



HAL
open science

Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003

Sylvain Massuel

► **To cite this version:**

Sylvain Massuel. Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003. Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2005. Français. NNT : . tel-00011097

HAL Id: tel-00011097

<https://theses.hal.science/tel-00011097>

Submitted on 22 Nov 2005

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

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

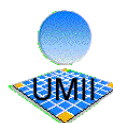
Sylvain Massuel

Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger.

Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003.



Thèse de doctorat, 2005.



**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Météorologie, océanographie physique et physique de l'environnement

Formation doctorale : Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental

Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

Présentée et soutenue publiquement

par

Sylvain MASSUEL

le 08 juillet 2005

Titre :

**Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux
changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger.
Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de
Dantiandou sur la période 1992-2003.**

JURY

M. Michel DESBORDES, Professeur, Université de Montpellier II
M. Pierre RIBSTEIN, Professeur, Université de Paris VI
M. Moumtaz RAZACK, Professeur, Université de Poitiers
Mme Barbara MAHLER, Research Hydrologist, U.S. Geological Survey
M. Christian LEDUC, Directeur de Recherche, IRD, Tunis
M. Bernard CAPPELAERE, Ingénieur de Recherche, IRD, Montpellier

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Directeur de thèse
Co-encadrant

Table des matières

Chapitre premier

Introduction

Contexte scientifique _____	1
Thématique sahélienne _____	1
Origine de la problématique _____	2
Objectif et méthode _____	3
Financement et collaborations _____	3

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude, évolution du paysage et interactions surface/souterrain

II.1 Contexte géographique _____	5
II.1.1 Situation de la zone d'étude _____	5
II.1.2 Paysage _____	8
II.1.2.1 Géomorphologie _____	8
II.1.2.2 Contexte pédologique _____	8
II.1.2.3 Végétation naturelle _____	9
II.2 Contexte climatique _____	10
II.2.1 Généralités _____	10
II.2.1.1 Le Sahel _____	10
II.2.1.2 Circulation générale et mousson africaine _____	10
II.2.2 La région de Niamey _____	12
II.2.2.1 Régime pluviométrique _____	12
II.2.2.2 Éléments de climatologie _____	15
II.3 Contexte hydrologique _____	16
II.3.1 Fonctionnement général _____	16
II.3.2 Les systèmes endoréiques _____	19
II.4 Géologie et contexte hydrogéologique _____	21
II.4.1 Géologie _____	21
II.4.1.1 Le <i>Liptako</i> nigérien _____	22
II.4.1.2 Le bassin des <i>Iullemmeden</i> _____	22
II.4.1.3 Le Continental Terminal du bassin des <i>Iullemmeden</i> _____	23
II.4.1.4 Le Continental Terminal près de Niamey _____	24
II.4.2 Contexte hydrogéologique _____	25
II.4.2.1 La nappe phréatique du Continental Terminal _____	25
II.4.2.2 Les nappes captives du Continental Terminal _____	27
II.4.2.3 L'aquifère du Continental Terminal près de Niamey _____	28
II.5 Interactions eaux de surface / nappe _____	28

II.5.1 Les zones d'infiltration profonde	29
II.5.2 Recharge de la nappe	30
II.5.2.1 Recharge directe	30
II.5.2.2 Recharge indirecte	30
II.6 L'Homme et son milieu	31
II.6.1 La population sur la zone d'étude	31
II.6.2 Les interactions avec l'environnement	32
II.7 Évolution observable du milieu depuis 1950	32
II.7.1 Evolution climatique	33
II.7.2 Evolution environnementale	33
II.7.2.1 Augmentation des surfaces cultivées	33
II.7.2.2 Disparition de la savane arborée naturelle	35
II.7.2.3 Augmentation des surfaces dégradées	35
II.7.2.4 Evolution du réseau hydrographique	37
II.7.3 Conséquences sur le bilan hydrologique	40
II.7.3.1 Augmentation du ruissellement	40
II.7.3.2 Augmentation de la recharge et hausse de la nappe	40
II.8 Ce qu'il faut retenir	42

Chapitre III

Traitement des données spatialisées

III.1 La surface	45
III.1.1 Géographie	45
III.1.1.1 Topographie et géodésie	45
III.1.1.2 Altimétrie	45
III.1.1.3 Géomorphologie	47
III.1.1.4 Analyse et Discussion	47
III.1.2 Hydrographie	50
III.1.2.1 Directions de drainage et accumulations	50
III.1.2.2 Réseau de drainage	50
III.1.2.3 Inventaire des exutoires endoréiques	52
III.1.2.4 Délimitation des bassins-versants élémentaires	54
III.1.2.5 Analyse et discussion	55
III.1.3 Etats de surface	59
III.1.3.1 Distribution spatiale	59
III.1.3.2 Reclassification	64
III.1.3.3 Discussion	64
III.2 La pluie	65
III.2.1 Pluie ponctuelle	65

III.2.1.1 Stations pluviographiques	65
III.2.1.2 L'événement pluvieux ponctuel	66
III.2.1.3 Jeu de pluies ponctuelles de référence	68
III.2.2 Pluie spatialisée	68
III.2.2.1 L'événement pluvieux spatial	69
III.2.2.2 Spatialisation de la pluie	69

Chapitre IV

Changement d'échelle du modèle hydrologique et régionalisation du calcul des volumes ruisselés sur la période 1992-2003

IV.1 Introduction	75
IV.1.1 Organisation du chapitre	75
IV.1.2 Le changement d'échelle	75
IV.2 Travaux préliminaires	77
IV.2.1 Typologie des bassins versants élémentaires	77
IV.2.2 Régression multilinéaire	78
IV.2.3 Analyse et conclusion	78
IV.3 Méthodologie du changement d'échelle	79
IV.3.1 Objectifs	79
IV.3.2 Le modèle <i>abc-rwf</i>	80
IV.3.3 Génération du jeu de données	82
IV.3.3.1 Analyses préliminaires	82
IV.3.3.2 Modélisation du jeu de bassins	83
IV.3.3.3 Résultats	85
IV.3.4 Variables prédictives	85
IV.3.4.1 Descripteurs des bassins versants	86
IV.3.4.2 Descripteurs de la pluie événementielle	88
IV.3.5 Recherche de la forme générale du modèle <i>Zarbh_y</i> (modèle hydrologique des bassins du pays Zarma)	89
IV.3.6 Stratégie d'Identification et de validation du modèle	90
IV.4 Résultats et discussion	92
IV.4.1 Sélection du filtre de pluie, f_0	92
IV.4.2 Choix d'une formulation pour le modèle pluie-débit par bassin versant, f_1	93
IV.4.3 Identification optimale du sous-modèle mono-bassin f_0 o f_1	95
IV.4.4 Formulation du sous modèle f_2	98
IV.4.5 Identification du modèle multi-bassins complet, f	99
IV.4.6 Ajustement final du modèle f , <i>Zarbh_y</i>	101
IV.4.7 Prise en compte des incertitudes	104
IV.5 Conclusion sur le modèle <i>Zarbh_y</i>	106

IV.6 Application	108
IV.6.1 Modélisation des bassins élémentaires	108
IV.6.1.1 Mise en œuvre du modèle <i>Zarby</i>	108
IV.6.1.2 Résultats et discussion	108
IV.6.2 Sensibilité et incertitudes	113
IV.6.2.1 Synthèse des différentes sources d'incertitudes	113
IV.6.2.2 Sensibilité	113
IV.6.2.3 Calcul d'erreur	119
IV.6.3 comparaison aux observations	123
IV.6.3.1 Données incertaines	123
IV.6.3.2 Choix de sites <i>a priori</i> comparables	124
IV.6.3.3 Comparaison	124
IV.6.3.4 Discussion	125

Chapitre V

Hausse piézométrique et modélisation hydrodynamique souterraine

V.1 Introduction	133
V.2 Caractérisation de l'aquifère	133
V.2.1 Lithologie et limites	133
V.2.3 Paramètres hydrodynamiques	135
V.2.3.1 Débits spécifiques	135
V.2.3.2 Perméabilité/transmissivité	137
V.2.3.3 Porosité	137
V.3 Piézométrie	139
V.3.1 Données	139
V.3.2 Représentativité des mesures	139
V.3.3 Piézométrie de référence	139
V.3.3.1 Fluctuations piézométriques	139
V.3.3.1 Choix des niveaux statiques	141
V.3.3.2 Piézométries de référence	142
V.4 Analyse de la hausse piézométrique	144
V.4.1 Hausse sur la période 1992-2003	144
V.4.2 Comparaison avec la pluie	145
V.4.3 Comparaison avec le ruissellement	147
V.5 Modélisation hydrodynamique	148
V.5.1 Outil	148
V.5.2 Conditions aux limites	149
V.5.2.1 Limites verticales	149
V.5.2.2 Limites horizontales	149

V.5.2.3 Recharge	151
V.5.2.4 Exfiltration	152
V.5.2.5 Discrétisation	153
V.5.3 Conditions de forçage	153
V.5.3.1 Régime permanent	153
V.5.3.2 Régime transitoire	154
V.5.4 Calage	154
V.5.4.1 Régime permanent	154
V.5.4.2 Régime transitoire	157
V.5.5 Validation	163
V.5.6 Sensibilité	166
V.5.7 Bilan hydraulique	168
V.6 Conclusion	170

Chapitre VI

Infiltration profonde à travers une zone d'épandage sableuse suggérée par reconnaissance géophysique, chimie de la zone non saturée et modélisation hydrologique

Résumé du chapitre	173
Contexte	173
Méthode	173
Résultats et discussion	174
Conclusion	175
Abstract	176
1. Introduction	177
2. Study site	179
3. Methods	180
3.1. Electrical conductivity	180
3.2. Vadose zone chemistry	182
3.3. Hydrological model	182
4. Results	183
4.1. Electromagnetic mapping	183
4.2. 2D electrical imaging	185
4.3. Electrical conductivity logging and vadose zone analysis	185
4.4. Hydrological modelling	188
5. Discussion	190
5.1. Electrical conductivity (EC_g) interpretation	190
5.2. Dynamics of deep infiltration	192
5.3. Solute content of the vadose zone	193
6. Conclusion	194

Acknowledgements _____	195
References _____	196

Chapitre VII

Conclusion générale

VII.1 Principaux résultats _____	200
VII.1.1 En hydrologie _____	200
VII.1.2 En hydrogéologie _____	201
VII.1.3 Résultats expérimentaux _____	201
VII.1.4 Quelques apports dans le cadre de l'étude _____	202
VII.2 Perspectives _____	202
Lexique _____	203
Remerciements _____	205
Références bibliographiques _____	207
ANNEXE 1 _____	i
ANNEXE 2 _____	iii
ANNEXE 3 _____	vi

" Le monde est une représentation. .../... Aucune vérité n'est donc plus certaine, plus absolue, plus évidente que celle-ci : tout ce qui existe, existe dans la pensée, c'est-à-dire, l'univers entier n'est objet qu'à l'égard d'un sujet, perception que par rapport à un esprit percevant, en un mot, il est pure représentation. Cette loi s'applique naturellement à tout le présent, à tout le passé et à tout l'avenir, à ce qui est loin comme à ce qui est près de nous ; car elle est vraie du temps et de l'espace eux-mêmes, grâce auxquels les représentations particulières se distinguent les unes des autres. Tout ce que le monde renferme ou peut renfermer est dans cette dépendance nécessaire vis-à-vis du sujet et n'existe que pour le sujet. Le monde est donc représentation. .../... "

A. Schopenhauer.

à ma fille,

Chapitre premier

Introduction

Contexte scientifique

Longtemps l'apanage des scientifiques, la question du changement climatique est devenue à la fin du XX^{ème} siècle un enjeu de politique internationale. Sous l'impulsion des rapports des experts internationaux, les gouvernants ont pris conscience au cours des années 1980, de la réalité du phénomène de réchauffement de la planète et surtout de la responsabilité des actions humaines dans les dérèglements observés. A la différence de certains problèmes écologiques qui sévissent à l'échelle d'une région ou d'un pays, ce phénomène fait peser sur la planète une menace globale : les répercussions de l'effet de serre sont susceptibles d'affecter des régions dont la part de responsabilité dans les mécanismes de pollution est très réduite ou tout à fait négligeable. Avant l'établissement d'une quelconque responsabilité, la connaissance des origines des variabilités climatiques régionales s'impose.

Un des objectifs du programme international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, cf. AMMA home page, 2004) est de déterminer l'origine de la variabilité de la mousson ouest-africaine et l'impact des pluies qui lui sont associées sur la ressource en eau.

Dans le cadre de ce programme, un suivi à long terme sur le degré carré de Niamey (sud-ouest Niger) a débuté en 2002 avec la mise en place d'un Observatoire de Recherche sur l'Environnement (ORE). Ce site expérimental est également concerné par des observations intensives de la surface continentale et de l'atmosphère au cours de la période 2005-2007. Cette région avait déjà fait l'objet d'observations intensives au début des années 90, durant l'expérience Hapex-Sahel (Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel), dont l'objectif était de mieux représenter les interactions entre la surface continentale et l'atmosphère au sein des GCM (Global Circulation Model) (Goutorbe *et al*, 1997). Ce programme a en outre permis d'initier depuis 1991 le suivi à long terme de la piézométrie et de la pluviométrie sur le degré carré de Niamey (réseau EPSAT-Niger).

Thématique sahélienne

Avec une saison des pluies de quelques mois et une pluviométrie inférieure à 700 mm.an⁻¹, le climat sahélien n'autorise pas la formation de réseaux hydrographiques continus pérennes. Les eaux de surfaces sont réduites à des étendues sporadiques d'eau libre dont l'existence, pour la plupart, ne dépasse guère la durée de l'hivernage. Par conséquent le Sahel se caractérise par une variabilité spatiale et temporelle extrême des écoulements.

Particulièrement vrai pour l'Afrique sahélienne, le suivi à long terme d'un site de mesure pose des difficultés pratiques lourdes de conséquences pour l'exploitation des données. A l'incertitude sur la mesure s'ajoute la question de la représentativité et du contenu informatif de la donnée. Conceptuellement, la notion de bassin versant se heurte au caractère

sporadique et discontinu des écoulements. Or l'échelle de caractérisation des processus du ruissellement s'impose au niveau du bassin versant endoréique et de l'événement pluvieux. Le contenu informatif des mesures à cette échelle demeure plus qu'incertain.

Par contraste, les grandes problématiques qui concernent la ressource en eau intéressent des domaines à l'échelle de l'extension des aquifères. De même, l'étude des interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère sont essentiellement issues des simulations des GCM qui concernent des mailles supérieures au degré carré. La nécessité de caractériser le ruissellement à l'échelle régionale semble s'imposer dans une optique d'intégration des processus hydrologiques au niveau des problématiques environnementales et climatiques sahéniennes.

En l'absence de réseau hydrographique pérenne, la ressource en eau est principalement représentée par les réservoirs souterrains et les grands fleuves. La recharge de ces réservoirs provient essentiellement de la pluie, suivant des processus de renouvellement aux interactions complexes. L'évolution de la ressource en eau repose sur un équilibre entre les caractéristiques des réservoirs et les conditions en surface. La modification d'une des conditions est susceptible d'engendrer des impacts très différents selon la nature des processus mis en jeu.

Origine de la problématique

A partir des nombreuses mesures acquises sur le degré carré de Niamey, une augmentation à long terme depuis les années 50 des réserves de l'aquifère phréatique libre a été mise en évidence (Leduc *et al.*, 2001 ; Favreau *et al.* 2002a). Paradoxalement cette augmentation des réserves intervient en période de déficit pluviométrique fortement marqué (Nicholson, 2001). D'après les chroniques anciennes la hausse piézométrique n'est pas un recouvrement des réserves suite à un effet conjoncturel de la sécheresse des années 80, mais un ajustement vers un nouvel état d'équilibre issu d'une modification durable des conditions de recharge.

Les processus de recharge de l'aquifère sont indirectes et s'effectuent par l'intermédiaire des zones endoréiques d'accumulation des écoulements. L'augmentation du ruissellement engendré par de profondes modifications environnementales et dans une moindre mesure climatiques, est à l'origine de l'accroissement de la recharge localisée (Leduc et Loireau, 97). Favreau *et al.* (2002a) estiment à un facteur 10 l'accroissement de la recharge à l'origine d'une telle hausse. Des cas similaires d'augmentation du ruissellement ont également été caractérisés dans d'autres aquifères sahéniens (Amani et Nguetora, 2002 ; Mahé *et al.*, 2003 ; Mahé *et al.* 2005).

La caractérisation à l'échelle locale de l'élévation des niveaux de la nappe phréatique à partir de la pluviométrie s'est jusqu'à présent révélée infructueuse (p. ex. Laurent, 2000). Le ruissellement est par conséquent attendu comme révélateur d'une relation entre l'augmentation des réserves et la source d'alimentation de l'aquifère.

Les modélisations hydrologiques réalisées jusqu'à présent concernent l'échelle du bassin endoréique expérimental. Le modèle pluie-débit *abc-rwf* calé et validé sur le bassin de Wankama (Cappelaere *et al.*, 2003b ; Peugeot *et al.*, 2003) a permis d'effectuer la simulation des écoulements résultants des changements climatiques et environnementaux ayant eu lieu

durant les cinquante dernières années (Séguis *et al.*, 2004). D'après les résultats sur le bassin expérimental, l'augmentation du ruissellement ne dépasserait pas un facteur 3 depuis 1950.

La concordance entre les approches de surface et souterraine nécessite d'être établie afin de caractériser efficacement les processus mis en jeu dans la hausse piézométrique observée.

Objectif et méthode

Le fil conducteur du travail présenté est dirigé par la nécessité de définir les interactions entre la surface et le souterrain afin de permettre une approche conjointe des processus. Cette stratégie devrait permettre de s'affranchir des limites imposées par les échelles de travail propres aux zones sahéliennes. Les données piézométriques intègrent une partie de la variabilité hydrologique au même titre que la régionalisation des écoulements de surface. Si la concordance des deux approches peut être établie, la piézométrie sera utilisée comme donnée observée pour la validation des modélisations de surface. Réciproquement, le ruissellement calculé interviendra dans le forçage d'une modélisation souterraine où la caractérisation des paramètres hydrodynamiques du milieu se heurte à une difficulté d'acquisition doublée d'une représentativité extrêmement restreinte.

Une grande part de ce travail de doctorat a consisté à définir la stratégie de mise en concordance des approches de surface et souterraine. Les différentes étapes ayant conduit aux choix définitifs ne sont pas présentées ici.

Le mémoire présente dans un premier temps la description du milieu d'étude et les mécanismes hydrologiques concernés par la dégradation spectaculaire du paysage. S'effectue ensuite une description de la mise en forme des données de base sur lesquelles reposent les travaux. Puis l'élaboration d'un modèle de méso-échelle multi-bassins à partir du modèle *abc-rwf* à l'échelle du bassin expérimental (Cappelaere *et al.*, 2003b ; Peugeot *et al.*, 2003) est exposée (Massuel *et al.*, *J. Hydrol.* 2005, soumis). La confrontation des approches de surface et souterraine s'effectue par le biais d'une modélisation hydrodynamique centrée sur la dépression piézométrique du kori de Dantiandou en régimes permanent et transitoire. Enfin, toujours dans un souci de définition des interactions entre le ruissellement et la recharge de la nappe, une zone d'épandage sableuse typique de la zone d'étude susceptible d'être le siège d'une infiltration profonde est caractérisée par une approche géophysique et géochimique (Massuel *et al.*, Catena 2005, soumis).

Financement et collaborations

Ce travail a été financé par une bourse d'étude MENRT obtenue à l'Ecole doctorale Sciences de la Terre et de l'Eau de l'Université Montpellier II. Il a été réalisé en accueil à l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) au sein de l'UMR5569 Hydrosociétés Montpellier (HSM), dans les locaux de la Maison des Sciences de l'Eau. Le sujet a été proposé par l'équipe MEVHISA (Mécanismes de la Variabilité Hydrologique au Sahel) qui a pris en charge les missions de terrain. Une partie de l'étude géophysique présentée dans le document a été cofinancée par HSM et l'ISTEEM (Institut des Sciences de la Terre de

l'Environnement et de l'Espace de Montpellier) dans le cadre des aides à la formation des doctorants de l'Ecole Doctorale.

Une collaboration avec l'UR GEOVAST pour la mise en pratique des campagnes de mesures géophysiques a été réalisée ainsi qu'une collaboration avec le CETP (Centre d'Etude des Environnements Terrestre et Planétaires) pour la partie télédétection et traitement des images satellites.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude, évolution du paysage et interactions surface/souterrain

II.1 Contexte géographique

II.1.1 Situation de la zone d'étude

Le sud-ouest Niger se situe au centre de l'Afrique de l'ouest (Fig.II-1). La zone étudiée dans ce mémoire s'inscrit dans une fenêtre d'environ 8500 km² entre Niamey, la capitale, et le dallol Bosso, large vallée fossile reliant les montagnes de l'Air au fleuve Niger.

