateurs à lecture directe et trois pluviographes à auget basculeur. Les crues de chaque bassin ont été mesurées sur des seuils calibrés, équipés de capteurs de pression. Les flux de matières en suspension ont été obtenus par des prélèvements discrets d'un litre, réalisés aux deux exutoires au cours de la crue, avec des pas de temps variables de deux à cinq minutes en fonction de l'intensité du ruissellement. Le charriage de fond a été collecté dans des pièges à sédiments relevés après chaque événement de ruissellement.

L'ensemble des sédiments est ensuite séché et pesé.

Mesure de l'érosion éolienne

Sur les zones pastorales du Sahel, il n'existe pas de limite claire contrôlant l'érosion éolienne, à la différence des zones cultivées où les limites de champs et surtout les limites entre champs et jachères sont déterminantes [11, 12]. En conséquence, les limites des surfaces de mesure de l'érosion éolienne sont celles qui contrôlent l'érosion hydrique, à savoir les limites topographiques du bassin-versant principal et du bassin-versant amont emboîté (zone 3) (figure 1). Au sein du bassin-versant principal, nous avons aussi travaillé sur les deux zones aval qui se différencient par l'organisation de leurs états de surface (zones 1 et 2 - figure 1).

Les flux de sédiments éoliens ont été mesurés grâce à 50 mâts équipés chacun de trois capteurs de sable de type BSNE (*big spring number eight*) [13], dont le milieu de l'ouverture est situé en moyenne à 0,05, 0,15 et 0,30 m de haut. Ces mâts sont placés approximativement tous les 20 m sur la limite des bassins-versants et sur celle des zones 1 et 2 (figure 1). Un transect orienté est-ouest, selon la direction des vents les plus érosifs, a également été mis en place. Chaque mât est, dans ce cas, placé à la transition entre les différents types d'état de surface reconnus sur le transect (figure 1).

Les sédiments piégés dans les BSNE ont été collectés dans la mesure du possible après chaque événement d'érosion éolienne, de juin à juillet, et une fois par mois en saison sèche, d'octobre 2001 à mai 2002. Pour chaque mât, on ajuste le profil de densité de flux sur une fonction puissance [4] de type :

$$q_{(z)} = a \cdot (1 + z)^b \quad (1)$$

avec $q_{(z)}$ densité de flux (kg/m^2) mesurée à la hauteur z (m), a et b constantes d'ajustement de la loi.

Le flux horizontal F_H (kg/m) est alors calculé en intégrant l'équation 1 sur la hauteur (de 0 à 0,40 m de haut).

$$F_H = \int_0^{0,4} q_{(z)} = \frac{a}{b+1} (1+0,4)^{b+1} - 1 \quad (2)$$

La vitesse du vent et sa direction ont été mesurées sur une station météorologique automatique (Campbell) au pas de temps de cinq minutes. Un saltiphone, capteur de saltation qui enregistre les impacts des grains de sables sur un microphone [14], a permis de déterminer précisément la date et la durée de chaque événement érosif. La direction moyenne du vent pendant

ces événements a été calculée en pondérant la direction par le cube de la vitesse du vent. Connaissant cette direction moyenne, il est possible de déterminer, pour chaque événement, la limite au vent (où les flux éoliens entrent) et la limite sous le vent (où les flux éoliens sortent) des différentes surfaces étudiées. La masse de sédiments traversant ces limites est alors calculée pour chaque segment compris entre deux mâts de BSNE, en faisant l'hypothèse que les flux varient linéairement entre deux mâts successifs.

$$M_{(n,n+1)} = D_{(n,n+1)} \frac{F_{H(n)} + F_{H(n+1)}}{2} \quad (3)$$

avec $M_{(n,n+1)}$ la masse de sédiments (kg) traversant le segment compris entre deux mâts de BSNE successifs n et $n+1$, $D_{(n,n+1)}$ la distance (m) perpendiculaire au vent moyen entre les deux mâts successifs et $F_{H(n)}$ et $F_{H(n+1)}$ les valeurs des flux horizontaux (kg/m) calculées d'après l'équation (2) aux mâts n et $n+1$. Le bilan de masse pour chaque surface étudiée est la somme des masses traversant les segments situés sur la limite au vent diminuée de la somme des masses traversant les segments situés sur la limite sous le vent des surfaces étudiées. En divisant le bilan de masse ainsi obtenu par l'aire des surfaces, on obtient les pertes (ou gains) en terre par unité de surface, comparables aux mesures d'érosion hydrique.

Quinze mâts de BSNE ont été installés sur le transect est-ouest à chaque changement d'état de surface. Quand les vents érosifs ont correspondu sensiblement à l'orientation du transect ($95 \pm 15^\circ\text{N}$), il a été possible d'obtenir un bilan de masse par type d'état de surface en calculant la différence entre le flux mesuré sur deux mâts successifs dans le sens du vent divisée par la distance entre ces deux mâts [4]. Les mesures sur le transect ne concernent que l'année 2001.

Résultats et discussion

Dynamique des flux éoliens

Les 50 mâts de mesures ont été relevés 57 fois pendant la totalité de la période d'observation. Quelques relevés correspondent à des cumuls d'événements qui se sont succédé trop rapidement pour permettre la collecte des échantillons ou qui se sont produits en fin de saison sèche, pendant les périodes de mesures mensuelles. À partir des enregistrements météorologiques, on a pu estimer que 68 événements d'érosion se sont produits au cours des

16 mois de mesures. Pendant les périodes de mesures communes, en 2001 et 2002 (de juin à septembre), il y a eu respectivement 33 et 21 événements en 2001 et 2002. Mais pour ces mêmes périodes, la somme des densités de flux mesurées à 30 cm de haut et moyennées sur les 50 points de mesure ($\overline{q_{(0,3)}}$) a été, respectivement, de 250 et 220 kg/m^2 en 2001 et 2002. Ainsi, la variabilité interannuelle observée apparaît plus faible que celle obtenue au Niger, de 1996 à 1998, par Rajot [15].

Seuls trois événements se sont produits au cours de la saison sèche, d'octobre à mars. Ces événements représentent moins de 0,3 % de $\overline{q_{(0,3)}}$ cumulé pour la totalité de la période de mesures. Le premier événement de 2002 s'est produit le 6 avril, en liaison avec la première pluie de l'année. Comme cela est observé dans la zone cultivée du Niger [12, 15, 16], les vents d'harmattan de saison sèche ne produisent pas non plus d'érosion éolienne significative sur les sols pâturés de cette zone d'étude. Sur l'ensemble de la période de mesures, huit événements ont produit 53 % de $\overline{q_{(0,3)}}$ cumulé pour la totalité de la période de mesure. Cinq d'entre eux se sont produits en juin, deux en juillet et un en avril. Comme au Niger, quelques événements du début de la saison des pluies produisent donc l'essentiel des flux mesurés [15].

La figure 2 montre le $\overline{q_{(0,3)}}$ en fonction des classes de direction moyenne du vent au cours des événements érosifs sur la totalité de la période de mesures. Soixante-quinze pour cent du flux correspondent à des vents soufflant de directions comprises entre l'est et le sud-est (entre 75 et 165°). Ce résultat est en bon accord avec la morphologie locale des microdunes qui présentent systématiquement une pente plus forte et érodée sur le côté faisant face à cette direction.

Toutes ces observations sont en excellent accord avec la dynamique généralement observée au Niger sous des pluviométries voisines [12], ce qui suggère une dynamique éolienne relativement homogène sur l'ensemble du Sahel.

Bilan de masse de l'érosion éolienne au sein des différentes zones d'études

Parmi les 68 événements ayant produit des flux horizontaux de sédiments pendant la période d'étude, seuls 26 événements n'ont pas permis de calculer des bilans soit du fait de mélanges entre événements de directions différentes dans les relevés, soit parce que la direction du vent a fortement varié au cours de l'événement. Le $\overline{q_{(0,3)}}$ cumulé pour les 42 événements restants correspond à 87 % du

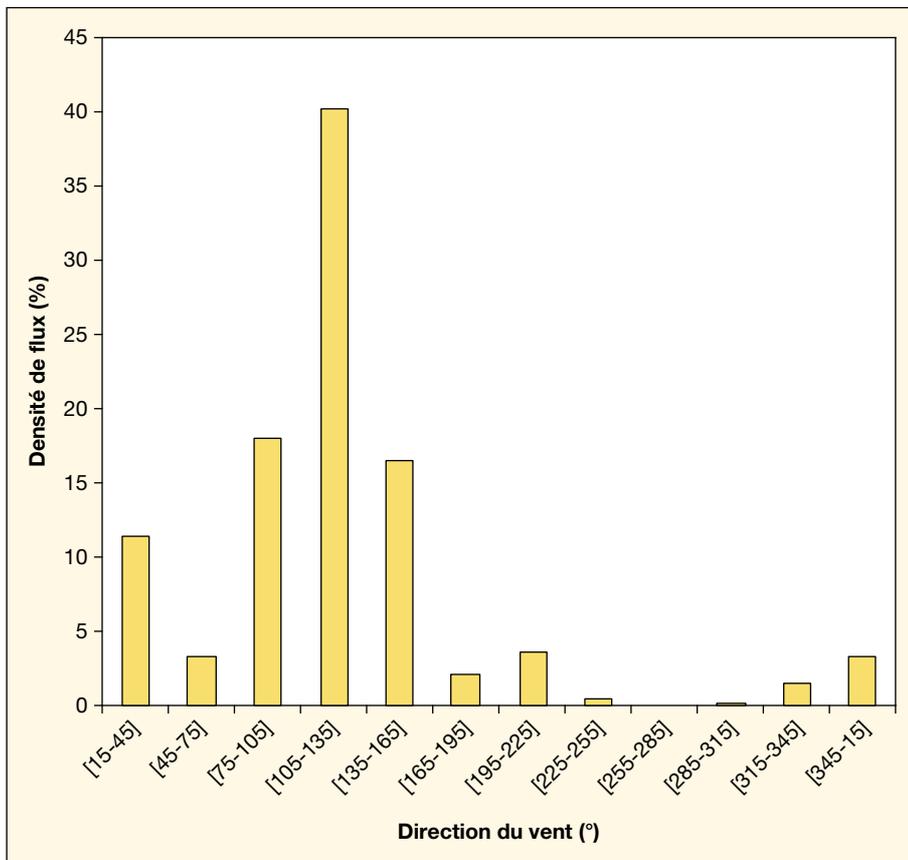


Figure 2. Pourcentage par classe de directions de vent au cours des événements érosifs de la densité de flux à 30 cm de haut, moyennée sur les 50 mâts de BSNE ($\bar{q}_{(0,3)}$) et cumulée sur la totalité de la période de mesures.

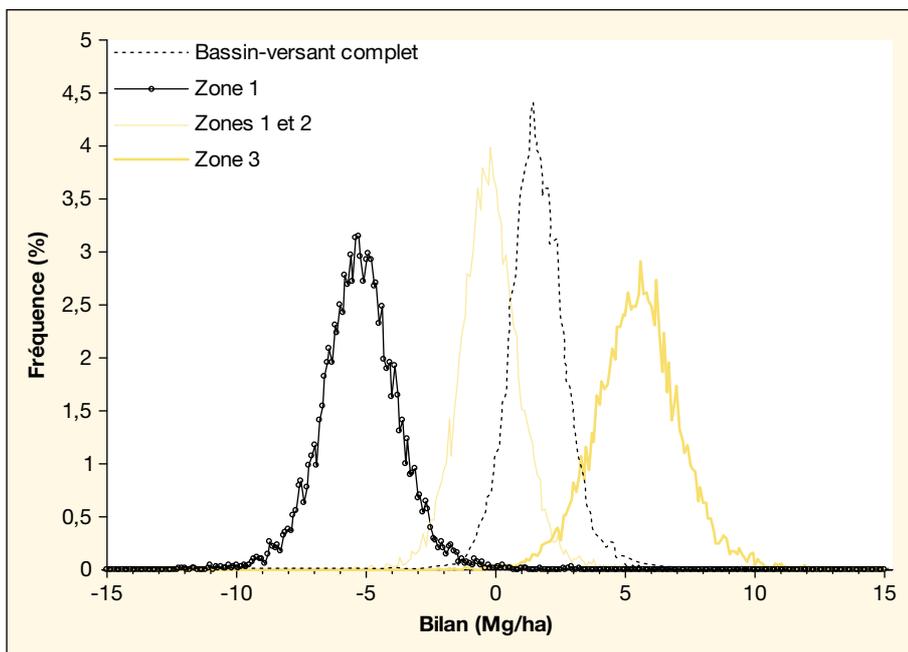


Figure 3. Résultats du calcul de propagation d'erreur selon la méthode de Monte Carlo (10 000 itérations) sur le bilan de masse d'érosion éolienne pour l'événement du 3 juin 2002. La dispersion des résultats reste relativement faible et montre que les bilans mesurés sont significativement différents selon les zones considérées.

$\bar{q}_{(0,3)}$ cumulé pour la totalité de la période de mesures. De plus, aucun événement majeur n'a été rejeté. On peut donc considérer que les bilans obtenus à partir des 42 événements utilisables donnent une bonne image de l'érosion éolienne sur les bassins-versants et les surfaces étudiées.

Un calcul de propagation des erreurs, utilisant la procédure de Monte Carlo, a été effectué pour l'un des événements érosifs majeurs (le 3 juin 2002), afin d'estimer la précision des bilans obtenus par cette méthode pour les différentes surfaces. Ce calcul prend en compte toutes les incertitudes pouvant affecter le calcul des bilans, à savoir les incertitudes sur : la hauteur des BSNE, la surface de leur ouverture, la pesée des sédiments collectés, l'ajustement du profil de densité de flux à la courbe théorique pour calculer le flux horizontal à chaque mât, la position des mâts sur le bassin-versant, la direction des vents érosifs. Les coefficients de variation ainsi obtenus varient de 20 à 150 % selon les surfaces considérées pour les calculs. Malgré cette variabilité, les bilans obtenus pour chaque surface restent significativement différents les uns des autres (figure 3), ce qui traduit bien une différence de fonctionnement selon le type d'état de surface.

La figure 4 montre les bilans de masse de l'érosion éolienne pour les trois surfaces identifiées au sein du bassin-versant principal (figure 1). Ces trois surfaces ont un comportement extrêmement différent : le bilan est presque systématiquement positif pour le sous bassin-versant amont (zone 3), alors qu'il est presque systématiquement négatif pour la zone aval n° 1. Les bilans cumulés sur la totalité de la période de mesures correspondent donc à des dépôts de +65 Mg/ha et à des pertes en terre de -35 Mg/ha pour les zones 3 et 1, respectivement. Dans la zone centrale (n° 2), on observe à la fois des gains et des pertes en terre, mais le bilan est finalement positif sur la période complète de mesures (+27 Mg/ha). À l'échelle du bassin-versant, ces différences de comportement selon les surfaces étudiées conduisent à un bilan quasi équilibré en 2001 (+1 Mg/ha) et franchement positif en 2002 (+15 Mg/ha), soit 16 Mg/ha à la fin de la période de mesures.

De telles valeurs de dépôts relativement élevées ont déjà été rapportées par Biellers *et al.*, [4] dans des jachères au Niger qui présentaient un état de surface tout à fait similaire à celui du bassin-versant amont (zone 3) de notre site d'étude (croûte DRY partiellement couverte de végétation annuelle et de buissons). Dans ce cas, le dépôt de sédiments a été attribué à une plus grande rugosité des états de surface des jachères par rapport

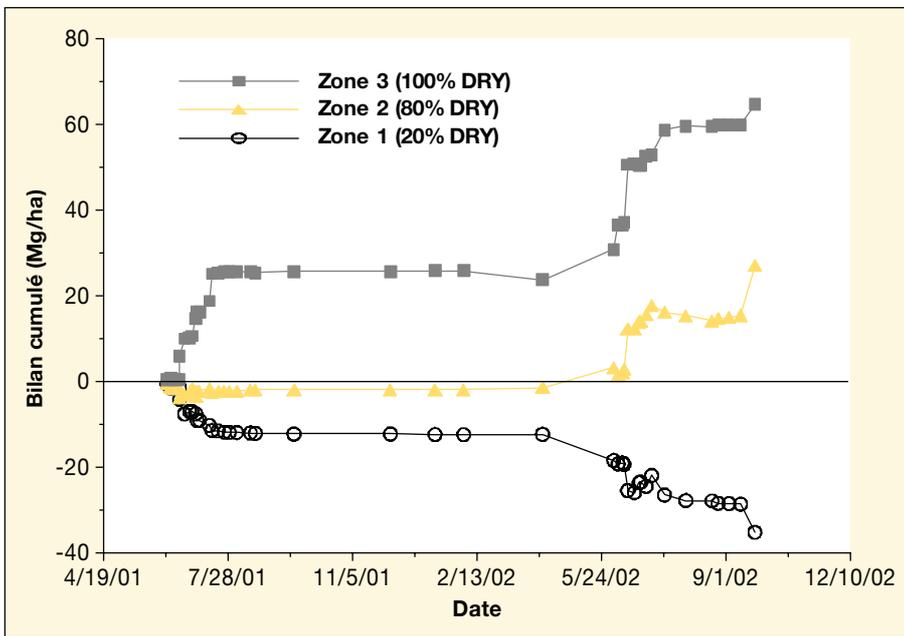


Figure 4. Bilan cumulé de l'érosion éolienne (Mg/ha) sur les deux années de mesure pour les trois zones définies par l'organisation de leurs états de surface.

aux champs, en particulier du fait de la présence de la végétation pérenne et annuelle. Au Niger, les zones sources de sédiments transportés par le vent sont clairement les champs cultivés [12]. Dans cette étude, l'érosion éolienne se produit sur des surfaces naturelles complexes où plusieurs types d'état de surface sont représentés (figure 1). C'est pourquoi, nous avons cherché à identifier plus précisément l'ori-

gine des sédiments mobilisés à partir des mesures effectuées sur le transect de BSNE.

Bilan des sédiments éoliens sur le transect en fonction des types d'état de surface

Le transect de BSNE traverse les zones 1 et 2 (figure 1) du bassin-versant et recoupe donc les principaux types d'état de surface

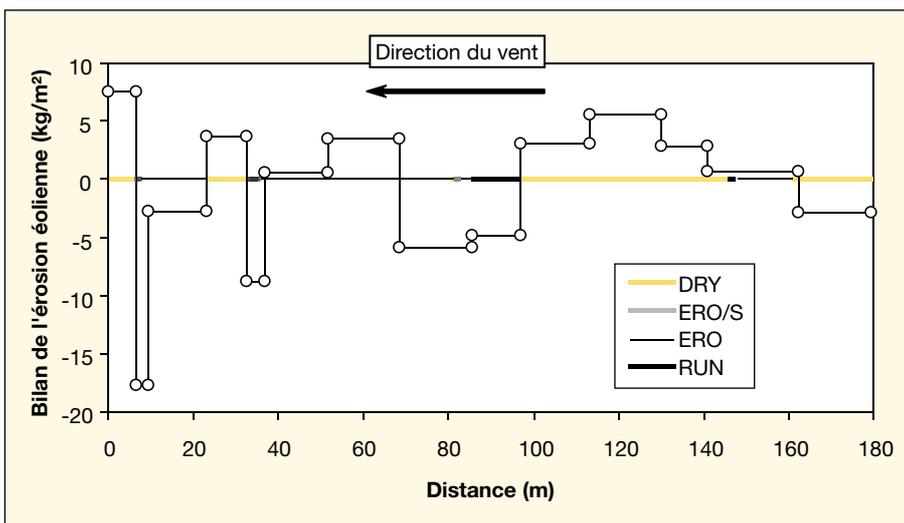


Figure 5. Bilan de l'érosion éolienne sur le transect calculé pour les cinq événements de direction est-ouest (parallèle à l'orientation du transect) en fonction de la distance à la bordure ouest du bassin-versant.

Les différents types d'états de surface (voir le texte pour leur description) sont indiqués sur l'axe des abscisses. Le transect traverse la zone 1 de 0 à 100 m et la zone 2 de 100 à 180 m (Fig. 1).

rencontrés. Seuls cinq événements érosifs ont respecté les critères de direction nécessaires pour calculer les bilans sur le transect. Mais deux de ces événements étaient les plus intenses de l'année 2001. La figure 5 représente la somme des bilans obtenus pour ces cinq événements le long du transect et selon les types d'états de surface. Ces résultats montrent d'abord la très grande variabilité spatiale de l'érosion éolienne sur de très courtes distances, de l'ordre du mètre. Les bilans ne sont pas constants selon les types d'état de surfaces : l'érosion peut se produire sur les croûtes DRY des microdunes sableuses, et les dépôts peuvent se produire sur des croûtes ERO. Néanmoins, c'est bien sûr les grandes surfaces de croûtes DRY qu'il y a le plus de dépôts, ce qui confirme les mesures obtenues à plus large échelle sur la zone 3. La situation est plus complexe pour les zones 1 et 2. Les croûtes ERO y représentent la plus grande surface, mais le transect montre que l'érosion y est la plus forte sur les zones où les croûtes d'érosion sur sable (ERO/S) dominant (entre 30 et 37 m) ou sont présentes (entre 70 et 85 m). Les petites microdunes sableuses présentent une étroite association entre croûtes ERO/S et croûtes DRY. Si ces microdunes complètes, avec leurs deux types de croûtes, sont considérées (entre 0 et 9 m et entre 25 et 37 m), il apparaît que le bilan est négatif pour les deux ensembles recoupés par le transect. Ces petites unités seraient ainsi les principales zones érodées dans les surfaces aval du bassin-versant. Cela correspond bien au schéma proposé par Casenave et Valentin [17], pendant les périodes de sécheresse.

Les croûtes RUN seraient également des zones sources potentielles lorsqu'elles sont suffisamment étendues.

Finalement, le fait que des dépôts soient détectés sur les croûtes ERO par les mesures de flux alors que l'on n'observe pas de sable sur le terrain suggère que ces dépôts sont immédiatement mobilisés par l'érosion hydrique qui suit presque systématiquement les plus forts événements d'érosion éolienne lors des lignes de grains [6]. De la même façon, la sensibilité des surfaces de ruissellement (RUN) à l'érosion éolienne montre que l'érosion hydrique produit également des sédiments très facilement mobilisables par l'érosion éolienne.

Dynamique de l'érosion hydrique

La pluie annuelle cumulée a été de 325 mm en 2001 et 345 mm en 2002. Ces deux années montrent donc un déficit important par rapport à la moyenne annuelle (512 mm) calculée sur la période de 1925 à 1998. Ces pluies ont généré 16 crues en 2001 et 13 en 2002. Les épi-

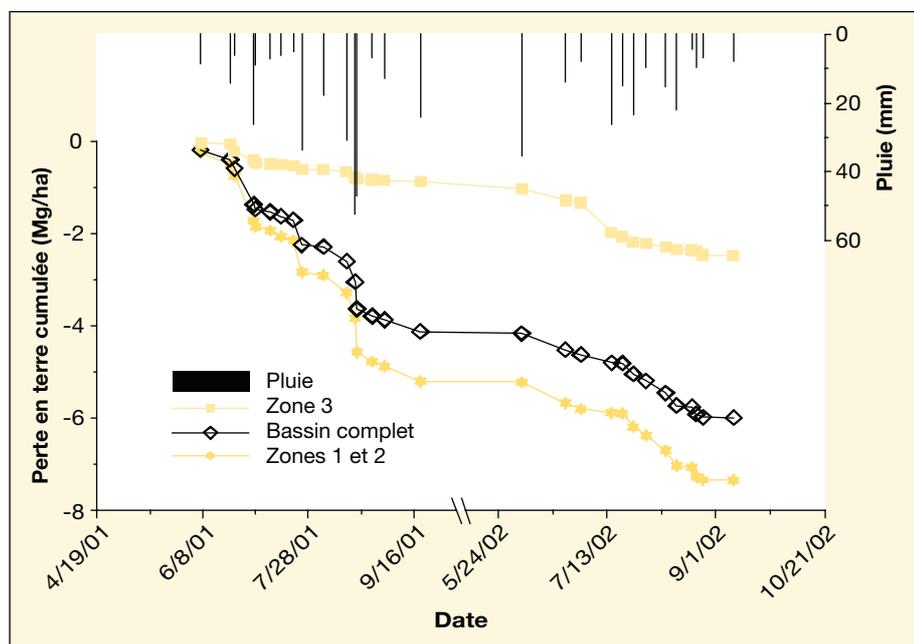


Figure 6. Pluies et pertes en terre par érosion hydrique cumulées pour les deux saisons de mesures (2001 et 2002) pour le bassin-versant principal, le sous-bassin amont (zone 3) et la partie aval du bassin-versant (zones 1 et 2).

sodes d'érosion hydrique sont donc plus de deux fois moins nombreux que ceux d'érosion éolienne. Bien que la quantité de pluie ait été légèrement plus faible en 2001, il y a eu plus d'événements intenses qu'en 2002 : seules deux événements ont dépassé 25 mm de pluie en 2002, alors qu'il y en a eu quatre en 2001 (figure 6). Pour le bassin-versant principal, les pertes en terre ont été deux fois plus fortes en 2001, mais l'inverse s'est produit pour le petit bassin-versant amont (zone 3 figures 1,6). À l'inverse de l'érosion éolienne qui se concentre en début de saison des pluies, l'érosion hydrique peut se produire pendant la totalité de la saison des pluies sans présenter, au cours de cette saison, de période où elle apparaît systématiquement plus intense.

De même que pour l'érosion éolienne, quelques événements très intenses peuvent produire la majorité des pertes en terre. Ainsi en 2001, les quatre pluies les plus

fortes (cumul > 25 mm) ont produit plus de 60 % de l'érosion hydrique (figure 6).

Érosion hydrique au sein des sous-bassins-versants

Les pertes en terre par érosion hydrique cumulées pour la période de mesures ont été estimées, respectivement, à 6,0, 2,5 et 7,3 Mg/ha pour l'ensemble du bassin-versant, le bassin-versant amont (zone 3) et la partie aval du bassin-versant (zones 1 et 2), (figure 6). Les pertes en terre sont donc clairement plus faibles dans la partie amont que dans la partie aval du bassin-versant. Ces résultats sont parfaitement en accord avec les observations de Karambiri et de Karambiri *et al.* [18, 19] sur la même zone d'étude, obtenues pour les saisons des pluies de 1998 à 2000. Cette différence de comportement entre l'amont et l'aval a été attribuée aux différents types d'état de surface qui recouvrent les bassins-versants : les croûtes DRY, qui ont un fort coefficient

d'infiltration et sur lesquelles pousse la végétation herbacée, occupent la presque totalité du bassin-versant amont. Elles favorisent donc l'infiltration aux dépens du ruissellement. À l'inverse, les zones aval sont dominées par les croûtes ERO, quasi imperméables [17], qui produisent un très fort ruissellement conduisant à une forte érosion hydrique.

La distribution granulométrique des sédiments exportés varie selon les bassins-versants. Sur le bassin amont (zone 3), les sédiments sont essentiellement du sable transporté par charriage de fond. À l'inverse, les zones aval (zones 1 et 2) produisent essentiellement des argiles et des limons transportés en suspension. Ces résultats montrent que les croûtes ERO argileuses sont très vraisemblablement la principale source de sédiments pour l'érosion hydrique. Cela confirme également les résultats obtenus par Karambiri et Karambiri *et al.* [18, 19].

Bilan global des érosions hydrique et éolienne

À l'échelle du bassin-versant, si l'on prend en compte à la fois l'érosion hydrique et l'érosion éolienne pour la totalité de la période de mesures, on obtient un bilan positif de 10,2 Mg/ha. Ce résultat masque, cependant, une très forte variabilité spatiale (dépôts éoliens intenses dans la zone amont, forte érosion hydrique comme éolienne dans la zone aval) ainsi qu'une variabilité temporelle interannuelle (tableau 1). Dans cette zone d'étude, l'érosion hydrique peut, localement, atteindre le même ordre de grandeur que l'érosion éolienne à l'inverse de ce qui a été observé dans les champs cultivés [6] où l'érosion éolienne domine très clairement.

Conclusion

Pour la première fois au Sahel, l'érosion éolienne et l'érosion hydrique ont été mesurées de façon couplée sur une même surface naturelle consacrée au pâturage. Les principales conclusions de cette étude sont les suivantes :

Tableau 1. Bilans cumulés (Mg/ha) de l'érosion hydrique, l'érosion éolienne et de l'érosion globale pour les différentes surfaces étudiées.

Érosion	Hydrique	Éolienne	Globale	Hydrique	Éolienne	Globale	Hydrique	Éolienne	Globale
	2001			2002			Cumul		
Totalité du bassin	-4,1	1,1	-3,0	-1,9	15,1	13,2	-6,0	16,2	10,2
Zone 3	-0,9	25,7	24,8	-1,6	39,0	37,4	-2,5	64,7	62,2
Zone 1 et 2	-5,2	-6,4	-11,6	-2,1	6,0	3,9	-7,3	-0,4	-7,7

– la dynamique annuelle de l'érosion éolienne pour les surfaces pâturées est sensiblement la même que pour les surfaces cultivées étudiées au Niger. Elle apparaît typique du Sahel, sous une pluviométrie de 300 à 500 mm ;

– l'érosion éolienne se produit selon une direction dominante, responsable de l'orientation et de la morphologie asymétrique des microdunes sableuses qui influencent le ruissellement et l'infiltration [20] ;

– les événements d'érosion éolienne sont plus nombreux que ceux d'érosion hydrique et, aux échelles les plus fines, plus intenses, déplaçant des quantités de sédiments très nettement plus importantes ;

– on observe une très forte variabilité temporelle et surtout spatiale à l'échelle locale, typique du Sahel, avec des zones de dépôt net correspondant à des larges surfaces de plusieurs dizaines de mètres, couvertes de croûtes DRY où se développe la végétation, et des zones d'érosion nette dominées par les sols nus à croûtes ERO où subsistent quelques buttes sableuses de petite taille ;

– cependant, à la différence de l'érosion hydrique, il n'y a pas une relation simple entre le type de croûte et sa sensibilité à l'érosion éolienne. La taille des unités morphologiques et leur organisation spatiale jouent aussi sur l'intensité de l'érosion. Ainsi, les plus petites microdunes sableuses entourées de sols nus, bien que couvertes de croûtes DRY, subissent manifestement une érosion nette. De même, la succession des croûtes dans l'espace joue certainement un rôle. Ainsi, la présence de sable libre au vent des croûtes ERO peut provoquer leur érosion par abrasion ;

– dans la partie aval du bassin-versant, les deux types d'érosion sont plus intenses, et chacun contribue à fournir des sédiments mobilisables par l'autre type d'érosion.

Ces différents résultats soulignent la difficulté d'estimer la dégradation des terres au Sahel qui dépend fondamentalement de l'échelle d'observation. Ils suggèrent un lien très fort, à l'échelle de quelques mètres, entre des zones sources de sédiments qui se dégradent et des zones puits où la végétation se développe en îlots de fertilité [21]. Finalement, ils démontrent l'importance de prendre en compte à la

fois l'érosion éolienne et l'érosion hydrique pour quantifier la dégradation des terres au Sahel. ■

Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien du département des ressources vivantes de l'Institut de recherche pour le développement (IRD) et a été financé par le Programme national sol et érosion (PNSE). Nous tenons à remercier l'Inera (Institut national de l'environnement et de recherche agricole, Burkina Faso) qui nous a permis l'accès au site de recherche de Katchari.

Références

1. Gavaud M. *Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional*. Travaux et documents de l'Orstom, 76. Paris : Orstom éditions, 1977.
2. Guengant JP, Banoïn M. *Dynamique des populations, disponibilités en terres et adaptation des régimes fonciers : le Burkina Faso, une étude de cas*. In : Drabo I, Ilboudo F, Tallet B, eds. Paris : Rome : CICRED; FAO, 2003.
3. Thiombiano L. *Étude de l'importance des facteurs édaphiques et pédopaysagiques dans le développement de la désertification en zone sahélienne du Burkina Faso*. Thèse d'État, université de Cocody, République de Côte d'Ivoire, 2000.
4. Biielders CL, Vrieling A, Rajot JL, Skidmore E. *On-farm evaluation of Field-scale Soil Losses by Wind Erosion under Traditional Management in the Sahel*. Proceedings of International Soil Erosion Symposium, ASAE, Honolulu 1-5 janvier 2001.
5. Collinet J, Valentin C. *Evaluation of factors influencing water erosion in West Africa using rainfall simulation*. - *Challenges in African hydrology and water resources*. IAHS Publication n° 144. Wallingford (Royaume-Uni) : IAHS-AISH, 1985.
6. Visser SM. *Modelling nutrient erosion by wind and water in northern Burkina Faso*. Tropical Resource Management Papers, no53. Wageningen (Pays-Bas) : Université Agronomique de Wageningen, 2004.
7. Ribolzi O, Auque L, Bariac T, et al. *Ecoulements hypodermiques et transferts de solutés dans les placages éoliens du Sahel : Etude par traçage isotopique et chimique sous pluies simulées*. *CR Acad Sci* 2000 ; 330 : 53-60.

8. Casenave A, Valentin C. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J Hydrol* 1992 ; 130 : 231-49.

9. Visser SM, Sterk G, Ribolzi O. Techniques for simultaneous quantification of wind and water erosion in semi-arid regions. *J Arid Environ* 2004 ; 59 : 699-717.

10. Léonard J, Rajot JL. Influence of termites on runoff and infiltration : quantification and analysis. *Geoderma* 2001 ; 104 : 17-40.

11. Biielders CL, Rajot JL, Amadou M. Transport of soil and nutrients by wind in bush fallow land and traditionally-managed cultivated fields in the Sahel. *Geoderma* 2002 ; 109 : 19-39.

12. Biielders CL, Rajot JL, Michels K. L'érosion éolienne dans le Sahel nigérien : influence des pratiques culturales actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse* 2004 ; 15 : 19-32.

13. Fryrear DW. A field dust sampler. *J Soil Water Conservat* 1986 ; 41 : 117-20.

14. Spaan W, Van den Abeele GD. Windborne particle measurements with acoustic sensors. *Soil Technol* 1991 ; 4 : 51-63.

15. Rajot JL. Wind blown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger. *Bull Soc Geol Fr* 2001 ; 172 : 523-31.

16. Rajot JL, Formenti P, Alfaro S, et al. AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP 0) at the Banizoumbou (Niger) supersite. *J Geophys Res* 2008 ; 113 (D00C14. doi:10.1029/2008JD009906).

17. Casenave A, Valentin C. *Les états de surface de la zone sahélienne – influence sur l'infiltration*. Paris : Edition Orstom, collection Didactiques, 1989.