L'étude des interactions surface/souterrain à l'échelle régionale a nécessité la délimitation de plusieurs zones de travail, de sorte que les limites significatives des écoulements de surface et souterrains coïncident au mieux.



Fig.II-1 : situation géographique générale de la zone d'étude au sud-ouest Niger.

Ainsi, en surface, un rectangle nommé "fenêtre KD" contient un bassin versant général appelé "bassin du kori de Dantiandou", qui lui-même englobe un bassin plus restreint (issu des études hydrologiques antérieures; Elizondo *et al.*, 2002, Massuel *et al.*, 2003a, 2003b), nommé ici "petit bassin du kori de Dantiandou" (Fig.II-2). La fenêtre KD est la région de base du système d'information géographique (SIG) développé dans ce mémoire (Chap. III). Les coordonnées planes et géographiques de la fenêtre KD sont :

- nord : 1 575 000 m soit environ 14°15'N
- sud : 1 475 000 m soit environ 13°20'N
- est : 419 000 m soit environ 2°15'E
- ouest : 496 000 m soit environ 2°58'E

Le système géodésique utilisé pour la projection plane MTU (fenêtre 31N) est basé sur le datum géodésique local *Point58* (ellipsoïde globale *Clarke 1880*) (*cf.* §III.1.1.1).

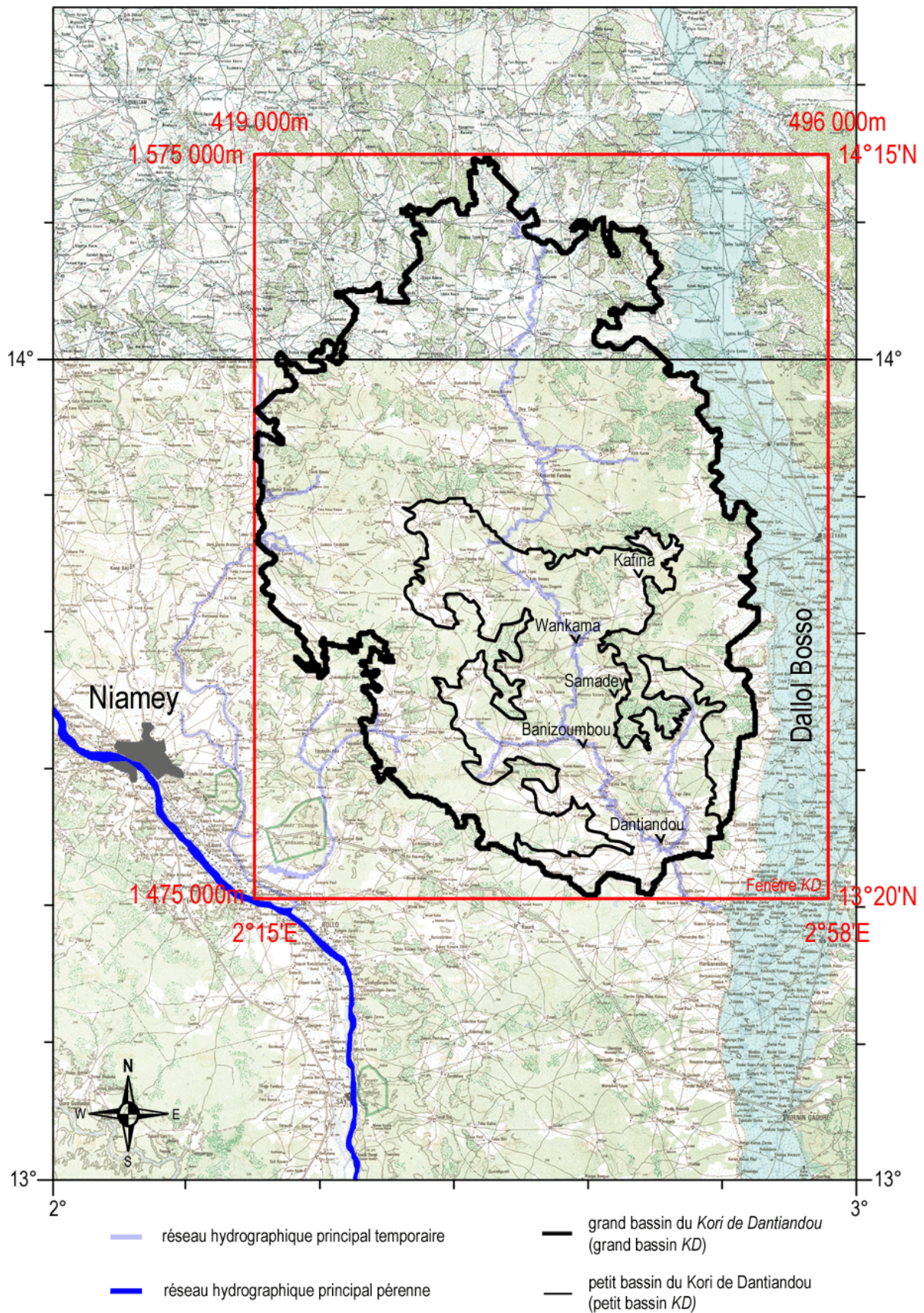


Fig.II-2 : situation géographique de la zone d'étude de surface.

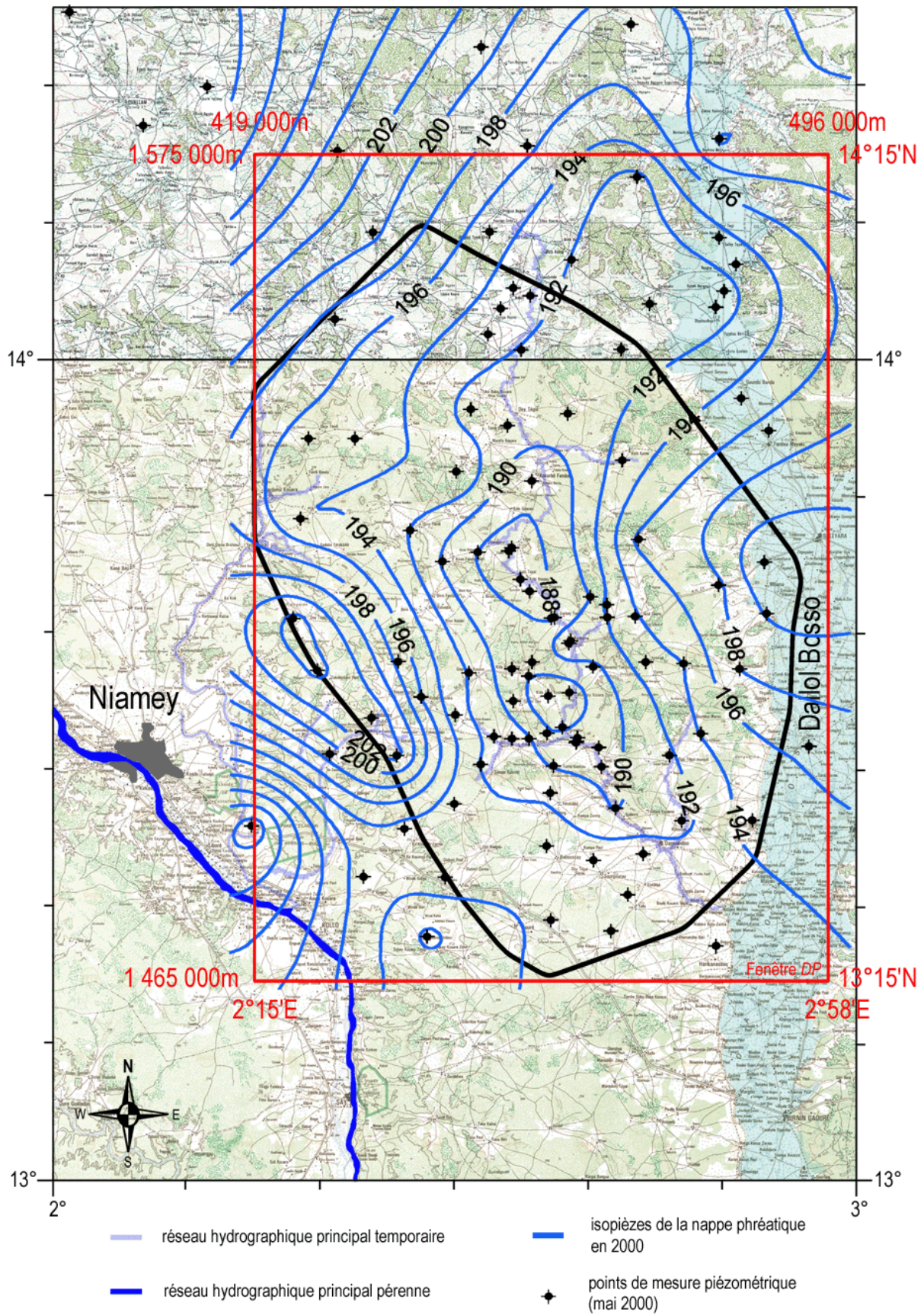


Fig.II-3 : limites de la zone d'étude souterraine.

Les limites de la zone souterraine correspondent aux limites du bassin *KD* avec une extension vers le sud de 10 km (Fig.II-3). La fenêtre de travail, appelée fenêtre *DP*, contient l'ensemble de la dépression piézométrique (Chap. VI). Elle a donc les mêmes coordonnées que la fenêtre *KD*, sauf au sud, où elle atteint la latitude de 1 465 000 m, soit 13°15'N.

II.1.2 Paysage

Les écoulements de surface en zone sahélienne sont régis presque exclusivement par les propriétés de la surface du sol (Casenave et Valentin, 1989). En milieu semi-aride, la variabilité spatiale de l'infiltration profonde peut dépendre de la situation topographique des aires de recharge (Scanlon *et al.*, 1999). Les interactions surface/souterrain sont donc fortement dépendantes des propriétés géomorphologiques et pédologiques du paysage que nous détaillons succinctement ici, mais qui font l'objet d'une attention plus approfondie au chapitre III.

II.1.2.1 Géomorphologie

La sédimentation du bassin des Iullemmeden est tabulaire. Dans sa partie ouest, où se situe la zone d'étude, l'héritage d'une histoire climatique et géologique ancienne se traduit par la présence de nombreux plateaux latéritiques entrecoupés de vallées fossiles sableuses au fond desquelles serpentent des lits de rivières asséchés (*koris*), côtoyant quelques dunes fixées, vestiges de l'alternance entre avancées du désert et périodes humides. L'absence de couches sédimentaires indurées et le faible dénivelé par rapport au niveau de base du fleuve n'a pas permis l'avènement de canyons spectaculaires. Bien au contraire, la monotonie du paysage est caractéristique, avec des dénivelés souvent très faibles entre les plateaux et les fonds de vallées (<60 m, pentes moyennes de 1,3%, *cf.* §III.1.1.4.b)).

II.1.2.2 Contexte pédologique

Repris depuis dans différents mémoires, les travaux de Gavaud (1965, 1977) sont à l'origine de la connaissance pédologique du sud-ouest Niger. Courault *et al.* (1990) et Nagumo (1992) ont contribué à la reconnaissance de toposéquences typiques sur la zone d'étude. Courault *et al.* (1991) et D'Herbès et Valentin (1997) spatialisent la distribution des différentes unités pédologiques dont la différenciation est en majeure partie liée à la situation topographique.

Excepté dans le dallol Bosso où ils sont alcalins, la plupart des sols sont des sols ferrugineux peu lessivés, développés sur formation sableuse. Certains sont des sols d'érosion peu évolués mais toujours à faciès ferrugineux. Très pauvres, ils sont particulièrement sensibles à l'érosion et à l'encroûtement. Le régime climatique sahélien accentue cette tendance. Trois grands ensembles pédologiques peuvent être distingués au sein des toposéquences caractéristiques de la zone.

Les plateaux sont formés de cuirasses ferrugineuses, parfois partiellement recouvertes d'un manteau sableux (sud-est de la zone). Des lithosols peu évolués à faciès ferrugineux s'y développent avec souvent de fortes charges caillouteuses. Des talus plus ou moins abrupts forment une zone de transition entre les versants sableux et les plateaux.

Les hauts de versants, glacis ou encore "jupes sableuses", sont composés de sols ferrugineux peu lessivés essentiellement sableux. Localement, dans la partie appelée "ourlet" (partie basse des glacis), apparaissent des zones d'épandage sableuses d'étendue variable. Elles se forment à la faveur d'une baisse de l'énergie de transport détritique des écoulements concentrés. Des cuirasses ferrugineuses à grès durs, quartz et oolithes sont parfois affleurantes.

Les fonds de vallées, ou bas fonds, ferment la toposéquence. Les sols y sont de type ferrugineux peu lessivés. La proportion d'argile peut augmenter à la faveur d'un stockage récurrent des eaux de surface. Il s'agit en particulier des koris principaux bien alimentés qui donnent naissance à des sols hydromorphes, plus clairs, gris et bruns, avec des taux modestes d'une matière organique bien évoluée. Les sols engorgés sont généralement fertiles et cultivables.

II.1.2.3 Végétation naturelle

La répartition des différentes formations végétales naturelles sur la zone d'étude tient à leur situation topographique et à leur affinité hydro-pédologique. L'adaptation à l'insuffisance des réserves hydriques est à l'origine d'une colonisation par la "brousse tigrée" sur les entablements ferrugineux du Continental Terminal. De faibles bandes de végétation dense collectent les écoulements générés par une large bande de sol nu en amont (Galle *et al.*, 1999, Valentin *et al.*, 1999). Ce système est typique des sols peu perméables à très faible pente en milieu semi-aride. Dans la partie amont de la bande végétale qui recueille en priorité le ruissellement, se développent les plus grands individus de *Combretum micranthum*, *Boscia angustifolia*, *Acacia macrostachya* et *ataxacantha* (5 à 8 m selon Ehrmann, 1999). En aval, la population dégénère. Ces écosystèmes végétaux adoptent donc des formes caractéristiques et sont en renouvellement ainsi qu'en mouvement continu (Couteron et Lejeune, 2001).

Les versants sableux sont colonisés par des savanes herbeuses ou arbustives à combrétacées et *Acacia* lianescents. Au *Combretum glutinosum* s'associent diverses espèces plus sensibles aux nuances de l'édaphisme : *Terminalia avicennoides* pour les sols les plus secs, *Combretum nigricans* pour les sols les plus acides. Dans les aires cultivées et les jachères, *Guiera senegalensis* (*Sabara*) domine, cohabitant avec de plus rares *Balanites aegyptiaca* ou le *Faidherbia albida* (*Gao*). Les graminées, *Aristida mutabilis*, *Zornia glochidiata*, *Mitracarpus scaber* et *Cenchrus biflorus* (*Cram-cram*) forment l'essentiel de la strate herbacée annuelle.

Dans les bas fonds argileux, lorsque l'engorgement n'est pas trop prononcé, la végétation des sols hydromorphes s'organise en fourrés denses : bois armés à *Acacia nilotica*, *Acacia seyal*, landes à buissons de *Bergia suffruticosa*, *Bauhinia rufescens* et *Piliostigma reticulatum*.

II.2 Contexte climatique

II.2.1 Généralités

II.2.1.1 Le Sahel

Les zones semi-arides couvrent le tiers des surfaces terrestres. En Afrique on les retrouve au nord et au sud de l'Equateur. La zone d'étude est au cœur de la bande sahélienne, zone de transition entre l'Afrique aride saharienne et l'Afrique soudanienne plus humide. Il est difficile de séparer des milieux dont la transition est continue, c'est pourquoi, parmi les nombreuses définitions possibles attribuées aux limites du Sahel, nous retiendrons la zone située entre les isohyètes 200 et 700 mm (Fig.II-4).

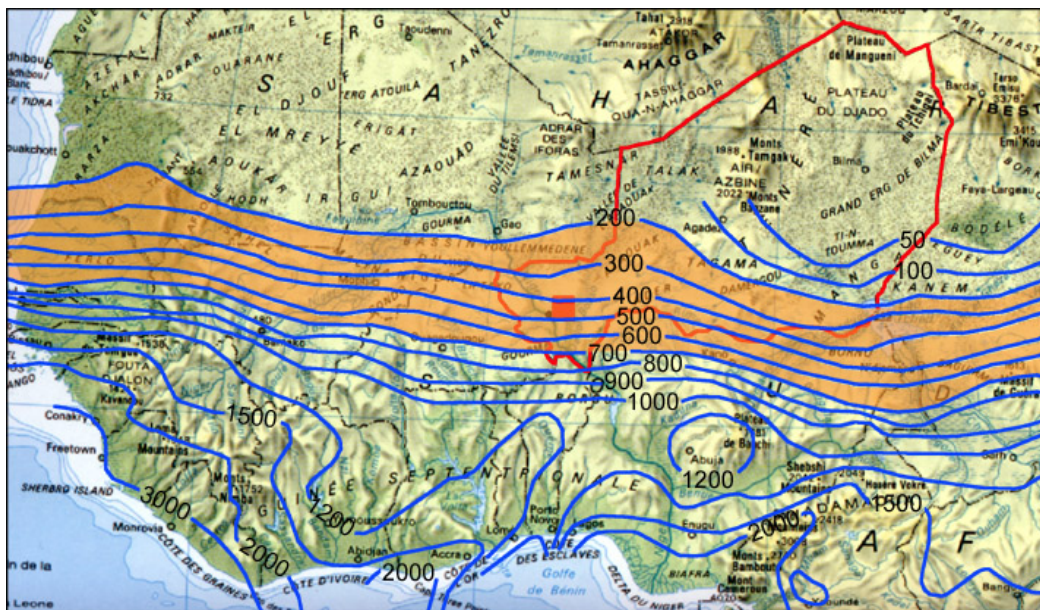


Fig.II-4 : bande sahélienne et précipitations moyennes annuelles en Afrique de l'ouest (période 1951-1989), d'après L'Hôte et Mahé (1996).

II.2.1.2 Circulation générale et mousson africaine

Selon le modèle de circulation générale à 3 cellules convectives (Fig.II-5a), le régime climatique de l'Afrique de l'ouest est déterminé par la cellule de Hadley (Gallée *et al.*, 2004). Il s'agit d'une cellule thermique caractérisée par une expansion ascendante près de l'équateur météorologique et divergeant en altitude vers les pôles. Cette zone convective crée une région de basses pressions, appelée Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ). En Afrique de l'ouest, elle est encadrée par les anticyclones des Açores et de Sainte Hélène, respectivement au nord et au sud de l'équateur météorologique. En réaction, des courants de subsidence appelés alizés, à 30° de latitude, convergent en surface vers l'équateur (Fig.II-5a). Au niveau de la mer, les alizés se dirigent vers la zone très instable de convergence intertropicale. Dans leur trajet vers l'équateur, ils absorbent chaleur et humidité. Sous l'effet combiné de cette convergence et des nombreux courants convectifs de cette région, l'air humide et instable de la zone intertropicale est projeté en altitude. D'importants cumulonimbus se développent, dont les sommets dépassent parfois la tropopause et atteignent 18 000 m (Fig.II-5b). La genèse de

ces nombreux systèmes précipitants convectifs forme la "mousson africaine". L'ITCZ, particulièrement bien marquée sur la moitié occidentale de l'Afrique, sépare la mousson de sud-ouest (anticyclone de S^{te} Hélène), chaude et humide, de l'harmattan, vent saharien très sec et plus chaud encore, à forte composante est (anticyclones des Açores). La mousson reste dans les basses couches, rejetant l'air saharien en altitude et créant ainsi une instabilité frontale appelée Front Inter Tropical (FIT). La position de la dépression équatoriale suit le mouvement apparent du soleil, il en résulte une oscillation saisonnière de l'ITCZ autour de l'équateur géographique. Plusieurs facteurs influencent le déplacement de l'ITCZ, mais c'est en août qu'elle occupe sa position la plus septentrionale (Sultan *et al.*, 2003 ; Sultan et Janicot, 2003). Sur le continent, la position de l'ITCZ marque la limite de pénétration de la mousson. Il existe un découplage entre les pluies maximales et la position en surface de l'ITCZ. Bien que l'oscillation interannuelle de l'ITCZ conserve une position relativement stable (étude sur 8 ans), celle des précipitations connaît des déplacements importants (Grist et Nicholson, 2001). Le passage au sol du FIT détermine la saison des pluies et celle-ci est d'autant plus tardive et brève que l'on se déplace vers le nord (Fig.II-5c).