18. Karambiri H. *Crue et érosion hydrique au Sahel : étude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso*. Thèse de doctorat, université Paris VI, 2003.

19. Karambiri H, Ribolzi O, Delhoume JP, Ducloux J, Coudrain-Ribstein A, Casenave A. Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrol Process* 2003 ; 17 : 1495-507.

20. Ribolzi O, Hermida M, Karambiri H, Delhoume JP, Thiombiano L. Effects of aeolian processes on water infiltration in sandy Sahelian rangeland in Burkina Faso. *CATENA* 2006 ; 67 : 145-54.

21. Wezel A, Rajot JL, Herbrig C. Influence of shrubs on soil characteristics and their function in Sahelian agro-ecosystems in semi-arid Niger. *J Arid Environ* 2000 ; 44 : 383-98.

Variabilité climatique et transport de matières en suspension sur le bassin de Mayo-Tsanaga (Extrême-Nord Cameroun)

Gaston Liéno¹
 Gil Mahé²
 Jean-Emmanuel Paturel²
 Eric Servat²
 Georges Emmanuel Ekodeck¹
 Félix Tchoua¹

¹ Département des sciences de la terre
 Université de Yaoundé-I
 BP 812
 Yaoundé
 Cameroun
 <liengast@yahoo.fr>
 <gekodeck@yahoo.fr>
 <ftchoua@uycdc.uninet.cm>
² IRD
 UMR hydrosociences Montpellier
 BP 64 501
 34394 Montpellier cedex 05
 France
 <gil.mahe@msem.univ-montp2.fr>
 <jean-emmanuel.paturel@msem.univ-montp2.fr>
 <eric.servat@msem.univ-montp2.fr>

Résumé

Compte tenu des connaissances acquises sur la variabilité des pluies et des écoulements en Afrique, il est intéressant d'étudier leur répercussion sur la qualité des transports de matières, notamment les matières en suspension (MES). Pour la plupart des cours d'eau, cette analyse se heurte à la disponibilité et à la longueur des séries de données sur les MES ; d'autant plus que des mesures systématiques en continu des exportations de matières nécessitent de longues et pénibles opérations de terrain et de laboratoire. Toutefois, à l'Extrême-Nord Cameroun, le petit bassin du Mayo-Tsanaga, d'une superficie de 1 535 km², a bénéficié de programmes de recherche successifs qui ont permis de suivre ce bassin à différentes périodes et de disposer maintenant de quatre séquences de données sur les MES (1968-1969, 1973, 1985-1986 et 2002-2004). L'analyse des écoulements montre que les débits sont passés d'une moyenne de 8,7 m³/s, à la fin des années 1960, à 3,6 m³/s au début de la décennie 2000, soit une diminution supérieure à 50 %. Dans le même temps, les valeurs des concentrations moyennes de MES ont varié dans le sens inverse, passant de 1 088 à 2 100 mg/L, avec un maximum de 3 027 mg/L observé en 2003. Cependant, les flux de matières ne suivent pas la tendance des concentrations et restent globalement constants, combinaison de concentrations élevées avec des débits faibles. Ces analyses renseignent dans le contexte actuel de sécheresse, sur la dégradation importante du milieu, avec des répercussions sur les transports de MES. L'augmentation des concentrations indique une mise à disposition sur les versants de quantités plus élevées de MES. Mais les quantités de MES transportées restent à peu près les mêmes que celles d'avant la sécheresse, du fait de la faiblesse des écoulements.

Mots clés : hydrologie, matières en suspension, Nord-Cameroun, variabilité climatique.

Abstract

Climatic variability and transport of suspended matter in the Mayo-Tsanaga basin (Extreme-North Cameroon)

Considering the knowledge acquired on the variability of rainfall and stream flow in Africa, it is interesting to study their impact on the quality of the transport of materials, notably that of suspended matter. For most streams, this analysis depends on the availability and the presence of a long and systematic series of data on suspended matter. However, such systematic and continuous measurements require long and tedious field and laboratory measurements. The small Mayo-Tsanaga basin in the Extreme-North Cameroon, with a surface area of 1,535 km², have benefited from successive research programmes which have enabled the basin to be followed at different periods providing four series of data on suspended matter (1968-1969, 1973,

1985-1986 et 2002-2004). Analysis of river flow has shown that the discharges have decreased from above an average of 8.7 m³/s at the end of the year 1960 to 3.6 m³/s at the beginning of 2000, a drop of more than 50%. At the same time, the average value for the concentration of suspended matter has changed in the reverse order, passing from 1,088 to 2,100 mg/L, with a minimum of 3,027 mg/L observed in 1983. However, the flux of material does not follow the trend of concentration but rather remains constant globally, combining high concentrations with low flows. This finding gives information on the actual context of desertification, on the degradation of the environment and the impacts on the transport of suspended matter. The increase in concentration indicates the availability of large volumes of suspended matter in the basin. However, the quantity of suspended matter transported remains almost the same when compared with that before desertification due to the low flow rates.

Key words: climatic variability, hydrology, North Cameroon, suspended matter.

Les premières mesures des matières en suspension (MES) au Cameroun se sont appuyées sur des stations agromiques installées dans le cadre de programmes de conservation de l'eau et des sols à l'échelle des parcelles et, plus tard, sur quelques petits bassins expérimentaux. Par la suite, à la faveur du développement des réseaux de mesures des débits liquides dans les fleuves et rivières, se sont développés des programmes de recherche plus importants, visant la compréhension des processus érosifs et des bilans des matières (solides et dissoutes) transportées à l'échelle des grands bassins fluviaux. Mais ces mesures des transports solides en suspension se limitent trop souvent à la durée du programme qui les a engendrées, alors que de telles études nécessiteraient un suivi long de mesures dont la fréquence, globalement, croît inversement avec la superficie du bassin étudié.

Les travaux menés au cours de la décennie 2000 sur le bassin tropical sec du Mayo-Tsanaga à l'Extrême-Nord Cameroun [1-3] permettent de compléter les travaux effectués antérieurement [4-6]. L'ensemble permet, par comparaison, de constater que les MES (concentrations et flux) ont augmenté, alors que les débits qui les ont véhiculés ont diminué concomitamment à la sécheresse pluviométrique. Cela peut susciter des réflexions sur l'évolution des sols des versants, sources de ces matières depuis le début de la sécheresse.

État des connaissances sur les transports en matière au Cameroun

Les premiers travaux ont concerné la partie nord du Cameroun en 1955-1956. Ceux-ci ont permis de dégager quelques tendances qualitatives du phénomène d'érosion. Vers la fin des années 1960, des hydrologues de l'Orstom (actuellement IRD) mettent au point une méthodologie appropriée à

l'étude des transports solides en suspension dans les contextes climatiques camerounais. Quelques campagnes de mesures sont alors effectuées, principalement sur les bassins-versants de la Sanaga et du Mbam (climat tropical de transition) et sur le bassin-versant du Mayo-Tsanaga (climat tropical sec). Les résultats ont fait l'objet de plusieurs publications [4, 5, 7-9]. Des mesures ultérieures ont été réalisées à l'occasion des projets de développement tels que les barrages hydroélectriques [10-12] ou le projet Grand-Yaéré [6]. Depuis, d'autres travaux ont été réalisés notamment en zone méridionale dans le cadre des programmes régionaux tels que Programme sur l'environnement de la géosphère inter-tropicale (Pegi) [13], Dylat (Dynamique des couvertures latéritiques) [14], Coopération africaine et malgache pour la promotion universitaire et scientifique (Campus) et, actuellement, Observatoire régional de l'environnement (ORE). Les mesures débutées au début des années 2000 [2, 3] visent, entre autres, à étendre le réseau de mesures (figure 1) aux unités climatiques pour lesquelles les données n'étaient pas disponibles.

Même si l'ensemble de ces travaux a été réalisé de façon irrégulière, à différentes périodes, ils permettent d'analyser les régimes des transports de MES dans les fleuves et rivières du Cameroun, d'en établir des bilans et de mesurer l'impact de la variabilité climatique et des activités humaines sur les régimes hydrologiques et sur les transports solides dans les cours d'eau. Notre travail se focalisera sur le bassin du Mayo-Tsanaga.

Régime du Mayo-Tsanaga

Le Mayo-Tsanaga prend naissance dans le massif montagneux des Monts Mandara ; sa pente est alors forte, son cours est torrentiel avant de déboucher dans la plaine alluviale, peu après la station de Maroua, où son bassin n'est plus qu'une

bande de quelques kilomètres de large (figure 2). La pente devient plus faible, les méandres sont prononcés, et finalement les eaux du Mayo se répandent dans les plaines qui bordent le Logone.

La station de Bogo, où les données sur les MES sont disponibles sur plusieurs séquences temporelles successives, est située dans la plaine alluviale, avant que le réseau hydrographique ne rejoigne définitivement les basses zones inondées. Le bassin-versant, d'une superficie de 1 535 km², reçoit annuellement 800 à 900 mm de pluie. L'écoulement du Mayo-Tsanaga est permanent de juillet à octobre ; les crues moyennes présentent en général des débits maximums d'une centaine de mètres cubes par seconde, mais les importantes peuvent atteindre 300 m³/s. Le module annuel varie entre 5 et 7 m³/s, et le coefficient d'écoulement annuel varie entre 13 et 16 %.

Mesures des MES sur le bassin de Mayo-Tsanaga

Quatre stations contrôlant des sous-bassins-versants emboîtés ont fait l'objet d'études visant à quantifier les MES, ce sont, de l'amont vers l'aval : les stations de Mokolo, Minglia, Maroua et Bogo. La station de Bogo a été suivie, mais de façon intermittente au cours de quatre programmes de recherche, entre 1968 et 2004, et nous disposons d'un total de huit années d'observations. Quant aux trois autres stations, les mesures récoltées ne sont que très sommaires.

Station de Mokolo (49 km²)

En 1975, l'étude de MES à la station de Mokolo avait pour cadre la conception d'un projet pour l'aménagement de la retenue d'adduction d'eau potable de la ville de Mokolo. Les mesures journalières ont duré toute la saison des pluies, entre juin et octobre.

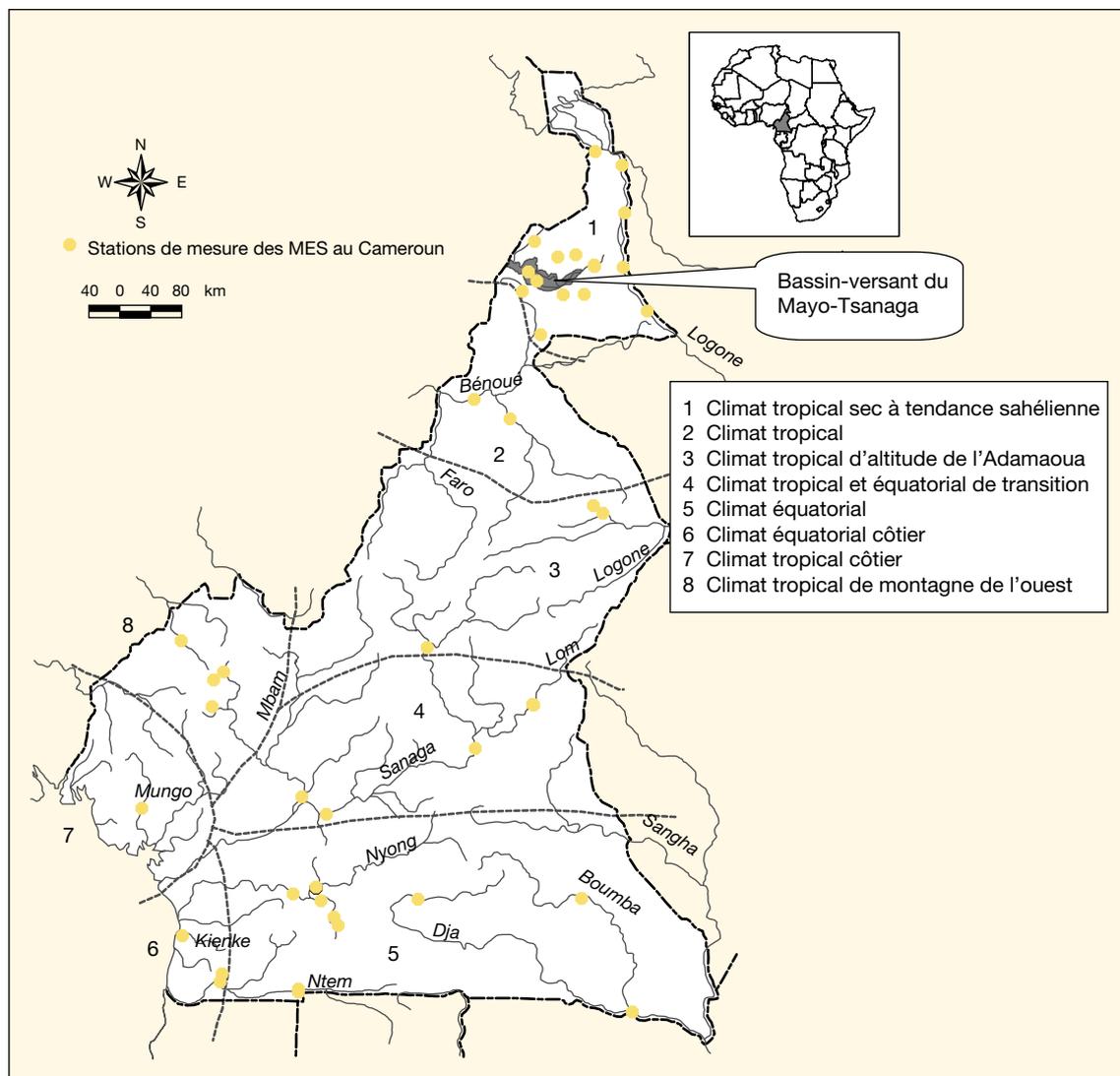


Figure 1. Stations de mesure des MES au Cameroun.

Station de Minglia (575 km²)

En 1977, dans le cadre de l'élaboration du projet d'aménagement de la plaine de Gazawa, la charge solide du Mayo-Tsanaga a été évaluée à la station de Minglia avant le passage du seuil montagneux. Les mesures journalières ont duré toute la saison des pluies, entre juin et octobre.

Stations de Maroua (845 km²)

Au cours des années 1968 et 1969, parallèlement à l'étude de MES à la station de Bogu, quelques mesures ont été effectuées à Maroua. Celles-ci ont été présentées dans la monographie du Mayo-Tsanaga [4].

Station de Bogu (1 535 km²)

Les MES ont été étudiées en 1968, 1969, 1973, 1985, 1986, 2002, 2003 et

2004. Les campagnes ont consisté en des mesures complètes comprenant des échantillons prélevés sur différentes verticales et à différentes profondeurs au cours de la saison des pluies :

- en 1968, entre le 05 juillet et le 18 octobre, 53 mesures complètes correspondant à 460 prélèvements ;
- en 1969, entre le 18 juin et le 06 octobre, 84 mesures complètes correspondant à 720 prélèvements ;
- en 1973, entre le 11 juillet et le 02 octobre, 114 mesures correspondant à 883 prélèvements (avec au moins trois prélèvements par crue, un à la montée, un au maximum et un à la décrue) ;
- en 1985 et 1986, les mesures étaient effectuées chaque jour. Le nombre d'échantillons n'est pas précisé ;
- entre 2002 et 2004, les échantillons sont prélevés chaque jour quand le niveau d'eau

ne varie pas considérablement. Lors des crues éclair, plusieurs prélèvements sont effectués en montée et en décrue. Entre 120 et 200 échantillons sont prélevés chaque année.

Variabilité de débits et des MES sur le bassin-versant de Mayo-Tsanaga

Le module annuel du Mayo-Tsanaga à la station de Bogu, depuis le début des observations en 1966, est de 6,6 m³/s, pour un total de 31 années observées. Les plus forts écoulements ont été enregistrés en 1994 et 1975, avec respectivement 14,7 et 13,2 m³/s, alors que 1984 représente l'année de plus faible hydraulité, avec

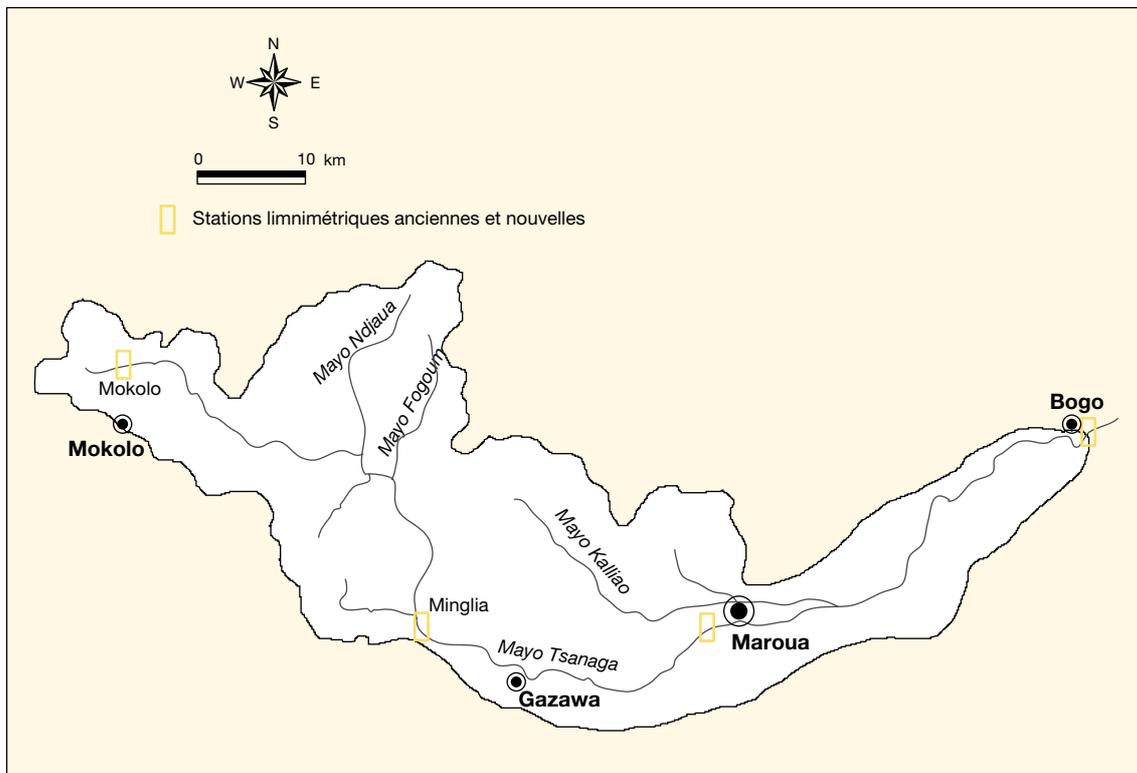


Figure 2. Bassin-versant du Mayo-Tsanaga à Bogo.

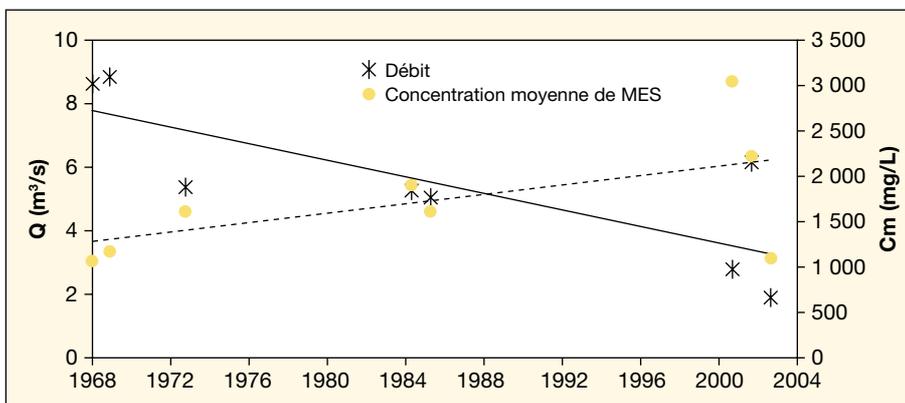


Figure 3. Évolution des moyennes annuelles des débits et des concentrations sur le bassin-versant du Mayo-Tsanaga à Bogo.

Tableau I. Résultats de huit années de mesures de matières en suspension (MES) sur le bassin-versant de Mayo-Tsanaga à Bogo.

	Débits (m ³ /s)	Écart par rapport à la moyenne (%)	Flux (× 10 ³ tonnes)	Concentration moyenne (mg/L)
1968	8,6	+30	293,2	1 038
1969	8,8	+33	328,9	1 138
1973	5,3	-20	271,3	1 590
1985	5,2	-21	320,5	1 876
1986	5	-24	250,4	1 595
2002	2,7	-59	257,7	3 027
2003	6,1	-8	425,5	2 212
2004	1,8	-73	60,7	1 070

un débit de 1,2 m³/s. Les écoulements sur ce bassin-versant sont donc marqués par une variabilité interannuelle caractéristique de la zone tropicale sèche à laquelle il appartient. En valeurs annuelles, les résultats des huit années de mesures de MES, entre 1968 et 2004, montrent que depuis 1973 les mesures sont réalisées au cours des années de faible hydraulicité (tableau 1). Les déficits sont très variables, compris entre 8 % en 2003 et 73 % en 2004.

Les concentrations moyennes annuelles de MES sont comparées aux modules annuels (figure 3). Les droites représentent les tendances de chaque série de données. En dépit des irrégularités interannuelles, les concentrations et les débits ont évolué de façon inverse. Les débits sont passés de 8 m³/s à la fin des années 1960 à 3 m³/s au début des années 2000, alors que les concentrations ont évolué de 1 050 mg/L, en 1968 et 1969, à pratiquement 2 500 mg/L entre 2002 et 2004.

Par ailleurs, les quantités de matières transportées (concentration × débit) annuellement ne suivent pas la tendance des concentrations (figure 4) ou des écoulements et restent globalement constantes. Parfois, les flux sont même supérieurs à ceux mesurés en période plus humide. Ainsi, lors des années 1986 (module égal à 5 m³/s) et 2002 (module égal à 2,7 m³/s, de moitié inférieur à celui de

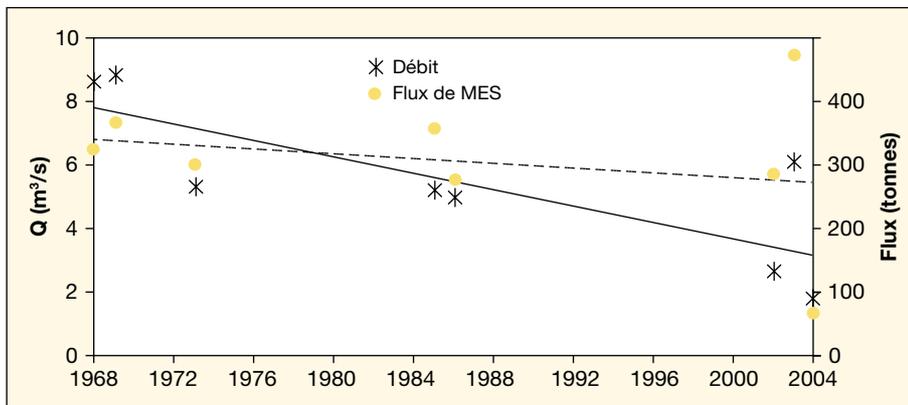


Figure 4. Évolution des débits et des flux de MES annuels sur le bassin-versant du Mayo-Tsanaga à Bogo.

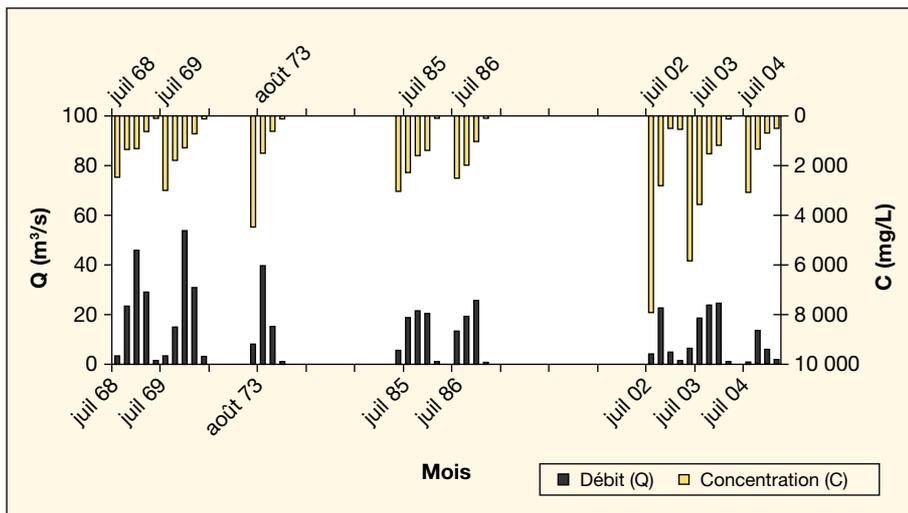


Figure 5. Évolution des débits et des concentrations moyennes mensuelles sur le bassin-versant de Mayo-Tsanaga à Bogo.

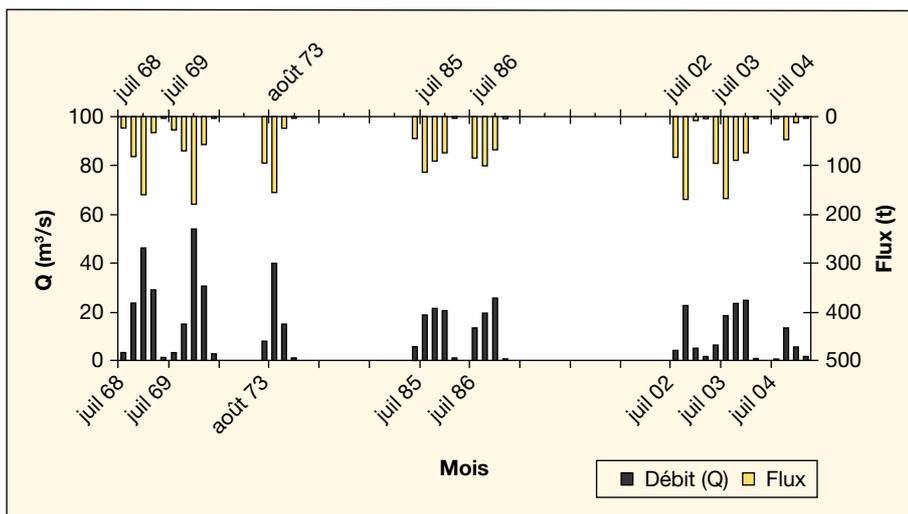


Figure 6. Évolution des débits et des flux de MES mensuels sur le bassin-versant du Mayo-Tsanaga à Bogo.

1986), la même quantité de MES (environ 250×10^3 tonnes) a été transportée par le fleuve. En 2003, le flux de MES a atteint 425×10^3 tonnes, alors qu'il n'était que de 300×10^3 tonnes en 1968 et 1969 pour des modules respectifs de 6,1 et $8 \text{ m}^3/\text{s}$.

Les tendances sont les mêmes pour les débits et les concentrations mensuelles. Il semble que les concentrations des mois de début de saison des pluies (juin ou juillet) aient augmenté de façon plus importante que les autres mois (figure 5). Cela rejoindrait les observations de Olivry *et al.* [9] à la même station, qui constataient pour la campagne 1973, année sèche, que les concentrations moyennes journalières de début de saison étaient beaucoup plus élevées qu'en 1968 et 1969, années humides. Toutefois, comme on a pu l'observer sur les valeurs annuelles, les quantités transportées mensuellement ont gardé les mêmes ordres de grandeurs (figure 6).

Discussions et conclusion

Depuis le début de la sécheresse, le régime de transport de matières, notamment en suspension, est modifié sur le bassin-versant du Mayo-Tsanaga sous climat tropical sec, à l'Extrême-Nord du Cameroun. Les concentrations ont augmenté considérablement, passant de 1 050 à 2 500 mg/L, alors que les débits ont diminué, parfois de 50 %, concomitamment à la sécheresse pluviométrique. Pourtant les quantités de matières transportées n'ont pas globalement changé du fait de la combinaison de concentrations plus élevées avec des débits plus faibles. Les mêmes observations sont réalisées sur les valeurs mensuelles mais de façon plus significative pour les mois de début de saison des pluies.

L'augmentation des concentrations indiquerait une mise à disposition sur les versants de quantités plus élevées de particules pulvérulentes, suite probablement à la réduction du couvert végétal naturel et à une pression anthropique accrue sur des sols devenus plus fragiles. Pour des modules annuels égaux, les quantités de MES transportées au cours des années récentes sont très élevées. À la fin des années 1960, le flux spécifique moyen de MES calculé sur le bassin-versant de Mayo-Tsanaga était de $210 \text{ t}/\text{km}^2$ par an [8, 5], pour un module moyen de $8 \text{ m}^3/\text{s}$. Compte tenu de l'augmentation constatée au cours des récentes années, et par extrapolation, il faudrait s'attendre à des flux spécifiques dépassant $400 \text{ t}/\text{km}^2$ par an pour le même débit. ■

Références

1. Liéno G, Mahé G, Olivry JC, *et al.* Régimes des flux de matières solides en suspension au Cameroun : revue et synthèse à l'échelle des principaux écosystèmes ; diversité climatique et actions anthropiques. *Hydrol Sci J Sci Hydrol* 2005 ; 50 : 111-23.
2. Liéno G, Mahé G, Servat E, *et al.* Transport de matières au Cameroun dans un contexte hydro-climatique déficitaire. In : Walling DE, Horwitz AJ, eds. *Sediment Budgets I*. Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil. IAHS Publ, no 29. Wallingford (Great Britain) : IAHS-AIHS. 2005.
3. Liéno G. *Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et le transport des matières en suspension de quelques bassins-versants représentatifs des unités climatiques au Cameroun*. Thèse de doctorat PhD, université de Yaoundé I, 2007.
4. Nouvelot JF. *Hydrologie des Mayos du Nord Cameroun : monographie de la Tsanaga. Rapport terminal*. Yaoundé (Cameroun) : Orstom, 1972 (215 p).
5. Olivry JC. Transports solides en suspension au Cameroun. *Cah Onarest* 1978 ; 1 : 47-60.
6. Naah E. *Hydrologie du Grand Yaéré du Nord Cameroun*. Thèse de doctorat ès-sciences, université de Yaoundé, Cameroun, 1990.
7. Nouvelot JF. Mesure et étude des transports solides en suspension au Cameroun. *Cah Orstom Hydrol* 1969 ; 6 : 43-85.
8. Nouvelot JF. Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d'eau du Cameroun de 1961 à 1971. *Cah Orstom Hydrol* 1972 ; 9 : 47-74.
9. Olivry JC, Hoorelbecke R, Andiga J. *Quelques mesures complémentaires de transports solides en suspension au Cameroun*. Yaoundé (Cameroun) : Orstom, 1974.
10. Boum JP, Sigha-Nkamdjou L, Ayissi G, Nwalal J. *Études hydrologiques du Ntem aux chutes de Menvé'ele. Rapport de synthèse, campagnes 1980/1983*. Yaoundé : DGRST/IRGM, 1983.
11. Tanyileke G. *Études hydrologiques de la Mentchum à Gulli. Rapport provisoire, multigr.* Yaoundé : IRGM, 1988.
12. Sigha Nkamdjou L, Sighomnou D, Nia P, *et al.* *Qualité de l'eau à certains sites du Lom, du Pangar et de la Sanaga. Rapport de synthèse*. Yaoundé : IRGM, 1998.
13. Sigha-Nkamdjou L. *Fonctionnement hydrochimique d'un écosystème forestier de l'Afrique centrale : La Ngoko à Moloundou (sud-est du Cameroun)*. Thèse de doctorat, université Paris-Sud (Orsay). Travaux et documents microfichés 111. Paris : Orstom, 1974.
14. Ndam Ngoupayou JR. *Bilans hydrogéochimiques sous forêt tropicale humide en Afrique : du bassin expérimental de Nsimi-Zoétéélé aux réseaux hydrographiques du Nyong et de la Sanaga au Sud Cameroun*. Thèse de doctorat, université Pierre-et-Marie-Curie, Paris-VI, France, 1997.

Les conséquences géomorphologiques de l'occupation du sol et des changements climatiques dans un bassin-versant rural sahélien

Ibrahim Bouzou Moussa¹
 Oumarou Faran Maiga²
 Jean-Marie Karimou Ambouta³
 Benoit Sarr⁵
 Luc Descroix⁶
 Mahaman Moustapha Adamou⁴

¹ Département de géographie
 Faculté des lettres et sciences humaines
 Université Abdou-Moumouni
 BP 418 Niamey
 Niger

² Département de géographie
 faculté des lettres et sciences humaines
 Université Abdou Moumouni de Niamey
 BP 418 Niamey
 Niger

<faranmaigaoumarou@yahoo.fr>
³ Département des sciences du sol
 Faculté d'agronomie Université Abdou
 Moumouni de Niamey
 BP 10960 Niamey
 Niger

<ambouta.karimou@yahoo.fr>
⁴ Département de génie rural, eaux et forêts
 Faculté d'agronomie Université Abdou
 Moumouni de Niamey
 BP 10960 Niamey
 Niger

<adamou@refer.ne>
⁵ Centre régional AGRHYMET
 BP 11011 Niamey
 Niger

<b.sarr@agrhyet.ne>
⁶ Laboratoire d'étude des transferts
 en hydrologie et environnement
 BP 53
 38041 Grenoble
 France
 <Luc.descroix@ird.fr>

Tirés à part : I. Bouzou Moussa

Résumé

Depuis 1994, le Kori Mountséka situé dans l'Adar Douchi au centre-sud du Niger est redevenu fonctionnel sur 70 km. Avant cette date, les écoulements étaient perturbés par des verrous constitués de dépôts de sable éolien et de cônes de déjection. Il se formait ainsi des mares, particulièrement dans la partie amont, alors que, dans la partie médiane et aval, le lit servait comme champ de culture de mil. Les observations directes sur le terrain ont permis de mettre en évidence que ce bassin-versant est soumis à une dynamique hydroérosive intense liée à l'érodibilité des sols et à la faiblesse du couvert végétal. Le traitement des données pluviométriques relève l'importance des extrêmes pluvieux. Enfin, les cartes de répartition spatiale des processus d'érosion hydrique en relation avec l'occupation des sols en 1986 et en 2000 confirment cet état de fait.

Mots clés : changement climatique, érosion, géomorphologie, Niger.

Abstract

Geomorphological consequences of land use and climate change in a sahelian rural catchment basin

Since 1994, the Mountseka valley in the Adar Douchi area (south central Niger) has had 70 km of flowing water. Before this time, water flow was hindered by wind blown sand deposits and dejection cones. For this reason, particularly in its upstream section the valley had only ponds. The middle and downstream sections were used as fields for growing millet. Direct investigation has shown that this catchment basin is subject to an intensive process of water erosion due to the fragility of the soil and the weakness of ground vegetation. The processing of rainfall records shows the extent of rainfall extremes. Finally, maps showing the spatial layout of water erosion in relation to land occupation between 1986 and 2000 confirm our observations.

Key words: climate change, erosion, geomorphology, Niger.

Dans les milieux sahéliens et dans un contexte de très forte anthropisation, on assiste à une augmentation des écoulements sur les versants qui se traduit par :

- la modification des états de surface des sols ;

- le ravinement ;
- l'élargissement, voire l'approfondissement et l'ensablement des cours d'eau.

De nombreuses études [1-8] lient cette dynamique aux changements d'usages des sols. Cependant, elles ne font pas toujours cas des changements climatiques, et,

notamment, d'une éventuelle amélioration de la pluviométrie dans l'augmentation des écoulements.

L'objectif de la présente étude est de comprendre la dynamique hydroérosive actuelle du kori¹ Mountséka, de vérifier si l'amélioration de la pluviométrie observée depuis quelques années au Niger favorise les écoulements saisonniers dans un bassin-versant très anthropisé. En effet, le kori Mountséka situé dans le département de Birnin Konni au centre-sud du Niger se caractérise, depuis 1994, par un écoulement saisonnier sur 70 km. Avant cette date, les écoulements alimentaient seulement des mares situées en amont. En d'autres termes, les questions sont les suivantes :

– quelles sont les causes d'un tel phénomène ? Une amélioration de la pluviométrie dans un contexte de forte anthropisation ? Une augmentation des événements extrêmes ?

– un processus de fin de l'endoréisme d'un bassin-versant sahélien ? ou une simple coalescence des mares ?

– quelles seront les conséquences hydrogéomorphologiques ?

Après la présentation de la démarche et du milieu d'étude, cet article traite des résultats à travers la dynamique hydroérosive actuelle en relation avec l'occupation du sol, l'analyse de la pluviométrie de la station météorologique de Birnin Konni et, enfin, ouvre une brève discussion.

Matériel et méthode

En 2006 et 2007, nous avons effectué deux missions par année afin de caractériser le bassin-versant du kori. Pour ce faire, nous avons choisi plusieurs transects qui nous ont permis de faire cette caractérisation et de ressortir ainsi l'état actuel de la dynamique hydroérosive. Un GPS, un mètre ruban ainsi que des témoins naturels comme les arbres ont servi pour les mesures. Sur chaque transect et par unité morphopédologique ont été décrites la forme, la géologie, les formations superficielles et leurs organisations pelliculaires superficielles, l'occupation du sol et la dynamique érosive. Des ravines ont été identifiées et suivies en mesurant le recul de têtes.

Deux cartes de répartition des processus d'érosion hydrique, en relation avec l'occupation du sol en 1986 et en 2000, ont été réalisées à partir des images satellitales obtenues au Centre régional AGRHYMET de Niamey et traitées à l'aide des logiciels ERDAS et Arc View. Les images Landsat d'une résolution de

30 m ont été déjà traitées au Centre régional AGRHYMET. La clé d'interprétation est celle proposée pour la nomenclature d'occupation du sol du Niger. La vérification a été faite le long des transects étudiés. Les surfaces sujettes à des processus d'érosion dominants ont été digitalisées, et à chacune d'elles ont été affectés des symboles correspondant au type d'occupation du sol.

La collecte des données pluviométriques journalières et annuelles de la station de Birnin Konni a été effectuée auprès de la direction de la météorologie nationale du Niger (DMN). La période d'étude 1961-2006 ne présente aucune lacune. Le logiciel Instat+ version 3.030, logiciel d'analyse statistique de données agroclimatologiques et modèle de simulation agrométéorologique, mis au point par le *Statistical Services Centre* de l'université de Reading au Royaume-Uni, a servi pour déterminer les pluies journalières extrêmes annuelles. Ces données ainsi que les cumuls annuels ont été exportés sur Excel pour l'établissement des graphiques. L'analyse pluviométrique a été basée sur l'étude des cumuls annuels, de la moyenne mobile au pas de temps de cinq ans, de l'indice d'anomalie pluviométrique de Lamb, qui est la différence entre la pluviométrie annuelle et la pluviométrie moyenne divisée par l'écart-type de la série analysée (1961-2006) [16]. Cet indice nous a permis de mieux cerner, sur la série étudiée, les périodes sèches et humides. L'analyse des pluies maximales journalières a été effectuée à l'aide du logiciel SAFARHY 3.1-06/96 (Statistiques et analyse fréquentielle adaptées à l'évaluation du risque en hydrologie). Après la saisie des données et en fonction de leurs caractéristiques, le logiciel conseille les lois à retenir pour le traitement. Les pluies extrêmes étant en général distribuées selon la loi de Gumbel, nous avons utilisé la méthode du maximum de vraisemblance dans un intervalle de confiance à 95 %. Les temps de retour des pluies extrêmes de 1990 à 1994 et de l'année 2006 (années ayant enregistré les plus forts extrêmes) ont été déterminés. La lecture se fait de manière directe à partir d'une table de quantiles de probabilités et de temps de retour obtenu après le traitement des données. Pour une pluie maximale journalière correspond un quantile et, à défaut, on la situe entre deux quantiles en privilégiant le quantile inférieur en considérant la probabilité de non-dépassement.

Milieu d'étude

Le kori Mountséka est situé au centre-sud du Niger dans l'Adar (*figure 1*). Son

bassin-versant est un sous-bassin-versant du Dallol Maouri, lui-même affluent du fleuve Niger. Sa plus grande partie se trouve en territoire nigérien dans les régions de Tahoua (département de Birnin Konni) et de Dosso (département de Doukchi). Une autre partie concerne le Nord Nigéria où le kori fait une boucle avant de retraverser le territoire nigérien pour se jeter dans le Dallol Maouri.

D'une superficie de 5 505 km², le bassin-versant présente une forme allongée et des pentes relativement faibles.

Dans ce bassin-versant affluent les grès ferrugineux peu résistants du continental terminal.

Les formes dégagées témoignent d'une paléomorphogénèse intense. Cette dynamique s'est traduite par la formation de dunes. On distingue quatre unités morphodynamiques (*figure 2*) :

– les sommets de plateaux et des buttes cuirassées situés à une altitude moyenne de 370 m au nord-est et 300 m à l'ouest, et leurs talus d'éboulis courts concaves à convexoconcaves profondément ravinés laissant affleurer les grès argileux altérés ;

– deux glacis rocheux anciens très courts, à surface cuirassée, taillés dans les grès argileux ; un glacis plus récent limono-sableux à sablolimoneux qui peut être étendu ou court ;

– les dunes orientées Est-Ouest qui fossilisent de grandes surfaces des sommets et de la vallée traduisent une phase sèche et expliquent l'endoréisme du réseau hydrographique. La fossilisation des lits des koris s'est faite progressivement par le mouvement des sables des versants ;

– le kori orienté NNE-SSO, à tracé sinueux avec des ombilics occupés par des mares et des verrous constitués par des cônes de déjection des ravines latérales, présente un lit à fond plat sableux, argilosableux ou limonoargileux.

Le climat est de type sahélien. Ainsi, sur la période 1961-2006, Birnin Konni, la plus ancienne et la plus proche station, a une pluviométrie moyenne annuelle de 494,9 mm.

L'agriculture et l'élevage, tous les deux de types extensifs, constituent les principales activités des populations. S'y développe aussi le commerce de bois à travers les marchés ruraux dans quelques villages. Du fait de la forte anthropisation de l'ensemble du bassin-versant, sur toutes les unités, la végétation climatique a disparu. Il ne subsiste que des ligneux bas de combretacées, avec un recouvrement très faible dans les champs, moyen dans les jachères et moyen à fort le long de certaines ravines et dans les dépressions fermées.

¹ Kori : cours d'eau à écoulements spasmodiques.

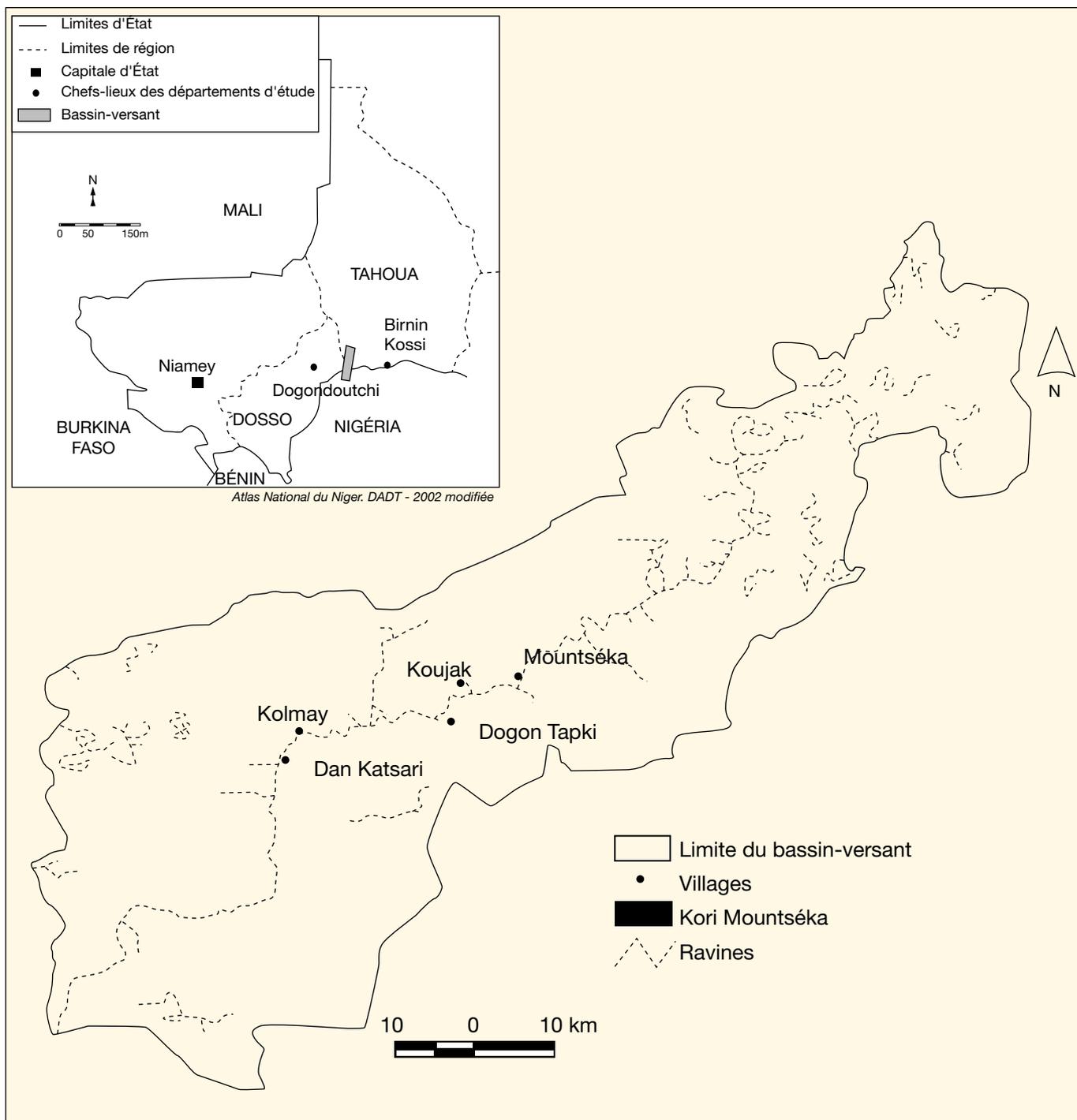


Figure 1. Localisation de la zone d'étude.

Résultats

Dynamique hydroérosive actuelle en relation avec celle de l'occupation du sol

La dynamique hydroérosive actuelle se caractérise par des retouches des formes héritées dont les plus actives sont le décapage et le ravinement. La carte de réparti-

tion des processus d'érosion hydrique en relation avec l'occupation du sol en 1986 et en 2000 (tableau 1 et figure 3) illustre bien l'augmentation des surfaces affectées par les différents types de ruissellement.

Ainsi, sur les sommets de plateaux et des buttes à brousse tigrée dégradée, le ruissellement est diffus et lent, d'où une faible érosion hydrique. En effet, sur ces sommets

affectés d'une pente voisine de 1 %, le ruissellement diffus décape peu. La prédominance des croûtes de décanation témoigne de ce type de ruissellement.

Sur les glacis indurés à brousse mouchetée à pente plus forte de 5 à 10 %, la mise en culture favorise la formation des surfaces de déflation à croûtes d'érosion (figure 4) qui occupent 50 à 60 % de ces unités. Il s'y développe ainsi un fort ruissellement

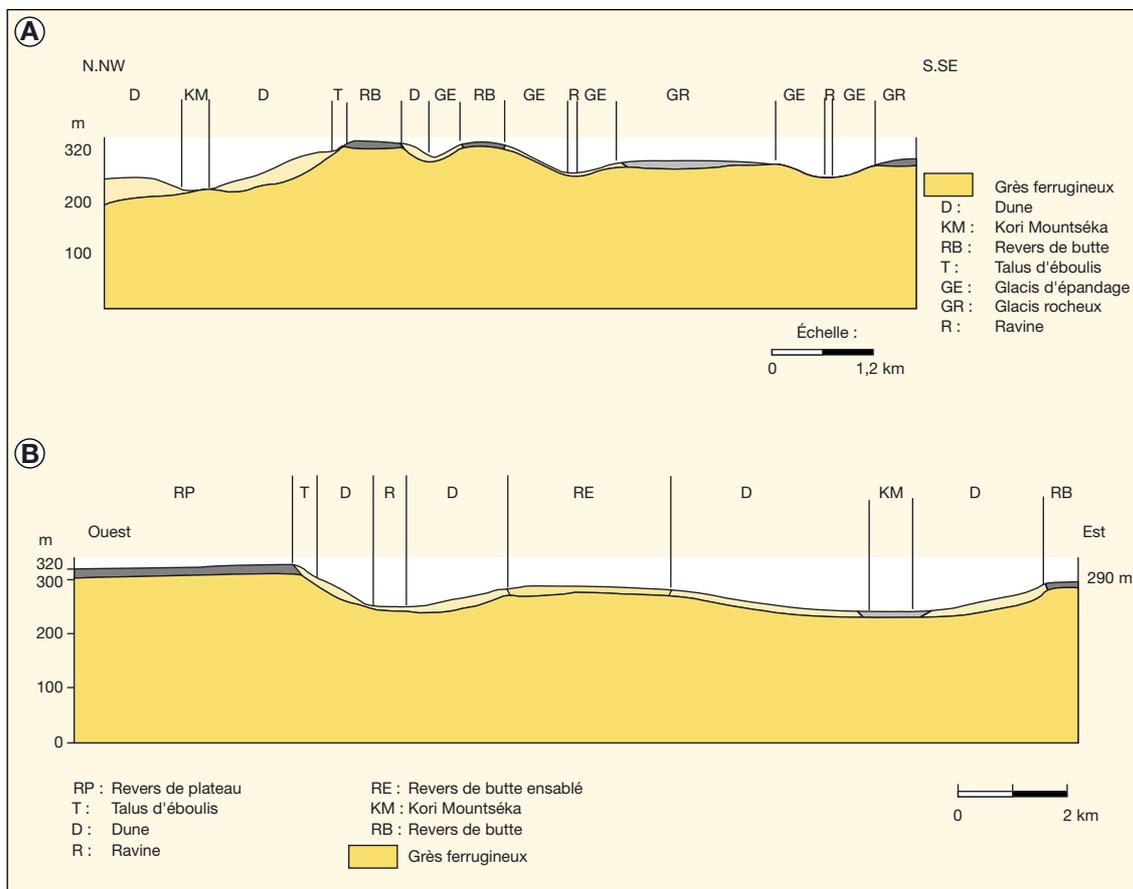


Figure 2. Profils transversaux de la vallée du kori Mountséka.
 A) secteur médian ; B) secteur aval. Kori : cours d'eau à écoulements spasmodiques.

diffus avec un décapage intense des micro-horizons superficiels donnant lieu à des micromarchés d'escaliers caractéristiques. La brousse mouchetée passe de 138 135,5 à 94 251,8 hectares en 15 ans, soit un taux de réduction annuel de 2,11 % ; quant aux zones de cultures pluviales, leur superficie évolue de 221 068,8 à 262 601,3 hectares, soit aussi un taux d'accroissement annuel de 1,25 %.

Les surfaces affectées par le ruissellement concentré, phénomène le plus remarquable, concernent les terrains à pentes sensibles à broussailles ou champs abandonnés : les talus des plateaux et des buttes, les glacis indurés et les bas-fonds des koris affluents. On observe là également

un changement notable : ces superficies ont varié de 111 341,10 à 113 575,55 ha, soit un taux d'accroissement de 2 %.

Cette période a été aussi marquée par le développement de ravines latérales (figure 3) qui forment des cônes de déjection à la confluence des koris. Sur ces terrains et particulièrement sur les glacis sableux, l'action du ruissellement concentré est spectaculaire. Les écoulements linéaires provoqués par de grosses averses creusent de nombreuses ravines qui, par érosion régressive, prolongent leur réseau vers l'amont en développant des ramifications de têtes de recul. Le recul de tête peut être important, à l'exemple de la ravine de Mountséka créée par une pluie en 2006,

et dont les têtes droite et gauche ont reculé respectivement, en 2007, de 22,4 et 11,5 m (figure 5). Par ailleurs, de nombreux bas-fonds affluents du kori Mountséka, naguère stables, sont aujourd'hui affectés par la reprise d'une intense érosion verticale. Les petits koris creusent leur fond à des mètres de profondeur et sapent de plusieurs mètres les berges sableuses généralement mises en culture. De la sorte, selon les témoignages oraux, beaucoup de paysans ont perdu leurs champs de bas-fonds. Les écoulements torrentiels charrient d'énormes matériaux solides qui sont déposés soit dans certaines mares localisées dans le lit du kori Mountséka (Aléla, Baizo, Koujak), soit répandus à la confluence sous forme de cônes de déjection.

Tableau I. Évolution des superficies affectées (en ha) par les types de processus d'érosion hydrique dans le bassin-versant du kori Mountséka en 1986 et en 2000.

	Ac	Rdl	Rdm	Rdf	Rc
1986	5 173,2	29 694,0	138 135,5	221 066,6	111 341,1
2000	4 321,8	inchangé	94 251,8	262 427,8	114 094,3

Ac : accumulation ; Rdl : ruissellement diffus lent ; Rdm : ruissellement diffus moyen ; Rdf : ruissellement diffus fort ; Rc : ruissellement concentré. Kori : cours d'eau à écoulements spasmodiques.

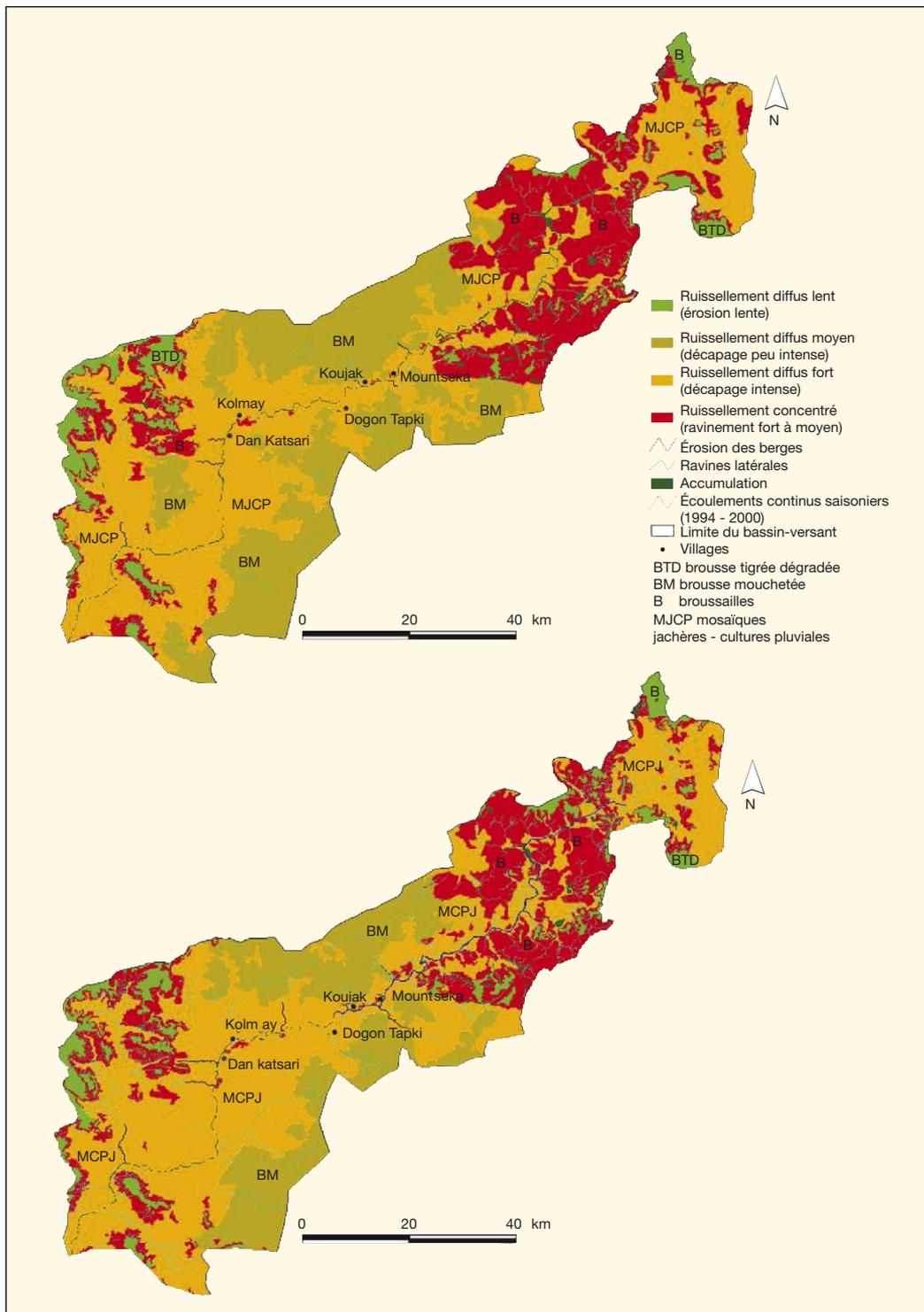


Figure 3. Répartition spatiale des processus d'érosion hydrique en relation avec l'occupation du sol dans le bassin-versant du kori Mountséka en 1986 et en 2000.

Kori : cours d'eau à écoulements spasmodiques.

Cette dynamique explique la reprise progressive de la fonctionnalité de ce kori : d'abord depuis 1994 de l'amont au niveau de Kwara jusqu'à Koujak, puis Dogon Tapki en 2005 et 2006 et Kolmay en 2007. Vers la fin du mois d'août, il se

forme désormais un long plan d'eau continu large et profond. À la fin de l'hiver, il s'interrompt par endroits par quelques seuils. L'eau y persiste dans de grandes mares jusqu'à la prochaine saison des pluies.

Analyse de la pluviométrie de la station de Birnin Konni

Les figures 6 et 7 montrent l'évolution de la pluviométrie à Birnin Konni de 1961 à 2006. Il ressort une variabilité interan-



Figure 4. Développement de surfaces de déflation et de ruissellement sur un glacis induré dans le secteur médian de la vallée du kori Mountséká.



Figure 5. Ravine latérale créée par une pluie en août 2006.

nuelle des précipitations, caractéristiques du climat sahélien. Ainsi, en considérant la moyenne sur cette période, 22 années sont déficitaires contre 24 années moyennes ou excédentaires. Les moyennes mobiles sur cinq ans et l'indice d'anomalie de Lamb [16] permettent de distinguer quatre périodes humides : 1961-1969, 1976-

1979, 1989-1999 et celle qui a débuté à partir de 2004 ; trois périodes franchement sèches : 1970-1975, 1980-1988 et 2000-2003. On constate que la longue période sèche de neuf ans, de 1980 à 1988, a fait place à une longue période humide de 11 ans, de 1989 à 1999, interrompue par une courte période sèche de

quatre ans, de 2000 à 2003. Si la période 1961-1969 a été plus régulière avec sept années consécutives humides, c'est la période 1989-1999 qui a connu le plus d'années excédentaires et des extrêmes journaliers plus importants. De 1986 à 1994, ont été enregistrés des extrêmes journaliers compris entre 51 et 109 mm. On observe également le même phénomène en 2006, année excédentaire avec un cumul de 775,9 mm et un extrême journalier de 121,7 mm. Le tableau 2 illustre le temps de retour de ces extrêmes journaliers. Ainsi, la pluie de 109 mm, tombée le 5 août 1994, a un temps de retour de 125 ans. Il est tombé cette année 733,1 mm, et les écoulements dans le kori principal ont atteint le village de Mountséká. Quant à la pluie de 121,7 mm tombée le 10 septembre 2006, son temps de retour est de 200 ans. L'amélioration de la pluviométrie ces dernières années ainsi que l'augmentation des extrêmes journaliers contribuent à l'accroissement des écoulements et de l'érosion ainsi qu'à la reprise de la fonctionnalité progressive du Kori. En effet, les surfaces de déflation à croûtes d'érosion qui se développent sur les glacis et les versants de dunes favorisent le ruissellement et l'érosion.

Discussion

Les images satellitales de 1986 et de 2000 ainsi que les investigations sur le terrain révèlent que le bassin de Mountséká a subi une profonde mutation de l'occupation du sol. Celle-ci s'est traduite par une extension des aires de cultures aux dépens du couvert végétal susceptible de protéger le sol contre l'érosion. Dans ce contexte de dénudation des unités hydromorphopédologiques, on assiste à une augmentation des écoulements tant sur les versants que dans les koris. De nombreuses études confirment le rôle des changements d'usage des sols sur le ruissellement et l'érosion [2-12]. Ailleurs, Tribak et Morel ont montré le rôle de l'occupation des sols sur le développement du ravinement [13].

Mais l'intérêt du développement de ce phénomène réside non seulement dans le rôle de la forte anthropisation observée dans les milieux soudanosaéliens depuis les années 1950 [14], et des extrêmes pluvieux que l'on enregistre en saison déficitaire comme en saison excédentaire [9], mais aussi dans le fait que ces extrêmes, ces dernières années, sont nettement plus marqués (figure 4). À cela, il faut ajouter le rôle très important que jouent les pluies maximales journalières en n jours consécutifs dans

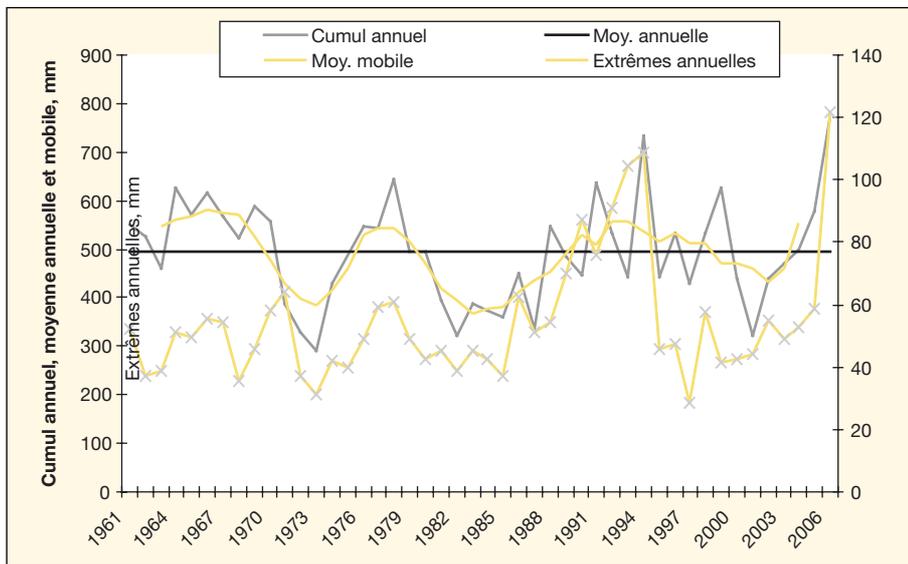


Figure 6. Évolution de la pluviométrie à Birnin Konni (1961-2006).

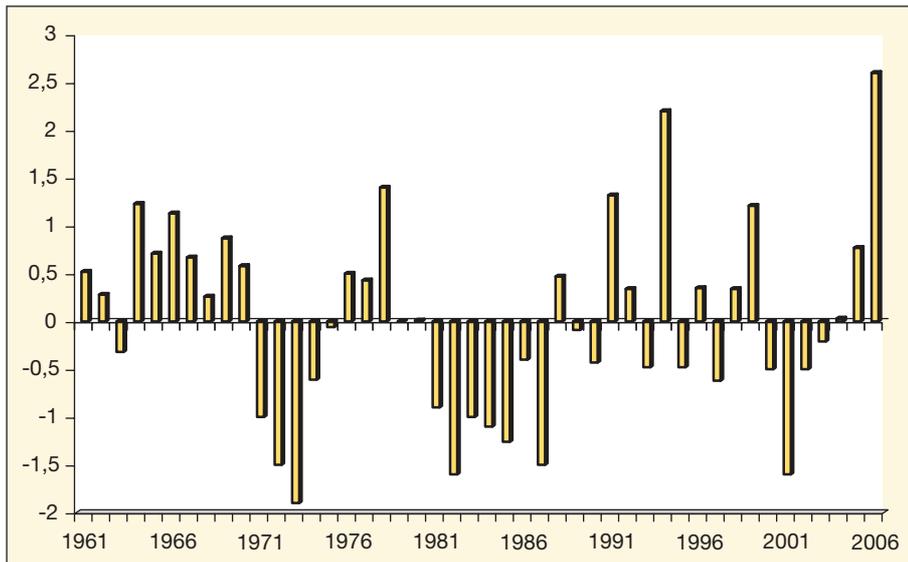


Figure 7. Évolution des précipitations à Birnin Konni de 1961 à 2006 exprimée en fonction de l'indice d'anomalie pluviométrique de Lamb (1982).

l'augmentation des ruissellements et de l'érosion [15]. Aussi, au vu de ces caractéristiques pluviométriques, ne peut-on pas

dire qu'on assiste à la fin de la « grande sécheresse » comme on a pu l'observer plus à l'est à Gouré [16] ? Auquel cas,

cette reprise de la fonctionnalité du kori Mountséka traduit-elle le début du processus de fin de l'endoréisme des bas-fonds sahéliens, ou est-ce une simple coalescence de mares ?

En effet, dans le même contexte de retour de pluviométries plus abondantes et de forte anthropisation, on observe le même phénomène dans d'autres régions du Niger, le cas du kori Mountséka n'étant pas isolé. Dans la région de Maradi située au centre-sud du Niger, depuis quelques années, le Goulbin Kaba coule en saison humide. Le Kori Ouallam, affluent du fleuve Niger qui prend sa source au Mali, a repris progressivement ses écoulements saisonniers depuis 1999 pour dépasser, en 2006, la ville de Ouallam située à 100 km au Nord de Niamey. La même année, un des affluents du Kori Ouallam, le kori Goubé situé à la périphérie de Niamey a aussi coulé tout le long de son cours. Les conséquences d'un tel phénomène sont d'ordres hydromorphologiques et socioéconomiques. Les écoulements deviennent plus importants sur des formations superficielles dénudées, avec comme corollaire une érosion de forte intensité des versants et l'ensablement du fleuve par les koris affluents, mais aussi, dans ces milieux endoréiques, la recharge de la nappe [17].

S'il est vrai que l'érosion décape les formations superficielles, un retour progressif à une pluviométrie normale suppose une bonne production céréalière sur les terres non dégradées et l'utilisation agrosylvo-pastorale des nombreux plans d'eau qui se forment. Les perceptions des populations de cette nouvelle dynamique divergent selon les villages. En amont, dans des villages comme Aléla, Baizo, la disparition des mares a entraîné une perte en terres de cultures de décrue. L'arboriculture s'est, en revanche, maintenue sur les surfaces inondables. En aval, les terres de bas-fonds ensablées qui, jusque-là, étaient utilisées comme champs de cultures pluviales de mil sont occupées aujourd'hui par les eaux. Il faut attendre leur retrait pour entreprendre des cultures maraîchères qui se sont développées ces dernières années,

Tableau II. Période de retour (en années) de quelques pluies maximales journalières à la station de Birnin Konni (Niger).

Date	Pluies maximales journalières (mm)	Quantiles (mm)	Probabilités	Période de retour	Intervalle de confiance à 95 %	
					Borne inférieure	Borne supérieure
15 mai 1990	87,2	83,88	0,9500	20	73,62	94,14
17 septembre 1991	75,8	74,84	0,9000	10	66,45	83,23
21 août 1992	91,1	83,88	0,9500	20	73,62	94,14
9 août 1993	104,4	104,35	0,9900	100	89,68	119,02
5 août 1994	109,0	107,16	0,9920	125	91,88	122,45
10 septembre 2006	121,7	113,08	0,9950	200	96,50	129,67

en plus de l'arboriculture. Enfin, l'aspect positif, unanimement reconnu par les populations des villages situés en aval, est l'accessibilité à l'eau. À titre d'illustration, les populations de Kan Guiwa disposent aujourd'hui de l'eau en permanence, alors qu'elles devaient aller la chercher à Dogon Tapki ou à Mountséka distants de 6 km. Tout le long de ce tronçon, la conduite des animaux aux puits ou à des plans d'eau n'est plus un calvaire.

Néanmoins, ces phénomènes s'observent dans des bassins-versants non aménagés. Que se passe-t-il dans les bassins-versants des koris comme ceux de l'Adar fortement aménagés qui se jettent tous dans le Dallol Maouri affluent du fleuve Niger ? Si une telle dynamique se maintenait, ne va-t-on pas assister à des écoulements avec des charges solides jusqu'au fleuve déjà menacé d'ensablement ? Toute situation qui interpelle les acteurs du développement rural pour le suivi de tel phénomène et la recherche de solution à la dynamique hydroérosive qui se crée. Cependant, dans ces milieux semi-arides où les processus hydriques et éoliens interagissent, il est aussi possible que l'eau et le vent qui entaillent des formations sableuses dénudées recréent des verrous par accumulation de sable qui favorisent la formation des mares. Verrous qui peuvent être disséqués à l'occasion d'événements pluvieux exceptionnels.