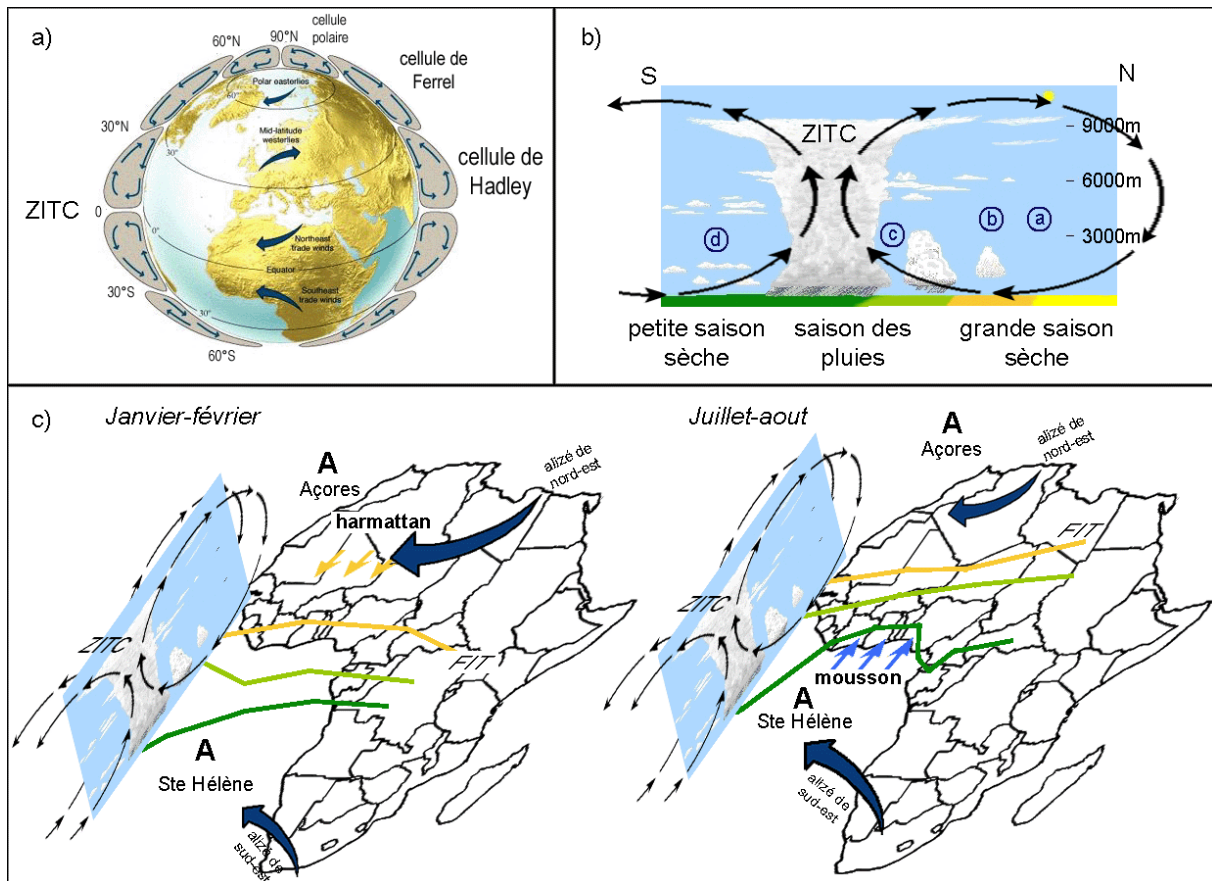


Fig.II-5 : circulation générale et mousson ouest africaine. a) modèle de circulation générale; b) position au sol des saisons; c) schéma du fonctionnement atmosphérique général sur l'Afrique de l'Ouest en saison sèche et en saison des pluies. (modifié d'après Lombry, 2000)

La mousson ouest-africaine est le résultat d'interactions complexes intervenant à différentes échelles. Sa variabilité a des origines diverses. Les conséquences sur la pluviométrie sont particulièrement importantes au Sahel, du fait de sa position très septentrionale par rapport à l'avancée du FIT sur le continent. Depuis 1950, une diminution significative des circulations de mousson a été mise en évidence (Chase *et al.*, 2003).

L'évolution de la température océanique est actuellement admise comme participant activement à la variabilité de la mousson ouest africaine (Nicholson, 2001). La modification du gradient de température entre océan et continent (moteur de la mousson) et la perturbation des flux de vapeur océanique ascendants influencent le déplacement de la cellule convective (Vizy et Cook, 2002 ; Giannini *et al.*, 2003).

Considérant l'importance des effets rétroactifs de méso-échelle entre les systèmes précipitants convectifs et l'humidité du sol (Clark *et al.*, 2004), des hypothèses ont été formulées selon lesquelles les changements environnementaux anthropiques (dégradation des surfaces et désertification) ont contribué significativement à la baisse de la pluviométrie au Sahel. Ce processus serait vraisemblablement confiné à des échelles relativement faibles, tandis que les indices actuels montrent que les changements environnementaux à grande échelle sont largement plus contrôlés par les variations naturelles du climat, que par les modifications anthropiques des sols (Nicholson, 2001).

Sur l'Afrique de l'ouest, une influence significative d'El Nino sur le régime climatique n'a jamais été réellement mise en évidence (Nicholson *et al.*, 2000).

II.2.2 La région de Niamey

II.2.2.1 Régime pluviométrique

a) les systèmes précipitants

Les conditions de circulation des flux de mousson, abordées *supra*, expliquent que la majeure partie des systèmes précipitants près de Niamey soit de nature convective. Les seules autres perturbations, peu fréquentes, sont formées sur le front des alizés. Ces perturbations donnent un ciel couvert par des nuages cumuliformes et des grains généralement secs mais accompagnés de tourbillons de sable. Les précipitations engendrées apparaissent en février-mars et sont négligeables dans le cumul annuel.

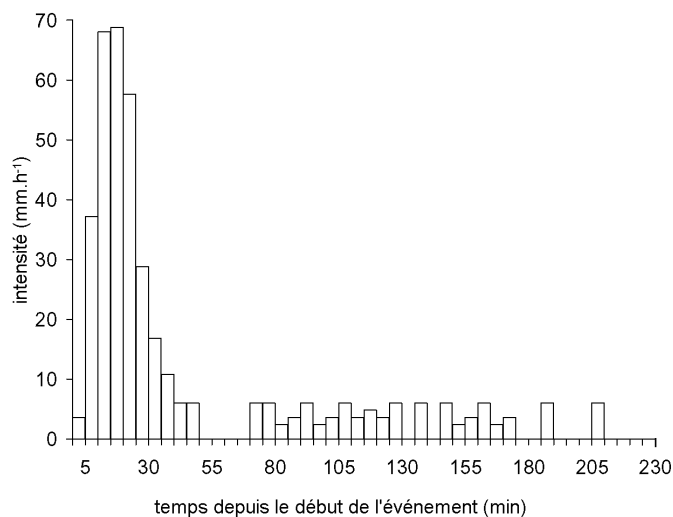


Fig.II-6 : enregistrement au sol du passage d'un système précipitant typique de la zone d'étude, exemple du 20/08/98 à Alkama (cf. §III.2.1.1).

Selon le degré de développement et d'organisation de la convection, des événements localisés ou des systèmes convectifs plus structurés peuvent prendre naissance. Les premiers sont généralement de faible extension et peu mobiles. Les seconds, nommés Systèmes

Convectifs de Mésoséchelle (SCM), sont plus étendus (quelques milliers à plusieurs centaines de milliers de km²) et se déplacent d'est en ouest à des vitesses importantes, de l'ordre de 30 à 70 km.h⁻¹ (Lebel *et al.*, 1997). Leur durée de vie est variable (Mathon et Laurent, 2001; Roca *et al.*, 2005) et dépend du degré d'instabilité de l'atmosphère rencontré lors de leur propagation. La convection s'organise en front (de 100 à 1000 km de large, moins de 50 km de profondeur), produisant de fortes intensités de pluie sur une épaisseur de 10 à 30 km. A l'arrière, une partie stratiforme (traîne), souvent de grande extension (~ 100 km), génère des pluies de plus faible intensité. Lorsque le front est vertical on parle de ligne de grain. La trace au sol laissée par le passage de tels systèmes est caractéristique. De fortes intensités interviennent sur une courte durée, puis un laps de temps sans pluie correspond à la transition avec la partie stratiforme, enfin, une pluie de faible intensité se poursuit pendant plusieurs heures (Fig.II-6).

b) la variabilité

Sur le dernier siècle (1906-2004), la pluviométrie enregistrée à Niamey est en moyenne de 560 mm. Cependant, comme sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest (Nicholson, 2001), on observe une alternance de périodes plus ou moins arides. Les cumuls annuels standardisés (écart à la moyenne normalisé par l'écart type) illustrent ces différentes tendances pour la station de Niamey sur la Fig.II-7. Sept années de déficit pluviométrique de 1911 à 1917 (387 mm de cumul moyen inter annuel) contrastent avec une période relativement plus humide, entre 1957 et 1967 (650 mm de cumul moyen inter annuel), alors que depuis 1979, la baisse de la pluviométrie s'installe durablement (L'Hôte *et al.*, 2002), avec un maximum d'aridité entre 1980 et 1988 (435 mm de cumul moyen inter annuel). Il apparaît, d'après Le Barbé *et al.* (2002), que les déficits pluviométriques annuels, observés depuis 1980 au Niger, sont fortement liés à un déficit du nombre d'événements naissants au cœur de la saison des pluies, et non à une diminution de la hauteur moyenne par événement (Le Barbé et Lebel, 1997).

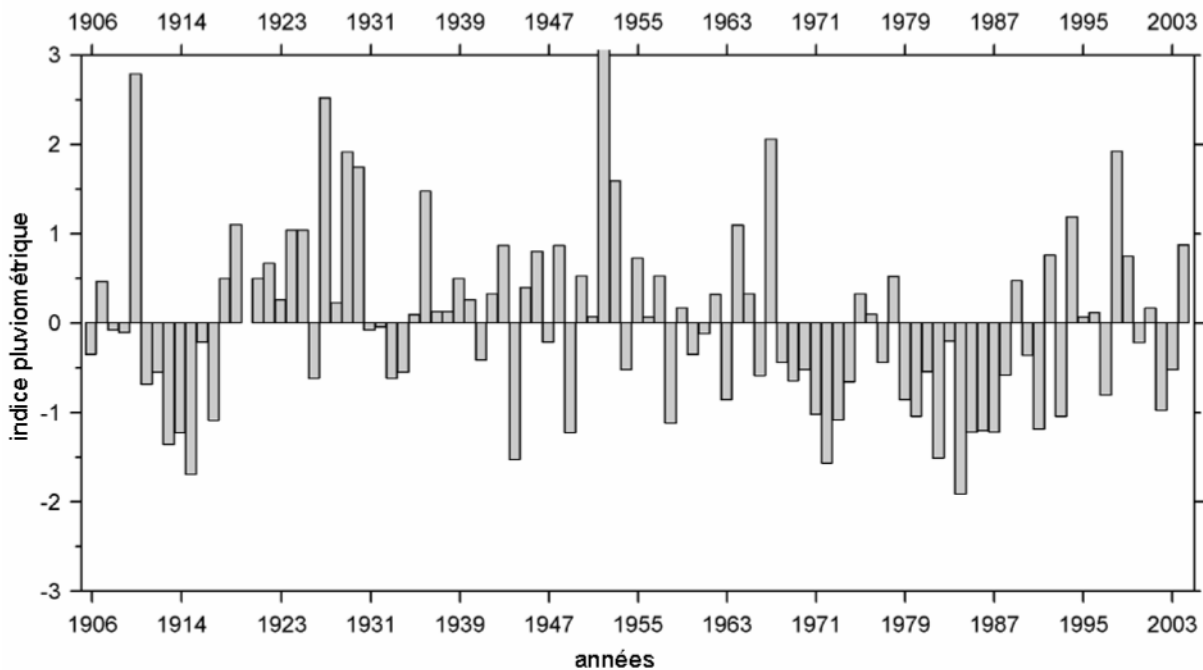


Fig.II-7 : cumuls annuels centrés réduits (écart à la moyenne, normalisé par l'écart type) des précipitations enregistrées à la station de Niamey aéroport, sur la période 1906-2004.

Pendant l'été boréal, la zone sahélienne est sous l'influence du flux de mousson, mais se trouve rarement sous la structure centrale de la dépression équatoriale, où la mousson est la plus active. Il en résulte une seule saison des pluies, de juin à octobre, avec un maximum pluviométrique en août, correspondant à la position la plus septentrionale du FIT au cours de l'année. Une période sèche débute en octobre-novembre et se termine en avril-mai. L'intermittence des précipitations au cours de l'année est irrégulière. Par exemple, la station de Banizoumbou (cf. §III.2.1.1) montre, sur la période 1992 à 2003, que la moyenne des écarts entre deux événements consécutifs (totalisant une pluie supérieure à 10 mm) varie de 3,5 à 9 jours selon l'année (Fig.II-8). L'intervalle maximum entre deux averses, atteint 32 jours en 1996 alors qu'il ne dépasse pas 7 jours en 1992. En 1997, le mois d'août reste 18 jours consécutifs sans pluie.

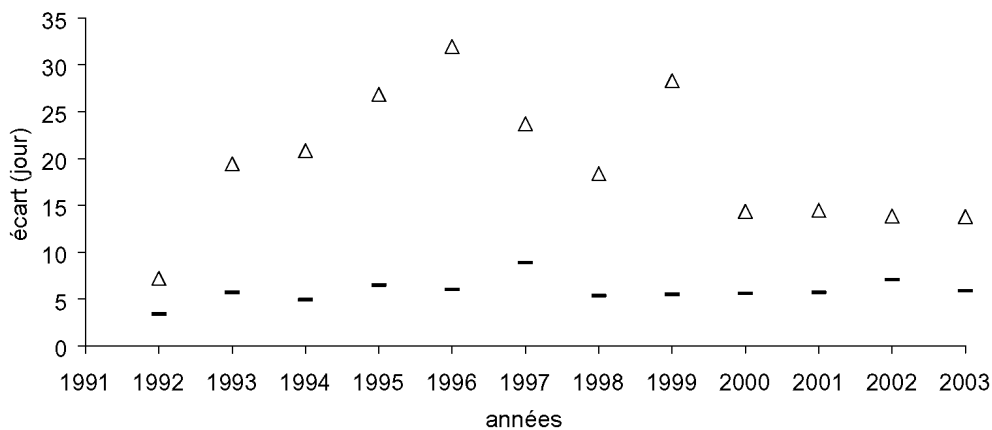


Fig.II-8 : écarts entre deux averses consécutives mesurées à la station de Banizoumbou (pour les cumuls >10 mm, période 1992-2003) ; moyenne des écarts (traits) et écarts maximums annuels (triangles).

L'enchaînement des averses au cours de l'hivernage n'est pas sans conséquences sur les processus hydrologiques et l'agriculture (Balme-Debionne, 2004). L'humidité initiale du sol avant la pluie est un facteur important qui conditionne l'infiltration et les périodes sèches survenant durant la croissance des cultures provoquent un stress important pouvant compromettre les récoltes.

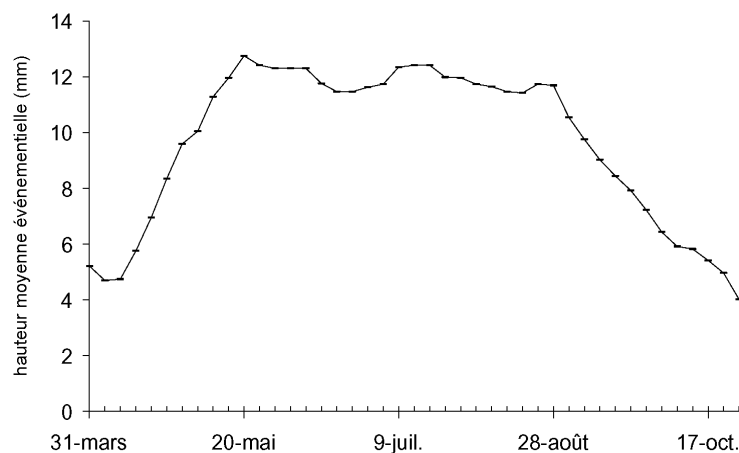


Fig.II-9 : distribution des cumuls de pluie événementiels moyens au cours de l'année (période 1971 - 1990). D'après la série de données journalières de la station pluviométrique de Niamey (d'après Tapsoba, 1997).

Le régime moyen est composé de deux sous-régimes, l'un océanique et l'autre continental. Ce dernier s'installe brusquement durant la seconde partie du mois de juin et est à l'origine de la formation de larges systèmes convectifs précipitants (cf. *supra*). La moyenne des cumuls événementiels associés à ces systèmes est supérieure à celle observée sous le régime océanique (Lebel *et al.*, 2003). La série longue des données journalières de Niamey permet d'illustrer la variabilité des cumuls moyens événementiels au cours de la saison des pluies. La moyenne des cumuls annuels précipités est plus faible au début et à la fin de la saison des pluies (Fig.II-9). L'existence de ces deux régimes a également des conséquences sur la variabilité interannuelle, puisque les pluies générées durant le régime continental représentent entre 75% et 90% du total annuel bien que les SCM représentent 12% des systèmes précipitants (Laurent *et al.*, 1998 ; Lebel *et al.*, 2003).

Un gradient climatique d'environ 1 mm.km^{-1} peut être observé à l'échelle inter annuelle (Lebel *et al.*, 1992). A l'instar du déficit pluviométrique interannuel, le gradient pluviométrique n'est pas le résultat d'une diminution de la hauteur moyenne événementielle, mais celui d'une diminution de l'occurrence des événements vers les hautes latitudes (Le Barbé et Lebel, 1997). Spatialement, la variabilité pluviométrique dépend d'une part, de la variabilité intra-événementielle et d'autre part, de celle du nombre d'événements observés (Lebel et Le Barbé, 1997). Ali *et al.* (2003) modélisent la variabilité spatiale des champs de pluies sahéliens et déterminent des variogrammes climatiques pour la zone d'étude.

II.2.2.2 Éléments de climatologie

Sur la période 1950-2003, la température moyenne de l'air enregistrée à Niamey est de $29,3^{\circ}\text{C}$ (Fig.II-10a). Bien que les moyennes mensuelles soient peu contrastées (24°C en janvier et 34°C en avril-mai), une saisonnalité des températures peut être distinguée (Fig.II-11a). De juin à septembre, la saison des pluies est caractérisée par une humidité moyenne de 69% et une température moyenne de 29°C . D'octobre à mi-novembre, une saison plus chaude sans pluie, affiche une température moyenne de 32°C . A partir de fin novembre débute une saison relativement fraîche et peu humide, avec des nuits au cours desquelles la température descend parfois au-dessous de 10°C . De mars à fin mai, s'installe une saison très chaude et très sèche, caractérisée par des vents brûlants et durant laquelle, le thermomètre atteint un maximum de 45°C et ne descend pratiquement pas en dessous de 25°C la nuit. Dans les journées des 3 et 4 mars 1990, des températures maximales de 48°C et 54°C ont été enregistrées (toujours à Niamey).

La vitesse des vents est faible avec une moyenne annuelle d'environ 6 km.h^{-1} et une direction dominante de secteur ouest-sud-ouest. Lorsque s'installe l'harmattan ou lorsque commence la saison des pluies, la moyenne peut atteindre 7 km.h^{-1} . Seul le passage des lignes de grains génère des rafales importantes, momentanées, atteignant parfois 70 km.h^{-1} .

L'évapotranspiration potentielle (ETP), calculée selon la formule de Penman à partir des données météorologiques de la station de Niamey, est en moyenne de $6,4 \text{ mm.j}^{-1}$ soit environ 2300 mm.an^{-1} sur la période 1950-2003 (Fig.II-10b). L'ETP est maximum en fin de saison sèche et diminue sensiblement pendant l'hivernage (Fig.II-11b). Sur la zone d'étude, Derive (2003) évalue par modélisation l'évapotranspiration annuelle des trois types principaux de végétation (mil, jachère et brousse tigrée) à au moins 75% des précipitations.

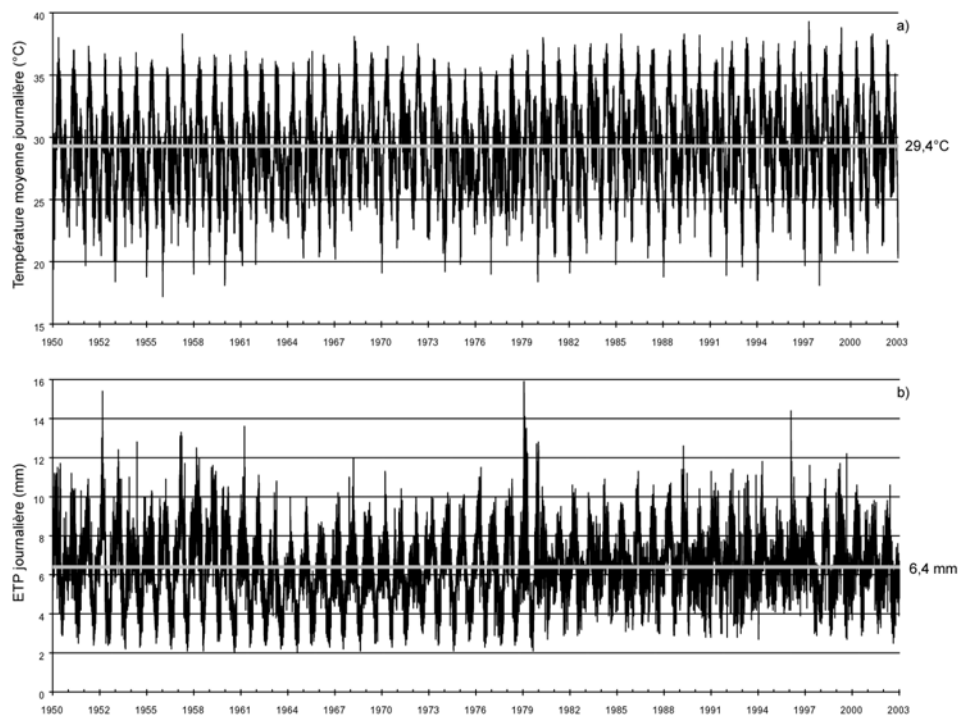


Fig.II-10 : chroniques de la station météorologique de Niamey entre 1950 et 2003; a) températures moyennes journalières et température moyenne interannuelle, b) ETP (Penman) journalière et ETP journalière moyenne.

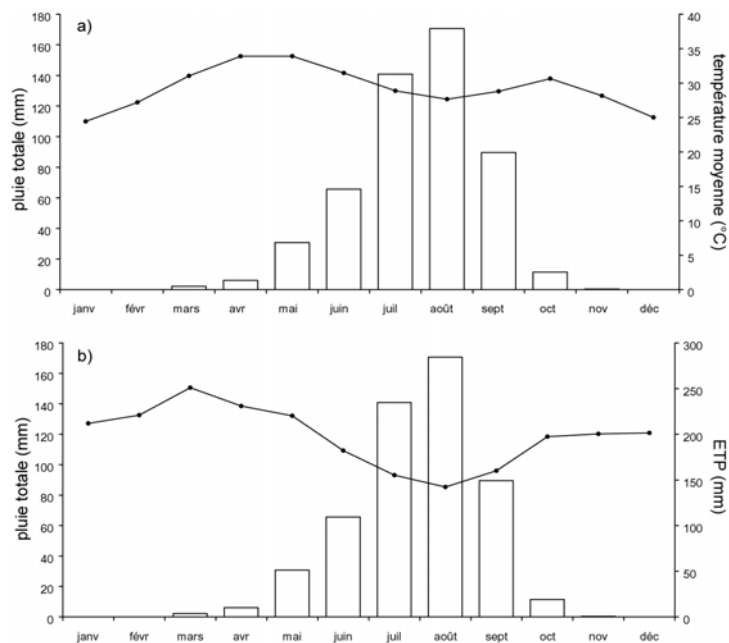


Fig.II-11 : pluie moyenne mensuelle à la station de Niamey sur la période 1950-2003 et a) température moyenne mensuelle, b) ETP (Penman) moyenne mensuelle.

II.3 Contexte hydrologique

II.3.1 Fonctionnement général

Le ruissellement apparaît par refus à l'infiltration des eaux précipitées (hortonien). Dès que la quantité d'eau à la surface du sol dépasse la capacité d'infiltration, et lorsque la rétention superficielle est satisfaite, l'eau en excès se met en mouvement (Fig.II-12). Au-delà d'une certaine superficie, les eaux de ruissellement rejoignent les drains élémentaires du réseau hydrographique.

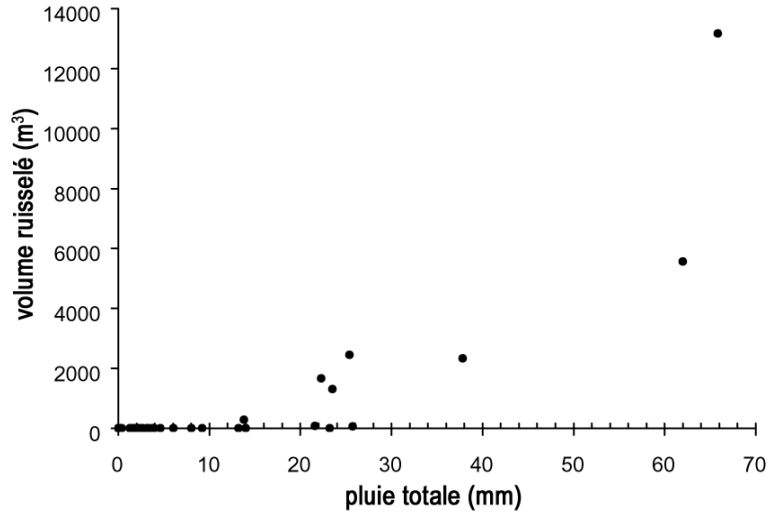


Fig.II-12 : volumes ruisselés mesurés dans la mare de Banizoumbou en 2002 en fonction des pluies événementielles correspondantes enregistrées sur le bassin.

La capacité d'infiltration des sols, et donc leur aptitude au ruissellement, est conditionnée par de nombreux facteurs. Sur la zone d'étude sous influence sahélienne, les sols, essentiellement sableux ou argilo-limoneux, ont une forte tendance à l'encroûtement. La formation de croûtes superficielles limite l'infiltration et favorise par conséquent le ruissellement. Selon sa densité, la végétation est en mesure de modifier sensiblement le ruissellement par différents processus (Tabacchi *et al.*, 2000). L'activité faunique peut augmenter la macroporosité et favoriser l'infiltration (Léonard *et al.*, 2004). La présence de microreliefs s'oppose à la mise en mouvement des eaux (Estèves *et al.*, 2000). L'implication hydrologique de la combinaison de ces facteurs est à l'origine de la notion d'états de surface dont la classification par Casenave et Valentin (1992) montre de fortes variabilités de l'aptitude au ruissellement (cf. §III.1.3). L'enchaînement des états de surface le long de la toposéquence est un facteur important dans le transfert des écoulements (Séguis *et al.*, 2002).

Le réseau hydrographique observé sur la zone d'étude est en partie le résultat d'un paysage relativement plat, soumis au régime climatique sahélien actuel avec de forts apports éoliens, doublé d'un héritage passé plus humide (réseau fossile). La nappe phréatique n'affleure qu'à de très rares endroits et ne soutient pas d'écoulement de base. Excepté la présence du fleuve Niger (dont l'origine hydro-climatique n'est pas sahélienne) à l'extrême sud-ouest de la zone, tous les écoulements sont intermittents. Les écoulements concentrés sont insuffisants pour s'interconnecter durablement lors de la saison des pluies. Le réseau de drainage est par conséquent totalement discontinu. En fonction de la nature du paysage, divers systèmes endoréiques d'extensions variées se développent sporadiquement (p. ex. : aux alentours du village de Kollo Bossey 2°35'E, 13°45'N, Fig.II-13a). Lors de l'hivernage, naissent ainsi temporairement de multiples zones d'accumulation d'eau distribuées sur les plateaux, les versants et les fonds de vallées (Fig.II-13b; Desconnets *et al.*, 1996). L'eau disparaît ensuite par évaporation et/ou infiltration dans le sol.

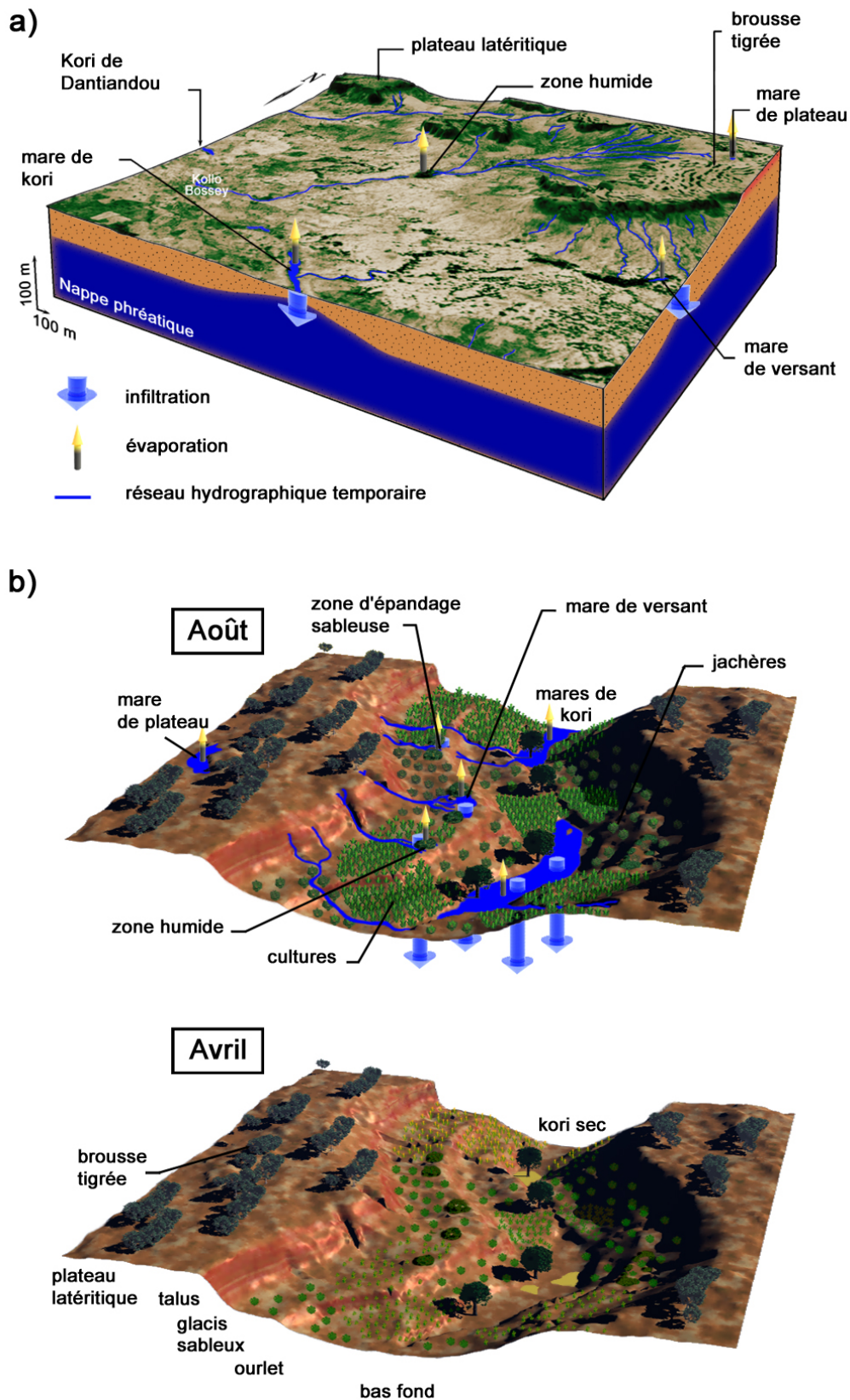


Fig.II-13 : distribution des différents systèmes endoréiques dans le paysage, a) bloc diagramme de la région de Kollo Bossey 2°35'E, 13°45'N. Projections de la photographie aérienne de novembre 1992 sur le MNT à 40 m, b) représentation schématique générale en saison des pluies lors d'un événement pluvieux et saison sèche.

II.3.2 Les systèmes endoréiques

La position sommitale occupée par les plateaux latéritiques en fait des ensembles hydrologiquement déconnectés du reste du paysage. Les faibles déclivités de ces surfaces tabulaires conjuguées à la brousse tigrée (cf. §II.1.2.3 *supra*), sont à l'origine de l'absence d'organisation d'un réseau hydrographique, qui individualise ainsi de multiples sous-ensembles hydrologiques à la faveur de microdépressions. Cette organisation hydrologique évolue peu dans le temps. Des petits bassins endoréiques de quelques hectares alimentent des mares temporaires à fond très plat et de faibles volumes.

Ailleurs, l'endoréisme concerne des systèmes individualisés par la dégradation du réseau hydrographique. Desconnets (1994) en a établi une typologie sur la zone d'étude. Plus précisément, le ruissellement concentré disparaît avant d'avoir rejoint le réseau de drainage principal. Si les écoulements n'ont pas totalement disparu par infiltration dans le lit des ravines, ils achèvent leur trajet à la faveur d'un replat ou d'une cuvette topographique locale.

Dans le paysage, les traces caractéristiques des différents types d'endoréisme s'observent sous les formes suivantes :

- l'anastomose des drains crée des épandages sableux très localisés bordés de végétation dense, ces objets sont appelés "zones d'épandage sableuses"
- l'arrivée des écoulements dans une microdépression crée une accumulation d'eau libre appelée mare : les mares peuvent apparaître sur les versants ou dans le lit des koris où elles épousent alors la forme allongée du chenal
- selon la quantité de fines recouvrant le fond (épaisseur du colmatage argileux), ces mares peuvent rester en eau plusieurs mois ou se vidanger en quelques heures ; les seules traces alors persistantes sont les laisses de crues (boue) sur la végétation très dense qui s'accumule dans ces aires appelées "zones humides"
- l'arrêt brutal de l'écoulement dans une cuvette provoque un re-largage détritique sous forme de larges "cônes de déjection", souvent associés à des mares.

Dans notre étude, tous ces objets sont appelés des "exutoires", puisqu'ils reçoivent le ruissellement provenant d'un impluvium. Typologiquement, les zones humides se différencient des mares, essentiellement par la durée de vie du plan d'eau libre. Une mare est en quelque sorte une zone humide qui retient l'eau plus longtemps. D'ailleurs, les observations du paysage montrent souvent une évolution des zones humides vers la formation de mares (p. ex. : Kafina, cf. §II.7.2.4). Leur différenciation n'est donc pas évidente.

Les surfaces associées qui alimentent les exutoires sont appelées "bassins versants élémentaires". Lors d'événements pluvieux exceptionnels, les réseaux de drainage, d'ordinaire individualisés, peuvent se connecter temporairement pour former des réseaux plus conséquents. La Fig.II-14 illustre les interactions possibles entre différents systèmes endoréiques de versants sableux selon l'intensité des écoulements intermittents. A l'inverse des systèmes de plateaux latéritiques bien établis, ces systèmes endoréiques élémentaires sont évolutifs et fortement liés à l'intensité du ruissellement. La simple présence de dépressions topographiques ne suffit pas à conditionner leur apparition. Les caractéristiques morphologiques, hydrologiques et pédologiques des surfaces produisant les écoulements sont également des facteurs déterminants.

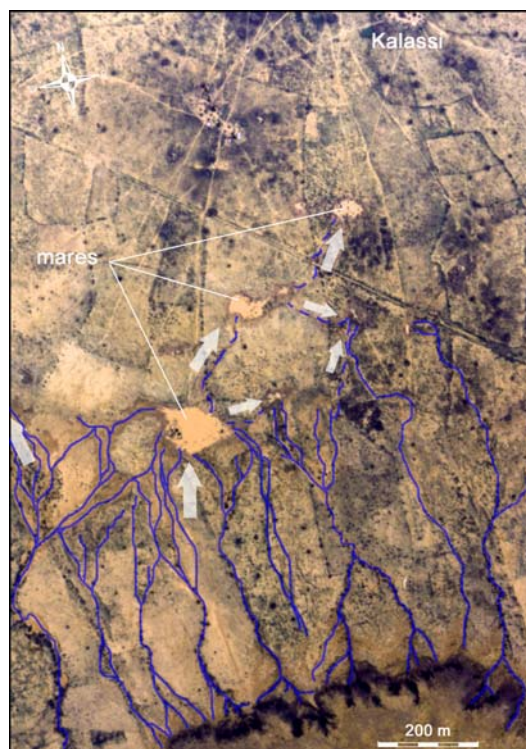


Fig.II-14 : variabilité des systèmes endoréiques de versant. Exemple du versant sud de Kalassi (2°35'E, 13°32'N). En fonction des conditions, les mêmes drains peuvent alimenter différentes zones indiquées par les flèches blanches (cliché MEVHYS, août 1998).



Fig.II-15 : illustration du morcellement d'un kori en plusieurs mares individualisées ; les flèches noires indiquent des cônes de déjection qui obstruent le lit du kori par des apports sableux (cliché proche de la zone d'étude, 2002).

Au sein des lits de koris fossiles, l'endoréisme peut prendre des aspects particuliers. L'impossibilité du collecteur principal (kori) de charrier la charge sédimentaire (cônes de déjection) apportée par les collecteurs secondaires engendre un fractionnement de l'ancien lit en une succession de cuvettes allongées (Fig.II-15). Il s'en suit la formation de chapelets de mares dont la connexion est rendue possible par déversement lors d'événements exceptionnels.

II.4 Géologie et contexte hydrogéologique

II.4.1 Géologie

La zone d'étude est située en bordure ouest du vaste bassin des Iullemmeden. Cet ensemble sédimentaire s'étend au cœur du craton ouest-africain, au voisinage d'autres bassins sédimentaires côtiers et de quelques grands bassins intracontinentaux : bassin sénégalo-mauritanien, bassin de Taoudenni et bassin du Tchad (Fig.II-16). Le vaste craton ouest-africain est formé de la dorsale Réguibat au nord et la dorsale de Man au sud, chacune divisée en une province occidentale archéenne et une province orientale birimienne. Il est recouvert par des formations sédimentaires néoprotozoïques à phanérozoïques et est entouré de zones mobiles panafricaines et varisques. Le socle ouest-africain est constitué de roches d'âge archéen à protérozoïque. Il est considéré comme stabilisé depuis la fin de l'orogénèse éburnéenne (- 1 700 Ma) et son altération est à l'origine du remplissage silico-clastique du bassin près de Niamey. Au sud-ouest du Niger, il est représenté par des formations précambriennes qui affleurent en rive droite du fleuve : socle du Liptako.

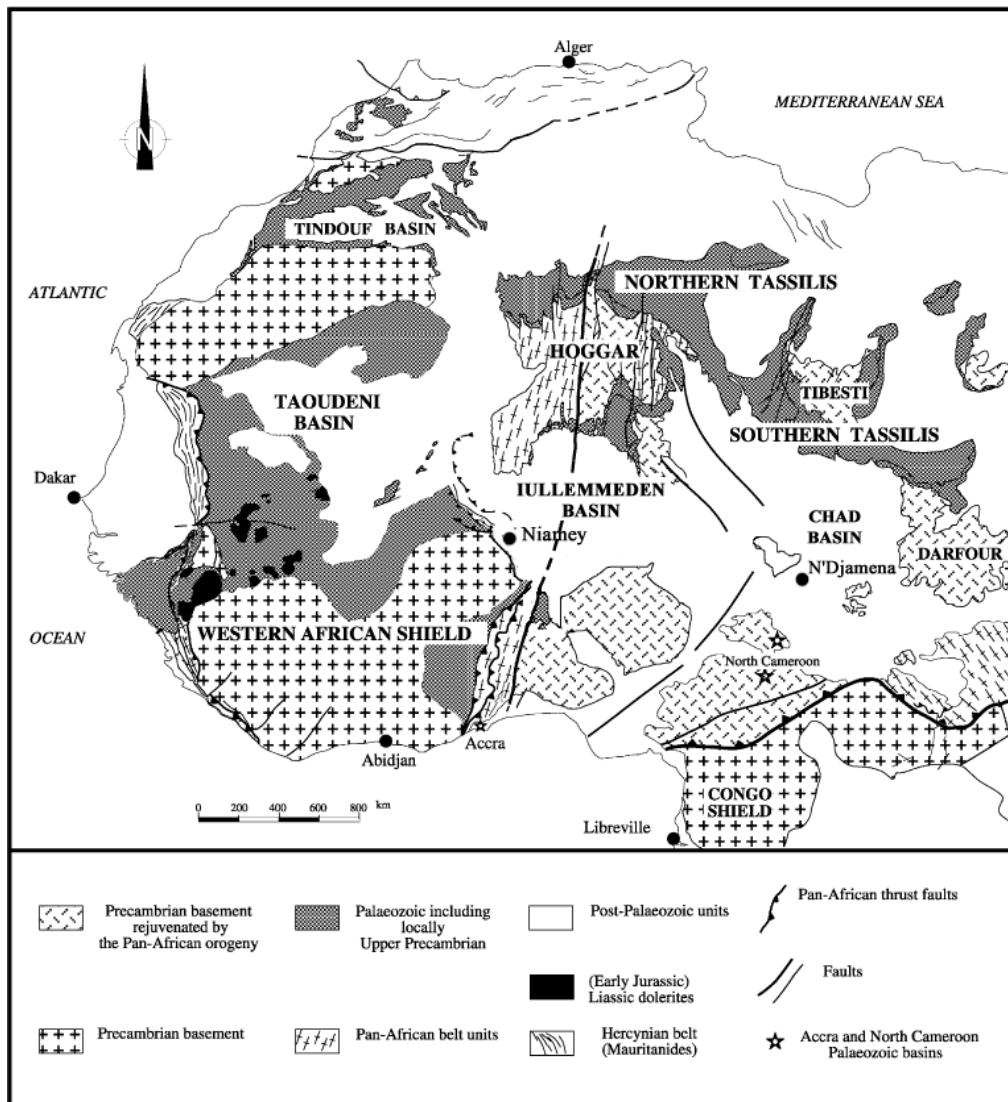


Fig.II-16 : géologie générale de l'Afrique de l'ouest, (dans Konate et al., 2003 modifié)

II.4.1.1 Le Liptako nigérien

Le Liptako nigérien correspond à la bordure nord-est du domaine birimien de la dorsale de Man. Cette région est constituée par une alternance de plutons granitoïdiques et de ceintures de roches vertes dont celle de Diagorou-Darbani, qui a été cartographiée et étudiée par Soumaila (2000). Les formations géologiques de cette ceinture sont des metabasaltes, des amphibolites, des ensembles intrusifs ultramafiques et mafiques, souvent transformés en talcschistes et chloritoschistes, des sédiments détritiques peu métamorphiques, ainsi que de petits volumes de roches plutoniques et volcaniques de chimisme intermédiaire à acide (Soumaila, 2004). La ceinture de roches vertes est encadrée au nord et à l'ouest par plusieurs intrusions de granitoïdes, responsables d'un métamorphisme de contact. Ces plutons ont été datés par Cheilletz *et al.* (1994), Ama-Salah *et al.* (1996), et Soumaila *et al.* (2001), ce qui a permis d'estimer la mise en place du volcanisme basaltique à environ 2,2 Ga dans cette région.