Conclusion

La présente étude met en évidence le rôle de l'occupation du sol et de l'amélioration de la pluviométrie, et des extrêmes pluvieux sur la dynamique hydroérosive intense observée ces dernières années sur un bassin-versant endoréique. Entre 1986 et 2000, l'augmentation des superficies cultivées s'est accompagnée de celle des processus de ruissellement diffus fort et concentré.

Cet accroissement des processus de ruissellement explique l'importance des écoulements saisonniers sur 70 km dans le kori de Mountséka et la reprise de l'érosion verticale particulièrement dans les petits koris affluents. Il est certain que le processus de

dénudation des sols va se poursuivre aussi longtemps que perdurera le système traditionnel de cultures extensives sans protection des sols. L'analyse de la pluviométrie montre une tendance à l'amélioration observée à partir des années 1990. Cela se traduit par des extrêmes pluvieux, comme ce fut le cas en 1994 où le phénomène a commencé à attirer l'attention. Cependant, rien n'autorise à affirmer que la reprise progressive de l'écoulement saisonnier dans le kori marque la fin de l'endoréisme. En effet, l'amélioration de la pluviométrie durant seulement deux décennies ne suffit pas pour mettre en évidence une tendance continue de la pluviosité. Toutefois, de par ses conséquences, une telle dynamique, si elle se maintenait, mérite d'être suivie. ■

Références

1. Desconnets JC. *Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (degré carré de Niamey, Niger)*. Thèse de doctorat, université de Montpellier, 1994.
2. Shinen T. Recent accelerated gully erosion and its effects in dry savanna, southwest of Niger. In : Hori N, ed. *Human response to drastic change of environments in Africa I*. Tokyo : Metropolitan University, 1999.
3. Saadou Y, Mahamadou M. *Impacts des pluies exceptionnelles sur l'environnement et les infrastructures socio-économiques ; cartographie des zones à risques et propositions d'aménagement : cas du secteur Lélihibéri-Ganguel sur la rive droite aux abords de Niamey*. Mémoire de maîtrise, département de géographie de la faculté des lettres et sciences humaines, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 2000.
4. Mamadou I. *Dégradation des bas-fonds et stratégies adaptatives paysannes : cas du las Madarounfa et son bassin d'alimentation d'alimentation (Région de Maradi)*. Mémoire de maîtrise, département de géographie de la faculté des lettres et sciences humaines, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 2001.
5. Mamadou I. *Érosion et ensablement dans les koris du Fakara-Degré carré de Niamey, Niger*. Mémoire de DEA, département de géographie de la faculté des lettres et sciences humaines, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 2005.
6. Moussa MS. *Genèse et morphodynamique actuelle des bas-fonds sahéliens : caractérisation du bas-fond Goubé dans le degré carré de Niamey*. Mémoire de maîtrise, département de géographie de la faculté des lettres et sciences humaines, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 2004.
7. Abba B. *Genèse et morphodynamique actuelle des bas-fonds sahéliens : caractérisation des bas-fonds de Birnin Lokoyo, Douchi et Sormo (Région de Dosso, Niger)*. Mémoire de maîtrise, département de géographie de la faculté des lettres et sciences humaines, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 2006.
8. Malam Abdou M. *Genèse et morphodynamique actuelle des bas-fonds sahéliens : étude comparative de quelques bas-fonds ruraux de socle et de bassin sédimentaire de l'ouest nigérien*. Mémoire de maîtrise, département de géographie de la faculté des lettres et sciences humaines, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 2006.
9. Faran MO. *La dynamique actuelle dans le Zarmaganda. Recherches géomorphologiques dans l'Ouest nigérien*. Thèse de Doctorat de 3^e cycle de géographie physique, université Cheikh Anta Diop (Sénégal), 2000.
10. Bouzou MI. *L'érosion dans la vallée de Keita. Contribution géomorphologique*. Thèse unique, université Joseph Fourier Grenoble I, 1988.
11. Bouzou MI. *Réponses géomorphologiques à la problématique de la conservation des eaux et des sols au Niger*. Rapport d'habilitation à diriger des recherches, université Joseph Fourier Grenoble I, 2000.
12. Bouzou MI. Impacts irréversibles sur l'environnement des pluies exceptionnelles au Niger. *Ann Univ Abdou Moumouni* 2006 ; VIII-B : 81-93.
13. Tribak A, Morel A. L'utilisation des terres et le ravinement dans les moyennes montagnes du préif oriental (Maroc). *Bull Res Erosion* 2004 ; 23 : 236-47.
14. Roose É. Problèmes posés par l'aménagement des terroirs en zone soudano-sahélienne d'Afrique Occidentale. In : *Aménagements hydro-agricoles et systèmes de production*. Documents Systèmes Agraires, no 6. Montpellier : Cirad, 1987.
15. Mietton M. *Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina. Contribution géomorphologique à l'échelle de l'érosion en zone tropicale de savane*. Thèse de doctorat d'État, université Grenoble I, 1988.
16. Ozer P, Bodart C, Tychon B. Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental : récentes modifications et impacts environnementaux. *CyberGeo: European Journal of Geography* 2005 ; 308 : 1-24.
17. Favreau G. *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel*. Thèse, université Paris XI, 2000.

Mares temporaires et risques sanitaires au Ferlo : contribution de la télédétection pour l'étude de la fièvre de la vallée du Rift entre août 2003 et janvier 2004

Jacques-André Ndione^{1,2}
 Jean-Pierre Lacaux^{3,4}
 Yves Tourre^{3,4}
 Cécile Vignolles^{3,4}
 Delphine Fontanaz^{3,4}
 Murielle Lafaye³

¹ Centre de suivi écologique (CSE)
 BP 15532
 Dakar-Fann
 Sénégal

² Laboratoire de physique de l'atmosphère
 et de l'océan Siméon-Fongang/ESP-UCAD
 ESP-UCAD
 BP 5085
 Dakar-Fann

³ Médias-France
 Centre national d'études spatiales (CNES)
 18, avenue Édouard-Belin
 BPI 2102
 31401 Toulouse cedex 04
 France

<murielle.lafaye@cnes.fr>

⁴ Bâtiment C
 1^{er} étage

10, rue Hermès
 31526 Ramonville Saint-Agne
 France

<jean-pierre.lacaux@medias.cnes.fr>

<yves.tourre@medias.cnes.fr>

<cecile.vignolles@medias.cnes.fr>

<delphine.fontanaz@medias.cnes.fr>

Résumé

Autour des mares qui servent de gîtes larvaires pour les vecteurs (*Aedes vexans* et *Culex poicilipes*) de la fièvre de la vallée du Rift (FVR), se crée un environnement variable où les moustiques peuvent prospérer et contribuer à sa diffusion et transmission dans le Ferlo. La petite taille et la distribution complexe des mares exigent l'utilisation d'images satellites à très haute résolution (SPOT-5, 10 m) pour suivre leur évolution spatio-temporelle. Deux nouveaux indices sont ainsi développés : l'Indice de différence normalisée des mares (NDPI) et l'Indice de différence normalisée de turbidité (NDTI). Les mares avec une superficie au moins égale à 0,5 ha sont prédominantes quelle que soit la période ; elles représentent 65 à 92 % de toutes les mares durant la saison des pluies. Il a été développé également des cartes à risque délimitant la zone potentiellement occupée par les moustiques (ZPOM). Elles sont élaborées sur la base de la capacité de déplacement des vecteurs de la FVR autour des mares (rayons d'actions entre ~500-600 m). Entre la saison sèche et la saison des pluies, l'étendue spatiale de la région à risque est comprise entre 1 et 25 % de la zone d'étude. Les indices et les produits opérationnels présentés constituent la première étape vers la mise en place d'un système sanitaire d'alerte précoce dans la prévision des risques d'émergence de la FVR.

Mots clés : eau de surface, fièvre de la vallée du Rift, télédétection, risque sanitaire, Sénégal.

Abstract

Water ponds and sanitary risk in the Ferlo area: Contribution of remote sensing in studying Rift Valley Fever between August 2003 and January 2004

The abundance of mosquitoes around ponds is essentially linked to the intra-seasonal variability of rainfall which can be modulated by a panoply of climate signals. Larvae sites for the *Aedes vexans* and *Culex poicilipes* can thus proliferate accordingly and contribute to the diffusion of RVF. The ponds' small sizes and their spatio-temporal variability are monitored by high res. SPOT-5 (10 m) imagery. Two new normalized indices have been developed, the NDPI and NDTI, which make it possible to detect small ponds and associated turbidity. Indeed small ponds, less than 0.5 ha in size, dominate at all times and represent 65 to 90% of all ponds during the rainy season. Based on the measured average flying ranges of mosquitoes (500 to 600 m), risks/hazards maps have been developed that give the spatial extent to which mosquitoes can be found: the Zone Potentially Occupied by Mosquitoes or ZPOM. Between the dry- and the rainy-seasons the maximum difference in ZPOM spatial extent can be as large as 25%. All of the above is meant to contribute to the implementation of health early warning systems (HEWS).

Key words: remote sensing, Rift valley fever, Senegal, surface water.

Tirés à part : J.-A. Ndione

Au cours des 30 dernières années, la fièvre de la vallée du Rift (FVR) a touché sporadiquement l'ensemble du continent africain, du sud du Sahara à Madagascar, en passant par l'Afrique australe et orientale. Au cours de l'année 2000, une nouvelle étape a été franchie avec le passage du virus d'Afrique en Asie [1]. La FVR est devenue aujourd'hui l'une des plus préoccupantes de la quarantaine d'arboviroses émergentes ou ré-émergentes susceptibles de toucher l'homme [2]. Pendant la saison des pluies, l'abondance de moustiques au Ferlo semble être liée à la variabilité intrasaisonnière de la pluviométrie, à la dynamique de la végétation et à la turbidité des mares temporaires dont la taille est relativement petite. Autour de celles-ci, se crée un environnement favorable où les moustiques peuvent prospérer et contribuer aux diffusions et transmission de la FVR dans le Ferlo. Dans cette région naturelle, les mares temporaires revêtent un intérêt particulier, et ce pour plusieurs raisons. D'abord, la mare est quasiment la seule source d'approvisionnement en eau entre juillet et février ; elle permet ainsi aux populations de disposer de l'eau de boisson, mais également d'abreuver le bétail. Ensuite et surtout, ce sont des gîtes larvaires, donc des zones de contact entre hôtes (bétail) et vecteurs (moustiques). Finalement, les mares représentent un endroit privilégié où pourraient se dérouler les mécanismes de transmission de la FVR. Pour mieux comprendre ces derniers, il est plus que nécessaire de saisir le fonctionnement des mares, et ce à plus d'un titre. Dans cet article, nous présentons une nouvelle démarche qui utilise l'imagerie satellitaire pour la détection des gîtes larvaires (mares), l'identification et la quantification du risque lié à la capacité de déplacement des vecteurs (données *in situ*). Nous proposons une cartographie des zones potentiellement occupées par les vecteurs.

Considérations sur la FVR

La FVR est une anthroponose due à un arbovirus de la famille des *Bunyaviridae*, genre *Phlebovirus*. Même si une large gamme d'animaux est susceptible de développer la maladie, les petits ruminants domestiques et les bovins y sont les plus sensibles [3]. Après une courte incubation (12 à 72 heures), la FVR entraîne une hépatite nécrosante et une mortalité rapide chez l'agneau (24 heures). Chez les animaux, le symptôme marquant est l'avortement, survenant en vague épidémique dans les populations naïves (non immunisées), ce qui constitue le signe d'appel de la FVR. Chez l'homme, après trois à six

jours d'incubation, le tableau clinique revêt des aspects variés, allant du syndrome grippal jusqu'à des formes sévères : entre 0,5 et 2 % des patients présentent des complications oculaires, et un peu moins de 1 % une atteinte méningée, voire une méningo-encéphalite, ou une fièvre hémorragique avec ictère [4]. L'épidémiologie de la FVR est rendue complexe par différents modes de transmission [2]. Sur un plan chronologique, on montre partout une alternance de brèves crises aiguës et de longues phases de silence épidémique, au cours desquelles le virus continue parfois à circuler à bas bruit. Malgré les nombreuses données accumulées au fil des années, des questions restent encore posées : l'existence d'un cycle enzootique de ce virus soulève la question de ses mécanismes de transmission et de maintien d'une année à l'autre ou sur plusieurs années [5].

Suite à l'épidémie de FVR en 1987 [6-8] survenue au Sénégal et en Mauritanie, un programme de surveillance active animale et entomologique a été mis en place dans plusieurs zones biogéographiques du Sénégal par l'institut Pasteur de Dakar. Ce programme de surveillance a également permis de mettre en évidence à plusieurs reprises la circulation du virus de la FVR [9-15].

Ainsi, différentes espèces de moustiques, appartenant notamment aux genres *Aedes* et *Culex* [6, 9, 10], ont été identifiées déjà comme vecteurs potentiels de la FVR. Ils n'ont pas le même rôle dans l'épidémiologie de la FVR : les *Aedes* sont impliqués dans l'initiation du cycle de la maladie, alors que c'est aux *Culex* que revient le rôle de l'amplification virale. Grâce à la transmission verticale et compte

tenu du fait que leurs œufs sont très résistants à la dessiccation, les *Aedes* contribuent au maintien du virus dans la nature. Même si ces vecteurs ne sont pas les mêmes qu'en Afrique de l'Est ou du Sud, ils ont le même type de gîte de ponte (mares et zones inondables) et les mêmes préférences trophiques [9]. Pour le Sénégal, un schéma probable de transmission a été calqué sur le modèle de l'Afrique de l'Est [9] mais les résultats récents montrent une nette différence entre les événements FVR survenus au Kenya [16] et ceux du Sénégal [2, 17, 18]. Ainsi, le schéma épidémiologique envisagé pour l'Afrique orientale n'a pas permis d'expliquer les événements de la FVR survenus au Sénégal [20].

Outils et méthode

Au Sénégal, depuis 1987, date à laquelle est survenue la première épidémie de la FVR dans la vallée du fleuve Sénégal, la situation épidémiologique reste préoccupante et une possible recrudescence de l'activité virale à tout moment n'est plus à exclure. La zone d'étude s'étend sur environ 3 600 km² autour du village de Barkédji, dans le Ferlo sénégalais (figure 1), Barkédji est situé dans les vallées fossiles du Ferlo et reste entouré par des bas-fonds (ramifications du Ferlo) qui collectent l'eau sous forme de mares temporaires dès le début de la saison des pluies. Mis à part les forages, ces mares demeurent les seules sources d'approvisionnement en eau entre juillet et février. Elles permettent ainsi aux populations de disposer de l'eau de boisson mais également d'abreuver le bétail (zébus de race Gobra ainsi que de petits ruminants, des

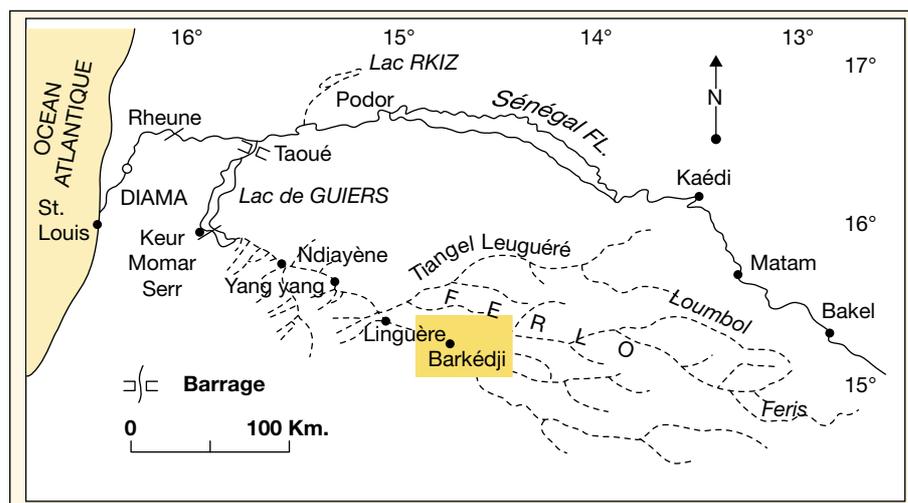


Figure 1. Localisation de la zone d'étude. Le petit carré jaune correspond à la zone d'étude ; adapté de Coly, 1996 [33].

ânes, des chevaux et quelques dromadaires). Du point de vue écogéographique, nous sommes dans la zone sylvopastorale, plus exactement dans la sous-zone du Ferlo sud sabloargileux. Le relief y est monotone : il est formé de dunes en partie aplaties ou stabilisées par la végétation. Avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 400 et 500 mm, son climat est de type sahélien avec deux saisons [21]. Les sols y sont de type isohumique bruns et brun rouge subarides peu évolués, d'apport éoliens, ferrugineux tropicaux non lessivés, minéraux bruts des dunes rouges où par endroits va affleurer la cuirasse. Sur les sols sableux, se développe un tapis de graminées annuelles (*Andropogon*, *Zornia*, *Cenchrus prieurii*, *Corchorus sp.* et *Cenchrus biflorus*). Le couvert végétal est fait de steppes arbustives (au nord) et arborées (au sud), et reste dominé par *Acacia radiana*, *Acacia senegal* et *Balanites aegyptiaca*, *Myrtragena inermis*, *Piliostigma reticulatum*, *Adansonia digitata*, *Diospyros mespiliformis*. À l'intérieur des mares, on note par endroits une forte présence de *Cenatothecca sesamoïdes* et de *Nymphaea lotus* durant la saison des pluies.

La petite taille et la distribution complexe des mares exigent l'utilisation d'images satellites à très haute résolution pour une détection adéquate. À cet effet, cinq images multispectrales SPOT-5 (10 m de résolution) sont utilisées pour suivre l'évolution spatio-temporelle détaillée des mares. Elles datent respectivement du 26 août 2003, du 17 et du 27 octobre 2003, du 18 novembre 2003 et enfin du 19 janvier 2004. De projection géographique plate carrée, elles sont composées de quatre canaux spectraux, à savoir le vert (XS1, 0,5-0,59 µm), le rouge (XS2, 0,61-0,68 µm), le proche infrarouge (PIR, XS3, 0,78-0,89 µm) et le moyen infrarouge (MIR, XS4, 1,58-1,75 µm). Les corrections radiométriques et géométriques ont été réalisées par © SPOT Image : les images ont fait l'objet d'un prétraitement de niveau 2A (www.spotimage.com.cn/spot5/ensavoirplus/eng/plus_niveau.html). En raison de la non-disponibilité de points d'appui au sol, le calage en relatif (image à image) a été choisi. À cet effet, la convolution cubique (ou interpolation bicubique) a été utilisée comme procédé de rééchantillonnage. Par rapport au calage, la précision de localisation est égale à 0,3 pixel, ce qui est tout à fait satisfaisant car inférieur à l'ordre du pixel (10 m*10 m).

Le travail de détection et de classification des mares s'est effectué grâce à deux nouveaux indices qui ont été développés comme suit [20] :

– l'indice de différence normalisée des mares (NDPI) dont l'expression mathématique s'écrit ainsi :

$$NDPI = \frac{MIR - Vert}{MIR + Vert}$$

Le NDPI utilise les canaux MIR et vert de l'image SPOT. Cet indice a un double intérêt : d'une part, il permet de faire ressortir tout ce qui est surface en eau et, d'autre part, il permet du même coup de différencier la végétation à l'intérieur des mares de celle située à l'extérieur [20, 22]. Afin de faire ressortir les mares sur les images résultant du calcul de l'indice des mares, on a procédé par seuillage : les mares et les sols sont ainsi mis en évidence ; mais un second seuillage sur le MIR est nécessaire pour éliminer les sols et ne laisser apparaître que les mares (figures 2 et 3) ;

– le NDTI quant à lui utilise les canaux rouge et vert de l'image SPOT, et il est destiné à évaluer le degré de turbidité des mares. Rappelons que les mares étudiées font l'objet d'une utilisation socio-économique particulière : abreuvement du bétail, lieu de lessive pour les femmes, etc. Généralement, après utilisation (abreuvement du bétail) et compte tenu des éléments en suspension, la turbidité des mares augmente ; ce qui par ailleurs affecte leur réflectance qui devient comparable à celui des sols nus [20, 22, 23]. Son expression mathématique s'écrit

ainsi :

$$NDTI = \frac{Rouge - Vert}{Rouge + Vert}$$

Enfin, nous avons déterminé la zone potentiellement occupée par les moustiques (ZPOM [20]). Le rayon d'action des moustiques vecteurs potentiels de la FVR autour des mares est respectivement de 550 m pour *Culex poicilipes* et 620 m, pour *Aedes vexans* [17]. Fort de ces résultats, il a été appliqué un *buffer* (zone tampon) moyen de 500 m autour des mares détectées pour délimiter la ZPOM [20, 22].

Résultats

Les petites mares (moins de 0,5 ha) sont prédominantes, quelle que soit la période : elles représentent entre 65 % (26 août) et 93 % (27 octobre) de toutes les mares identifiées durant la saison des pluies 2003 (figure 4 ; tableau 1). Le NDPI permet de simplifier la statistique des mares en fonction de leur surface et leurs évolutions durant la saison [22]. Du début de la saison des pluies jusqu'au 23 août 2003, Barkédji a enregistré 236,8 mm ; du 24 août au 11 septembre 2003, 64,9 mm s'ajoutent à ce total, le portant ainsi à 301,7 mm. Les mares dont la superficie est inférieure à 0,1 ha sont restées

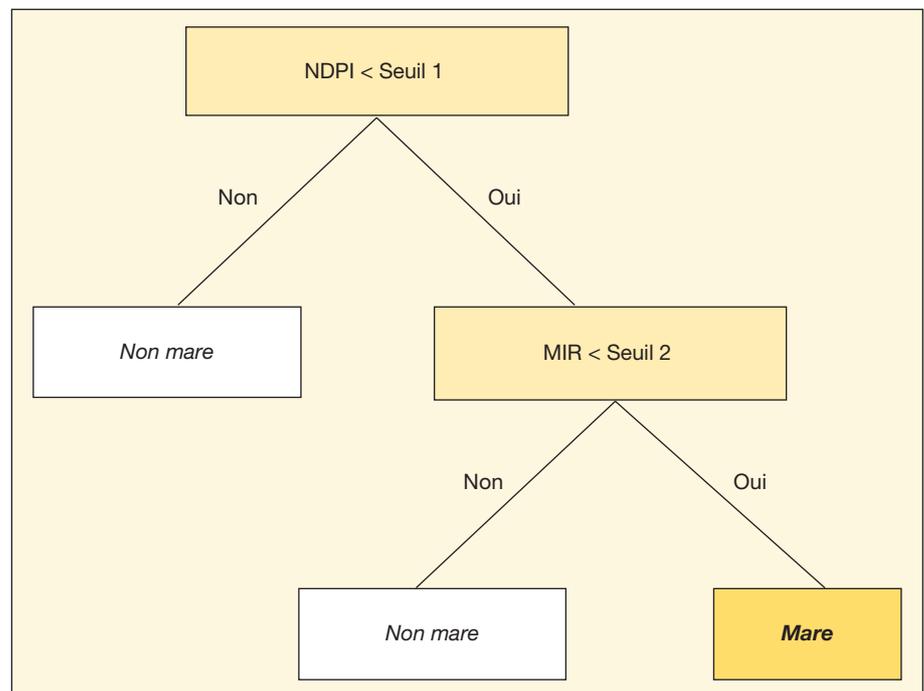


Figure 2. Détection des mares en utilisant simplement la classification hiérarchique par arbre décisionnel.

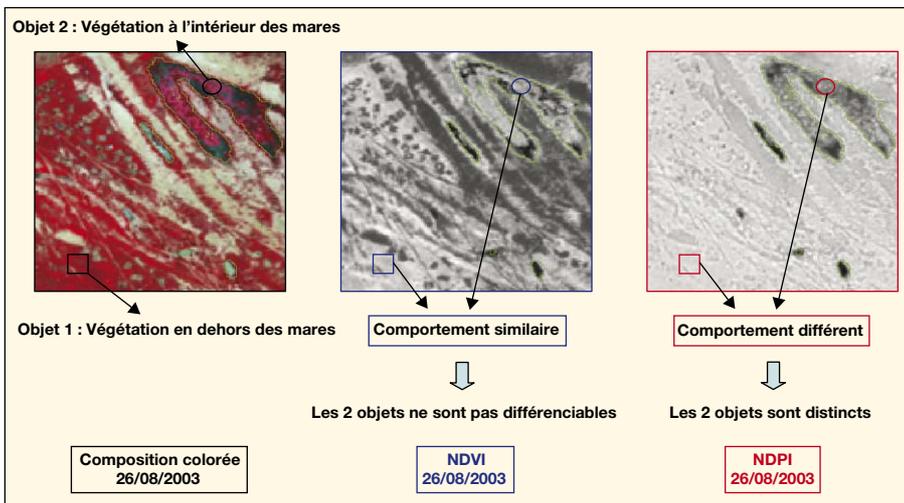


Figure 3. Pertinence de l'indice NDPI dans la détection des mares. Comparaison entre le NDVI et le NDPI.

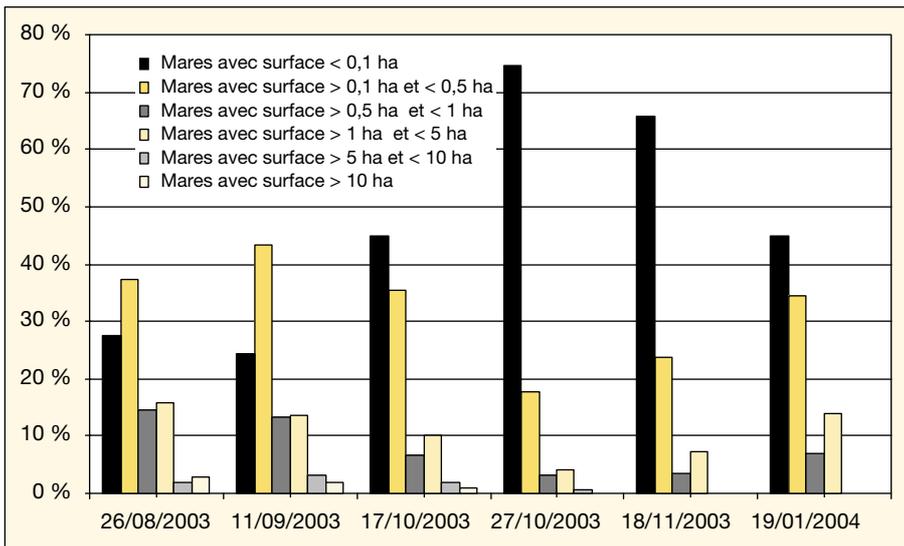


Figure 4. Distribution et évolution des mares du mois d'août 2003 à janvier 2004. Les superficies sont réparties en six classes.

Tableau I. Résumé des statistiques sur la répartition des mares et des précipitations entre le 26 août 2003 et le 19 janvier 2004. Pour les mois de novembre et de janvier, il n'y a pas eu d'apports pluviométriques.

	Nombre de mares (%)					
	26/08/2003	11/09/2003	17/10/2003	27/10/2003	18/11/2003	19/01/2004
Mares avec surface < 0,1 ha	373 (27,5)	172 (24,5)	139 (44,8)	542 (74,6)	155 (65,7)	13 (44,8)
Mares avec surface > 0,1 ha et < 0,5 ha	506 (37,4)	305 (43,4)	110 (35,5)	128 (17,6)	56 (23,7)	10 (34,5)
Mares avec surface > 0,5 ha et < 1 ha	195 (14,4)	94 (13,4)	21 (6,8)	22 (3,0)	8 (3,4)	2 (6,9)
Mares avec surface > 1 ha et < 5 ha	214 (15,8)	95 (13,5)	31 (10,0)	29 (4,0)	17 (7,2)	4 (13,8)
Mares avec surface > 5 ha et < 10 ha	27 (2,0)	22 (3,1)	6 (1,9)	5 (0,7)	0 (0,0)	0 (0,0)
Mares avec surface > 10 ha	39 (2,9)	14 (2,0)	3 (1,0)	1 (0,1)	0 (0,0)	0 (0,0)
Total	1354 (100,0)	702 (100)	310 (100)	727 (100)	236 (100)	29 (100)
Cumul pluviométrique (mm)	236,8	301,7	387,7	429,7		

dans des proportions assez modestes. Elles représentent respectivement 27,5 % (26 août) et 24,5 % (11 septembre). Visiblement, le cumul pluviométrique n'a pas permis de mettre en eau tous les points bas susceptibles de recueillir de l'eau ou encore, si ces derniers ont pu recueillir un peu d'eau, l'irrégularité des précipitations associée à l'infiltration et la demande évaporative élevée ont entraîné des pertes importantes. Tel ne sera plus le cas au 17 octobre, où le cumul pluviométrique tombé à Barkédji est porté à 387,7 mm dont 86,0 mm, entre le 11 septembre et le 17 octobre. Cela a augmenté de manière notable les mares inférieures à 0,1 ha qui représentent 44,8 % des surfaces en eau ; elles vont atteindre même 74,6 % au 27 octobre et se stabilisent à 65,7 % le 11 novembre. Enfin, entre le 17 et le 27 octobre, Barkédji n'a connu que 42,0 mm de précipitations. Au 19 janvier 2004, ces très petites mares (< 0,1 ha) représentaient tout de même 44,8 % des surfaces en eau (figure 4 ; tableau 1).

En plein cœur de la saison des pluies (26 août 2003, tableau 1), 1 354 mares (dont 506 avec une superficie comprise entre 0,1 et à 0,5 ha) ont été identifiées à l'intérieur de la zone d'étude ; ce qui équivaut à une superficie de 1 703 ha, soit 1 % de la superficie de la zone d'étude. En septembre, le nombre des mares s'élevait à 702 (dont 172 inférieures à 0,1 ha), le 17 octobre, l'on pouvait compter seulement 310 mares. Au 27 du même mois, il y avait 727 mares (dont 542 inférieures à 0,1 ha) et enfin, au mois de novembre, 236 mares. Au 19 janvier 2004, il ne subsistait que 29 mares et il n'y avait plus de mares supérieures ou égales à 5 ha (figure 4). L'outil satellitaire permet également une bonne cartographie spatio-temporelle des gîtes larvaires (figure 5) ; le cas d'espèce présenté sur cette figure 5 est la grande mare à l'entrée du village de Barkédji. Cette figure illustre parfaite-

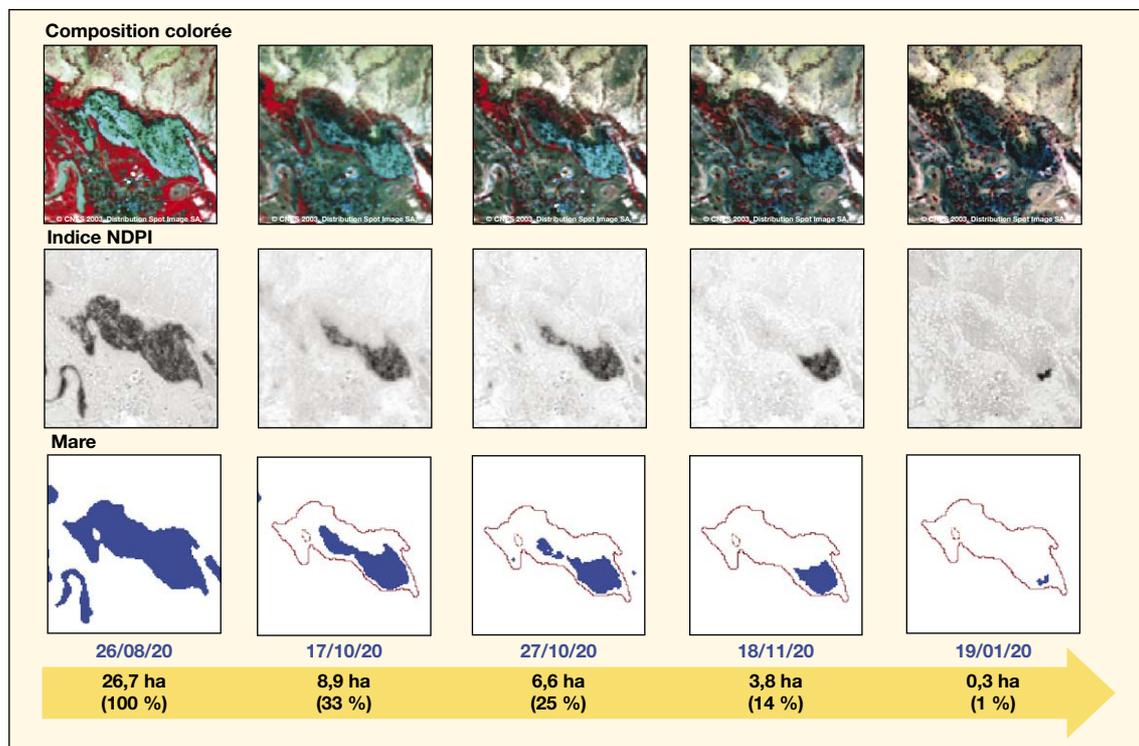


Figure 5. Dynamique de la mare de Barkédji au cours de la saison des pluies 2003 et en début de saison sèche 2004 [20, 22].
© Médias-France Product, CNES 2003, distribution Spot Image SA.

ment la dynamique de vidange de cette mare dont la surface en eau libre est passée de 26,6 ha (26 août 2003) à 0,3 ha (19 janvier 2004) ; la partie sud-est est la dernière à s'assécher. Au milieu de la *figure 5*, les surfaces les plus sombres correspondent aux mares ; leurs valeurs NDPI sont les plus faibles [22]. Enfin, le trait rouge correspond au contour de la mare pendant le pic de la saison des pluies.

Pour mémoire, afin de ne détecter uniquement que les mares, des seuils ont été appliqués au NDPI ainsi plus spécifiquement à la bande spectrale du MIR. Ces seuils ont été identifiés par photo-interprétation pour chacune des images traitées. Les images ont ensuite été classées en fonction de ces seuils à l'aide d'une classification hiérarchique par arbre décisionnel (*figure 2*). Le NDPI permet non seu-

lement d'identifier les plans d'eau mais également de différencier la végétation à l'intérieur des mares (notamment les nénuphars, le riz sauvage...), puisque la végétation à l'extérieur des mares a tendance à présenter des valeurs NDPI supérieures à la végétation se trouvant à l'intérieur [22].