Plusieurs formations à caractère sédimentaire existent également dans le Liptako. Le Tarkwaien est une formation molassique grossière résultant de l'érosion des chaînes birimiennes. Les grès de Niamey et la série de Dounga Goungou sont des vestiges de la transgression de marge passive datant de l'infrcambrien, effectuée sur un socle pénéplané. Les affleurements de ces différentes formations n'ont qu'une faible extension au sud-ouest du Niger (Greigert et Pougnet, 1965).

II.4.1.2 Le bassin des Iullemeden

Le bassin des Iullemeden s'étend sur plus de 600 000 km² (1000 km du nord au sud et 800 km d'ouest en est). Dans son axe sub-méridien (entre 4°E et 5°E), les dépôts cambriens à quaternaires atteignent environ 2000 m. La sédimentation est principalement détritique silicatée, mais des formations purement carbonatées se sont également déposées lors de transgressions marines. Globalement, le mode de dépôt progradant (du nord-est au sud-ouest) est à l'origine de l'organisation des affleurements du Paléozoïque au nord-est et du Continental Terminal, tertiaire, en discordance sur le socle du Liptako. Le bassin des Iullemeden serait en voie de démantèlement au moins depuis le Pliocène, comme le prouve l'érosion en cours du Continental Terminal, ou l'absence d'activité sismique sur la période historique (Ambraseys et Adams, 1986).

Le bassin des Iullemeden a connu plusieurs transgressions marines du Turonien au Thanétien, chacune débordant la précédente vers le sud (Greigert, 1966). Ces transgressions, en provenance du nord-est puis du nord-ouest, ont déposé des sédiments à dominante carbonatée, calcaires blancs et marnes, typiques des mers chaudes épicontinentales. Les affleurements sont discontinus et se situent majoritairement au centre du bassin, parfois sous un recouvrement quaternaire sableux.

Les principales formations d'origine continentale qui se superposent dans le bassin sont le Continental Intercalaire, le Continental Hamadien et le Continental Terminal (Kilian, 1931, Greigert, 1966). Le Continental Intercalaire (CI) correspond aux sédiments continentaux déposés entre le Paléozoïque supérieur (Carbonifère supérieur, Permien) et le Cénomaniens. Le CI présente localement plus de 1000 m d'épaisseur et affleure largement entre l'Aïr et l'Adrar des Iforas. Le Continental Hamadien (CH) est l'équivalent continental

des formations marines du Crétacé supérieur. Il est constitué majoritairement de sédiments grossiers et affleure au nord du fossé de Gao et en bordure du bouclier nigérian. Latéralement, il passe sans discontinuité au CI. Le Continental Terminal (CT), d'âge éocène moyen à pliocène, est la formation la plus récente du bassin. Les alluvions du Quaternaire remplissent sur plusieurs mètres le fond des dallols.

II.4.1.3 Le Continental Terminal du bassin des *Iullemmeden*

Sont désignés sous le terme de Continental Terminal (CT) les dépôts sédimentaires d'âge tertiaire à anté-quaternaire. Il s'agit de la définition initiale présentée par Kilian (1931) et reprise par Favreau (2000) pour la caractérisation des aquifères de la zone. Le CT du sud-ouest du Niger affleure sur plus de 150 000 km² (Fig.II-17). A la sédimentation marine du Paléocène au centre du bassin succède sans discontinuité majeure une série de dépôts continentaux à dominante silico-clastique. Le substratum est représenté à l'ouest par le socle birimien et à l'est par les marnes et calcaires du Paléocène. Son épaisseur maximale est estimée à environ 450 m près de Dogondoutchi (Greigert et Pougnet, 1967). Greigert (1966) a distingué trois formations à l'intérieur du CT du bassin des Iullemmeden : la série sidérolithique de l'Ader Douthi (CT1), la série argilo-sableuse à lignites (CT2) et les grès argileux du moyen-Niger (CT3).

Le CT1 est caractérisé par l'abondance de niveaux à oolithes ferrugineuses. À l'affleurement en bordure du CT, la série comprend des argiles ferruginisées, des vases noires à verdâtres et des sables plutôt fins, parfois rubéfiés et souvent grésifiés. Au centre du bassin, elle perd son individualité, relayée par la série argilo-sableuse à lignites. La puissance maximale à l'affleurement serait d'une cinquantaine de mètres et d'une centaine de mètres en forage.

Le CT2 est représenté par une alternance de séries sableuses et argileuses. L'environnement de dépôt continental, calme et humide, explique la présence éparse d'oolithes ferrugineuses au sein d'argiles grises ou noires. Les niveaux sableux atteignent parfois quelques dizaines de mètres. Au nord où le CT1 est absent, la série argilo-sableuse à lignites dépasse 180 m d'épaisseur.

Le CT3 affleure sur toute la moitié méridionale du CT. Il s'agit de grès silteux à argileux ocre, le plus souvent jaunâtres à rougeâtres, à granulométrie fine. À l'affleurement, ils sont souvent traversés par un réseau dense de tunnels et de cavités. En forage, la limite inférieure de cette série peut être située au toit des argiles grises à lignites (Monfort, 1996). Les sédiments du CT3, issus du manteau d'altération développé pendant la longue période chaude et humide du Paléocène-Éocène, se sont déposés en milieu continental oxydant, d'où une quasi-absence de trace organique. La série des grès argileux se termine par une surface d'aplanissement cuirassée, à l'origine des plateaux latéritiques entaillés par les vallées fossiles.

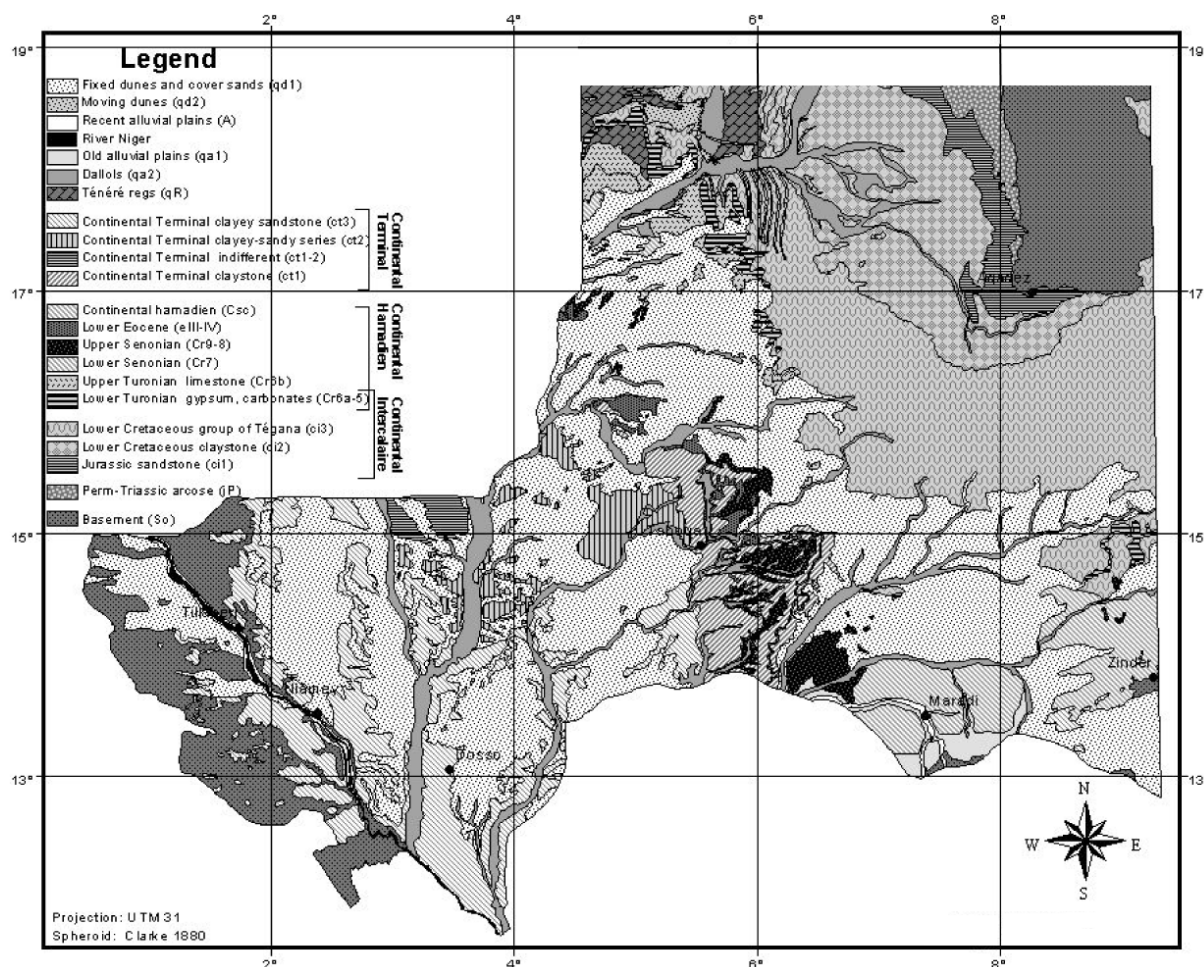


Fig.II-17 : carte géologique schématique du bassin des Iullemeden et affleurement du Continental Terminal (d'après Greigert, 1961 dans Graef, 2000 modifié).

II.4.1.4 Le Continental Terminal près de Niamey

Suite à de nombreuses campagnes de forages d'hydraulique villageoise initiées dès les années 1960, plusieurs synthèses stratigraphiques du CT près de Niamey ont été proposées (p. ex. Abdoulkarimou, 1988, Monfort, 1996). Favreau (2000) en a réalisé une compilation que nous reprenons ici (Fig.II-18).

Le mur du CT est constitué par un socle métamorphique fréquemment altéré et kaolinisé. De même nature que le socle du Liptako, il est atteint, plus à l'est, à une profondeur de 144 m par le forage de Korto (2°41'28", 13°30'22").

Des "sables inférieurs" surmontent le socle vers l'ouest. Ces sables moyens à grossiers, blancs à gris-blanc, présentent des faciès variables, parfois à tendance argileuse. Ils représentent vraisemblablement la partie sableuse de la série argilo-sableuse à lignite du CT2. Leur puissance varie de 3 m vers l'ouest à plus de 15 m au centre et à l'est. Cette formation s'enfonce vers le centre du bassin avec un pendage qui augmente régulièrement. Le mur des sables inférieurs est constitué d'argiles grises à lignites, sur lesquels ils reposent en conformité au centre et au sud-est alors qu'ils sont discordants sur le socle à l'ouest.

Des argiles grises, parfois ligniteuses et à oolithes ferrugineuses intercalées, forment le toit des sables inférieurs. Il s'agit ici de la partie argileuse du CT2 (Abdoukarimou, 1988, Monfort, 1996). L'épaisseur des argiles augmente d'ouest en est, jusqu'à plus de 80 m à l'aplomb du dallol Bosso. Vers le centre-nord du degré carré de Niamey et au sud, les oolithes sont absentes. Au nord, les lignites sont davantage présentes (Monfort, 1996). Les oolithes incluses dans les argiles grises constituent un seul niveau principal.

Des grès ocre, sablo-silteux à argileux, composent le sommet du CT3. Cette formation est constituée par la juxtaposition de lentilles à dominante sablo-silteuse, de coloration toujours ocre. Le mur est constitué par les argiles grises du CT2. Le sommet est formé de plateaux gréseux à cuirasse ferrallitique, entaillés par l'érosion. L'épaisseur de ces grès, quasiment nulle près de Niamey (biseutage), augmente progressivement vers l'est pour atteindre plus de 130 m à l'est de la zone d'étude (2°58"E). L'ensemble de la série est caractéristique du CT3.

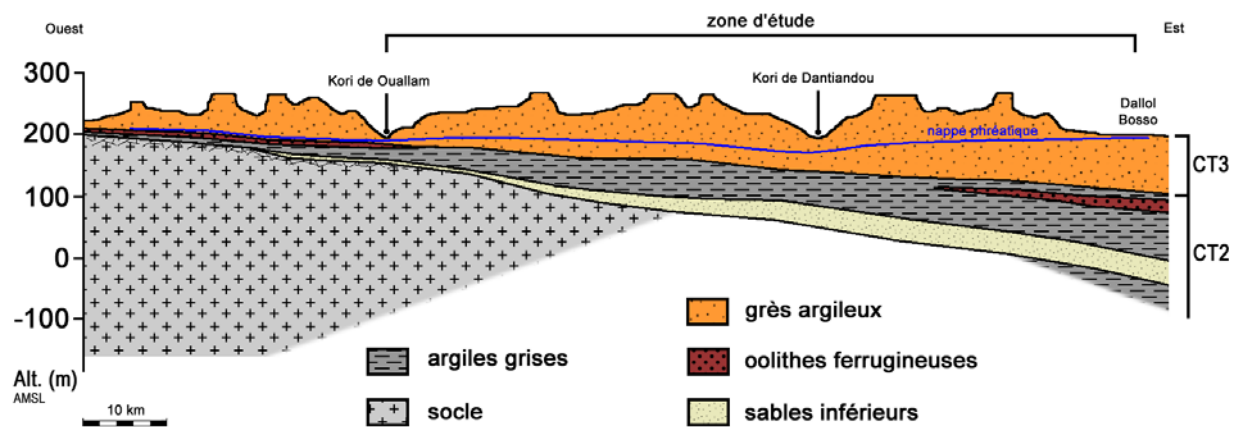


Fig.II-18 : coupe géologique schématique à 13°40'N à travers le degré carré de Niamey (d'après Monfort, inédit, modifié).

II.4.2 Contexte hydrogéologique

II.4.2.1 La nappe phréatique du Continental Terminal

Les formations du Continental Terminal constituent un aquifère poreux multicouche avec en surface une nappe libre et en profondeur des nappes captives localement artésiennes. Comme pour la géologie régionale, les synthèses de référence sur l'hydrogéologie du CT datent des années 1960 ou 1970 (Tirat, 1964 ; Boeckh, 1965 ; Greigert, 1968 ; Greigert et Bernert, 1979).

La nappe phréatique du CT est une nappe continue et généralisée, à l'exception des bordures, qualifiées de "biseaux secs" par Plote (1961). La nappe est généralement libre, mais peut être localement en charge sous des lentilles argileuses d'extension variable (Greigert et Bemert, 1979). Elle est contenue dans la série sidérolithique de l'Ader Douchi (CT1) pour la partie orientale et dans la série argilo-sableuse à lignites (CT2) pour la partie septentrionale. Ailleurs, les grès argileux du CT3 constituent l'aquifère de la nappe phréatique sur la majorité du bassin. Les nappes alluviales quaternaires des vallées fossiles (dallol Bosso, dallol Maouri) sont en continuité hydraulique avec la nappe phréatique du CT. A une échelle plus locale,

différents faciès d'une même série peuvent constituer autant d'aquifères aux caractéristiques différentes. A titre d'exemple, près de Niamey, l'aquifère est surtout constitué par des niveaux oolithiques, alors que plus à l'est, il s'agit uniquement des grès argileux du CT3 (Plote, 1961, Leduc *et al.*, 1997).

Sans remettre en cause la continuité hydraulique de la nappe phréatique, l'hétérogénéité lithologique est à l'origine de la variabilité des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Certaines parties peuvent même être totalement sèches (Boeckh, 1965), d'autres peu perméables ou, à l'inverse, très transmissives (p. ex. : alluvions quaternaires, certaines zones sableuses du CT3). Les transmissivités estimées globales sont de l'ordre de 10^{-2} à $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Greigert, 1968 ; Greigert et Bernert, 1979).

Une carte piézométrique à l'échelle de l'ensemble de la nappe phréatique au Niger a été établie par Boeckh (1965), (Fig.II-19). Depuis, aucune autre carte à partir de données plus récentes n'a été publiée. Toutefois, les travaux de Leduc *et al.* (1997), effectués à l'échelle du degré carré de Niamey, aux différences de détails près, ne réforment pas le schéma général des écoulements notés sur l'ancienne carte.

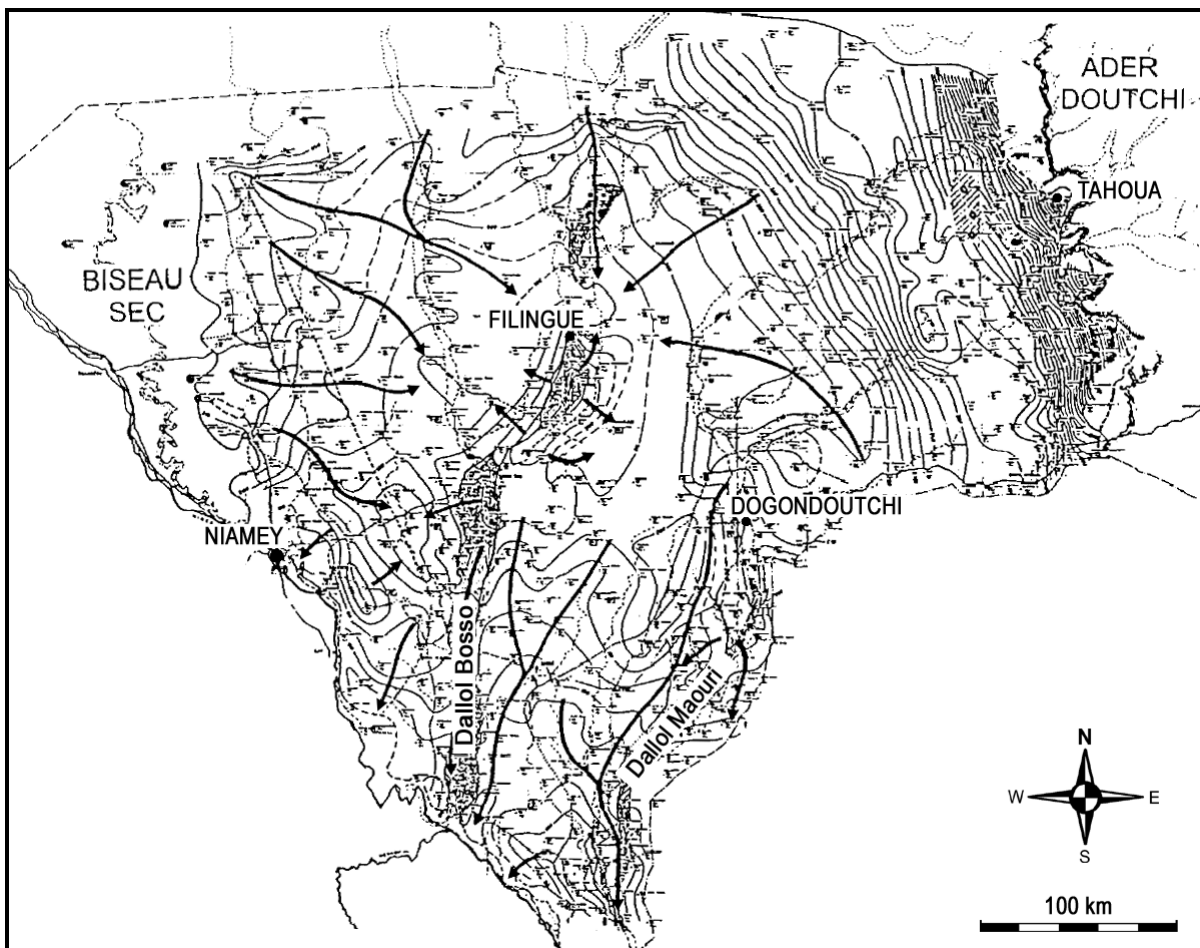


Fig.II-19 : carte hydrogéologique de la nappe phréatique du Continental Terminal au Niger (d'après Boeckh, 1965).

Globalement les gradients hydrauliques de la nappe sont faibles ($\sim 0,5\%$). En revanche, en liaison avec des pentes topographiques plus fortes, ils s'accroissent à l'est pour atteindre 1% à $1,5\%$ (Fig.II-19). Les charges les plus élevées apparaissent surtout au

nord-est, dans l'Ader Douthi (+300 m à +400 m) et dans une moindre mesure au nord-ouest et au nord (+220 m). Les plus basses sont associées aux zones exutoires naturelles de la nappe (Greigert, 1968 ; Greigert et Bernert, 1979). Il s'agit de la partie en bordure du fleuve Niger et des bas dallols Bosso et Maouri (+180 à +170 m).

La circulation générale des écoulements souterrains, du nord-nord-est au sud-sud-ouest, est perturbée par plusieurs anomalies majeures :

- dômes piézométriques à l'aplomb des dallols Bosso (au sud de Filingué) et Maouri (au sud de Dogondoutchi)
- dépressions piézométriques au nord et à l'ouest de Filingué, et à l'est de Niamey.

En raison de ces perturbations et des faibles gradients hydrauliques, la moitié de la nappe semble fonctionner de manière endoréique. Bien qu'aucune estimation chiffrée fiable de la recharge n'existe à l'échelle du CT, ces considérations piézométriques traduisent probablement un renouvellement très faible de la nappe (Favreau, 2000).

La variabilité spatiale physico-chimique de la nappe phréatique est relativement marquée, à l'instar des caractéristiques géologiques. Globalement les eaux sont peu minéralisées, en majorité inférieures à 300 mg.L⁻¹. Les faciès bicarbonatés ou nitrates sodiques ou calciques dominant, avec toutefois des singularités locales. Des études isotopiques ont montré que le renouvellement de la nappe était d'origine actuelle (Leduc et Taupin, 1997). Entre Niamey et le dallol Bosso, Favreau (2000) estime un taux moyen avant 1950, situé entre 0,04 et 0,06%.an⁻¹.

II.4.2.2 Les nappes captives du Continental Terminal

Il existe plusieurs nappes captives reconnues dans le Continental Terminal. Elles concernent des niveaux stratigraphiques distincts et s'individualisent en différents endroits. (Greigert et Bernert 1979, Abdoukarimou, 1988). Nous développons ici les deux nappes captives reconnues par forages près de Niamey, dont les caractérisations récentes ont été réalisées par Le Gal La Salle (1994), Monfort (1997) et Favreau (2000). Il s'agit de la *nappe des sables inférieurs* et la *nappe captive des oolithes*.

Près de Niamey, la nappe des sables inférieurs est confinée dans l'aquifère des sables du CT2, dont le toit est représenté par les argiles à lignite (Fig.II-18). Les charges sont comprises entre 200 et 225 m (certains forages sont artésiens), pour une direction d'écoulement orientée nord-sud (Favreau, 2000). Les eaux montrent des températures de l'ordre de 30 à 33°C avec des pH de 7,0 à 8,0 et une tendance à la réduction. Les minéralisations sont relativement élevées, avec des conductivités de l'ordre de 1200 à 1600 $\mu\text{S.cm}^{-1}$, soit environ 850 à 1050 mg.L⁻¹ (Le Gal La Salle, 1994), pour des faciès sulfatés à bicarbonatés sodiques. Les études isotopiques montrent des teneurs nettement différenciées de celles de la nappe phréatique et indiquent des eaux fossiles, infiltrées sous des conditions plus humides et/ou plus froides que l'actuel (Le Gal La Salle *et al.*, 1995).

La nappe captive des oolithes est portée par le niveau oolithique intercalé au milieu des argiles grises à lignites du CT2 (Fig.II-18). L'individualité de la nappe a été reconnue notamment par Abdoukarimou (1988). Les charges de la nappe des oolithes sont comprises entre 195 et 215 m mais ne montrent pas de gradient cohérent, en accord avec la continuité hydraulique variable de l'aquifère. Les caractéristiques physico-chimiques sont quasi-identiques à celles de la nappe des sables inférieurs avec des températures de l'ordre de 31 à 34°C, des pH compris entre 7,0 et 7,9 et des potentiels redox nuls. Les conductivités

mesurées, entre 1000 et 1500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, indiquent des charges ioniques équivalentes de 700 à 1000 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, pour des faciès chimiques sulfatés à bicarbonatés sodiques. Les mêmes similitudes avec la nappe des sables inférieurs sont observées du point de vue des teneurs isotopiques, suggérant également des eaux fossiles (Favreau, 2000). La distinction entre ces deux nappes du CT2 n'est donc pas d'ordre géochimique, mais se base sur la géologie et l'hydrodynamique.

Sur la zone centrale où les trois nappes sont captées ($2^{\circ}30'/2^{\circ}50'E$, $13^{\circ}20'/13^{\circ}40'N$), les nappes captives apparaissent en charge par rapport à la nappe phréatique. Plus précisément, la nappe des sables inférieurs présente des charges comprises entre 210 et 220 m, supérieures à celles des oolithes, 200 à 210 m, elles-mêmes supérieures à celles de la nappe phréatique 185 à 195 m. L'existence d'une drainance descendante entre la nappe phréatique et les nappes captives sous jacente doit donc être exclue dans cette partie du CT.

Entre 1987 et 1995, l'évolution de la piézométrie des nappes captives montre une tendance à la stabilité ou à la baisse (de l'ordre du mètre d'après Favreau, 2000). Faiblement sollicitées, les nappes captives seraient donc déconnectées du système hydrologique local avec un renouvellement extrêmement faible.

II.4.2.3 L'aquifère du Continental Terminal près de Niamey

L'aquifère du Continental Terminal près de Niamey a pu être caractérisé comme étant un aquifère multicouche "naturellement cloisonné" avec principalement trois nappes différenciées (Favreau, 2000).

Une nappe phréatique généralisée est portée par différents aquifères, essentiellement par les grès argileux du CT3 mais aussi, occasionnellement, par des oolithes ferrugineuses ou les alluvions quaternaires. Deux nappes captives du CT2 sont portées respectivement par les oolithes des argiles grises et les sables inférieurs.

Les contours piézométriques réguliers n'indiquent aucune influence d'une drainance ascendante localisée. Et aucun mélange naturel des eaux n'a pu être mis en évidence dans cette zone.

II.5 Interactions eaux de surface / nappe

Il n'existe que très peu d'endroits sur la zone d'étude où la nappe phréatique est affleurante ou sub-affleurante. Il s'agit de la vallée fossile du dallol Bosso, de l'aval de son affluent fossile (kori de Dantiandou à Boula Kouara) et d'une partie du kori de Ouallam (Labou Titiloua). Ailleurs, du fait de la profondeur de la nappe par rapport au réseau hydrographique (cf. §V.3), les circulations d'eau s'effectuent dans le sens unique de la surface vers le souterrain.

II.5.1 Les zones d'infiltration profonde

Des suivis réguliers de l'humidité des sols ont été effectués à différentes profondeurs lors d'études antérieures (Desconnets *et al.*, 1996 ; Peugeot *et al.*, 1997 ; Galle *et al.*, 1999). Ajoutés à des travaux basés sur la piézométrie de la nappe phréatique (Leduc *et al.*, 1997, 2001), ils permettent d'effectuer la caractérisation des zones d'infiltration profondes à l'échelle de la toposéquence (cf. Fig.II-13b).

Sur les sols nus de plateaux latéritiques, la lame infiltrée lors de la saison des pluies ne dépasse pas 60 cm de profondeur, et sous les bandes de brousse tigrée, l'humidité se répartit sur une profondeur supérieure à 6 m. En saison sèche la quasi-totalité de l'eau infiltrée est évaporée, une partie (inconnue) s'est potentiellement écoulée sous la végétation. Derive (2003) estime par modélisation, que la reprise évaporatoire depuis la brousse tigrée est supérieure à 95% des précipitations.

La vidange des mares de plateau est très lente et concerne des volumes faibles. Selon Desconnets (1994), le volume infiltré est vraisemblablement stocké dans le sol sableux entre le fond de la mare et la couche latéritique imperméable, et alimente en saison sèche la végétation dense autour des mares de plateau. S'appuyant sur l'existence d'eaux peu évaporées dans la zone non saturée, Bromley *et al.* (1997) n'excluent cependant pas une possibilité d'infiltration profonde. La profondeur de la nappe sous les plateaux est en moyenne de 50 à 75 m et aucune fluctuation saisonnière n'a été enregistrée jusqu'à présent sur des points proches d'accès à la nappe. Si une alimentation profonde existe, elle est vraisemblablement extrêmement faible.

D'importantes pertes par infiltration directe interviennent au cours du transfert des écoulements dans le réseau. Le lit des ravines composé de sable détritique remanié autorise de fortes capacités d'infiltration (450 mm.h^{-1} , mesurés par Estèves, 1995). L'occurrence d'une infiltration profonde depuis le réseau de drainage n'a cependant pas encore été démontrée mais peut être envisagée d'après certaines chroniques piézométriques.

Sur les glacis sableux, l'encroûtement des sols ne favorise pas l'infiltration. De plus, l'instrumentation de parcelles de jachère ou cultivées (mil : *Pennisetum typhoides*), montre que l'eau infiltrée est entièrement restituée à l'atmosphère en saison sèche (Peugeot, 1995). En plein cœur de l'hivernage 2002, le creusement d'une fosse pédologique sur une parcelle cultivée, nous a permis de repérer le front d'humectation à 60 cm sous la surface. Une infiltration profonde semble donc peu probable à ce niveau de la toposéquence. Cependant, localement, les zones d'accumulation d'eau temporaires (mares ou zones humides) qui se développent en contrebas des glacis (ourlets) sont susceptibles d'infiltrer une partie du ruissellement amont. Les mesures d'humidité montrent une infiltration au-delà de 6 m de profondeur de lames d'eau atteignant 2 fois la lame de pluie (Desconnets, 1994). Une infiltration profonde est illustrée par les fluctuations saisonnières des puits situés à proximité de certaines mares de versant. En revanche, aucune preuve de l'infiltration profonde sous les zones d'épandage sableuses n'a actuellement été avancée, bien que les multiples chenaux sableux qui les constituent puissent être intuitivement considérés comme propices à l'infiltration profonde.

Les investigations hydrologiques et hydrogéologiques (Desconnets *et al.*, 1997, Leduc *et al.*, 1997, 2001) montrent que les systèmes endoréiques de bas fonds sont des aires d'infiltration profonde privilégiées. Les mares de kori, partiellement colmatées par des dépôts argileux, recueillent de forts volumes ruisselés.

II.5.2 Recharge de la nappe

II.5.2.1 Recharge directe

La caractérisation des zones d'infiltration profonde sur la zone d'étude décrite *supra* montre que la plupart des aires d'infiltration diffuse ne conduisent pas les eaux au-delà des premiers mètres du sol. L'humidité accumulée lors de l'hivernage est entièrement reprise par évapotranspiration en saison sèche.

Sous les bosquets de brousse tigrée des plateaux latéritiques, une faible recharge peut éventuellement être concevable. La vitesse de transit serait alors de l'ordre de $0,1 \text{ m.an}^{-1}$ (Bromley *et al.*, 1997) et les eaux d'infiltration actuelles mettraient plusieurs siècles pour rejoindre la nappe.

Dans la vallée très plane du dallol Bosso, la pénétration des eaux de pluie jusqu'à la nappe sub-affleurante est possible. Une recharge saisonnière directe en saison des pluies peut donc être envisagée. En contrepartie, en saison sèche, la nappe est aussi fortement sollicitée par l'évapotranspiration du fait de sa proximité avec la surface.

II.5.2.2 Recharge indirecte

A l'inverse de la recharge directe, la recharge indirecte ou ponctuelle a lieu à la faveur d'une concentration préalable des écoulements. Parmi les zones d'infiltration profonde énoncées *supra*, les aires potentielles de recharge indirecte sont constituées par les drains (dont les zones d'épandage sableuses), et les zones d'accumulation temporaire du ruissellement. Actuellement les études réalisées sur la zone ne nous permettent pas de confirmer la recharge sous les drains. En revanche, les suivis de la nappe effectués à proximité des mares temporaires prouvent leur importance majeure pour la recharge (Desconnets *et al.*, 1997). Par conséquent nous retiendrons pour cette étude que l'essentiel de la recharge indirecte s'effectue par l'intermédiaire des mares.

a) fonctionnement de la recharge indirecte

Au cours d'un événement pluvieux, les mares accumulent le ruissellement, permettant ainsi une infiltration massive vers la nappe. Ce phénomène a été mis en évidence et décrit à partir des fluctuations saisonnières de la piézométrie mesurée près des mares (Leduc *et al.*, 1997). La crue est suivie de la formation d'un dôme piézométrique local de quelques centaines de mètres de diamètre et de plusieurs mètres d'amplitude (variable selon la taille de la mare et l'intensité de la crue). Au cours de la saison sèche, le dôme se résorbe par diffusion dans l'aquifère et généralement un niveau statique est de nouveau atteint en fin de saison.

Le début de réponse de la nappe est variable mais toujours très rapide (quelques heures à quelques jours). Il varie selon le moment de la saison, le type de mare et la profondeur de la nappe (Leduc *et al.*, 1997).

La proportion de l'infiltration diffère selon le type de mare. Le dépôt d'argiles dans le lit crée une zone colmatée qui s'oppose à l'infiltration. Les mares colmatées peuvent rester en eau plusieurs mois après la saison des pluies et le transfert des flux s'opère préférentiellement à travers les marges plus sableuses des bordures. Ce phénomène s'observe notamment par une double phase de vidange (Desconnets, 1994 ; Martin-Rosales et Leduc, 2003). En revanche, les mares non colmatées ne stockent les écoulements que quelques heures à quelques jours, minimisant ainsi la reprise évaporatoire. Le bilan hydrologique effectué par Desconnets

(1994) montre que 90% des eaux qui transitent dans les mares colmatées rejoignent la nappe alors que sous les mares non colmatées, la quasi-totalité s'infiltré.

b) estimations actuelles de la recharge

Les estimations de l'infiltration à partir des apports depuis les mares, concernent des volumes entre 40 000 et 90 000 m³.an⁻¹ pour certaines mares de kori (p. ex. Banizoumbou 1996-2002 d'après Sou, 2003 ; Wankama 1992-2000 d'après Cappelaere *et al.*, 2003a) et de 30 000 à 320 000 m³.an⁻¹ pour des mares non colmatées de versant (p. ex. Kafina 1997-1999 d'après Fourcade, 2000 et Sama Dey 1993 d'après Desconnets *et al.*, 1997). Les valeurs calculées à partir de la vidange fournissent une estimation de la recharge entre 10 et 80 mm.an⁻¹ (Desconnets *et al.*, 1997). L'infiltration depuis les mares de versants est très variable, quantitativement et spatialement. Cependant elle représente très certainement une part importante de la recharge totale.

L'évolution de la nappe représente une intégration spatiale et temporelle de la variabilité des apports de surface. C'est pourquoi la plupart des évaluations de la recharge se basent sur les eaux souterraines. Le Galle La Salle *et al.* (2001) soulignent cette hétérogénéité de la recharge en déterminant, par modélisation isotopique, des taux de renouvellement de 0,03% à 3% depuis la dernière période humide jusqu'à l'actuel (soit un taux médian d'environ 5 mm.an⁻¹). Selon les approches, les fourchettes publiées sont plus ou moins larges, mais toujours du même ordre de grandeur (Leduc *et al.*, 1996 ; Leduc *et al.*, 1997, Leduc *et al.*, 2001, Favreau *et al.*, 2002b). L'estimation la plus récente, proposée à partir des données hydrodynamiques de la dernière décennie (1992-1999), fait état d'une recharge comprise entre 20 et 50 mm.an⁻¹. Les autres études déterminent des intervalles voisins de l'ordre de 25, 50 à 60 mm.an⁻¹.

II.6 L'Homme et son milieu

II.6.1 La population sur la zone d'étude

La population du Niger est dans sa large majorité rurale. Elle est estimée en 1999 à plus de 10 millions d'habitants avec un taux synthétique de fécondité de 7,5 enfants par femme. La croissance démographique de 3,3% signifie un doublement tous les 20 ans. Spatialement, la population est inégalement répartie avec de fortes concentrations au sud (le long de la frontière avec le Nigéria) et à l'ouest autour de la région du fleuve. Les régions nord et est du pays, qui couvrent plus de 70% de la superficie, sont moins peuplées. La moitié de la population est âgée de moins de 15 ans et l'espérance de vie est de 48,5 ans.

La société nigérienne est composée de 9 ethnies, conséquence de la réunion administrative coloniale du début du siècle. Haoussas, Zarmas, Peuls et Touaregs constituent 90% de la population. Les modes de vie différents se traduisent notamment dans l'organisation des villages : très groupés et bien délimités pour les Zarmas, étendus et dispersés pour les Peuls ou les Touaregs.

Les principales ressources sur la zone d'étude sont liées à l'agriculture. Le mil (*Pennisetum typhoides*) est la culture dominante et constitue la base de l'alimentation. Dans les bas-fonds plus humides se développent parfois des plantations de manguiers (*Mangifera indica*) et de rares cultures de riz, d'arachide, de manioc ou de sorgho sont pratiquées sur les

zones de décrue des mares près des villages. L'élevage est relativement développé, caprins et bovins fournissent le lait, tandis que la consommation de viande est loin d'être quotidienne.

II.6.2 Les interactions avec l'environnement

En l'absence de fertilisants synthétiques, les villageois sont contraints d'exploiter de vastes surfaces agricoles pour la culture vivrière du mil. La savane arborée naturelle est généralement coupée pour laisser place aux champs ou pour libérer des "pâturages". La ressource énergétique domestique est exclusivement le bois, dont l'approvisionnement provient également de la savane arborée.

La faune sauvage, autrefois ressource de viande complémentaire, a été complètement décimée depuis le début du siècle. De très rares gibiers, souvent des volatiles, subsistent encore mais la chasse est devenue impossible.

Du fait de l'absence d'écoulements pérennes, la seule ressource en eau permanente accessible est constituée par la nappe. Le puits est au centre de la vie sociale et source de vie aussi bien pour les hommes que pour les bêtes et le pompage est presque toujours à motricité humaine ou animale. La quantité prélevée par les villageois (tous usages confondus, p. ex. domestique, pastoral), est estimée entre 10 et 30 L par habitant et par jour (étude réalisée en 2003, com. pers. Favreau). Cette quantité dépend de l'accessibilité à la nappe, profondeur qui varie selon les 12 villages étudiés, de 2 à 70 m. La population des villages échantillonnés sur la zone de travail, varie de 200 à 800 habitants (recensement 2001 avec un taux de croissance de $3\%.an^{-1}$), soit 2 à $24 m^3.j^{-1}$ prélevés par village. Étonnamment, il y a peu de variabilité saisonnière de la consommation par habitant. Par contre, la population des villages se disperse dans les champs lors de l'hivernage et les puits pastoraux et villageois sont moins sollicités. La variabilité temporelle des prélèvements anthropiques semble relativement constante, tandis que la variabilité spatiale est plus marquée. De manière réaliste, avec 30 habitants par km^2 , le prélèvement total peut donc être plafonné, sur notre zone de $5000 km^2$, à environ $1\ 600\ 000 m^3.an^{-1}$ ($0,3 mm.an^{-1}$). Cette valeur augmente progressivement avec la croissance démographique et représente un maximum actuel (2003). Elle confirme l'estimation de Leduc et Loireau (1997) sur une zone plus restreinte de $400 km^2$.

II.7 Évolution observable du milieu depuis 1950

Dans ce paragraphe, plusieurs études ont été réalisées à partir de l'analyse de photographies aériennes. Il s'agit de clichés noir et blanc disponibles à l'Institut Géographique National du Niger (IGNN). Trois dates de prise de vue sont utilisées dont voici quelques caractéristiques :

- novembre 1950, 18 x 18 cm, échelle équivalente au $1/50\ 000^{ème}$
- mars 1975, 22,5 x 22,5, échelle équivalente au $1/62\ 500^{ème}$
- novembre 1992, 22,5 x 22,5, échelle équivalente au $1/62\ 000^{ème}$

Nous avons géorectifié et géoréférencé certaines photographies, mais la plupart proviennent du travail de Evans (2003). Les localisations des sites mentionnés ont été compilées sur la Fig.II-20.