À partir de l'indice ZPOM, on a réalisé les premières cartes à risque délimitant les zones potentiellement occupées par les moustiques (*figure 6*). Elles sont élaborées sur la base de la capacité de déplacement des vecteurs de la FVR autour des mares (rayons d'actions entre ~500-600 m ; [17]). L'étendue spatiale de la région à risque révèle qu'elle peut au mois d'août, en plein cœur de la saison des pluies, couvrir 25 % de la superficie totale de la zone d'étude. Ces résultats ont été affinés grâce à l'outil SIG (système d'information géographique). Ainsi, on peut élaborer une ZPOM avec trois niveaux de risques (*figure 7* ; [24]). Le regroupement des mares en grappes laisse penser à une forte concentration de moustiques, d'où un risque plus élevé qui est associé à ces zones (*figure 7*). D'ailleurs, si l'on prend le cas des *Aedes*, dont le rôle est fondamental dans le maintien et la transmission du virus de la FVR, il a été noté qu'environ 18 % de moustiques sont recapturés entre 0 et 50 m ; 29 %, entre 50 et 150 m, enfin et 53 % entre 150 et 500 m [24].

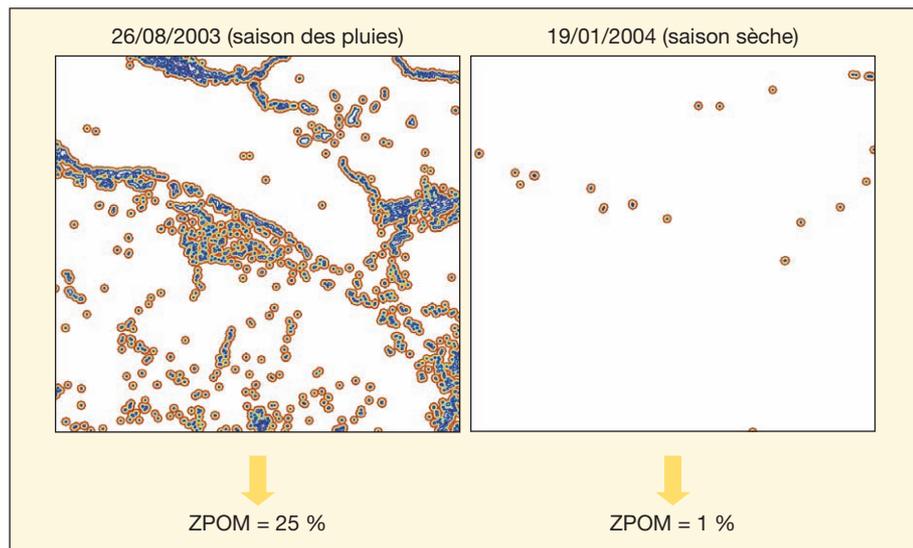


Figure 6. Cartographie de la ZPOM en saison des pluies et saison sèche [20].
© Médias-France Product, CNES 2003, distribution Spot Image SA.

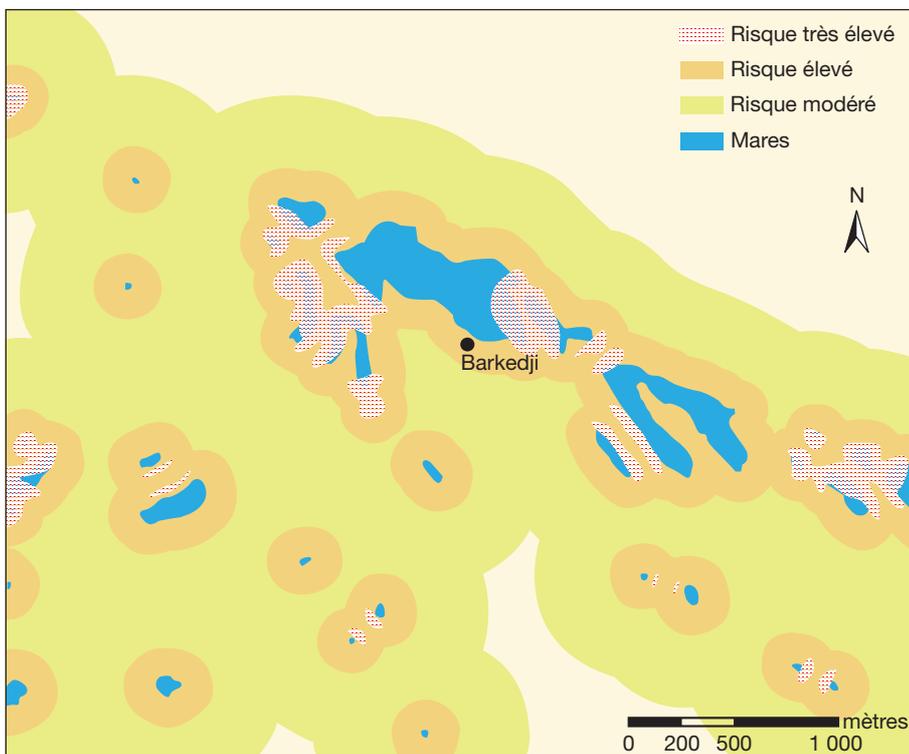


Figure 7. Extrait de la ZPOM du 26 août 2003 avec les trois niveaux de risque.

Risque très élevé = hachuré en rouge ; risque élevé = marron clair ; risque modéré = jaune. Les mares détectées à partir du NDPI sont représentées en bleu (pendant le pic de la saison des pluies). Les groupements de mares sont facilement identifiables [22].

Discussion

La littérature est relativement riche en ce qui concerne la cartographie des plans d'eau à l'échelle locale avec des instruments à haute résolution [25-29]. Bien évidemment, on ne saurait discuter ce travail sans pour autant évoquer les indices utilisés. Dans le passé, différents indices dérivés et divers rapports entre bandes spectrales ont été étudiés, tels que le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), afin de séparer les plans d'eau des autres types de couverture du sol [22]. Dans cette présente étude, ces indices traditionnels confrontés aux vérités terrain ont donné des résultats insuffisants. C'est en cela que le NDPI (Indice de détection des mares par différence normalisée) est innovant. Mais, force est de constater que plusieurs auteurs ont déjà essayé de combiner le MIR avec d'autres canaux en vue d'obtenir de l'information soit sur l'eau, soit sur la végétation. À cet effet, le travail présenté ici pourrait être rapproché :

– de l'indice dénommé NDII, à savoir *Normalized Difference Infrared Index* et dont l'expression est : $(PIR - MIR)/(PIR + MIR)$ et proposé par [30] ;

– ou encore du *Normalized Difference Water Index* (NDWI) qui montre que NDWI est linéairement corrélé au contenu en eau et qui se calcule comme suit : $NDWI = (NIR - SWIR)/(NIR + SWIR)$, [31].

Le NDWI de Gao [31] est différent du NDWI de McFeeters [32], puisque ce dernier, développé pour identifier les surfaces aquatiques, se base sur la différence entre le canal vert (V) et le canal infrarouge (IR) et son expression s'écrit comme suit : $(V - IR)/(V + IR)$, [25].

Il y a lieu de préciser que le choix de la résolution spatiale des images satellites utilisées pour le travail est capital dans cette problématique : ici, nous avons travaillé avec du SPOT 5 (10 m de résolution) et 1 703 ha de surface en eau ont pu être identifiés. On aurait pu obtenir la même information (surfaces en eau) avec SPOT Végétation, mais seule une surface de 100 ha aurait été détectée [20]. Cela pourrait entraîner inexorablement une mauvaise appréciation des gîtes larvaires et de la situation du risque, et avoir des conséquences fâcheuses sur le système de surveillance ou de veille. En sus, pour une bonne détection des mares, il a été utilisé la classification hiérarchique par arbre décisionnel. Le seuil 1, basé sur le NDPI,

permet de détecter les mares, y compris la végétation et les matériaux en suspension, ainsi que certains types de sols. Le seuil 2, fondé sur les comptes numériques dans le MIR, permet d'identifier les mares uniquement (figure 2 ; [20, 22]). Nous obtenons ainsi une bonne appréciation de la répartition spatio-temporelle des surfaces en eau.

Par rapport à la ZPOM qui représente jusqu'à 25 % de la zone d'étude (figure 6), une question demeure : au mois d'août, cette ZPOM est-elle vraiment dangereuse ou pas ? En effet, pour répondre à cette question, il faut considérer, d'une part, la dynamique des vecteurs de la FVR au mois d'août [9] et son rôle dans l'émergence de la FVR et, d'autre part, l'état immunitaire du bétail. En sus, une attention particulière doit être portée sur la variabilité intra-saisonnière de la pluviométrie [19]. En effet, au mois d'août, la situation vectorielle n'est dominée que par les *Aedes* dont la population est présente surtout en début et en milieu de saison des pluies ; elle atteint d'ailleurs son pic d'émergence au cours dudit mois. À eux seuls (*Aedes*), rien ne peut se faire ; donc pas d'émergence de la FVR. Mieux encore, les *Culex* commencent à peine à émerger. Ainsi, leur population n'est pas suffisamment élevée pour une amplification à grande échelle en vue d'une diffusion de la maladie. Enfin, à ce moment de l'année, les troupeaux commencent progressivement à affluer au Ferlo ; donc, la densité du bétail n'est pas encore si importante. La présence des moustiques et de l'eau ne suffisent pas pour avoir une émergence de FVR. La ZPOM reste une avancée importante et constitue une étape fondamentale dans la localisation de vecteurs potentiels de la FVR en terme de cartographie du risque mais il faut l'associer à d'autres observations.

Toutes choses étant égales par ailleurs, il semblerait que l'émergence d'un foyer de FVR corresponde à la conjonction dans le temps et dans l'espace d'un ensemble de facteurs :

– il faut que les conditions environnementales (climatiques et écologiques) permettent l'éclosion d'oeufs et la survie d'un nombre suffisant de vecteurs ;

– il faut aussi que ces mêmes conditions, en synergie avec la disponibilité de pâturages de qualité suffisante et les pratiques d'élevage, favorisent la rencontre des vecteurs et du bétail afin de permettre la transmission du virus aux animaux hôtes qui doivent être non immunisés, c'est-à-dire en nombre suffisamment sensibles ou naïfs, réceptifs au virus.

L'occupation de l'espace pastoral par les éleveurs et leurs troupeaux est conditionnée par la disponibilité et la qualité des

pâturages mais aussi de l'accès aux eaux de surface ; ces deux éléments dépendant étroitement des facteurs édaphiques et climatiques.

Conclusion

Outre la cartographie de la variabilité spatio-temporelle des surfaces en eau, une bonne appréciation des zones potentiellement occupées par les moustiques est réalisée. Nous pensons que cette approche de caractérisation des gîtes larvaires fondée sur la télédétection a montré des résultats d'une grande importance. Ils constituent une première avancée vers la mise en place de systèmes sanitaires d'alerte précoce. En effet, par rapport aux récents travaux entomologiques qui ont démontré la portée du rayon d'action des vecteurs de la FVR au Ferlo, l'utilisation de la télédétection pour identifier les mares et leurs caractéristiques devrait faciliter l'étude des mécanismes impliqués dans la diffusion et la transmission de la FVR [22, 24]. Mais, force est de constater que ces résultats ne concernent qu'une composante du problème. Ils doivent être combinés à ceux relatifs à l'hydrologie des mares qui sont les gîtes larvaires, les conditions climatiques, les modes de gestion du bétail, l'occupation et l'utilisation des sols pour le développement d'un bon système sanitaire d'alerte précoce.

L'idéal serait à terme d'intégrer ces résultats dans des modèles dynamiques adaptés aux conditions locales d'Afrique de l'Ouest, pour prévoir le risque d'occurrence de la FVR dans l'espace et dans le temps. Cela permettrait de focaliser la surveillance et la lutte pendant des périodes à risque et à des zones à risque. De tels modèles pourraient également être testés en fonction de différents scénarii climatiques et fournir ainsi des éléments d'aide à la décision en matière de gestion de la santé humaine et vétérinaire. Mais de tels modèles ne valent rien, si, au préalable, les processus d'émergence restent assez mal compris ; d'où la nécessité d'une recherche si possible assez exhaustive des mécanismes à travers des indicateurs climatiques et environnementaux favorables à l'émergence de la FVR. Aujourd'hui, certains éléments sont assez bien connus sur l'épidémiologie de la FVR au Sénégal, à l'avenir, les recherches devraient s'orienter vers l'identification d'indicateurs environnementaux pour documenter la préférence écologique du vecteur en vue de mieux circonscrire le risque. Chaque indicateur élaboré ou documenté nous rapprochera d'une meilleure compréhension des mécanismes et facilitera le travail de la

modélisation. La télédétection et la modélisation mathématique constituent des outils précieux pour l'étude des maladies environnementodépendantes. Mais, il est nécessaire de coupler l'imagerie satellitaire à un suivi des données environnementales *in situ*, le tout dans une démarche pluridisciplinaire. À cet effet, le projet AMMA (Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine), dans son WP 3.4 (*Health impacts*) nous offre cette opportunité et des recherches innovantes sont en cours de développement afin de relever le défi de la santé publique pluridisciplinaire. ■

Remerciements

Nous adressons notre chaleureuse et déferente gratitude au Cnes et à Medias-France qui ont initié et supporté financièrement et techniquement ce programme. Mention spéciale au Dr Antonio Guell, chef de service valorisations et applications (Cnes). Remerciements aussi aux directions respectives du centre de suivi écologique, du laboratoire de physique de l'atmosphère et de l'océan Siméon-Fongang, de l'institut Pasteur de Dakar et de la direction de l'élevage, institutions partenaires du Sénégal. Depuis 2007, ce programme bénéficie du soutien financier du projet AMMA, à travers le WP 3.4. Basé sur une initiative française, AMMA a été construit par un groupe scientifique international et est actuellement financé par un grand nombre d'agences, en particulier de France, du Royaume-Uni, des États-Unis d'Amérique et d'Afrique. Il a été le bénéficiaire d'une contribution majeure du sixième Programme cadre de recherche et développement de la Communauté européenne. Des informations détaillées sur la coordination scientifique et le financement sont disponibles sur le site d'AMMA International <http://www.amma-international.org>.

Références

1. Ahmad K. More deaths from Rift valley fever in Saudi Arabia and Yemen. *Lancet* 2000 ; 356 : 1422.
2. Ndione JA, Besancenot JP, Lacaux JP, Sabatier P. Environnement et épidémiologie de la fièvre de la vallée du Rift (FVR) dans le bassin inférieur du fleuve Sénégal. *Environnement, Risques & Santé* 2003 ; 2 : 176-82.
3. Lefèvre PC. Actualité de la fièvre de la vallée du Rift. Quels enseignements tirer des épidémies de 1977 et 1987 ? *Méd Trop* 1997 ; 57 : 61S-64S.
4. Organisation mondiale de la santé (OMS). In : *La fièvre de la vallée du Rift. Aide-mémoire* 207. Genève : OMS, 2000 : 1-5.
5. Ba Y, Diallo D, Dia I, Diallo M. Comportement trophique des vecteurs du virus de la fièvre de la vallée du Rift au Sénégal : implications dans l'épidémiologie de la maladie. *Bull Soc Pathol Exot* 2006 ; 99 : 283-9.

6. Meegan JM, Bailey CH. Rift valley. In : Monrath TP, ed. *Arboviruses Epidemiology and Ecology*. Boca Raton : CRC Press, 1988.
7. Lancelot R, Gonzalez JP, Le Guenno B, Diallo BC, Gandéga Y, Guillaud M. Épidémiologie descriptive de la fièvre de la vallée du Rift chez les petits ruminants dans le sud de la Mauritanie après l'hivernage 1988. *Rev Elev Med Vet Pays Trop* 1989 ; 42 : 485-91.
8. Jouan A, Adam F, Coulibaly I, et al. Épidémie de la fièvre de la vallée du Rift en République islamique de Mauritanie : données géographiques et écologiques. *Bull Soc Pathol Exot* 1990 ; 83 : 611-20.
9. Fontenille D, Traore-Lamizana M, Diallo M, Thonnon J, Digoutte JP, Zeller HG. Nouveaux vecteurs de la fièvre de la vallée du Rift en Afrique de l'Ouest. *Emerg Infect Dis* 1998 ; 4 : 289-93.
10. Diallo M, Lochouart L, Ba K, et al. First isolation of the Rift valley fever virus from *Culex poicilipes* (Diptera: Culicidae) in nature. *Am J Trop Med Hyg* 2000 ; 62 : 702-4.
11. Sall B. Épidémiologie de la FVR au Sénégal : objectifs, méthodologie, résultats obtenus. In : Lefèvre PC, ed. *Séminaire sur la surveillance épidémiologique et le contrôle de la fièvre de la vallée du Rift en Afrique de l'Ouest*. TCP/RAF/8931 AC818/F, Dakar, 2001.
12. OIE. Fièvre de la vallée du Rift au Sénégal. *Informations sanitaires* 2002 ; 15 : 263-9.
13. OIE. Fièvre de la vallée du Rift en Mauritanie. *Informations sanitaires* 2002 ; 15 : 271-7.
14. OIE. Fièvre de la vallée du Rift au Sénégal. *Informations sanitaires* 2003 ; 16 : 253-60.
15. OIE. Fièvre de la vallée du Rift au Sénégal. *Informations sanitaires* 2004 ; 17 : 397-402.
16. Linthicum KJ, Assaf A, Compton JT, Kelley PW, Myers MF, Peters CJ. Climate and satellite indicators to forecast Rift valley Fever epidemics in Kenya. *Science* 1999 ; 285 : 397-400.
17. Ba Y, Diallo D, Kebe CMF, Dia I, Diallo M. Aspects of bioecology of two Rift valley Fever virus vectors in Senegal (West Africa): *Aedes vexans* and *Culex poicilipes* (Diptera: Culicidae). *J Med Entomol* 2005 ; 42 : 739-50.
18. Mondet B, Diaïté A, Ndione JA, et al. Rainfall patterns and population dynamics of *Aedes (Aedimorphus) vexans arabiensis*, Patton 1905 (Diptera: Culicidae), a potential vector of Rift valley fever virus in Senegal. *J Vector Ecol* 2005 ; 30 : 102-6.
19. Ndione JA, Diop M, Lacaux JP, Gaye AT. Variabilité intrasaisonnière de la pluviométrie et émergence de la fièvre de la vallée du Rift (FVR) dans la vallée du fleuve Sénégal : nouvelles considérations. *Climatologie* 2008 ; 5 : 83-97.
20. Lacaux JP, Tourre YM, Vignolles C, Ndione JA, Lafaye M. Classification of ponds from high-spatial resolution remote sensing: Application to Rift valley fever epidemics in Senegal. *Remote Sens Environ* 2007 ; 106 : 66-74.
21. Sagna P. Le climat. In : Sall MM, ed. *Atlas du Sénégal*. Paris : Eds. Jeune-Afrique, 2000.
22. Tourre Y. Évaluation des risques d'émergence de la fièvre de la vallée du Rift. *SPOT Mag* 2007 ; 42 : 17-20.

23. Guyot G. *Signatures spectrales des surfaces naturelles*. Télédétection satellitaire, no. 5, Col. SAT. Caen : Paradigme, 1989.
24. Tourre YM, Fontannaz D, Vignolles C, Ndione JA, Lacaux JP, Lafaye M. GIS and high-resolution remote sensing improve early warning planning for mosquito-borne epidemics. *HealthyGIS Newslet ESRI-Summer 2007* : 1-3.
25. Gond V, Bartholomé E, Ouattara F, Non-guierma A, Bado L. Surveillance et cartographie des plans d'eau et des zones humides et inondables en régions arides avec l'instrument VEGETATION embarqué sur SPOT-4. *Int J Remote Sens* 2004 ; 25 : 987-1004.
26. Frazier P, Page K. Water body detection and delineation with Landsat TM data. *Photogrammetric Eng Remote Sens* 2000 ; 66 : 1461-7.
27. Baghdadi N, Bernier M, Gauthier Y, Neeson I. Evaluation of C-band data for wetland mapping. *Int J Remote Sens* 2001 ; 22 : 71-88.
28. Chopra R, Kerma VK, Sharma PK. Mapping, monitoring and conservation of Harika wetland ecosystem, Punjab, India, through remote sensing. *Int J Remote Sens* 2001 ; 22 : 89-98.
29. Harvey KR, Hill GJE. Vegetation mapping of tropical freshwater swamps in the Northern territory, Australia: a comparison of aerial photography, Landsat TM and SPOT satellite imagery. *Int J Remote Sens* 2001 ; 22 : 2911-26.
30. Hardisky MA, Klemas V, Smart RM. The influence of soil salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral radiance of *Spartina alterniflora* canopies. *Photogrammetric Eng Remote Sens* 1983 ; 49 : 77-83.
31. Gao BG. NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sens Environ* 1996 ; 58 : 257-66.
32. McFeeters SK. The use of the normalised difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. *Int J Remote Sens* 1996 ; 17 : 1425-32.
33. Coly A. *Le système fluviolacustre du Guiers : étude hydrologique et gestion quantitative intégrée*. Thèse 3^e cycle, UCAD, Dakar, 1996.

Ressources en eau et santé publique au Sahel : exemple de la propagation des maladies infectieuses à Saint-Louis (Sénégal)

Moussa Mbaye^{1,2,4}
 Gil Mahé¹
 Eric Servat¹
 Richard Laganier²
 Sylvain Bigot³
 Oumar Diop⁴
 Jean-Francois Guégan⁵

¹ Hydrosociences Montpellier
 UMR 050 (IRD)/UMR 5569 (CNRS)
 Université Montpellier
 2, place Eugène-Bataillon
 34095 Montpellier, France
 <gil.mahé@msem.univ-monpt2.fr>
 <eric.servat@msem.univ-monpt2.fr>

² Équipe DYNAMIRIS-UMR PRODIG 8586
 CNRS

Université Denis-Diderot Paris-VII
 2, place Jussieu
 75251 Paris cedex 05
 France
 <richard.laganier@univ-paris-diderot.fr>

³ Institut de géographie alpine
 Université Joseph-Fourier
 14 bis, avenue Marie-Reynard
 38100 Grenoble
 France

<sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr>
⁴ Groupe GIRARDEL
 Université Gaston-Berger
 Saint-Louis, Sénégal
 <moussa.mbaye@msem.univ-monpt2.fr>
 <om_55@yahoo.fr>

⁵ GEMI, UMR 2724 IRD-CNRS,
 Équipe dynamique des systèmes
 et maladies infectieuses
 Centre IRD de Montpellier
 911, avenue Agropolis
 BP 64501
 34394 Montpellier cedex 05
 France
 <jean-francois.guegan@mpl.ird.fr>

Tirés à part : M. Mbaye

Résumé

Les villes sahéniennes d'Afrique, notamment Saint-Louis du Sénégal, sont pour la plupart soumises à une variabilité hydroclimatique assez notable. Parmi les conséquences les plus remarquables de ces fluctuations climatiques figurent sans doute la grande sécheresse due depuis plus d'une trentaine d'années à des déficits pluviométriques importants et un retour à des précipitations plus abondantes à partir de la fin des années 1990. En effet, durant cette dernière décennie, on peut observer des occurrences plus fréquentes de pluies annuelles un peu plus élevées. Ces hivernages pluvieux occasionnent à leur tour des inondations qui, sont facilitées entre autres par la médiocrité des sites d'habitat. Sur le plan sanitaire, ces situations hydrologiques participent à la propagation de vecteurs et parasites pathogènes chez les populations locales et d'autres types de moustiques nuisibles comme *Culex quinquefasciatus*. On peut citer notamment le cas des *Anophèles* et des *Aedes* qui transmettent respectivement le paludisme et la fièvre jaune dans sa composante urbaine. La commune de Saint-Louis souffre ainsi de la multiplication des eaux stagnantes surtout dans les points bas intra-urbains. Le manque d'équipements socioéconomiques et surtout la faible couverture sanitaire fragilisent la capacité adaptative de ses habitants face aux agents pathogènes. En outre, les situations hydrologiques, notamment la pluviométrie et les apports du fleuve Sénégal sont bien liés aux cas de consultations générales observées dans les structures sanitaires locales et à la morbidité ressentie. Les quartiers densément peuplés en concentrant aussi plus de la moitié des cas cliniques font partie des plus exposés.

Mots clés : moustiques, ressources en eau, Sahel, santé, Sénégal.

Abstract

Water and public health in Sahelian countries: The case of infectious disease in Saint-Louis (Senegal)

Rainfall occurrence in the Sahelian region in places like Saint-Louis (Senegal) depends essentially on Africa's monsoon flux from the South Atlantic drift. This monsoon plays an important role while provoking hydrological consequences that result from climate variability over time and space. Such consequences may be droughts or floods with harsh consequences for the socioeconomic activities of the urban population and the environment. For example, the Sahelian drought of the 1970s forced the urban populations to relocate to former backwaters, ponds and mud flats located within Saint-Louis (Senegal). However, better levels of rainfall in the late 1990s subjected the urban population to severe flooding and precarious environmental conditions. This situation is due to the poor and inadequate water network systems which in most cases are old and obsolete. Hence, the poor environ-

mental conditions and stagnant water encourage the breeding of several species of mosquito. Among the species, Anopheles and Aedes are the most dangerous because of the transmission of malaria and yellow fever. It is thus important to investigate and model the population's vulnerability to infectious diseases as a result of current climate variation and its consequences. This work entails the integration of spatial and non-spatial data within the technological framework of a Geographical Information System (GIS), in order to assess the health impacts due to climatic fluctuation. The results show that there is a relationship between periods of flooding, cases of disease and mosquitoes.

Key words: human health, mosquitoes, Sahel, Senegal, water resources.

La pluviométrie dans le Sahel africain a pour origine essentielle le flux de mousson issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Cette région est par ailleurs soumise à la variabilité climatique, elle-même corrélée à la dynamique de la mousson africaine [1, 2]. Cette variabilité du climat se caractérise par des déficits ou des excédents pluviométriques dans le temps et dans l'espace [3, 4] provoquant soit la sécheresse, soit des inondations. Les fluctuations hydroclimatiques ont notamment d'importantes répercussions sur la vie socio-économique des populations du Sénégal comme sur leur environnement depuis maintenant plus de trois décennies [5, 6].

La grande sécheresse des années 1970, résultat de la diminution des totaux pluviométriques [7], a été très sévèrement ressentie par toutes les sociétés du Sahel [8, 9]. Les impacts deviennent rudes pour les hommes, car les populations subsistent essentiellement grâce à l'agriculture au niveau des plaines et des cuvettes inondables. Aussi, l'approvisionnement des villes en produits agricoles peut en être très affecté et les pénuries d'eau potable, dans les principaux espaces urbanisés comme dans les centres urbains secondaires, en être accrues.

Ces dix dernières années en revanche, même si ce n'est pas généralisable [10], sont caractérisées par un retour d'hivernages plus pluvieux qui ont des conséquences souvent dommageables [11]. En effet, le surplus d'eau est synonyme de beaucoup de contraintes pour les populations, car, à cause de la réduction des totaux pluviométriques et de la faible hauteur des crues, les anciens lits de marigots et mares, ainsi que les champs d'expansion des rivières ont été aménagés, occupés et mis en valeur par les populations riveraines [12, 13]. Ce retour de la pluviométrie abondante met ainsi en évidence la sensibilité des populations locales, et plus particulièrement des citadins, aux inondations [14, 15]. Par ailleurs, c'est surtout au niveau des pathologies infectieuses liées à l'eau et transmises par

des vecteurs d'eau que la menace devient plus contraignante [16-19].

Matériel et méthode

La ville de Saint-Louis (*figure 1*), située à l'exutoire du fleuve Sénégal, appartient à l'environnement estuarien de ce cours d'eau. En effet, le fleuve Sénégal débouche en mer au sud de Saint-Louis, mais auparavant, il suit la côte sur une longueur de 6,5 km, dans une véritable lagune appelée langue de Barbarie, large d'à peine 400 m en certains points, et si basse que les lames en franchissent parfois la crête pendant les fortes marées. Ce milieu est complexe et varié sur le plan géomorphologique, avec en général des sables moyens fins à granulométrie diversifiée, parfois argileuse ou limoneuse. Les altitudes sont basses, variant entre 1,7 et 2,8 m, et les pentes sont presque inexistantes, ce qui expose la ville à la remontée du niveau du fleuve lors des périodes de crue [20]. La ville historique, Saint-Louis, a de tout temps été cernée par l'eau. Le milieu naturel porte depuis toujours les empreintes des paysages d'eau dominés par les marécages et les îles inondables. Aujourd'hui, l'occupation urbaine sous des anciennes vasières se remarque par des îlots très peu étendus et en forme allongée.

Notre recherche est essentiellement menée par le biais d'une étude croisée, c'est-à-dire avec un recoupement des résultats obtenus à des échelles spatiales et temporelles différentes. L'utilisation d'un Système d'information géographique (SIG), dont le rôle consiste particulièrement à traiter un ensemble d'objets géographiques et les relations qu'ils entretiennent les uns avec les autres, a facilité le croisement des multiples résultats statistiques. Diverses méthodes ont ainsi en premier lieu porté sur une analyse univariée, pour mieux apprécier le fonctionnement des différentes variables, et, ensuite, sur une mise en œuvre de liaisons entre les variables les plus pertinentes.

Matériel

Auparavant, cette étude s'est appuyée sur des données journalières de pluies de 1950 à 2005 relevées directement au niveau des tableaux climatologiques mensuels de la station synoptique de Saint-Louis aéroport. Quant aux hauteurs d'eau observées à la station hydrologique de Saint-Louis, elles portent essentiellement sur la période de 1985 à 2005, autrement dit depuis la mise en eau du barrage de Diama situé à plus d'une vingtaine de kilomètres en amont de Saint-Louis. Elles proviennent également du service hydrologique régional de Saint-Louis.

Les statistiques sanitaires sur le paludisme ont été essentiellement recueillies à partir des registres de consultations générales disponibles dans les structures de santé. Le registre comporte plusieurs rubriques, telles que le nom et prénom du patient, son sexe, son âge, son lieu de résidence, le diagnostic et les observations du médecin. Toutes ces informations peuvent être spatialisées. En outre, les cas de paludisme observés au poste de santé de Sor de 1995 à 2005 constituent une assez bonne chronique pour la recherche de liens entre le climat et cette maladie transmise par un vecteur d'eau. En fait, le travail de collecte est porté seulement sur le poste de santé de Sor, car il est le plus ancien et le plus représentatif de toute la commune en termes de disponibilité et d'exploitabilité des registres. Un travail préliminaire a consisté à éliminer les mois qui sont trop incomplets. Par ailleurs, on pourrait être amené à parler plus, ici, de paludisme « présumé », ce qui inclut tout accès fébrile cliniquement suspect de paludisme. Le pourcentage de paludisme « avéré » ne peut être connu également, car, au niveau des structures sanitaires de base, on ne procède pas à une réalisation systématique d'une goutte épaisse et d'un frottis sanguin pour confirmer le diagnostic.

Méthode

La détection statistique de ruptures dans les séries temporelles constitue un outil de

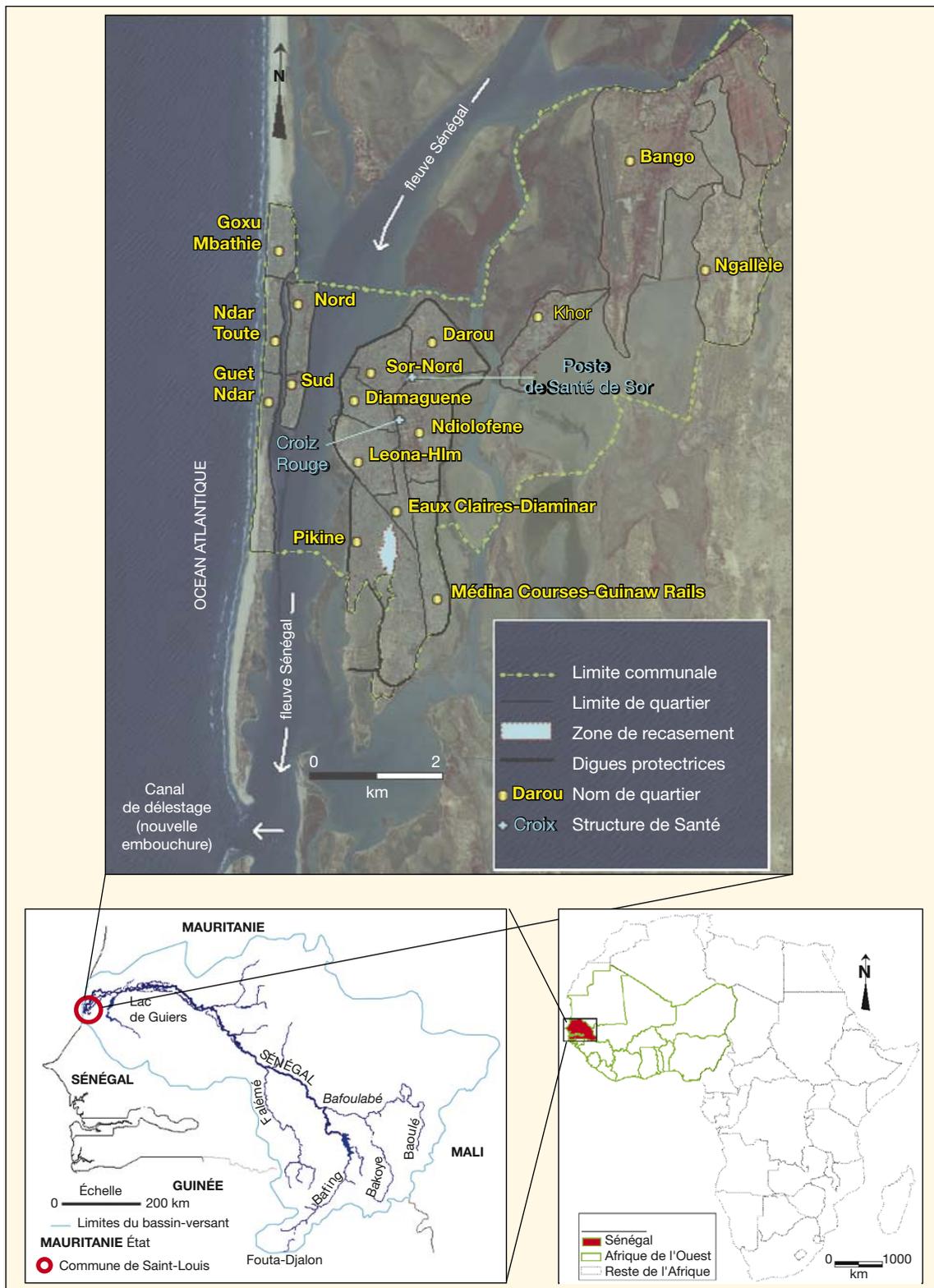


Figure 1. Localisation de la ville de Saint-Louis dans son environnement estuarien.

base dans plusieurs disciplines scientifiques, et les techniques mises en œuvre par Pettitt et Hubert sont les plus utilisées, comme c'est le cas dans notre étude [21].

Une autre méthode quantitative très en vogue pour apprécier le rythme d'évolution d'une série chronologique consiste à la décomposer [22]. Cette décomposition

par modèle additif utilisée, ici, repose sur cette formule $Y_t = C_t + S_t + \varepsilon_t$, avec C_t = tendance, S_t = variations saisonnières, ε_t = variations accidentelles, $t = 1, \dots, n$.

Dans le but d'estimer le niveau d'endémicité des pathologies liées à l'eau et en particulier de celles transmises par les vecteurs d'eau, un volet entomologique a été réalisé [23, 24]. Il s'agissait de réaliser une faune matinale résiduelle sur au moins 3 pièces par ménage pour un ensemble de 115 ménages échantillonnés de manière représentative. Cette technique de capture intradomiciliaire s'effectue par une pulvérisation d'un insecticide dans les chambres et la récolte des moustiques. Ce travail de collecte débute aux premières heures matinales avant que les moustiques ne commencent leur repli vers d'autres lieux. Au total, près de 360 pièces ont été prospectées et seuls 3 ménages sur les 115 ont été réticents. Au préalable, une enquête socio-sanitaire a été menée et tous les 115 ménages y ont participé. C'est seulement au niveau des captures de moustiques que ces trois ont fait part de leur refus.

La recherche de relations entre ces divers facteurs passe par la mise en œuvre de statistiques multivariées [25], notamment le test non paramétrique de Kruskal-Wallis pour identifier des différences significatives entre les populations de moustiques. La prédiction du paludisme à partir des variables exogènes que sont la pluviométrie et la hauteur d'eau du fleuve est réalisée grâce à un modèle linéaire généralisé (GLM).

Résultats

Caractérisation de la variabilité pluviométrique et hydrologique

Sur le plan climatique, le delta est sous l'influence de l'alizé maritime issu de l'anticyclone des Açores pendant la saison sèche qui dure presque neuf mois, d'octobre en juin. Les masses d'air sont incapables de produire des précipitations significatives, car l'alizé maritime est pratiquement inapte à produire des pluies. Les seules précipitations se produisent sous forme de rosée. On peut assister à des précipitations, mais de quantité très faible. Cependant, en janvier 2002, une situation sans doute exceptionnelle s'est produite : la ville de Saint-Louis a enregistré un cumul mensuel de 67,9 mm, qui a occasionné des inondations de grande ampleur. La totalité des pluies est enregistrée pendant la saison des pluies qui dure trois mois de juillet à septembre (figure 2). Les pluies sont causées par le flux de mousson issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène situé en Atlantique sud. La remontée de l'équateur météorologique n'atteint cette zone deltaïque qu'à partir du mois de juillet, et sa descente se fait en fin septembre. Cela explique les faibles quantités de pluies observées dans cette zone. L'hydro-

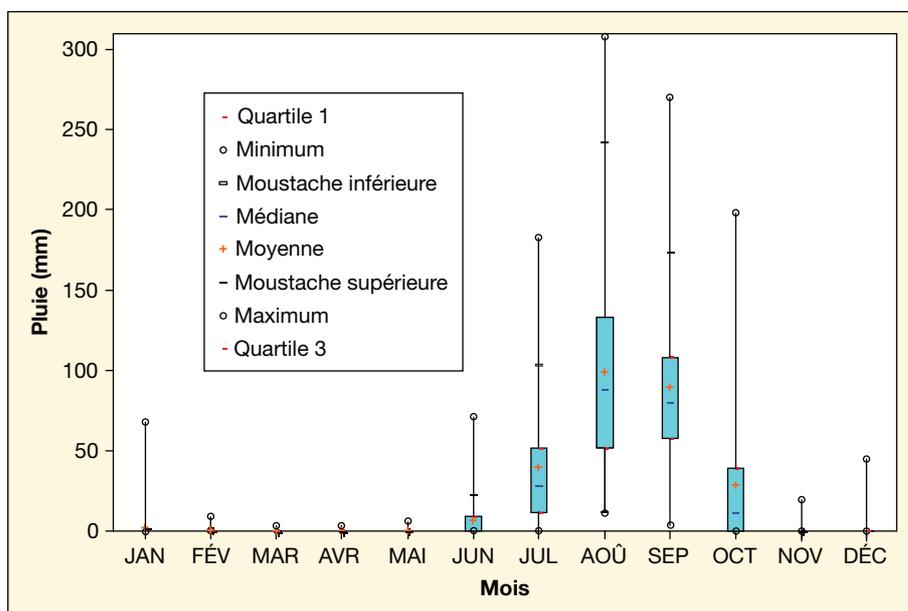


Figure 2. Distribution mensuelle de la pluviométrie à Saint-Louis (1950-2005).

logie du fleuve pour sa part est marquée par une longue période d'étiage et une courte période de hautes eaux de juillet à octobre (figure 3). On note une grande variabilité interannuelle avec un fort total annuel, comme en 1994, 1999 et 2003, et contrairement à 2004 et 2005 (figure 4). Cependant, l'hydrodynamique de l'estuaire a, depuis octobre 2003, considérablement évolué avec l'ouverture, en aval de Saint-Louis, d'un canal de délestage des eaux douces vers la mer à travers la langue de Barbarie, pour faciliter l'éva-

uation du surplus d'eau qui menaçait la ville.

• Tests de détection de rupture de la pluviométrie annuelle

Depuis plus de trois décennies, le Sahel africain enregistre une pluviométrie marquée par une grande variabilité climatique sur le plan spatio-temporel. Cela se caractérise par une baisse notable, autour de 1970 pour l'essentiel, des séries pluviométriques, même si les années de rupture diffèrent station par station. Concernant la station

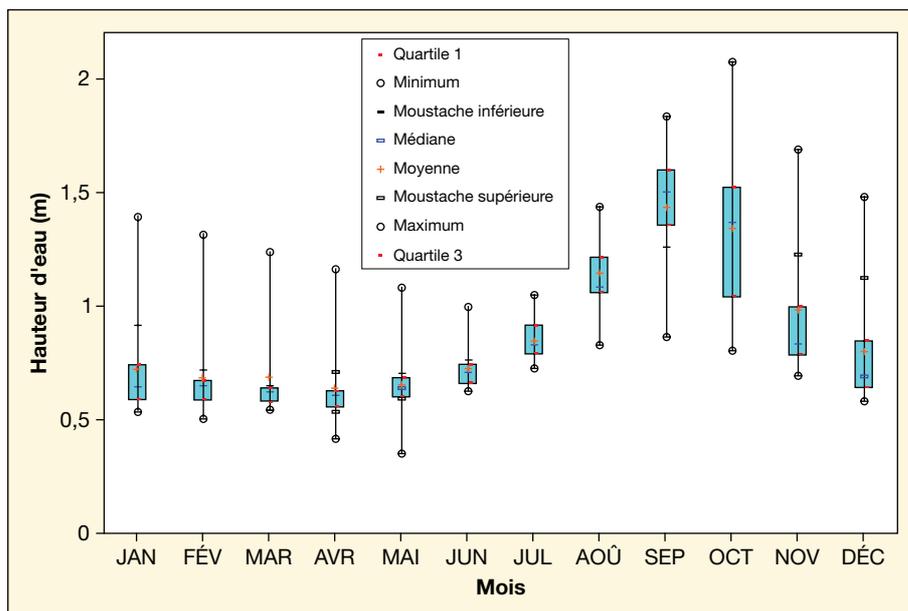


Figure 3. Distribution mensuelle de la hauteur d'eau à la station hydrologique de Saint-Louis (1985-2005).

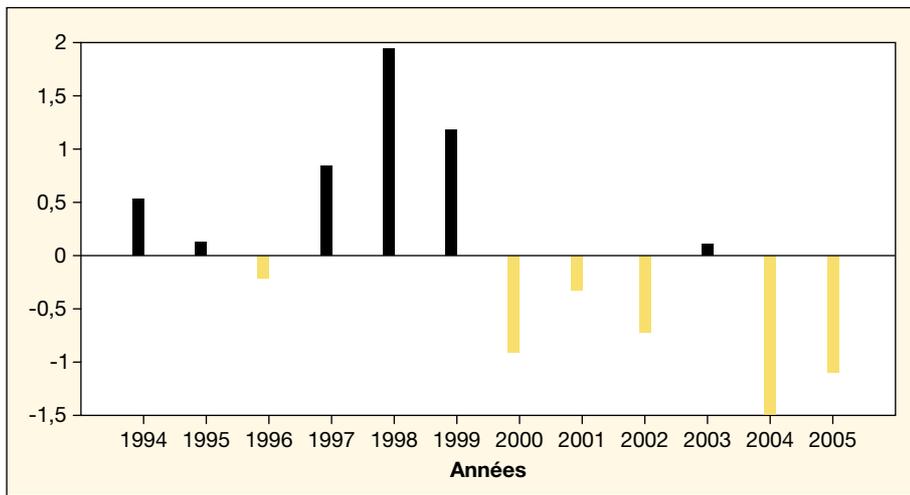


Figure 4. Indice hydrologique à Saint-Louis.

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

x_i = hauteur d'eau observée de x pour l'année i .

\bar{x} = moyenne de l'échantillon.

σ = écart type de l'échantillon.

Avec échantillon = 1994-2005, $\bar{x} = 0,83$ cm, $\sigma = 0,14$ cm.

synoptique Saint-Louis aéroport une diminution importante des pluies est observée durant la période 1970-1993. En revanche, depuis une dizaine d'années les totaux annuels sont devenus plus élevés bien que le nombre de jours de pluies soit réduit. En outre, les intensités journalières de pluies deviennent ainsi très fortes comme c'est le cas en 2000 avec 115,7 mm. Précisément, une rupture nette est décelée en 1969 avec des moyennes annuelles respectives de 345 et 228 mm pour les séquences 1950-1969 et 1970-2005 d'après la segmentation de Hubert. Selon le test de Pettitt, l'hypothèse nulle (absence de rupture) est rejetée au seuil de confiance de 95 % avec une probabilité de dépassement de la valeur critique du test de 0,001 en 1969 (figure 5). L'analyse de la sous-série 1970-2005 ne décèle ainsi pas d'hétérogénéité à des seuils alpha de 90, 95 et 99 %. Dès lors, même si on note une reprise récente d'une pluviométrie abondante, on se demande si elle n'est que partielle et s'il ne faudrait pas attendre plusieurs années encore pour avoir plus de précisions sur cette tendance.

• Décomposition

de la pluviométrie mensuelle

L'étude de la série temporelle confirme bien la tendance à la baisse de la pluviométrie, à partir du point d'inflexion constitué par l'année 1969. On remarque une saisonnalité de période de 12 mois (figure 6). L'originalité de cette technique est qu'elle nous permet d'extrapoler les données passées dans le futur, autrement dit de faire des prévisions.

Capture et détermination de moustiques

Les moustiques capturés dans les chambres ont été déterminés sur place et certains d'entre eux ont été acheminés au laboratoire pour y être analysés [26-28]. On note une prédominance des *Culex*, suivis des *Aedes* (tableau 1). En revanche, peu

d'anophèles ont été capturés. Cette situation pourrait s'expliquer par le fait que les eaux stagnantes se souillent vite et que l'abondance d'eau saumâtre dans l'estuaire réduirait les gîtes potentiels des anophèles aptes à la transmission du paludisme par exemple [29]. Ainsi les techniques de spatialisation notamment les polygones de Thiessen [30], confirment que ce sont les moustiques, tels que *Aedes egypti*, qui prolifèrent dans les eaux sales et peuvent coloniser de plus en plus cet environnement (figure 7). Une attention particulière devrait cependant être prêtée à *Aedes egypti*, car ce vecteur est à l'origine des maladies comme la dengue et surtout la fièvre jaune dans sa version urbaine [31-33]. D'autant plus, en termes de diagnostic syndromique, que la fièvre jaune a certaines ressemblances avec le paludisme. L'enquête sociosanitaire effectuée a même montré également qu'en termes de morbidité ressentie, les patients utilisent le plus souvent la pharmacopée traditionnelle destinée à la fièvre jaune pour soigner le paludisme et guérissent dans la plupart des cas [34].

Dépouillement des registres de consultations générales

L'analyse révèle que le paludisme est le premier motif de consultations dans cette structure de santé. La plus grande affluence de patients est notée entre juillet à octobre, avec deux pics observés entre juillet et septembre, et durant les années

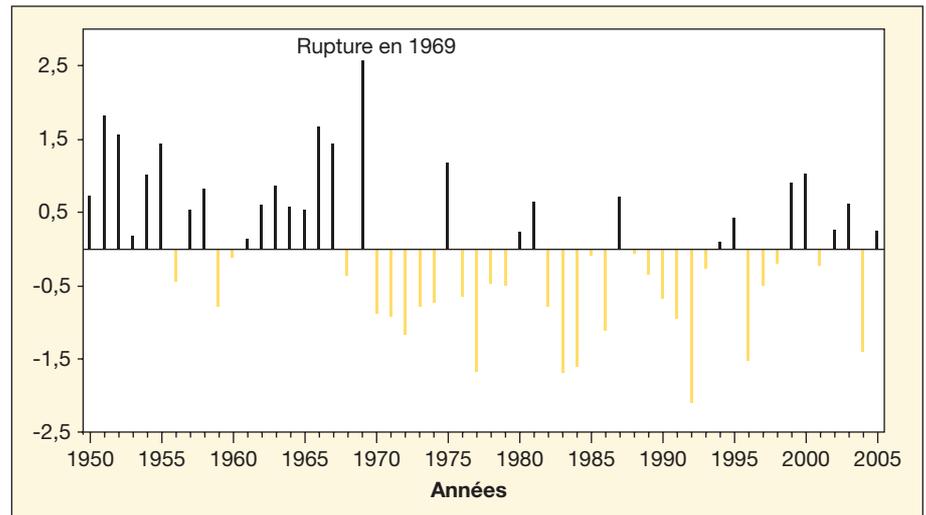


Figure 5. Indice pluviométrique à Saint-Louis.

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

x_i = pluviométrie observée de x pour l'année i .

\bar{x} = moyenne de l'échantillon.

σ = écart type de l'échantillon.

Avec échantillon = 1950-2005, $\bar{x} = 270,20$ mm, $\sigma = 101,14$ mm.

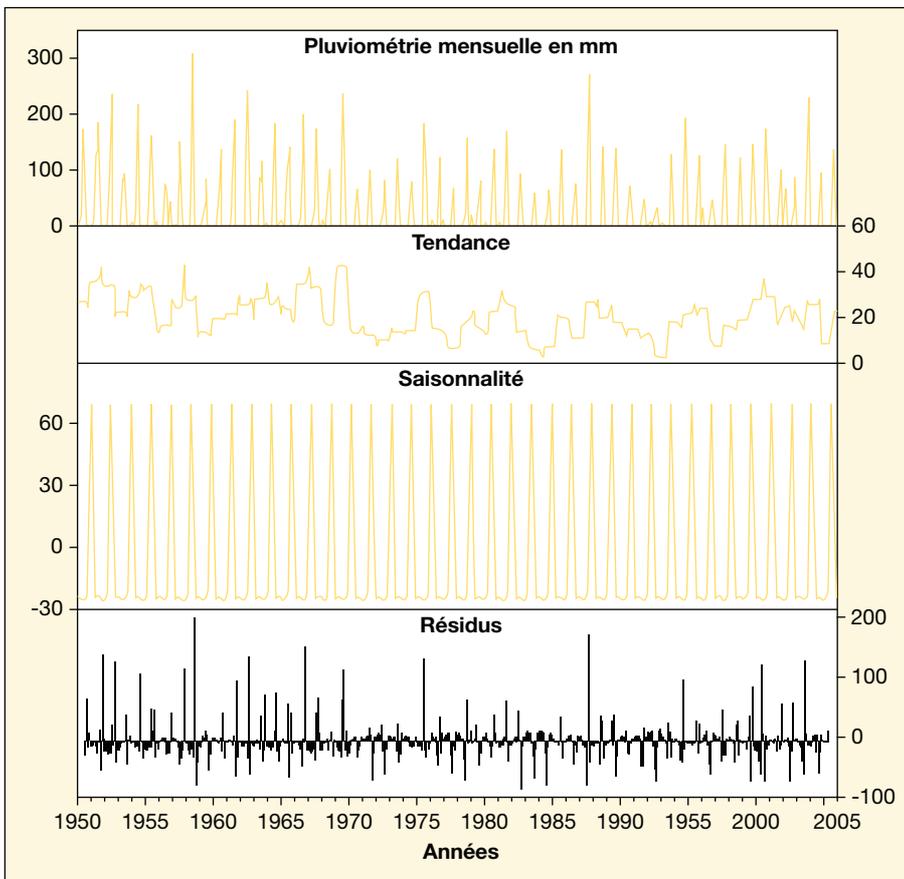


Figure 6. Décomposition de la pluviométrie mensuelle à Saint-Louis.

$$Y_t = C_t + S_t + \varepsilon_t.$$

C_t = tendance,.

S_t = variations saisonnières,.

ε_t = variations accidentelles,.

$t = 1, \dots, n.$

Tableau I. Capture et détermination de moustiques dans le faubourg de Sor.

Quartiers	Pers	A1		A2		A5		CLX		ADS	
		F	M	F	M	F	M	F	M	F	M
Eaux Claires-Diaminar	67	0	0	0	0	0	0	156	118	4	3
Léona-Hlm	87	0	0	0	0	0	0	372	256	0	0
Médina Courses G Rails	72	0	0	0	0	0	0	385	216	1	0
Darou	67	0	0	0	0	4	1	278	85	0	2
Sor Nord	93	0	0	0	0	0	0	653	409	5	3
Ndiolofène	118	1	0	1	0	1	0	664	306	1	0
Diamaguene	85	0	0	0	0	0	0	395	321	40	3
Pikine	315	0	0	0	0	0	0	885	759	24	10
	904	1	0	1	0	5	1	3788	2470	75	21

F : femelle ; M : mâle ; A1 : *Anopheles gambiae s.l* (*Anopheles gambiae* et *Arabiensis*) ; A2 : *Anopheles pharaoensis* ; A5 : *Anopheles rufipes* ; CLX : *Culex* ; ADS : *Aedes* ; Pers : nombre de personnes ayant passé la nuit dans la chambre.

1997, 2002 et 2003, on a enregistré les prévalences les plus fortes. La couche des enfants de moins de 15 ans représente plus de la moitié des malades et elle est dominée par les patients de sexe féminin.

Analyse multivariée

Près de 61 % des moustiques récoltés sont constitués de femelles et les *Culex* représentent environ 97,9 de celles-ci contre

1,9 % d'*Aedes*. C'est aussi au niveau des quartiers, comme Pikine et Ndiolofène, que l'on trouve le plus grand nombre de moustiques femelles, avec respectivement 23,5, et 17,3 %, et les plus fortes concentrations sont rencontrées à Sor Nord et Diamaguene. La domination des *Culex* par rapport aux autres espèces est confirmée par le test de Kruskal-Wallis (tableau 2). La *p-value* calculée est nettement inférieure au niveau de signification $\alpha = 0,05$, on doit rejeter H_0 (Les échantillons ne sont pas significativement différents) (tableau 3).

En outre, on voit des différences non significatives des *Culex* avec toutes les autres espèces. Cette situation est favorisée entre autre par l'insalubrité et la prolifération des eaux stagnantes le plus souvent souillées ou non douces.

Le GLM pour sa part précise que l'association entre la pluie et la hauteur d'eau mensuelles (figure 8) explique bien les consultations mensuelles (tableau 4). La *p-value* calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha = 0,05$, et on doit rejeter l'hypothèse nulle H_0 (absence de relation linéaire significative entre les variables). Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 , alors qu'elle est vraie, est inférieur à 0,01 %. Ce modèle est d'autant plus intéressant que la part de variance expliquée ne vaut qu'environ 33 %. Cependant, une transformation en logarithmique de toutes les variables a permis une bonne amélioration du R^2 qui vaut désormais 0,41. La déviance résiduelle standardisée suit aussi une distribution normale, mieux que dans le modèle n'incluant que les valeurs originales. Le test de Shapiro-Wilk donne une *p-value* calculée supérieure au niveau de signification seuil $\alpha = 0,05$ validant l'hypothèse nulle H_0 (l'échantillon suit une loi normale). Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 , alors qu'elle est vraie, est de 64,1 % (figure 9). Ces coefficients de significativité du modèle amènent à dire que la relation serait plus forte si elle était complétée par l'action de plusieurs autres facteurs environnementaux [35-37], socio-économiques et liés au système de soins...

Discussion et conclusion

L'analyse à partir des variables de divers ordres reposant sur des méthodes et techniques très variées, apporte des éclaircissements sur l'évolution du climat à Saint-Louis. La pluie, qui représente un des paramètres climatiques les plus importants, a diminué nettement à partir de 1970 et se caractérise de nos jours par une légère hausse. Le niveau du fleuve Sénégal, qui dépend essentiellement de la pluviométrie

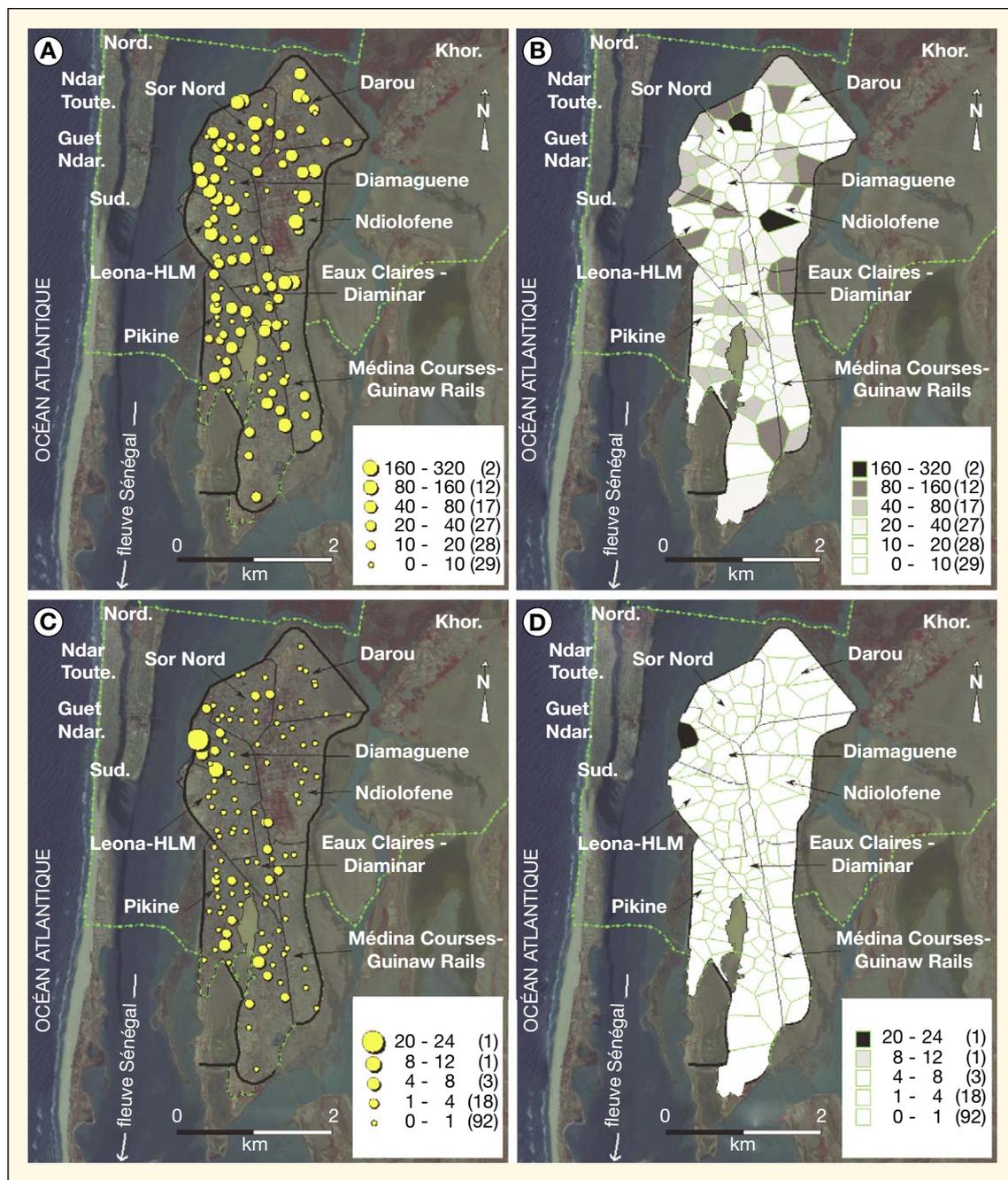


Figure 7. Nombre total de femelles de moustiques récoltées (A et B) et femelles d'*Aedes* (C et D).

Les images B et D ont été obtenues par triangulation de Delaunay (polygone de Thiessen) ; le découpage à l'aide de cette technique permet d'obtenir des polygones irréguliers (appelés polygones de Thiessen ou de Voronoi) qui couvrent entièrement le Sor.

Tableau II. Test de Kruskal-Wallis.

K (valeur observée)	K (valeur critique)	DDL	p-value (bilatérale)	alpha
60,9	16,9	9	< 0,0001	0,05

dans le haut bassin, suit également cette même allure. Sur le plan sanitaire, on note une prolifération de moustiques nuisibles à cause des eaux stagnantes en permanence, mais seulement avec un faible

pourcentage d'anophèles capables de transmettre le paludisme. Cette situation se traduit par les forts volumes d'activités des structures de soins avec le paludisme comme le principal motif de consultations

générales. La modélisation statistique a permis d'étayer l'existence de liens entre l'abondance pluviométrique et le niveau hydrologique d'une part, et d'autre part le nombre de patients observés dans le poste de santé de Sor. La part de variance expliquée par la pluie et la hauteur d'eau dans le fleuve avoisine les 41 %, ce qui constitue un résultat intéressant si on tient compte du rôle d'autres déterminants pouvant entrer en jeu. Parmi ceux-ci, on peut citer, entre autres paramètres climatiques,

Tableau III. Test de Kruskal-Wallis sur les différents échantillons de moustiques.

Différences par paires (différence critique : 37,9)												
		A1		A2		A5		CLX		ADS		
		F	M	F	M	F	M	F	M	F	M	
A1	F	0	3,4	0,0	3,4	-4,4	0,0	-46,4	-42,9	-22,1	-17,3	
	M	-3,4	0	-3,4	0,0	-7,8	-3,4	-49,8	-46,3	-25,4	-20,7	
A2	F	0,0	3,4	0	3,4	-4,4	0,0	-46,4	-42,9	-22,1	-17,3	
	M	-3,4	0,0	-3,4	0	-7,8	-3,4	-49,8	-46,3	-25,4	-20,7	
A5	F	4,4	7,8	4,4	7,8	0	4,4	-42,0	-38,5	-17,7	-12,9	
	M	0,0	3,4	0,0	3,4	-4,4	0	-46,4	-42,9	-22,1	-17,3	
CLX	F	46,4	49,8	46,4	49,8	42,0	46,4	0	3,5	24,3	29,1	
	M	42,9	46,3	42,9	46,3	38,5	42,9	-3,5	0	20,8	25,6	
ADS	F	22,1	25,4	22,1	25,4	17,7	22,1	-24,3	-20,8	0	4,8	
	M	17,3	20,7	17,3	20,7	12,9	17,3	-29,1	-25,6	-4,8	0	

Différences significatives (niveau de signification corrigé de Bonferroni : 0,001)												
		A1		A2		A5		CLX		ADS		
		F	M	F	M	F	M	F	M	F	M	
A1	F	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	
	M	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	
A2	F	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	
	M	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	
A5	F	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	
	M	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	
CLX	F	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Non	Non	Non	Non	
	M	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Non	Non	Non	Non	
ADS	F	Non										
	M	Non										

F : femelle ; M : mâle ; A1 : *Anopheles gambiae s.l* (*Anopheles gambiae* et *Arabiensis*) ; A2 : *Anopheles gharaoensis* ; A5 : *Anopheles gufupes* ; CLX : *Culex* ; ADS : *Aedes*.

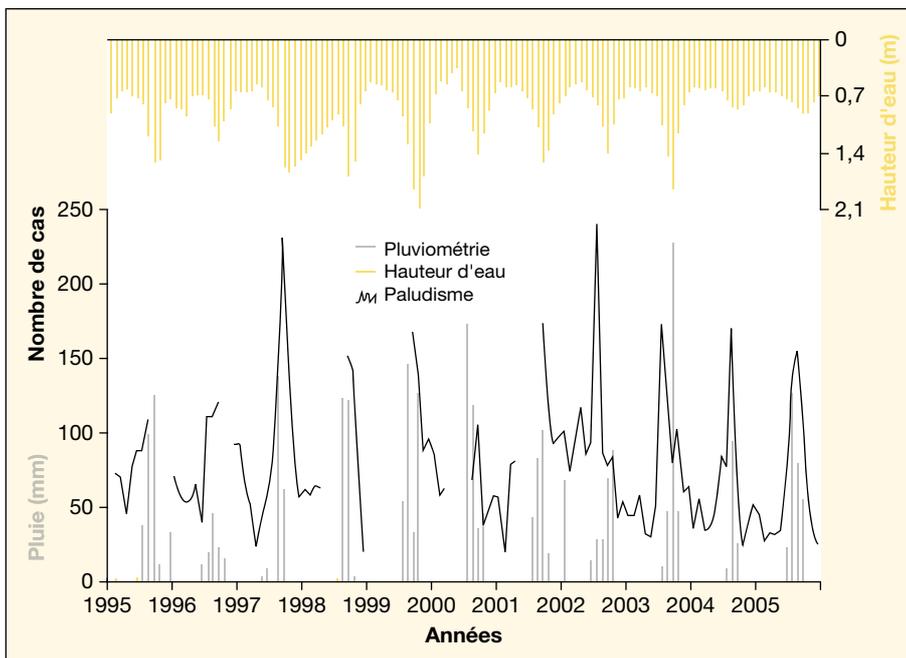


Figure 8. Évolution mensuelle des cas de paludisme (poste de santé de Sor). Trait noir = nombre de cas mensuels de paludisme, bâton gris = pluviométrie mensuelle à la station synoptique de Saint-Louis aéroport, bâton jaune = hauteur d'eau mensuelle à la station hydrologique de Saint-Louis.

la température de l'air et l'humidité relative, auxquels peuvent s'ajouter d'autres données environnementales comme la topographie, la nature du sol...

Cette analyse révèle également toute la difficulté de spécifier les critères d'évaluation des relations entre variabilité hydroclimatique et maladies infectieuses. Même si plusieurs auteurs s'intéressent à cette thématique, le nombre d'études de modélisation qui lient directement le climat aux cas observés de maladies reste encore faible. En effet, la plupart mettent plus en évidence l'action des paramètres climatiques sur l'écologie et la survie des vecteurs. Par exemple, des auteurs ont démontré la sensibilité des moustiques à la température de l'air. Dans nombre de villes sahéliennes, comme c'est le cas de Saint-Louis, l'habitat est spontané et irrégulier dans les quartiers périphériques. Ceux-ci reposent le plus souvent sur des zones *non aedificandi*, accentuant ainsi les problèmes liés au manque de réseau d'assainissement et d'évacuation des eaux pluviales. En saison des pluies, la plupart de ces quartiers se retrouvent les pieds dans l'eau, ce qui

Tableau IV. Modèle linéaire généralisé (paludisme ~ pluviométrie + hauteur d'eau).

Source de variation	Degrés de liberté	Somme des carrés	Carrés moyens	F	Pr > F
Modèle	2	11,8	5,9	35,6	0,000
Erreur	102	16,8	0,2		***
Total corrigé	104	28,6			
Source	Valeur	Écart type	t de student	Pr > t	
Constante	3,5	0,2	21,9	0,000 ***	
log(pluie + 1)	0,1	0,0	4,8	0,000 ***	
log(hauteur d'eau + 1)	0,9	0,3	3,3	0,002 **	
Source	Borne inférieure (95 %)	Borne supérieure (95 %)		s	0,41
Constante	3,2	3,8			
log(pluie+1)	0,1	0,2		R ²	0,41
log(hauteur d'eau+1)	0,4	1,4		R ² ajusté	0,40
Anova	Degré de liberté	Déviante	Degré de liberté résiduel	Déviante résiduelle	
NUL			104	28,6	
log(pluie+1)	1	10,0	103	18,6	
log(hauteur d'eau+1)	1	1,7	102	16,8	
AIC	113,7				
Interactions	2				

Significativité : 0 ; ***p = 0,001 ; **p = 0,01 ; *p = 0,05 ; .p = 0,1 ; p : 1.