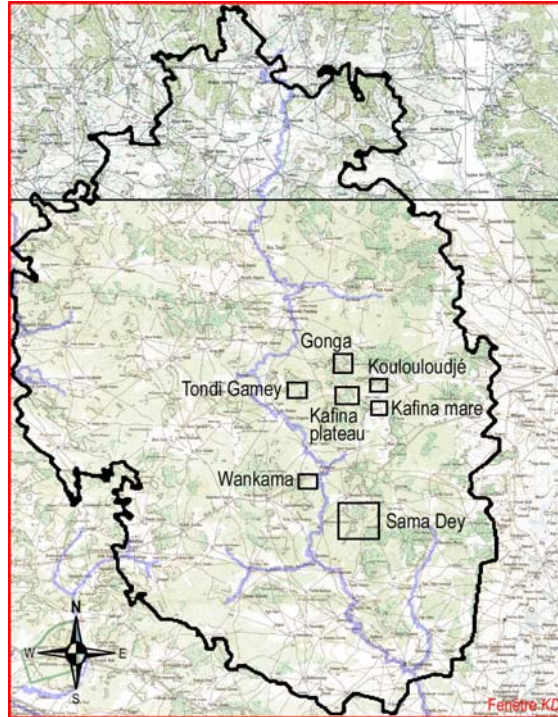


Fig.II-20 : localisation des sites étudiés par les analyses photographiques.

II.7.1 Evolution climatique

Depuis 1950, le régime pluviométrique a connu, sur la zone d'étude comme dans tout le Sahel, une légère augmentation jusqu'en 1970, avant de devenir chroniquement déficitaire (Le Barbé *et al.*, 2002, Chase *et al.*, 2003). La contribution de la dégradation des sols d'origine anthropique à la baisse de la pluviométrie semble négligeable face à la variabilité climatique engendrée par les perturbations de la mousson ouest africaine (Nicholson, 2001). Cependant, certaines simulations montrent que les précipitations pourraient avoir diminué de 5% en 30 ans, uniquement par effet rétroactif de la surface sur l'atmosphère (Taylor *et al.*, 2002).

II.7.2 Evolution environnementale

II.7.2.1 Augmentation des surfaces cultivées

La comparaison des photographies aériennes anciennes et récentes témoigne d'une augmentation importante des surfaces cultivées entre 1950 et 1992 (Fig.II-21a). La proportion des terres cultivées, sur un secteur représentatif de 25 km² autour de Banizoumbou, a été évaluée à près de 30% du total des terres cultivables en 1950 et 95% en 1992 (Loireau, 1998). Parallèlement, l'exploitation des terres s'est intensifiée. Les jachères qui représentaient 50% des surfaces cultivées en 1950, n'en représentent plus que 25% en 1992. La durée moyenne des jachères qui était de 15-20 ans en 1950, est passée à 3-4 ans en 1995. L'évolution la plus flagrante a surtout eu lieu entre 1975 et 1992 et s'est perpétuée au détriment de la savane arborée naturelle (Evans, 2003). L'étude sur une petite zone de 4,5 km² montre une

progression des surfaces cultivées 4 fois plus importante entre 1975 et 1992 qu'entre 1950 et 1975 (Fig.II-21a). Les enquêtes de terrain, que nous avons effectuées dans plusieurs villages confirment toutes que le déboisement a lieu depuis le village vers le plateau, et que les plateaux ont été atteints au début des années 90.

La nécessité de conquérir de nouvelles terres cultivables est en partie la conséquence de la forte croissance démographique et aussi des sécheresses des années 80. Mais pas seulement, puisque la diminution des rendements, causée par la dégradation des sols cultivés, nécessite également plus de surfaces pour une production équivalente (Valentin *et al.*, 1999).

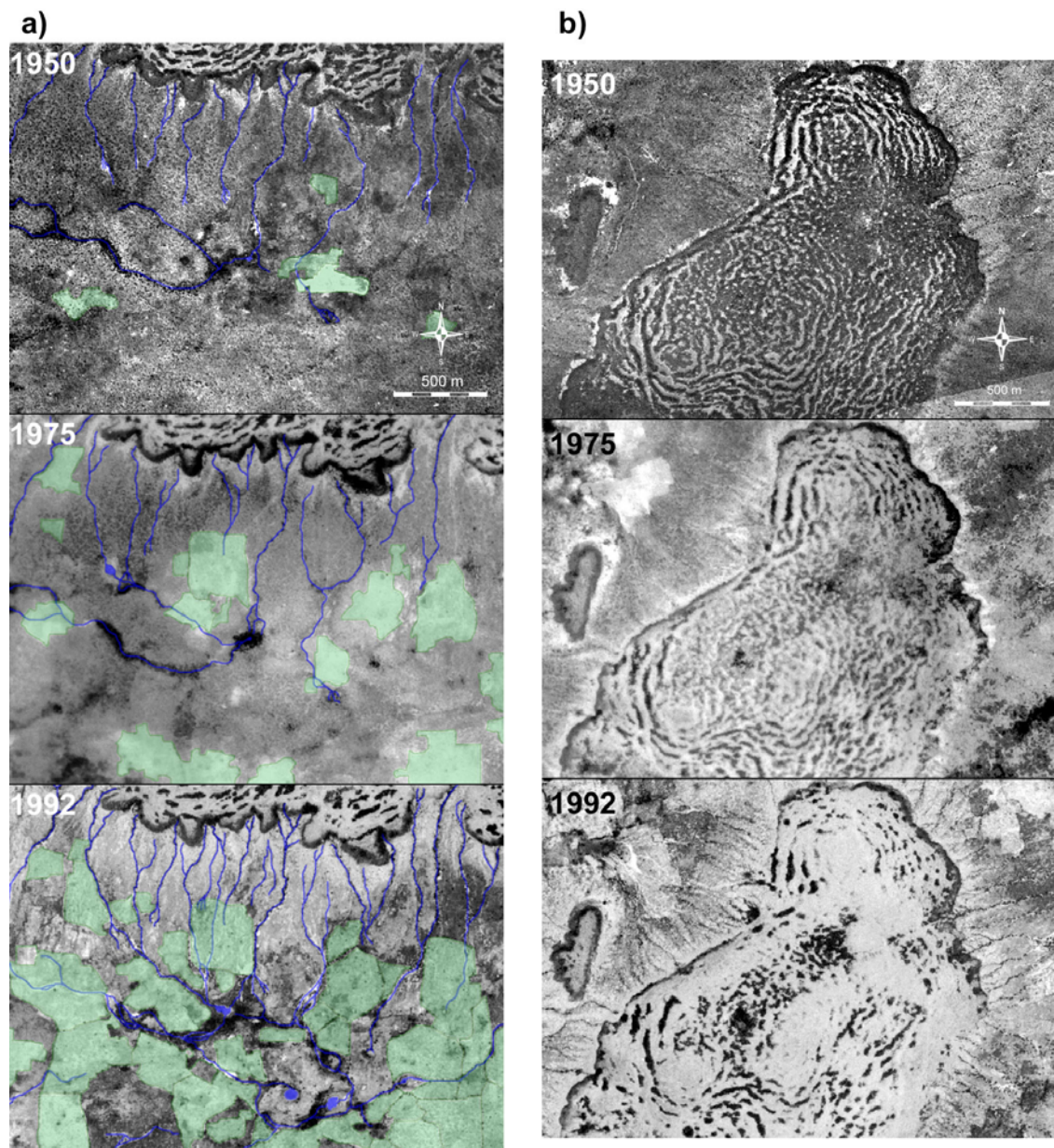


Fig.II-21 : exemple d'évolution de l'occupation du sol entre 1950, 1975 et 1992. a) progression des surfaces cultivées en vert et densification du réseau de drainage, Koulouloudjé b) disparition de la brousse tigrée au profit des sols nus, Kafina plateau. (clichés IGNN).

II.7.2.2 Disparition de la savane arborée naturelle

Si une partie du recul de la savane arborée naturelle peut être imputable aux sécheresses successives, sa quasi disparition est le résultat des déforestations anthropiques massives. La coupe des fagots de bois de chauffe se réalise désormais de plus en plus loin des lieux d'habitation. La comparaison des photographies aériennes de 1950, 1975 et 1992 montre clairement la disparition des fourrés de brousse tigrée sur les plateaux latéritiques au profit des sols nus, avec une décélération depuis 1975 (Fig.II-21b). L'étude quantitative d'Evans (2003) montre sur certaines zones que la végétation dense occupait 80% des plateaux en 1950, contre 50% en 1975 et 40% en 1992. La brousse tigrée, bien adaptée à son environnement, est nettement plus résistante aux changements climatiques qu'aux perturbations anthropiques (Valentin *et al.*, 1999). Spath et Lynn (1994) montrent également dans leur étude une diminution générale (plateaux latéritiques et versants) de 50% de la savane arborée entre 1973 et 1986.

II.7.2.3 Augmentation des surfaces dégradées

La proportion des sols nus ou surfaces dégradées s'est considérablement accrue depuis 1950. Spath et Lynn (1994) estiment leur progression à 35% entre 1973 et 1986 sur un secteur peu cultivé à l'est de Niamey (Boktili-Hamdallay). Sur les quelques plateaux échantillonnés par Evans (2003), la proportion de sols nus, qui représentait 20% en 1950, atteint 50% en 1975 et 60% en 1992.

L'évolution de l'érosion est encore assez mal connue (Parsons *et al.*, 1997). Quelques études récentes montrent que les transports éoliens s'accroissent sur les jachères (p. ex. Rajot, 2001). Parallèlement, à Fandou Beri (2°33'E, 13°32'N), le taux d'érosion est estimé à 30 t.ha⁻¹.an⁻¹ par Warren *et al.* (2003). Valentin *et al.* (2004) précisent que la balance nette des poussières serait négative au sein des champs de mil (sans paillage) et positive au sein des jachères. La disparition de la savane naturelle pourrait donc logiquement avoir favorisé l'érosion des sols et donc la modification du ruissellement. D'autant que d'après l'analyse des photographies aériennes, le transport détritique du réseau de drainage a nettement augmenté depuis 1950.

Un ordre de grandeur de l'augmentation des surfaces de dépôts détritiques (sable), sur deux sites de la zone d'étude a été établi. Le premier site (Fig.II-22) a été choisi pour son réseau hydrographique très peu dégradé en 1975 (Tondi Gamey). Les surfaces de dépôt y ont progressé d'un facteur 4 en 17 ans. Le second site a été choisi pour son réseau hydrographique déjà relativement dégradé en 1950 (Gonga). Les surfaces de dépôt ont été multipliées par 2 jusqu'en 1992 (Fig.II-23). La particularité de ces deux sites nous permet de considérer les valeurs obtenues, comme représentatives des extrêmes probables sur la zone d'étude. Les surfaces de dépôt détritique modifient localement la capacité d'infiltration des sols puisqu'il s'agit pour l'essentiel de sables non compactés, propices à l'infiltration.

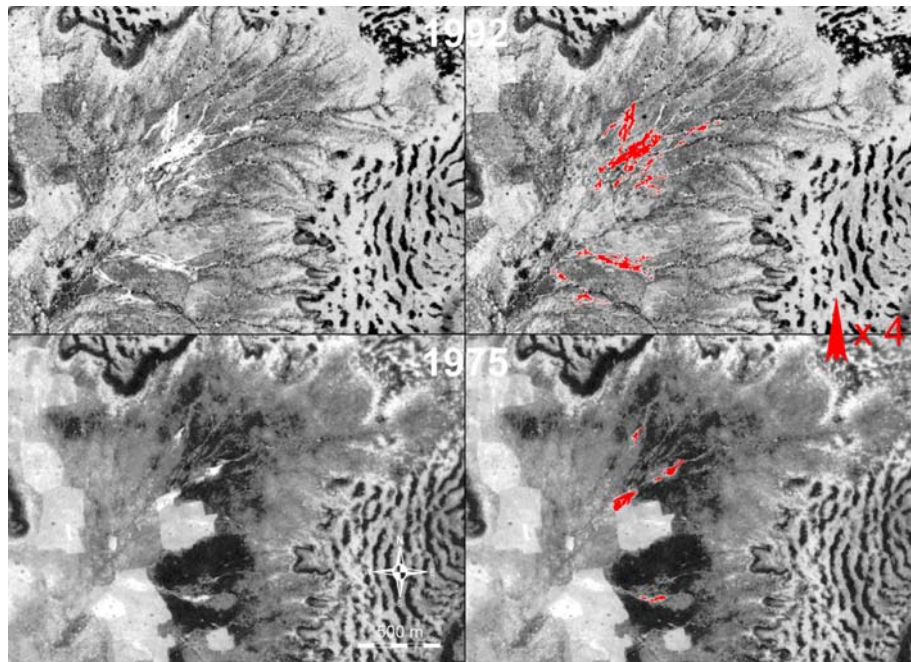


Fig.II-22 : comparaison des surfaces de dépôts détritiques sableux observés dans la cuvette de Tondi Gamey en 1975 et 1992. L'augmentation des dépôts témoigne d'une érosion accrue en amont. (clichés IGNN)

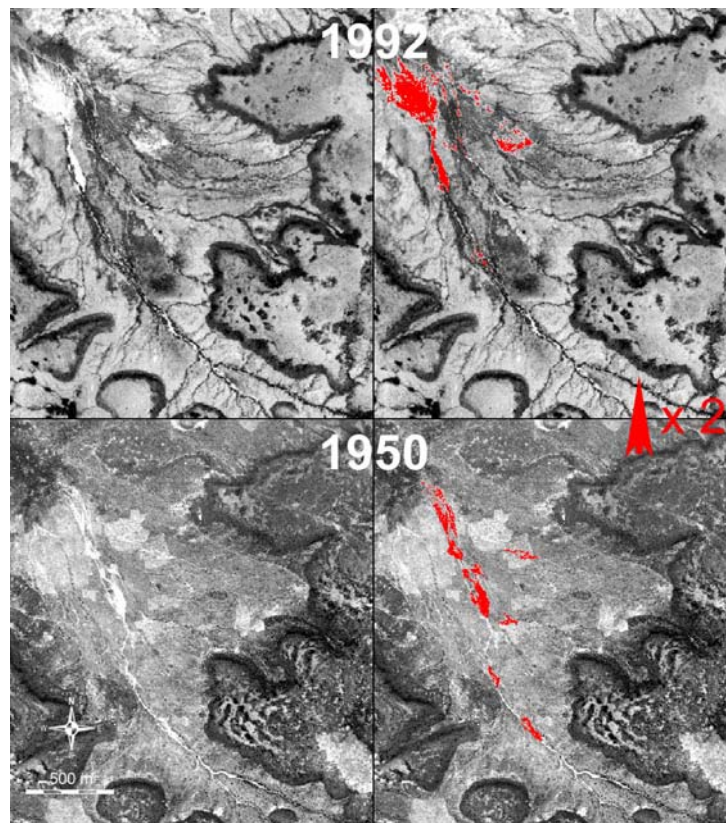


Fig.II-23 : comparaison des surfaces de dépôts détritiques observés près de la zone d'épandage de Gonga en 1950 et 1992. (clichés IGNN)

II.7.2.4 Evolution du réseau hydrographique

Evans (2003) met en évidence l'augmentation importante de la connectivité du réseau de drainage depuis 1950 (Fig.II-24). En 40 ans, l'extension des drains a été multipliée par un facteur 1,4 à 2,5 selon les zones analysées. Parallèlement, une redistribution des écoulements s'est opérée avec la création et la disparition de certaines ravines. Nous avons choisi le déplacement d'une zone d'épandage sableuse (Wankama) entre 1950 et 2003 afin d'illustrer le caractère évolutif du réseau hydrographique (Fig.II-25). Un déplacement vers l'amont de 143 m est observé entre 1950 et 1992 tandis qu'un déplacement de 79 m vers le sud-ouest s'est engagé jusqu'en 1998. Entre 1998 et 2004, le déplacement est imperceptible.

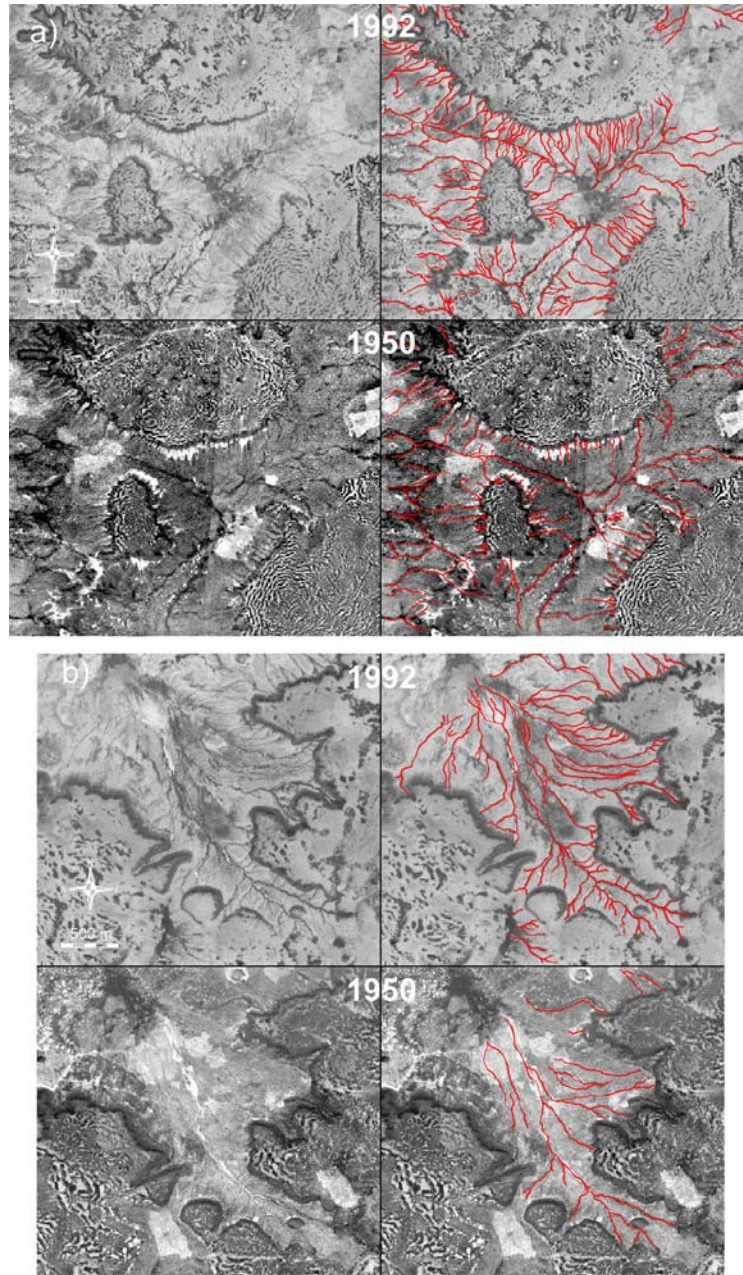


Fig.II-24 : comparaison des réseaux hydrographiques de 1950 et 1992, à Sama Dey (haut) et Gongga (bas) (d'après Evans, 2003, modifié). (clichés IGNN)

Parallèlement au développement du réseau hydrographique, l'augmentation du nombre de mares dans le paysage est désormais manifeste (Loireau, 1998 ; Favreau, 2000). La Fig.II-26 prouve la naissance de plusieurs mares, dont celle de Kafina, dans la partie nord du kori de Bani Kossey (2°42', 13°41'), entre 1975 et 1992.

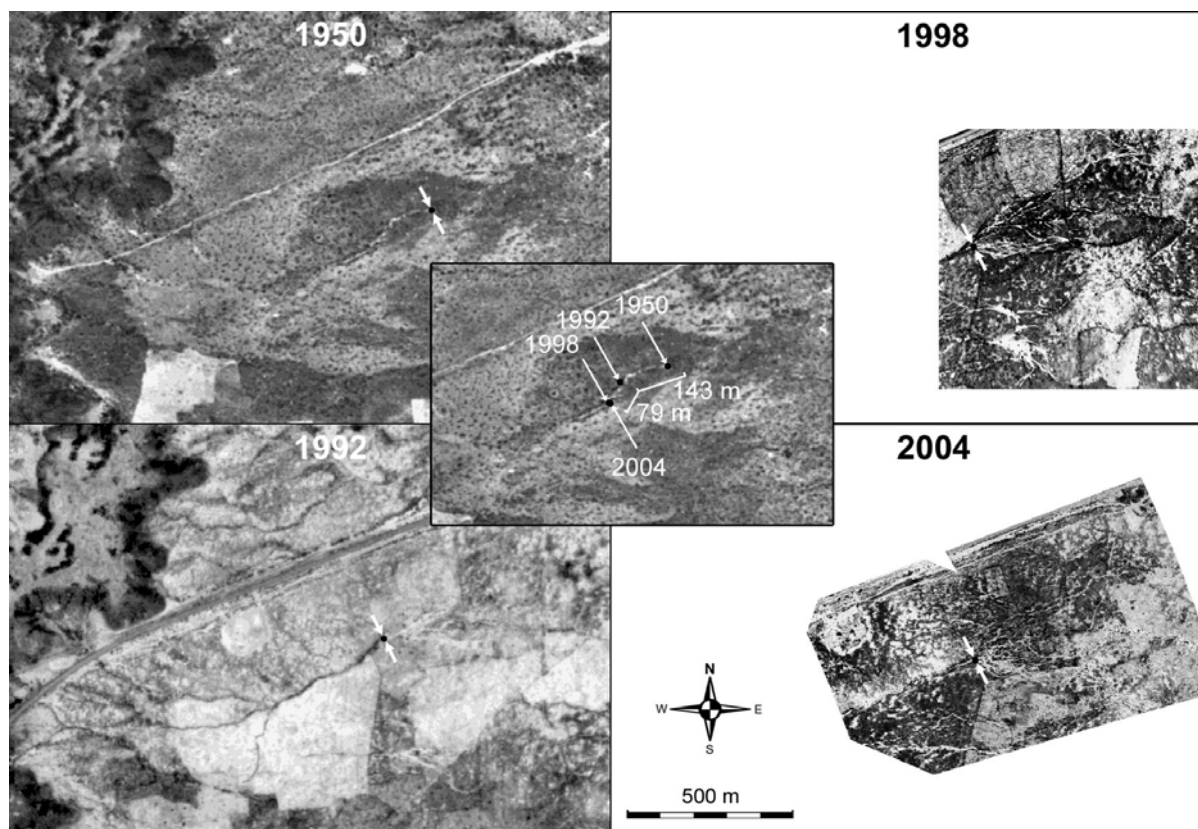


Fig.II-25 : recul de la zone d'épandage sableuse de Wankama entre 1950 et 2004 (clichés IGNN pour 1950 et 1992, J.L. Rajot pour 1998 et 2004).