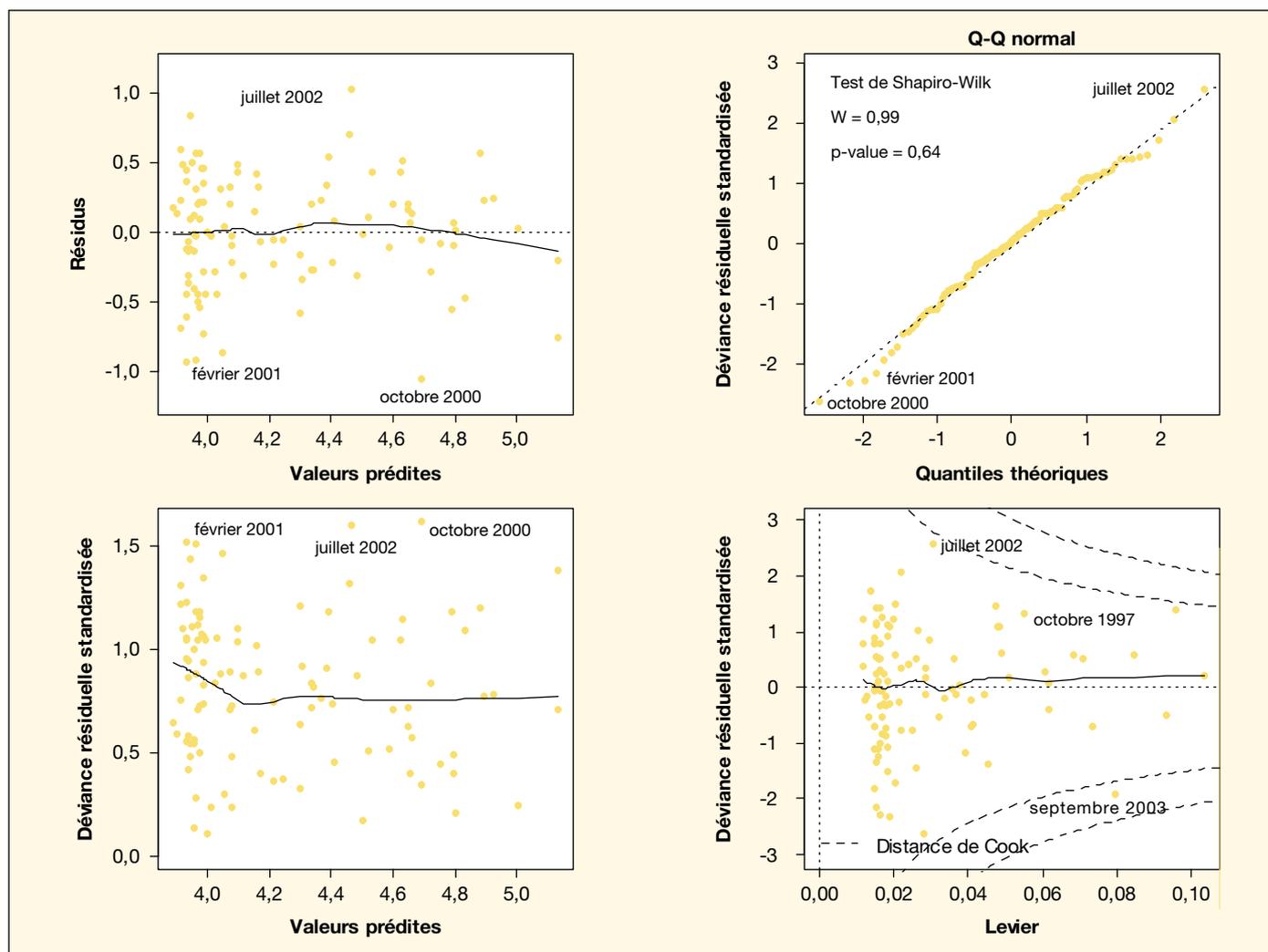


Figure 9. Diagnostic du modèle linéaire généralisé (paludisme ~ pluviométrie + hauteur d'eau).

peut être le plus souvent synonyme de déclenchement ou de propagation de maladies d'origine hydrique. Sur le plan sanitaire de base, un souci de taille peut se situer au niveau du manque de diagnostic systématique fiable en termes de santé publique. Dès lors, beaucoup de pathologies qui sont mal soignées peuvent créer des résistances de parasites aux médicaments. Par exemple, pour le cas du paludisme, le fait de privilégier l'approche syndromique, fondée essentiellement sur des signes cliniques, pour diagnostiquer cette maladie dans la santé communautaire de base, risque à la longue de créer beaucoup de difficultés. En plus de cela, un grand volet de sensibilisation des populations doit s'effectuer pour réduire le risque. L'originalité de notre approche réside dans son caractère multidisciplinaire. Par ailleurs en dehors des facteurs climatiques et des statistiques sanitaires et entomologiques, une grande attention doit être portée à la morbidité ressentie, pour réduire la confusion sur les manifestations de certaines pathologies. En fait, certains patients ne maîtrisent pas totalement les symptômes de certaines maladies. Ensuite, il peut exister parfois un décalage entre ce que ressent le malade, ce qu'il déclare, et, finalement, le diagnostic du technicien de santé. Pour illustration, on peut citer le paludisme dans sa phase la plus grave – on parle alors d'accès pernicieux. La personne touchée est victime de crises convulsives qui, dans la société traditionnelle africaine, seront le plus souvent assimilées à des possessions mystiques et surnaturelles plutôt qu'à un paludisme grave. En plus, seul le recours systématique à la goutte épaisse et au frottis sanguin peut permettre d'avoir de statistiques précises sur la prévalence réelle du paludisme, surtout en milieu urbain. ■

Remerciements

À Jean François Trape et Cheikh Sokhna (UMR 198 paludologie afrotropicale, IRD-Dakar) pour l'accueil au laboratoire et les analyses en parasitologie ; à Lassana Konaté et Malick Faye (laboratoire d'écologie vectorielle, faculté des sciences, UCAD-Dakar) pour la capture et la détermination des moustiques à Saint-Louis ; à *Espoir Pour la Santé* à Saint-Louis et à toutes les personnes ayant participé de près ou de loin à la réalisation de ce projet.

Références

1. Fontaine B, Janicot S. Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J Clim* 1996 ; 9 : 2935-40.

2. Diedhiou A, Janicot S, Viltard A, de Felice P, Laurent H. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: results from NCEP/NCAR and CEPMMT reanalyses. *Clim Dyn* 1999 ; 15 : 795-822.

3. Servat E, Paturel JE, Lubès-Niel H, Kouamé B, Travaglio M, Mariéu B. Variabilité des écoulements en Afrique tropicale humide. *CR Acad Sci* 1997 ; 325 : 679-82.

4. Paturel JE, Servat E, Lubès H, Delattre MO. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrol Sci J* 1998 ; 43 : 937-46.

5. Mahé G, L'Hôte Y, Olivry JC, Wotling G. Trends and discontinuities in regional rainfall of West and Central Africa, 1951-1989. *Hydrol Sci J* 2001 ; 46 : 211-26.

6. L'Hôte Y, Mahé G, Somé B, Triboulet JP. Analysis of a sahelian annual rainfall index updated from 1896 to 2000; the drought still goes on. *Hydrol Sci J/J Sci Hydrol* 2002 ; 47 : 563-72.

7. Lamb PJ. Persistence of Sub-Saharan drought. *Nature* 1982 ; 299 : 46-8.

8. Eltahir EAB, Gong C. Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J Clim* 1996 ; 9 : 1030-42.

9. Balme M, Lebel T, Amani A. Dry years and wet years in the Sahel: quo vadimus? *Hydrol Sci J* 2006 ; 51 : 254-71.

10. Dai A, Lamb PJ, Trenberth KE, Hulme M, Jones PD, Xie P. The recent Sahel drought is real. *Int J Climatol* 2004 ; 24 : 1323-31.

11. Mbaye M, Sagna P. Analyse de la vulnérabilité des sociétés aux variations climatiques : l'exemple du faubourg de SOR à Saint-Louis (Sénégal). In : Beltrando G, Madelin M, Quénel H, eds. *Les risques liés au temps et au climat*. Colloque AIC, Epernay, 2006.

12. D'Ercole R. Les vulnérabilités des sociétés et des espaces urbanisés : concepts, typologie, modes d'analyses. *Rev Geogr Alp* 1994 ; 4 : 87-96.

13. Wisner B, Blaikie P, Cannon T, Davis I. *At risk: natural hazards, people's vulnerability, and disasters*. London : Routledge, 2004.

14. Baudon D, Louis FJ, Martet G. En Afrique, le paludisme urbain est le paludisme de demain. *Med Trop* 1996 ; 56 : 323-5.

15. Besancenot JP, Handschumacher P, Ndione JA, Mbaye I, Laïdi K. Climat, eau et santé au Sahel ouest-africain. *Sécheresse* 2004 ; 15 : 233-41.

16. Martens WJM, Jetten TH, Rotmans J. Climate change and vector-borne diseases: a global modelling perspective. *Glob Environ Change* 1995 ; 5 : 195-209.

17. Bouma MJ, Dye C, Van der Kaay HJ. Falciparum malaria and climate change in the North West Frontier Province of Pakistan. *Am J Trop Med Hyg* 1996 ; 55 : 131-7.

18. Constantin De Magny G, Guégan JF, Petit M, Cazelles B. Regional-scale climate-variability synchrony of cholera epidemics in West Africa. *BMC Infect Dis* 2007 ; 7 : 20.

19. Craig MH, Snow RW, Le Sueur D. A climate-based distribution model of malaria transmission in Sub-Saharan Africa. *Parasitol Today* 1999 ; 15 : 105-11.

20. Mbaye M. L'apport de l'imagerie satellitaire et des Systèmes d'information géographique (SIG) dans l'évaluation des contraintes hydrologiques à Saint-Louis du Sénégal, in Spatialisation et cartographie en hydrologie. *Rev Mosella* 2004 ; 29 : 167-80.

21. Lubès H, Masson JM, Servat E, Paturel JE, Kouamé B, Boyer JF. *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques-étude bibliographique*. Montpellier : Orstom éditions, 1994.

22. Bourbonnais R, Terraza M. *Analyse des séries temporelles en économie, applications à l'économie et la gestion*. 2^e édition. Paris : Dunod, 2008.

23. Petrarca V, Vercrysse J, Colluzzi M. Observation on the anopheles gambiae complex in the Senegal river basin. *West Africa. Med Vet Entomol* 1987 ; 1 : 303-12.

24. Carrara G, Petrarca V, Niang M, Colluzzi M. Anopheles pharoensis and transmission of plasmodium falciparum in the Senegal river delta, West Africa. *Med Vet Entomol* 1990 ; 4 : 421-4.

25. Saporta G. *Probabilités, analyse des données et statistique*. Paris : Technip, 2006.

26. Diallo S, Ndir O, Diop BM, et al. Le paludisme dans le district sanitaire sud de Dakar (Sénégal). 1. Parasitisme et accès paludéens. *Bull Soc Pathol Exot Filiales* 1998 ; 91 : 208-13.

27. Diallo S, Konate L, Faye O, et al. Le paludisme dans le district sanitaire sud de Dakar (Sénégal). 2. Données entomologiques, parasitologiques et cliniques. *Santé* 2000 ; 10 : 221-9.

28. Organisation mondiale de la santé (OMS). *Entomologie du paludisme et contrôle des vecteurs. Guide du stagiaire*. Genève : OMS, 2003.

29. Pages F, Orlandi-Pradines E, Corbel V. Vecteurs du paludisme : biologie, diversité, contrôle et protection individuelle. *Med Mal Infect* 2007 ; 37 : 153-61.

30. Meylan P, Musy A. *Hydrologie fréquentielle*. Bucarest : H*G*A, 1999.

31. Chastel C. Réflexions sur deux viroses d'actualité : la fièvre jaune et la dengue. *Ann Biol Clin (Paris)* 1997 ; 55 : 415-24.

32. Thonnon J, Fontenille D, Tall A, et al. Re-emergence of yellow fever in Senegal in 1995. *Am J Trop Med Hyg* 1998 ; 59 : 108-14.

33. Mutebi JP, Barrett ADT. The epidemiology of yellow fever in Africa. *Microbes Infect* 2002 ; 4 : 1459-68.

34. Baudon D, Gazin P, Galaup B, Pelletier-Guinart E, Pica JJ. Fiabilité de l'examen clinique dans le diagnostic des fièvres palustres en zone d'endémie ouest-africaine. *Med Trop* 1988 ; 48 : 123-6.

35. Mouchet J, Carnevale P. Impact des transformations de l'environnement sur les maladies à transmission vectorielle. *Santé* 1997 ; 7 : 263-9.

36. Bourée P. Aspects actuels du paludisme. *Rev Francophone Lab* 2006 ; 385 : 25-38.

37. Guégan JF, Prugnolle F, Thomas F. Global spatial patterns of infectious diseases and human evolution. In : Stearns SC, Koella J, eds. *Evolution in Health and Disease*. Oxford (U.K) : Oxford University Press, 2007.

The implications of a decade of drought in Australia (1996-2007)

Trevor M. Daniell

School of Civil
Environmental and Mining Engineering
Faculty of Engineering
Computer and Mathematical Sciences
University of Adelaide
Australia 5005
<trevord@civeng.adelaide.edu.au>

Abstract

In Australia, a persistent drought extending over a 5 to 10 years duration has produced severe water restrictions for over 90 percent of water users in the nation. The effects of the 1996-2007 drought relative to other droughts and the implications of the drought in terms of water resource management are described using a number of case studies. The relationship between climate change and natural variability of stream flow are also discussed. Large parts of Australia have been transformed from productive regions into regions with little or no runoff and a severe reduction in production. Some irrigators have no water allocated to them and residents of major capital cities have had water restrictions placed upon them as volumes in water supply dams fell below 25% of full storage. The linkages between climate driving mechanisms of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Inter-decadal Pacific Oscillation (IPO) are discussed in terms of their ability to define the increased chances of severe drought when they occur. The apparent severity of the 1996-2007 droughts has been exacerbated by the reliance placed on allocations of water and growth in the catchment since the Federation Drought of 1895-1903.

Key words: Australia, climate, drought, El Niño, indicators, prediction, rainfall, rain water, stream flow.

Résumé

Les implications d'une décennie de sécheresse en Australie de 1996 à 2007

En Australie, une sécheresse persistante, durant depuis cinq à dix ans, a provoqué de sévères restrictions en eau pour plus de 90 % de la population. À partir de plusieurs études de cas, on présente les effets de la sécheresse de 1996-2007 sur la gestion des ressources en eau. Les relations entre changement climatique et variabilité naturelle des cours d'eau sont aussi discutées. De grandes portions du territoire australien ont vu leurs écoulements d'eau de surface diminuer ou s'arrêter. Du fait de la baisse du remplissage des réservoirs à moins de 25 % de leur capacité, certains systèmes irrigués n'ont plus d'eau, et des restrictions importantes ont été apportées à la fourniture d'eau aux grandes zones urbaines. Cet article étudie les liens entre les mécanismes climatiques de l'ENSO (El Niño oscillation australe) et de l'IPO (oscillation pacifique interdécadale) en termes de leur capacité à définir l'augmentation des risques de sécheresse quand ils apparaissent. La sévérité apparente de la sécheresse 1996-2007 a été exacerbée par la dépendance entre cultures et l'allocation en eau dans les bassins, instaurée depuis la « Sécheresse de la Fédération » en 1895-1903.

Mots clés : Australie, climat, El Niño, écoulement cours eau, indicateur, pluie, précipitations, prédiction, sécheresse.

Introduction

Persisting drought or climate change: that is the question

In Australia, it does not really matter which of the above is occurring, as there has been a deficiency of rainfall and subsequently stream flow in much of the continent, commencing in 1996 and continuing into 2008. The systems that rely on water are deteriorating and on the verge of collapse. Lakes are becoming saline, irrigators have no allocations, major cities are on water restrictions, and sulphate soils are being exposed and creating acid water. Every day, there are headlines in newspapers on the severity of the problem, and governments are investigating a myriad of activities to solve the problem.

This single drought of more than 10 years in length has required a raft of strategies to be implemented and has ensured that in future many management solutions need to be developed to cope with subsequent droughts. There are many aspects that make this drought critical external to the lack of rainfall and the extremely high temperatures. There is increased demand for irrigation, an increased population requiring potable water supplies and there are increased demands for protecting the environment, which have not been supplied in the past. Overall, there are increased expectations from the public that drought should be able to be managed.

This current drought in some parts of Australia is the most critical dry period on record. It has resulted in federal and state governments spending billions of dollars on improving the robustness of water supply systems and creating many policies to manage the security of supply. The level of security of water supplies for all urban and rural systems has dropped significantly, requiring all governments to inject large amounts of capital into systems to give alternative supplies or make the existing systems more efficient, so that people have water and ecosystems can survive.

It has been argued [1, 2] that the term, "drought", depicts a construct that is more than lack of rainfall or low stream flow in that it encapsulates the demand for water by society and later for the ecosystems of the rivers. In this paper, therefore, the period of low rainfall and flows well below the median values will be discussed along with the period of time in which these values have persisted. Indeed, drought can be expressed in terms of a deficit of rainfall for agriculture and land environments; for riverine ecosystems it is a deficit of flows; and for water supply, whether it be for irrigation or town

water supplies, a deficit in water storage volumes as well as stream flows to supply demands.

Bond *et al.* [3] have stated that despite the relative frequency of drought in Australia, there has not been the development of long-term management strategies that are capable of handling the impacts of droughts especially in catchments with anthropogenic disturbances which have altered runoff, increased demand for water which has modified the natural resilience of aquatic ecosystems and, in some cases, exacerbated droughts within various catchments. First of all, it is necessary to discuss how aridity interacts with drought especially as climate change alters the distribution of rainfall and runoff.

Drought is an extreme event and aridity is a long-term state

A drought can be defined as an extreme event, which occurs infrequently and is much lower in rainfall, flows and water levels than is experienced normally [4]. Australia is the driest inhabited continent, with precipitation distributed unevenly across the continent, as shown in *figure 1*. Rainfall is highly variable, as is evaporation. Nearly, 80% of the country has an average annual rainfall of less than 600 mm; over one third has an average of less than 300 mm; and over 20% has

an annual average rainfall of less than 200 mm. The driest part of the continent is around Lake Eyre and northern South Australia with an annual average of less than 125 mm while the wettest parts are in north eastern Queensland and western Tasmania where rainfall exceeds 3,000 mm/year.

It is necessary to distinguish between drought and the very large region of aridity in Australia where low annual precipitation of less than 250 mm occurs along with high evaporation [5, 6], as shown in *figures 1 and 2*.

Semi-arid areas exist over much of Australia where there is annual precipitation < 500 mm with high evaporation levels. The arid and semi-arid areas, under a Koeppen classification are shown in *figure 3*. In a study by Rabone [9] aridity was indexed by the ratio of a region's average annual evaporation to its average annual precipitation. For much of South Australia, the average annual evaporation exceeds the annual average rainfall by a factor of 10. In long droughts, therefore, there is a distinct change for large areas into semi-arid and arid classifications. This will be discussed further later.

Definitions of drought

Drought is not simply defined, as it encompasses spatial aspects, a temporal component, the relative magnitude of a number of

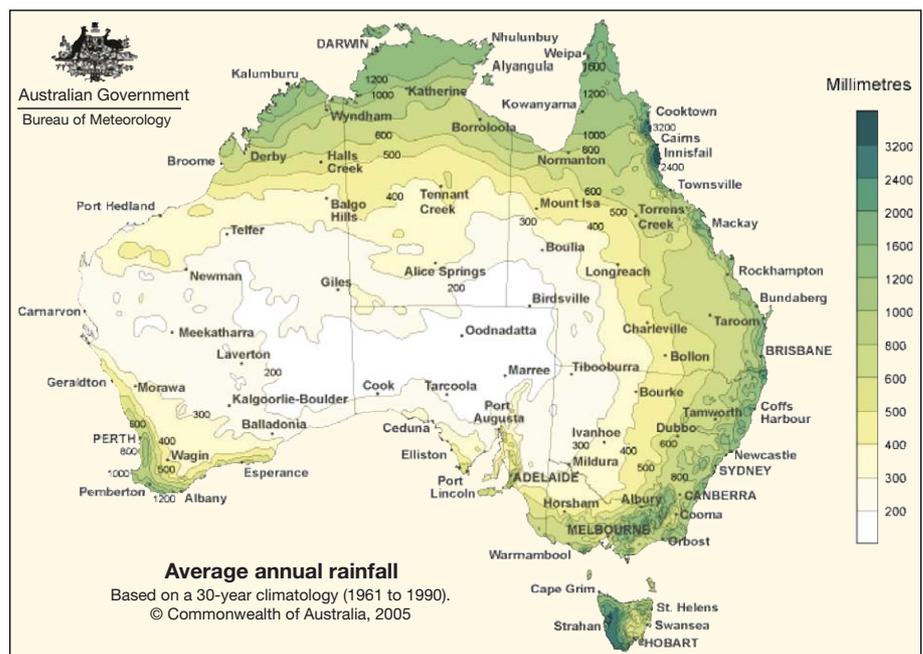


Figure 1. Average annual rainfall across Australia [7] (1961-1990).

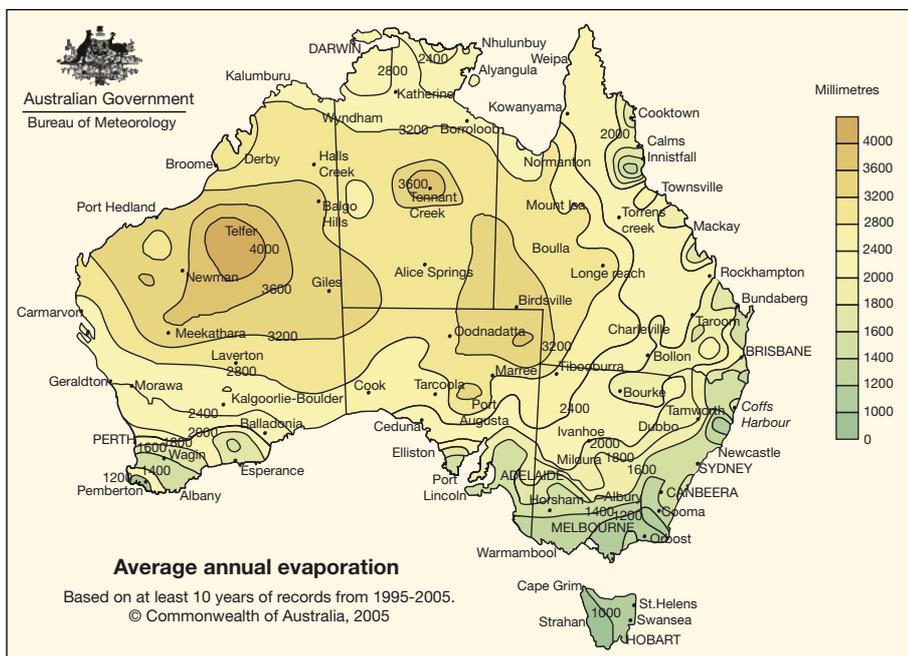


Figure 2. Average annual evaporation across Australia [8].

variables and social components. Therefore, drought can be related to any catchments where there is lower than average rainfall over a prolonged period, which limits the amount of water for users' normal needs from the direct interception of rainfall, river flows into

storages, river or groundwater levels. Therefore, drought can be experienced from a lack of water in different ways. There are essentially four types of drought [3, 5, 6, 11-13]: meteorological, agricultural, hydrological and socioeconomic. A deficit of precipitation has different

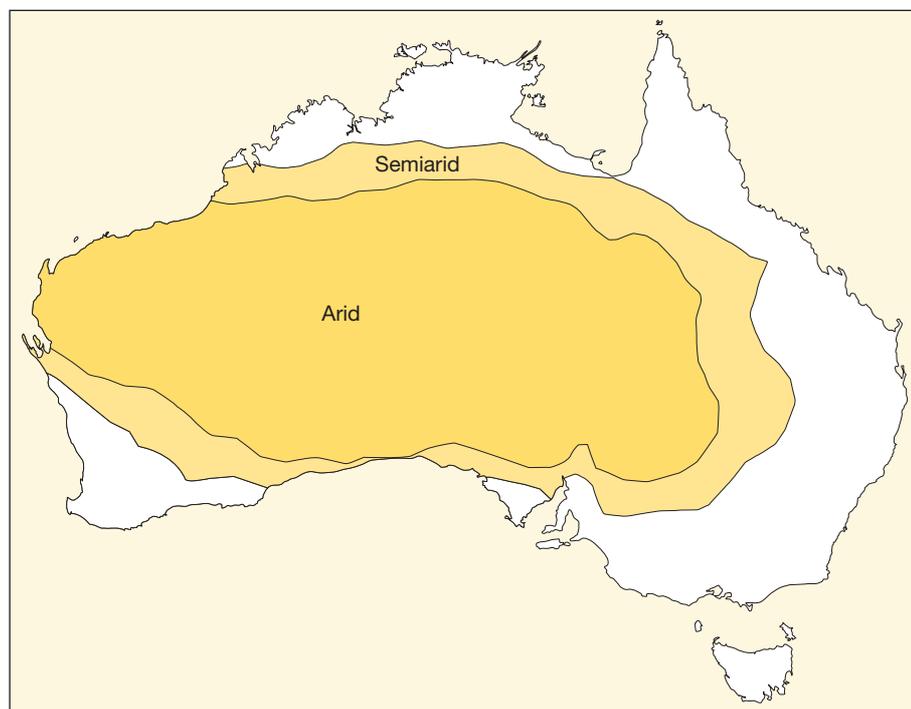


Figure 3. Map of arid (desert) and semiarid (grassland) areas of Australia based on a Koeppen classification [10].

impacts on different components of the hydrological cycle (soil moisture, river flow and groundwater) and components of the biosphere (ecosystems and humans). For example, soil moisture conditions respond to precipitation anomalies on a relatively short scale. Groundwater, river flow and reservoir storage mostly reflect the longer-term precipitation anomalies in temperate and humid climates. These anomalies allow different drought types to be defined conceptually and to be described in terms of various drought indices. The distinctions between these types are, however, rather arbitrary, as different types of drought may happen simultaneously [13]. For arid and semi-arid areas drought as defined by normal definitions is inappropriate.

– *Meteorological drought*: a deficit in precipitation in 3 or more consecutive months from normal precipitation. The degree of deficit that causes a drought is expressed in a number of different ways such as “50 percent from normal precipitation” [14] or based on deciles of precipitation, as Gibbs and Maher [15], in 1967, considered that a cumulative precipitation for the period in the 10% decile was evidence of drought, or through use of the standardized precipitation index (SPI) of McKee *et al.* [16]. The SPI [16, 17] is based on the normalised probability distribution of precipitation and can be for different periods of time. The effective drought index of Byun and Wilhite [18] also uses a normalised daily precipitation, but is a measure of precipitation deficit;

– *agricultural drought*: a deficit in soil moisture resulting in lack of growth of crops. Initially it can be a short-term event, but if soil moistures remain, low can result in widespread failure of growth of vegetation and agricultural system stress. One index used is the Palmer Drought Severity Index [19];

– *hydrological drought*: generally a longer term event where low stream flows and lowered groundwater tables reflect the prolonged moisture deficits that occur from a deficit in precipitation, and lack of surface runoff and recharge causing stress to freshwater ecosystems and water supply storages. Indices used include the Palmer Hydrological Drought Index and other indices such as the Total Water Deficit Index [20] and frequency distributions of low flows. Low flows can be a seasonal phenomenon related to a summer period or dry season of high temperature and evaporation and low rainfall. However, a drought results in an extended period of lower than normal flows resulting from less than normal precipitation for an extended period of time. Droughts include low-flow periods, but a seasonal low-flow event does not necessarily constitute a

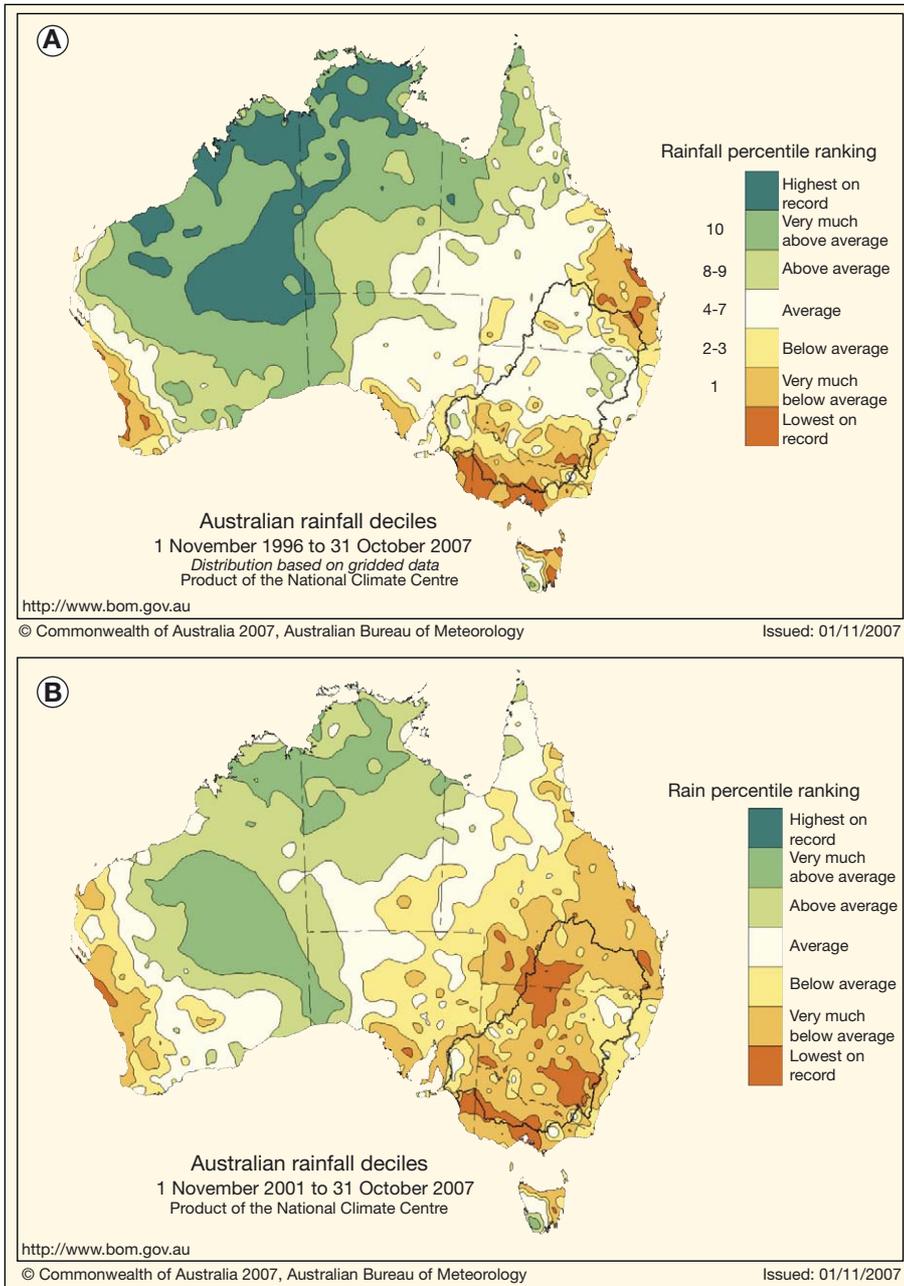


Figure 4. Illustration of the 1996 to 2007 drought in Australia shown for two different times intervals.

A) Australian rainfall deciles for the 11-year period November 1996 to October 2007. The Murray-Darling Basin is outlined in bold; B) Australian rainfall deciles for the six-year period November 2001 to October 2007. The Murray-Darling Basin is outlined in bold.

drought. Often a low flow period in one year is labelled as an “annual drought” [21-23];

– *socioeconomic drought*: the combined effect of short- and long-term elements of the deficits in water on human well-being and on economic goods.

A meteorological drought generally precedes both the agricultural and hydrologi-

cal drought. There are the cases where there are man-induced hydrological droughts in some systems due to land-use changes and diversions of flow and building of large storages. The degree to which systems in Australia have been managed to maintain a high reliability of supply to irrigators has caused a high degree of change in hydrological conditions in

rivers, resulting in severe water deficits in some seasons and surpluses or anti-droughts in other seasons [1]. The deficiency of rainfall effectively triggers a drought. The longer and the more spatially extensive this deficiency is, the more likely that all types of droughts will occur as a result. Therefore, the agricultural sector is usually the first to be affected in a long drought because of its dependence on soil water storage and the need to replenish it to ensure crop growth. During an extended dry period, soil storage is decreased first. If the precipitation deficiency persists, then flows decrease and reservoir storages are affected, and further sectors are affected, with those users who abstract water directly from rivers being affected next, and then the last to succumb to water shortages are those who are supplied from reservoirs and aquifers. Therefore the severity and the duration of the dry period are the critical elements for drought management. A short drought period may have an impact on rain-fed agriculture, but little or no impact on urban and irrigation water supply.

1996 to 2007 drought

Figure 4A shows the Australian rainfall deciles for the period November 1996 to October 2007 and figure 4B for the six-year period, November 2001 to October 2007. The different periods show how a very severe shorter-term drought can be imbedded in a longer period drought. The maps show areas with a serious rainfall deficiency where *serious* rainfall deficiency is below the lowest ten per cent (decile 1 value) for the designated time period and *severe* rainfall deficiency is rainfall below the five-percentile value for designated time period. Areas where the rainfall is the lowest on record for the given time period are also shown.

Decadal variation in drought risk

Figure 5 shows deficiencies for the 12 months, period from June 2007 to May 2008, with half of Australia still remaining in a much below average period, particularly in South Australia and southern Northern Territory. Over this period, much of eastern Australia had some benefit from above average rainfall associated with a La Niña event, over late 2007 to February 2008. Victoria and Tasmania had below average falls over the period.

Cause – drought driving mechanisms

Australia has the most variable rainfall and stream flow regions in the world [5]. These fluctuations have many causes, but the four strongest climate-driving mechanisms identified by various studies [26-31] are the El Niño Southern Oscillation (ENSO), the inter-decadal pacific oscillation (IPO), the Indian Ocean Dipole and the Antarctic Oscillation. It has been shown that dry conditions in Australia tended to be associated with El Niño and the link between rainfall and stream flow and ENSO was statistically significant. Chiew *et al.* [32] further analysed the relationship between ENSO and rainfall, drought and stream flow in Australia, showing statistical significance. The IPO is a multi-decadal sea surface temperature (SST) pattern, which shows a symmetry about the equator. It was introduced by Power *et al.* [26] who showed that the IPO modulated ENSO climate teleconnections to Australia. A further interaction has been described for eastern Australia, in that the wet periods of climate (early 1890s, 1916-1918, early 1920s, mid-1950s, early 1970s) have resulted from the interaction of the La Niña phase of ENSO and the 'cool' phase of the pacific decadal oscillation or IPO [26, 33, 34]. From the early wet periods in European settlement, a biased expectation of the capability of the land use resulted, which led to development of marginal areas and small grazing property sizes [35-37]. In Australia's variable climate and resulting from the nature of ENSO, the wet periods seem to be always followed by drought periods (1896-1903, 1919-1920, 1926-1931, 1939-1948, mid-1960s, early 1980s, 1997-present). The hydro-meteorological record for many locations in Australia is relatively short (generally less than 100 years). It is interesting to note that many historical records commenced after the Federation Drought (1896-1903) and therefore do not include the extreme variations of the wet and dry in the 1890s [15]. Reconstructed climatic records have been developed using coral records [38], and these suggest that the driest and wettest individual years in the period 1754 to 1985 occurred in 1902 and 1974, respectively. However, when looking at longer 10 and 30-years periods, the driest periods occurred in 1766-1775 and in 1770-1799, respectively. This was prior to the period of settlement and meteorological recording. From the coral record, the wettest 10 and 30-years periods occurred in 1972-1981 and 1950-1979, respectively. The present period of dry is now matching the extreme

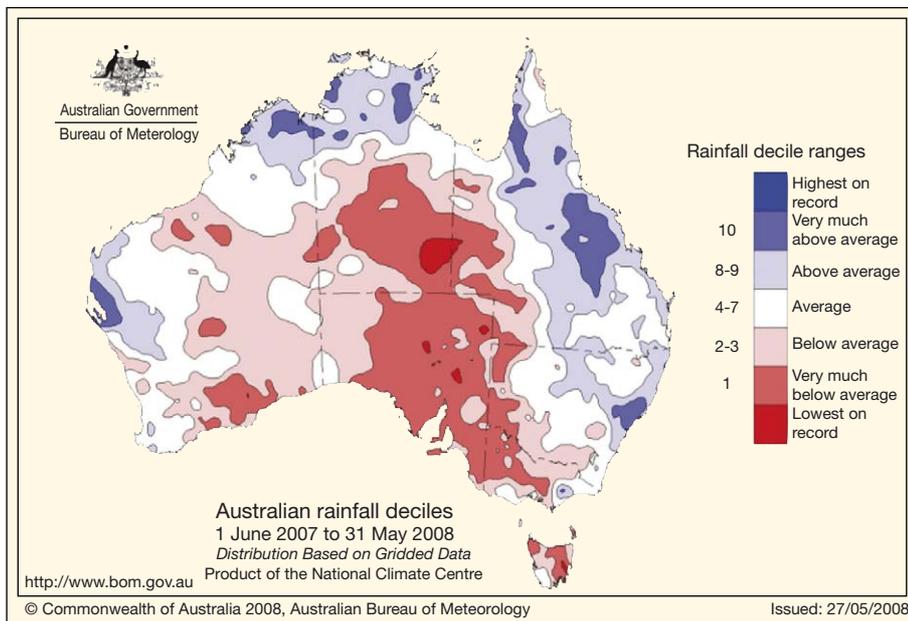


Figure 5. Rainfall deficiencies for the 12 month period from June 2007 to May 2008.

There are also patches of lowest on record rainfall for the period, and these occurred following a decade of long rainfall deficits and record high temperatures, as shown in figure 6, which have led to the lowest stream flows on record in many parts of Australia.

Two examples of stream flows into different basin storages are shown in figures 7 and 8. These both show that inflows are lower than the Federation Drought, which for the Murray Darling Basin was 1895 to 1903, and for the Googong catchments, 1901 through to 1914.

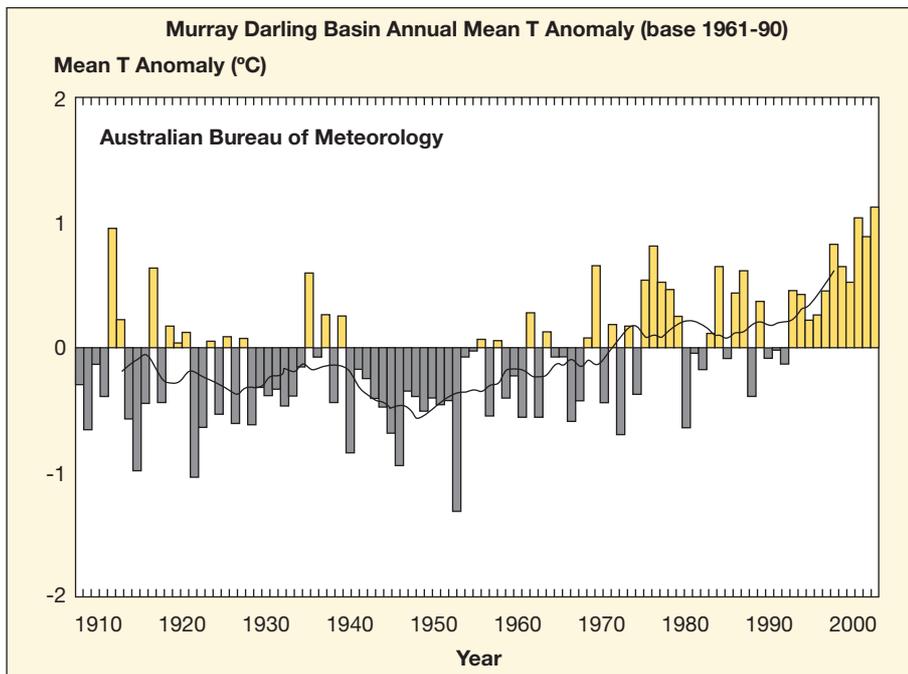


Figure 6. Temperature anomaly (°C) for the Murray-Darling Basin [13].

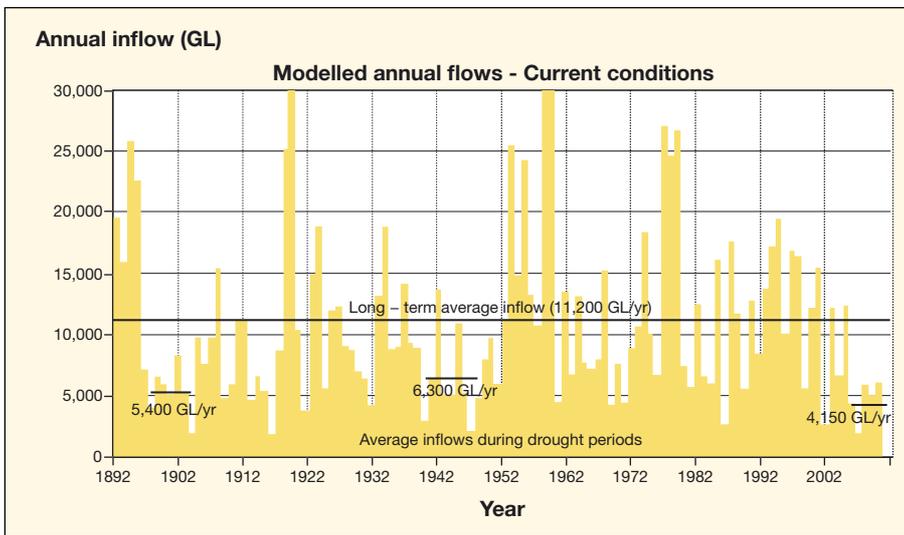


Figure 7. Murray-Darling Basin – modelled annual inflows. Volume is in giga litres (GL) [24].

previously recorded and is proving to be a challenge for water resources managers [34].

It was shown that seasonal forecasts could be improved knowing the relationships between ENSO and rainfall and stream flow. An example of forecasting is shown in figure 8 where the spring (September-October-November) inflow into Wyangala Dam on the Lachlan River in the Murray Darling Basin in southeast Australia is generally higher, when the winter (June-July-August) southern oscillation

index (SOI) is positive. The SOI is related to the difference between the Tahiti and Darwin sea level pressure, and together with sea surface temperature anomalies (particularly across equatorial Pacific Ocean, e.g., NINO3) and upper atmospheric pressure, are commonly used indicators of ENSO [39]. figure 9 also confirms that adaptive reservoir management techniques, based on ENSO forecasts, can improve drought security and become significantly more important during dry climate epochs. These results have marked

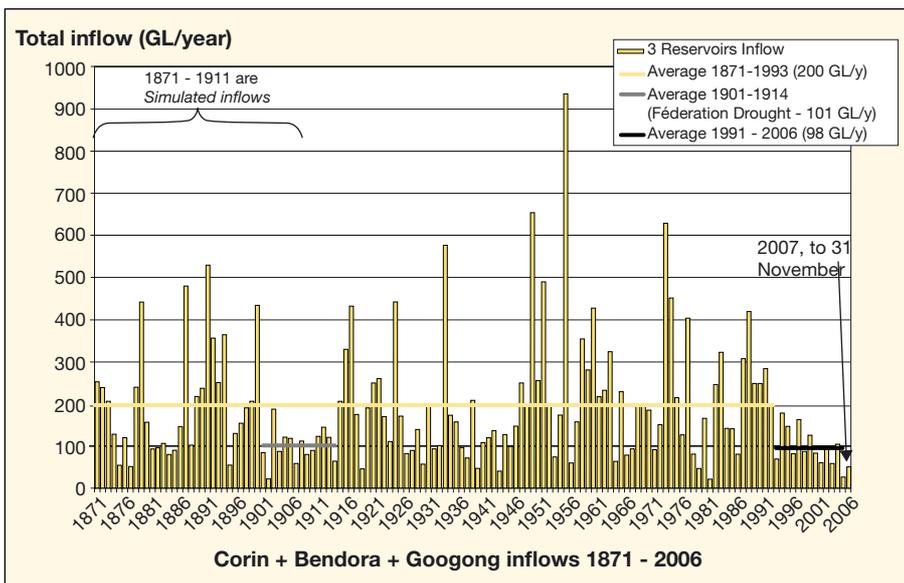


Figure 8. Stream flows into Canberra Water supply storages on the Cotter and Queanbeyan rivers [25].

implications for improving drought security for water storage reservoirs.

There are a number of recent investigations into the multi-decadal variability of drought risk [28] in Australia associated with the different climate epochs defined using the IPO index. There is an indication that IPO modulates both the magnitude and frequency of ENSO events by having the effect of reducing and elevating drought and flood risks on multi-decadal time-scales. figure 10 shows a cumulative plot of rainfall residuals for Naracoorte in South Australia against a plot of IPO with the accumulating wet period shown for the 1950s to the mid 1970s where IPO was -ve and the recent dry period of the 1990s and 2000s where IPO was +ve except for a little transgression into the negative region. Each movement through the time series relates to a wet or dry period e.g., the dry periods are the early 1900s, the late 1930s and early 1940s, late 1970s to the early 1980s. The period 1912 to 1935 had small wet and dry periods and then maintained average conditions, being neither wet or dry.

The IPO pattern associated with the positive phase is higher sea surface temperatures in the tropical Pacific (more El Niño-like) and colder conditions in the North Pacific.

Rainfall runoff relationships during droughts

If the Tanh curve [41, 42] is adopted for a rainfall runoff relationship, then a simple model can be determined, as shown in figure 10 for Scott Creek Catchment in the Mt Lofty Ranges, South Australia. This diagram shows how during the dry years the runoff is approaching 90% less than the average. As a drought becomes longer, then the soil stores are becoming increasingly drier and this extrapolates to lower base flows in the catchments. This simple rainfall runoff relationship can also be used to predict approximately the changes in runoff due to climate change.

In figure 11, for the annual rainfall of 1000 mm the runoff is approximately 238 mm. If this is reduced by 10%, then 900 mm results in, say, 175 mm, which is a reduction of 26%. However, if we have a rainfall of 700 mm reduced by 10% to 630 mm, the runoff reduces from 72 to 44 mm, which is a reduction of 39%. The effects of climate change can be clearly seen in this very simple analysis, although with extra evaporation and higher temperatures the effect could be greater, or

Impact and consequences of drought on natural and man-made systems

This current drought has disrupted cropping, reduced breeding stock, and has led to the failure of some agricultural and farming enterprises. The decline in productivity has affected rural and urban Australia with some rural towns losing retail stores and having rapid reductions in population. There has been serious environmental damage, particularly through vegetation loss and soil erosion, as well as the drying out of natural water ecosystems. The water quality of systems has deteriorated, particularly from the increase in salinity. The combined effects of drought, deprivation of natural flows due to constructed storages and increasing salinity has placed the river red gum (*Eucalyptus camaldulensis*) forests along the lower Murray River into severe stress. Prior to storage construction this species could easily tolerate droughts as the flood plains would be inundated naturally in floods but, now, these floods are curtailed, but the drought effects are even more severe leading to the deterioration of the iconic river red gums. Bond *et al.* [3] state that a flood event to inundate the flood plains needs to be released at least every 5 years to allow the health of flood-plain forests to recover and be maintained. In droughts of the severity of the present one, multiyear drought response strategies, which require water to be stored and released for the environment become an enigma for the managers, politicians and all stakeholders. The systems are not natural anymore and the ecosystems resilience is being thoroughly tested.

The resulting bushfires have been catastrophic, with large loss of life and property, as well as public infrastructure. A bushfire in South Australia in 2005 killed 9 people, 113 people were injured and 1,450 km² burnt, and in the Australian capital territory (ACT) in February 2003, 4 people died and 500 houses were destroyed. In the 2006-2007 summer, bushfires occurred throughout Australia in all states, with one fire in Victoria burning for 69 days over an area of 11,550 km². Throughout Australia's history, major droughts have resulted in severe bushfires; for example the Black Friday fires of 1939, the Tasmanian fires of 1967 and the Ash Wednesday fires in Victoria and South Australia of 1983 which alone claimed 75 lives and 3,600 buildings [43].

Many recent publications [44] have highlighted aspects of the dry periods in Australia and the debate continues on

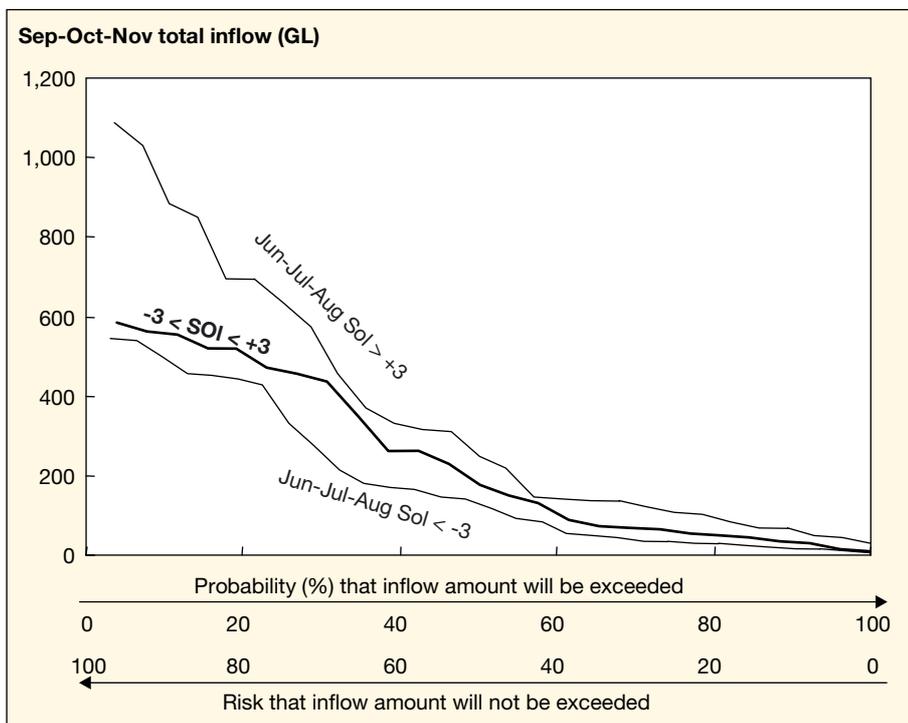


Figure 9. Distribution of spring inflow into Wyangala dam (in South-East Australia) for three categories of winter SOI values [39].
SOI: southern oscillation index.

with increased rainfall intensity the effect could be less, or perhaps these might cancel each other out. With all the unknowns in spatial and temporal distributions, this simple model gives a good approximation of the first order effects of climate change.

The lowest point is the 2006 runoff. The relationship of flows to the climate driving mechanism of ENSO has been shown above and all the lowest values in this figure are points when ENSO is -ve.

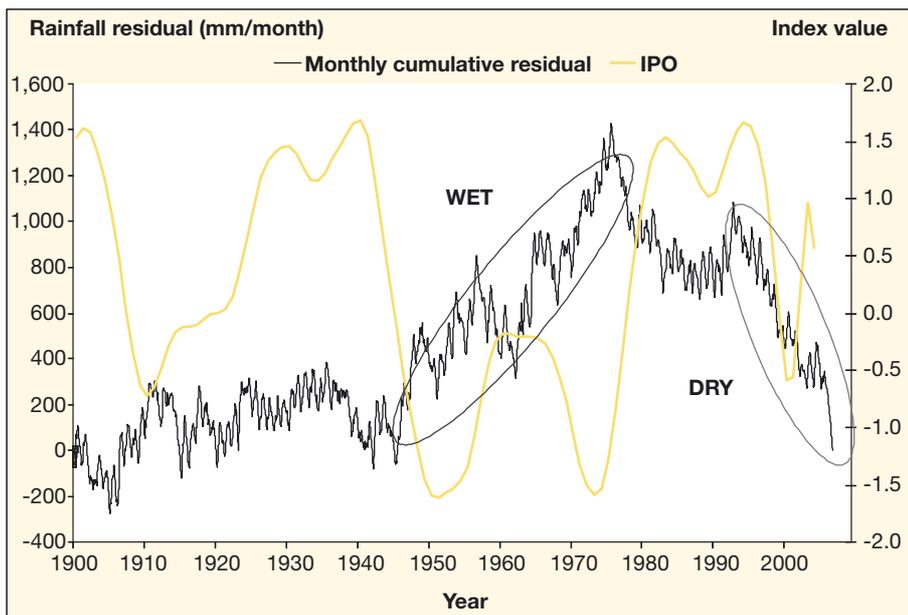


Figure 10. Monthly cumulative rainfall residuals for Naracoorte with IPO [40].
IPO: interdecadal pacific oscillation.

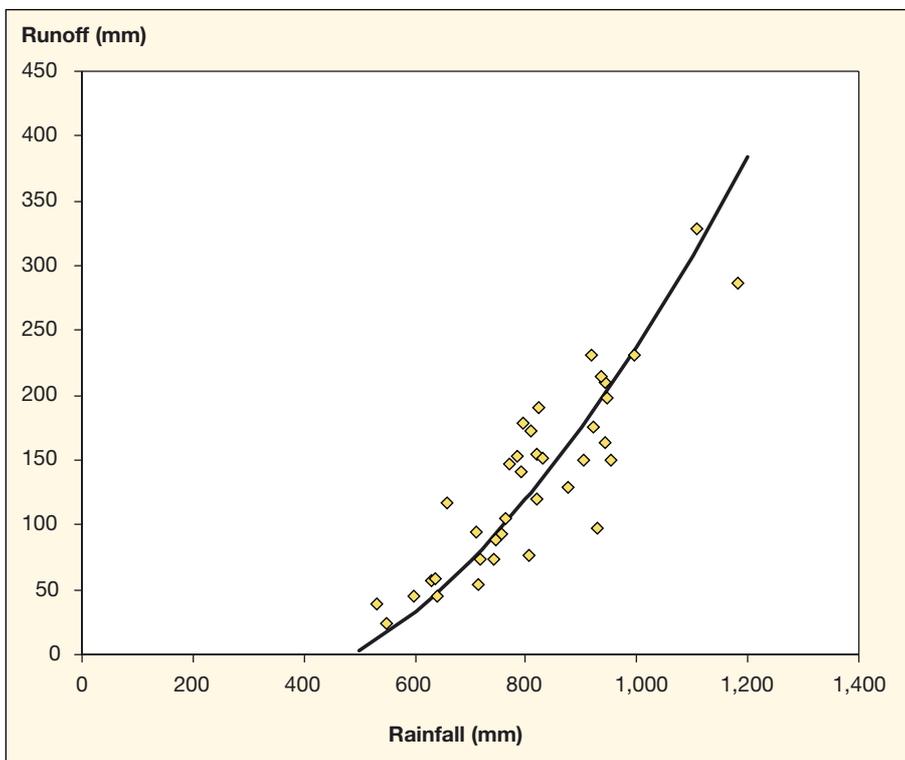


Figure 11. Scott Creek (South Australia) rainfall runoff relationship.

whether this is in fact climate change emerging in some parts of Australia. Recent announcements by the Minister for Water Resources in South Australia have been on the 0 to 2% of the water entitlements for irrigators for this growing season in 2008 for the Murray River. There is no water available for the irrigators and the inflows are now the lowest on record, as shown in figure 7.

The impact of the long drought is shown in figure 12a,b,c,d where plots of an index Evaporation/Precipitation are plotted as a time series for four locations across Australia, the Murray Darling Basin, Googong catchment (near Canberra in the Upper Murray Darling Basin), South Australia and South West Western Australia. The interesting point to take from the Googong record is that it is for the period 1871 to 2007, whereas the period 1975 to 2007 is shown for the other three regions. The index has never been higher than it presently is in South Australia and the Murray Darling Basin, due partly to the higher evaporation now being experienced along with the low rainfalls. The index is 50% higher than the long-term average for the Googong catchment. For the larger areas, such as for South Australia, this shift in the E/P index is demonstrating that large tracts of land are becoming more marginalized for traditional agriculture. The lack of a significant

shift in South West Western Australia is slightly contradictory to the large decreases in runoff being experienced there. It can be seen that the E/P index is > than 5 for the present drought and it is known that the contributing area to the stream flow is extremely localised in the South West of Western Australia and hence is not emphasized by the larger area represented by this graph.

Conclusion

What have been the lessons from this drought for Australia? First of all it is still continuing and there is much discussion whether this changed climate will become the norm rather than the exception. The community has become aware of the major issues of having a reliable water supply for town supply and for irrigation. The combination of record temperatures and widespread drought during the past five to ten years over large parts of southern and eastern Australia has caused a high degree of water shortages in all sectors. It has to be realized that the riverine ecological systems have undergone dramatic changes brought about by the regulation of rivers and that this, in conjunction with a decade of drought, has led to a

deterioration of the ecosystems within Australia, probably more than climate change will give by itself.

To cope with the drought there have been extensive programs of demand management in the urban water supply area under a restriction regime and leak reduction, there has been a major re-evaluation of how environmental flows for the environment impinge on the security of supply for town water supplies (Canberra, ACT), there has been a re-evaluation of the water use for irrigation in the Murray Darling Basin, and there has been an awareness through publicity programs for people to adopt strategies to save water by having shorter showers, installing rainwater tanks and reusing the waste water system.

Water management authorities have started to increase the resiliency and robustness of water supply systems, through adding a component of supply to the system that is not affected by climate and droughts, such as reverse osmosis desalination plants. These have become a planned major infrastructure solution to drought management for the major cities of Perth (which has already constructed one), Melbourne, Sydney, Adelaide and the Gold Coast. Desalination was previously only used in remote communities for very small supplies in Australia. Another element to better manage drought in agriculture has been the use of climate prediction techniques and this has become a mainstream activity for farmers planting crops and tending livestock.

The public awareness and online information on water supply systems and storage levels have increased to such an extent that they are published with daily weather reports.

The current drought has been accentuated by the higher temperatures that have occurred through the drought. This facet could be due to anthropogenic effects and hence climate change. The drought seemingly is no worse than droughts that occurred in the 1700s before European settlement but it has affected the natural and man made systems that depend on river flows. In the Murray Darling Basin, there is now much discussion on how to manage what little water exists in storages. The demise of many irrigators as well as natural lake systems has ensured that the development of solutions is at the forefront of thinking of the political system in Australia. The only real solution to the dilemma in many catchments will be a number of years of above average rainfall.

One bonus from the prolonged drought has been the excellent number of vintages for the wine producers in Australia but now even some plantings of vines are dying. ■

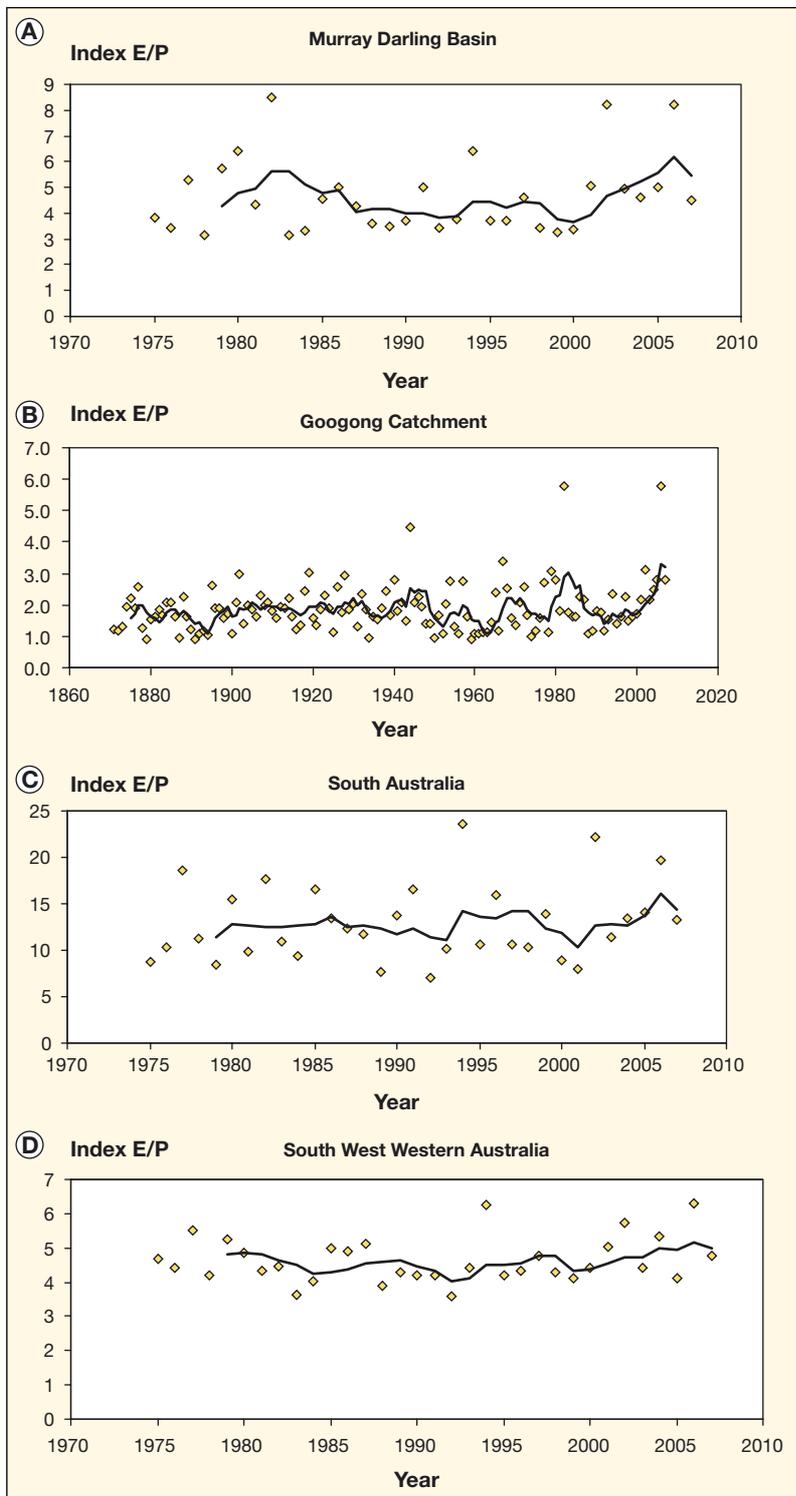


Figure 12. Evaporation/precipitation indexes (5-years moving average).

A) for the Murray-Darling Basin; B) for Googong Catchment in the Murray-Darling Basin; C) for South Australia; D) for South-West Western Australia.

References

- McMahon TA, Finlayson BL. Droughts and anti-droughts: the low flow hydrology of Australian rivers. *Freshw Biol* 2003; 48: 1147-60.
- McMahon TA, Vogel RM, Peel M, Pegram GGS. Global stream flows – part 1: characteristics of annual stream flows. *J Hydrol* 2007; 347: 243-59.
- Bond NR, Lake PS, Arthington AH. The impacts of drought on freshwater ecosystems: an Australian perspective. *Hydrobiologia* 2008; 600: 3-16. doi 10.1007/s10750-008-9326-z.
- Mosley MP, Pearson CP, eds. *Floods and droughts: the New-Zealand Experience*. Wellington: The New-Zealand Hydrological Society, 1997.
- McMahon TA. Drought and arid zone hydrology in Australia. *Institution of Engineers, Civil Engineering Transactions* 1988; 30: 175-86.
- Druyan LM. Arid climates. In: Schneider SH, ed. *Encyclopedia of Climate and Weather*. Vol. 1. New York (USA): Oxford University Press, 1996.
- Bureau of Meteorology (BOM). *Detailed climate maps, 2008*. www.bom.gov.au/climate/map/annual_rainfall/index.shtml [viewed July 2008].
- Bureau of Meteorology (BOM). *Climate data online*. www.bom.gov.au/climate/averages/, [viewed July 2008].
- Rabone FA. *The challenge of implementing water harvesting and reuse in south Australian towns*. Master of Engineering Science Thesis, the university of Adelaide, School of Civil and Environmental Engineering, 2006.
- CSIRO. *Australia, Desert knowledge CRC data project, resource material on desert Australia*. www.cazr.csiro.au/connect/resources.htm [viewed July 2008].
- Druyan LM. Drought. In: Schneider SH, ed. *Encyclopedia of Climate and Weather*. Vol. 1. New York (USA): Oxford University Press, 1996.
- American Meteorological Society. Meteorological drought – policy statement. *Bull Am Meteorol Soc* 1997; 78: 847-9.
- Bureau of Meteorology. (BOM). *Living with drought*. 2008. <http://www.bom.gov.au/climate/drought/livedrought.shtml>.
- Baldwin-Wiseman WR. The cartographic study of drought. *Quart J Roy Meteor Soc* 1934; 60: 523-32.
- Gibbs WJ, Maher JV. *Rainfall deciles as drought indicators*. Bureau of Meteorology bulletin n° 48. Melbourne: Commonwealth of Australia, 1967.
- McKee T.B. Doesken N.J. Kleist J. *The relationship of drought frequency and duration of time scales*. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, January 17-23 1993, Anaheim, California.
- Edwards DC, McKee TB. *Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales*. Climatology report number 97-2.

- Fort Collins (Colorado): Colorado State University, 1997.
18. Byun HR, Wilhite DA. Objective quantification of drought severity and duration. *J Clim* 1999; 12: 2747-56.
 19. Palmer WC. Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: the new crop moisture index. *Weatherwise* 1968; 21: 156-61.
 20. Keyantash J, Dracup JA. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *Bull Amer Meteor Soc* 2002; 83: 1167-80.
 21. McMahon TA. Low flow and yield data requirements, in *Australian water resources Council*. Proceedings of the Workshop on Surface Water Resources Data. AWRC Conf Series n° 10. Canberra : AGPS, 1984.
 22. Clausen B, Pearson CP. Regional frequency analysis of annual maximum stream flow drought. *J Hydrol* 1995; 173: 111-30.
 23. Tallaksen LM, Madsen H, Clausen B. On the definition and modeling of stream flow drought duration and deficit volume. *Hydrol Sci J* 1997; 42: 15-33.
 24. Craik W. ABARE Outlook 2008, Irrigated Agriculture – managing with less MDBC. www.abare.gov.au/outlook/files/day_1/Craik_iAg.ppt. [Viewed July 2008].
 25. ACTEW Pty Ltd. *Submission to water use and management inquiry of standing committee on planning and environment in the ACT*. November 2007.
 26. Power S, Casey T, Folland C, Colman A, Mehta V. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim Dyn* 1999; 35: 319-24.
 27. Verdon DC, Franks SW. Long-term behavior of ENSO: interactions with the PDO over the past 400 years inferred from paleoclimate records. *Geophys Res Lett* 2006; 33: L06712. doi : 10.1029/2005GL025052.
 28. Kiem AS, Franks SW. Multi-decadal variability of drought risk, eastern Australia. *Hydrol Process* 2004; 18: 2039-50.
 29. Gillett NP, Kell TD, Jones PD. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophys Res Lett* 2006; 33: L23704. doi:10.1029/2006GL027721.
 30. Saji NH, Goswami BN, Vinayachandran PN, Yamagata T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature* 1999; 401: 360-3.
 31. Ho M, Tozer CR, Lloyd SK, Daniell TM. *The Influence of climate driving mechanisms on rainfall and stream flow in South Australia*. Water Down Under 2008, 31st Hydrology and Water Resources Symposium, Engineers Australia, Adelaide, 15-17 April 2008.
 32. Chiew FHS, Piechota TC, Dracup JA, McMahon TA. El Niño/Southern Oscillation and Australian precipitation, stream flow and drought: links and potential for forecasting. *J Hydrol* 1998; 204: 138-49.
 33. Mantua NJ, Hare SR. The Pacific Decadal Oscillation. *J Oceanogr* 2002; 58: 35-44.
 34. McKeon G. *Living in a variable climate*. Article prepared for the 2006 Australia State of the Environment Committee, Department of Environment and Heritage, Canberra. www.environment.gov.au/soe/2006/publications/
 35. Heathcote RL. Drought in Australia: a problem of perception. *Geogr Rev* 1969; 59: 175-94. www.jstor.org/stable/213453
 36. Russell JS. The effects of climatic change on the productivity of Australian agroecosystems. In: Pearman GI, ed. *Greenhouse: planning for climate change*. Melbourne: CSIRO Publishing, 1988.
 37. Condon RW. *Out of the West: historical perspectives on the Western Division of New South Wales*. Mildura (Victoria): Lower Murray-Darling and Western Catchment Management Committees ; Rangeland Management Action Plan, 2002.
 38. Lough JM. Lessons from the past: climate from corals. In: Stone R, Partridge I, eds. *Science for drought: proceedings of the National Drought Forum*. Brisbane (Queensland): Department of Primary Industries, 2003.
 39. Daniell TM, Nathan R, Chiew F, Osti A. Low flow forecasting. In: *Manual on the estimation and prediction of low flows, contribution to the topic disaster mitigation: floods and droughts (hydrological aspects)*. Geneva: World Meteorological Organisation, 2008.
 40. Ho M, Lloyd S, Tozer C. *Climate driving mechanisms of Australia's hydrometeorological variables*. University of Adelaide Civil and Environmental Honours Project Report, 2007.
 41. Boughton WC. A mathematical model for relating runoff to rainfall with daily data. *Civil Engineering Transactions*, IE Aust 1966; CE8: 83-97.
 42. Grayson B, Argent RM, Nathan RJ, McMahon TA, Mein RG. *Hydrological recipes: estimation techniques in Australian hydrology*. Clayton (Victoria, Australia): Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1996.
 43. *Bushfires in Australia*. http://en.wikipedia.org/wiki/Category:Bushfires_in_Australia [viewed July 2008]
 44. Lambert M, Daniell T, Leonard M. *Proceedings of Water Down Under 2008 [electronic resource]: incorporating 31st Hydrology and Water Resources Symposium, and, 4th International Conference on Water Resources and Environment Research*, 14-17 April, 2008, Adelaide, Australia. Modbury S, ed. Aust.: Engineers Australia ; Causal Productions, 2008 (cederom 556(94) WAT.4)