Favreau (2000) retranscrit l'histoire typique de la formation de cette mare, d'après le témoignage du chef de village :

"Dans les années 1960, la nécessité de cultiver de nouvelles terres a conduit les villageois à déboiser les abords et le bas-fond humide de Kafina, à végétation très dense, pour la culture du mil. Après plusieurs années, un afflux de plus en plus important d'eaux de ruissellement a conduit à l'engorgement du site, et finalement à l'abandon des cultures dans la zone argileuse. Aujourd'hui, une mare se crée chaque année et le bas-fond n'est plus utilisé que pour abreuver le bétail".

A Sabara Bangou (Sinsan Bangou), au nord de Fandou Beri, *Issa Gado*, cultivateur de 50 ans, confirme le même processus. Il précise que la zone était cultivée depuis 1980 et que l'exploitation, rendue de plus en plus difficile par les arrivées d'eau et d'argile, a cessé en 1995. Le bas-fond devenu une mare ne sert plus qu'à la fabrication de *banco* (briques d'argile crue pour la construction). Les photographies aériennes du site corroborent parfaitement ce processus de naissance de nouvelles mares dans le paysage (Fig.II-26). On peut remarquer également le même processus de formation sur la Fig.II-21a.

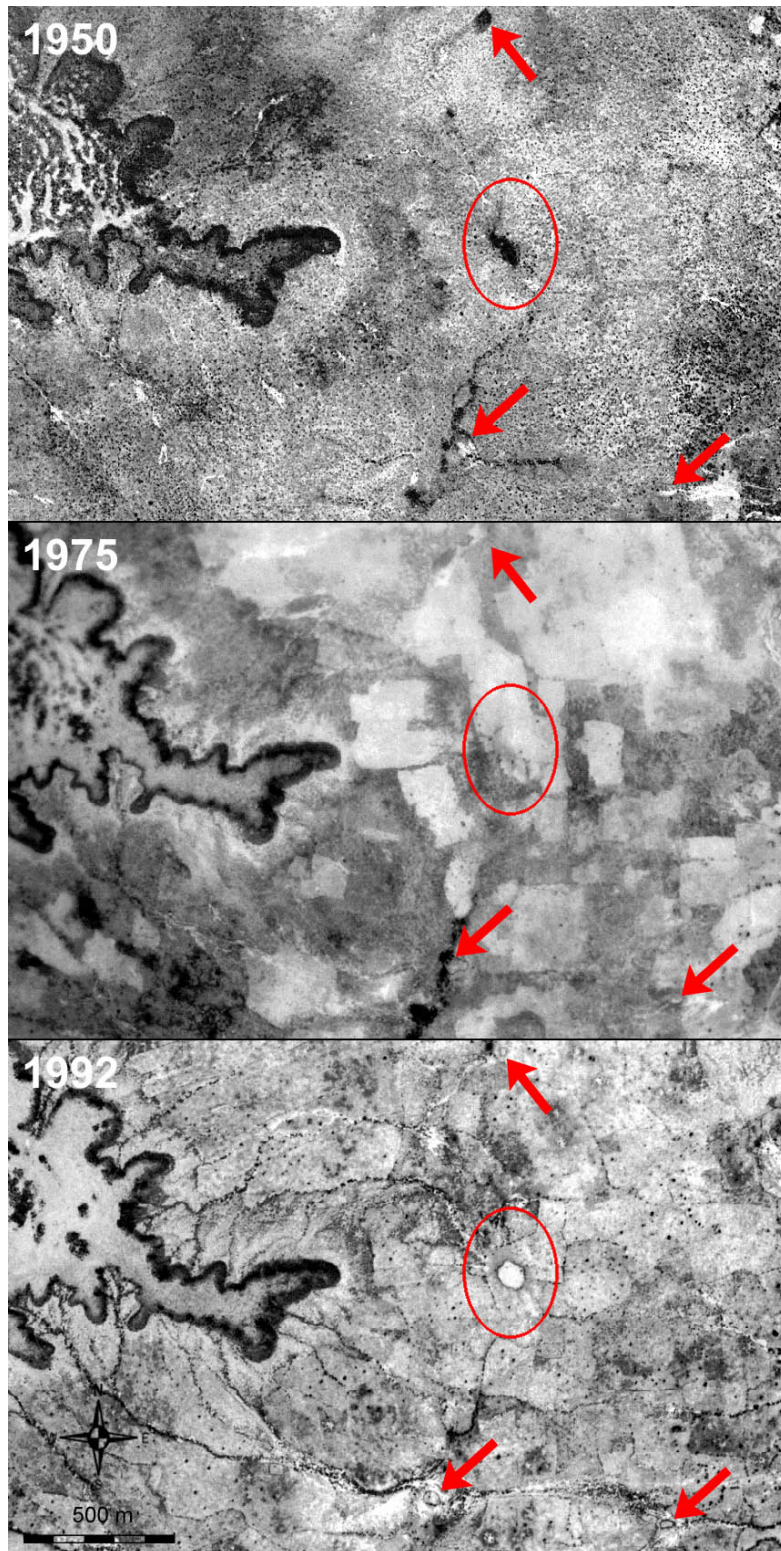


Fig.II-26 : étapes de formation de la mare de Kafina (cercle rouge). On remarque également la naissance de 3 autres mares dans le kori de Bani Kossey et sur le versant est (flèches rouges). En 1950 le bas fond est densément boisé, entouré de savane arborée naturelle. Entre 1950 et 1975, la zone a été déboisée et apparaissent des parcelles de culture. Enfin, entre 1992 et 1975 de profondes ravines traversent les parcelles et le bas fond est devenu une mare. Notons la désertification spectaculaire du plateau à l'ouest (clichés IGNN).

II.7.3 Conséquences sur le bilan hydrologique

II.7.3.1 Augmentation du ruissellement

D'un point de vue strictement qualitatif, l'augmentation du ruissellement depuis 1950 est frappante. Elle se manifeste par l'extension du réseau de drainage et la progression du nombre de mares dans tout le paysage de la zone d'étude. Les enquêtes de terrain nous apprennent également que de nombreuses mares anciennes atteignent depuis les années 90 des niveaux de remplissage jamais égalés de mémoire d'homme.

Outre la baisse de fertilité des sols, l'augmentation des surfaces cultivées et la disparition de la savane arborée naturelle entraînent, par dégradation et encroûtement, la diminution de la capacité d'infiltration et par conséquent l'accroissement du ruissellement (Valentin *et al.*, 1999, 2004). L'implication humaine à l'origine de cette augmentation du ruissellement ne fait désormais aucun doute, en revanche l'impact du changement climatique est ambivalent. A l'origine de la disparition d'une partie de la savane naturelle lors des grandes sécheresses des années 80, le climat est aussi parallèlement à l'origine d'une diminution du ruissellement depuis 30 ans. Masqué par l'impact anthropique, il est impossible actuellement de déterminer lequel des deux effets du climat est prépondérant.

Quantitativement, les seules estimations de l'augmentation du ruissellement proviennent de la modélisation (Séguis *et al.*, 2004). Sur le bassin versant de Wankama, différents scénarii ont été simulés. L'effet individuel du changement climatique (période humide 1950-1969 contre période sèche 1970-1998) se traduit par une baisse de 40% du ruissellement moyen annuel. Cette valeur ne tient pas compte de la disparition de la savane naturelle associée à la sécheresse. Inversement, la modification des états de surface entre 1950 et 1992 sur la bassin (effet conjugué climat et activité anthropique) multiplie par 3 les écoulements moyens annuels. Enfin, la simulation du changement climatique associé aux changements environnementaux chiffre l'augmentation du ruissellement de 30% à 70%.

Par ailleurs, une augmentation des écoulements de surface, en dépit du déficit pluviométrique, a également été identifiée sur le fleuve Nakambé au Burkina Faso (Mahé *et al.*, 2005). L'implication des changements environnementaux est, là aussi, la cause principale évoquée.

II.7.3.2 Augmentation de la recharge et hausse de la nappe

La recharge principale de la nappe s'effectue par infiltration sous les mares (et espaces assimilés). Naturellement, l'augmentation du ruissellement se traduit par un accroissement de la recharge qui s'accompagne sur la zone d'une hausse à long terme généralisée de la nappe phréatique (Leduc *et al.*, 2001).

Nous avons vu que la recharge actuelle (1992-1999) avait été estimée entre 20 et 50 mm.an⁻¹ (cf. §II.5.2.2b). Favreau *et al.* (2002a) évaluent la recharge à long terme (avant 1950-1960) aux environs de 1 à 5 mm.an⁻¹, par modélisation hydrodynamique et géochimique (taux de renouvellement entre 0,04 et 0,06%.an⁻¹ avant l'accélération du déboisement). D'après ces données, la recharge aurait donc été multipliée par un facteur 10 en 50 ans.

Suite à la dégradation de l'environnement, une incohérence semble apparaître entre la modélisation de surface qui détermine une augmentation des écoulements de 30% à 70% (pour le bassin versant de Wankama), et les études de la nappe qui avancent une recharge multipliée par un facteur 10. Outre les approximations inhérentes aux deux approches, plusieurs points d'éclaircissement peuvent être avancés.

L'approche de surface concerne un seul bassin endoréique de 1,9 km² tandis que les approches souterraines concernent une centaine de points de mesure dispersés sur toute la zone. La représentativité des résultats étant différente, elle n'autorise peut-être simplement pas leur comparaison. Séguis *et al.* (2004) avancent la possibilité d'une évolution du rendement des mares face à l'infiltration. Les niveaux plus élevés des mares permettent une plus fréquente mise en eau des bandes sableuses infiltrantes au dessus des surfaces colmatées. Une partie de l'augmentation de la recharge peut provenir non pas d'une augmentation des apports en surface, mais d'une diminution des prélèvements par la végétation éradiquée des bas fonds, là où la nappe est la plus proche de la surface. Par ailleurs, l'apparition de nouvelles mares peut expliquer une forte augmentation de la recharge tout en nécessitant un accroissement du ruissellement de moindre proportion. Enfin, les autres zones d'infiltration profonde négligées jusqu'à présent, pourraient peut-être contribuer significativement à la recharge.

Le travail présenté dans ce mémoire a précisément pour origine la volonté de relier les deux types d'approche (de surface et souterraine) afin de déterminer la pertinence des différentes hypothèses avancées. L'extension de la modélisation de surface à toute la zone de recharge concernant la nappe et la modélisation couplée avec l'aquifère sont autant de démarches qui devraient permettre une meilleure compréhension des interactions entre les deux domaines.

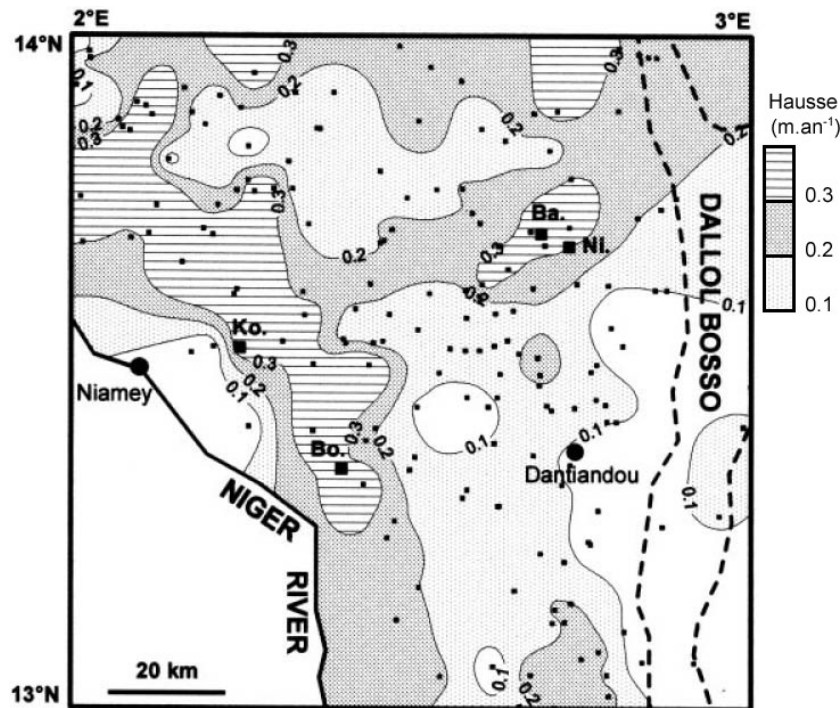


Fig.II-27 : hausse moyenne interannuelle (1991-1999) de la nappe phréatique sur le degré carré de Niamey. Les points de mesure sont représentés par les petits carrés noirs (Favreau, 2000).

Quoi qu'il en soit, la hausse piézométrique engendrée par les nouvelles conditions de recharge est comprise localement entre 0,01 à 0,45 m.an⁻¹. La variabilité spatiale de la hausse est importante (Fig.II-27) et correspond à une moyenne générale de 0,20 m.an⁻¹ sur la dernière décennie (Leduc *et al.*, 2001 ; Favreau *et al.*, 2002b). La hausse globale moyenne est estimée à environ 3,5 m depuis 1960, avec une forte accélération sur les 25 dernières années (Fig.II-28).

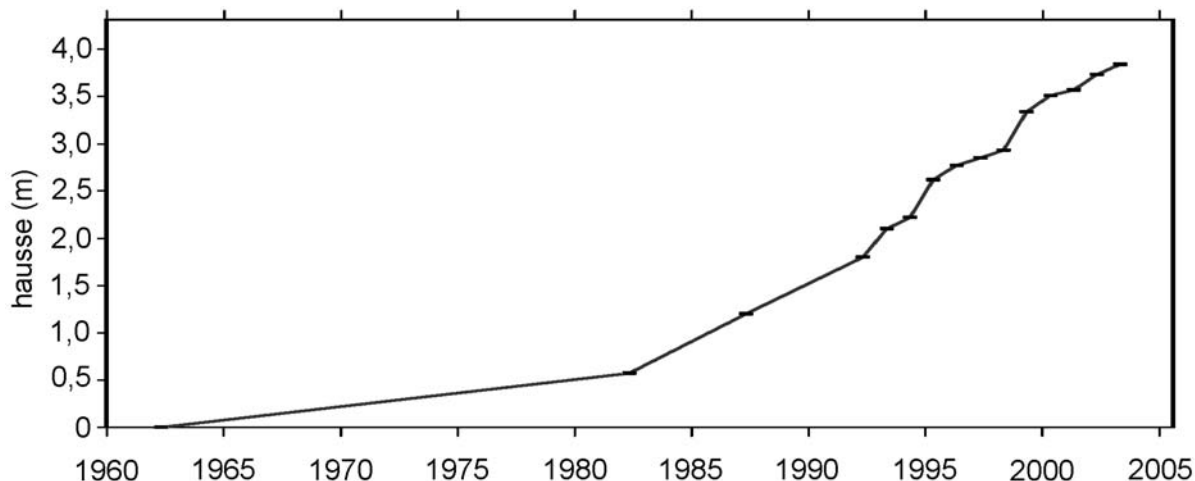


Fig.II-28 : évolution piézométrique moyenne reconstituée de la nappe phréatique par rapport au niveau du début des années 1960 sur la zone 2°20'E- 2°50'E, 13°20'N-14°00' N (Favreau, 2000, actualisé).

L'absence de relation entre les zones de fortes fluctuations piézométriques saisonnières et les aires de forte hausse interannuelle implique que la variabilité spatiale de la hausse serait plus le fait des hétérogénéités de l'aquifère que de la variabilité spatiale des apports de surface (Leduc *et al.*, 2001). A noter que les origines des fluctuations piézométriques saisonnières mesurées sont complexes et représentent une combinaison entre la proximité de la zone de recharge avec le point de mesure, l'intensité de la recharge, la transmissivité du milieu sa porosité.

Depuis les années 80, d'autres secteurs du Continental Terminal ont été étudiés et montrent tous une hausse interannuelle équivalente imputable aux changements environnementaux (p. ex. Schroeter, 1993 ; Guéro, 2003).

II.8 Ce qu'il faut retenir

Ce chapitre décrit le contexte général de la zone étudiée et présente les éléments nécessaires à la compréhension des thématiques abordées. Les bases sur lesquelles repose le travail développé dans ce mémoire sont exposées à partir des connaissances récentes du milieu. Sont énumérées ici les informations essentielles utilisées pour la poursuite de l'étude.

Ce qu'il faut retenir de la géographie :

- la zone d'étude se situe au sud ouest du Niger, entre la vallée fossile du dallol Bosso et Niamey ;

- deux fenêtres d'étude sont définies, fenêtre *KD* en surface et fenêtre *DP* pour le souterrain, respectivement de 7700 et 8470 km² ;
- le paysage est composé de plateaux latéritiques incisés par de larges vallées peu profondes où subsiste un réseau hydrographique fossile.

Ce qu'il faut retenir du climat :

- la zone se situe dans la bande sahélienne influencée par la mousson ouest-africaine ;
- elle bénéficie de l'alternance entre une saison sèche et une saison des pluies qui dure de juin à septembre ;
- un déficit pluviométrique est enregistré comme partout au Sahel depuis 1970 ;
- le caractère convectif des systèmes précipitants induit des précipitations typiques avec des événements de forte intensité sur une courte durée suivie d'une traîne ;
- la variabilité spatiotemporelle est forte à toutes les échelles ;
- l'évapotranspiration potentielle est de l'ordre de 2300 mm.an⁻¹ .

Ce qu'il faut retenir de l'hydrologie :

- il n'existe pas d'écoulements pérennes sur la zone d'étude ;
- les plateaux forment des systèmes hydrologiques fermés déconnectés du reste du paysage ;
- ailleurs l'endoréisme prend naissance au sein d'un réseau hydrographique dégradé ce qui lui confère un caractère évolutif spatialement et temporellement ;
- plusieurs types de marques significatives de l'arrêt des écoulements sont décrits dans le paysage et nommés "exutoires endoréiques" :
 - zones d'épandage sableuses,
 - mares (mares de versant et mares de kori),
 - zones humides (mares à vidange très rapide),
 - cônes de déjection,
- les impluviums associés aux exutoires représentent l'unité hydrologique de base de l'étude et sont nommés "bassins versants élémentaires".

Ce qu'il faut retenir de la géologie :

- la zone d'étude est située en bordure ouest du bassin sédimentaire des Iullemeden au voisinage du socle du Liptako ;
- deux séries de dépôts tertiaires du Continental Terminal y sont rencontrées:
 - la série argilo-sableuse à lignites (CT2),
 - les grès argileux du moyen-Niger (CT3).

Ce qu'il faut retenir de l'hydrogéologie :

- les formations du Continental Terminal constituent un aquifère poreux multicouche cloisonné, avec en surface une nappe libre et en profondeur, des nappes captives localement artésiennes ;
- sur la zone d'étude, la nappe phréatique est portée par les grès du CT3 ;
- les nappes captives sont en charge par rapport à la nappe phréatique ;
- les transmissivités estimées à l'échelle de l'ensemble de la nappe sont de l'ordre de 10⁻² à 10⁻⁵ m².s⁻¹ .

Ce qu'il faut retenir des interactions surface/nappe :

- les zones d'infiltration profonde avérée sont :
 - les mares,
 - les zones humides.

- les zones d'infiltration profonde potentielles sont :
 - les zones d'épandage sableuses,
 - le lit des ravines,
 - dans une moindre mesure, les fourrés de brousse tigrée.
- les zones apparemment sans infiltration profonde sont :
 - les parcelles cultivées ou en jachère sur les glacis sableux,
 - les sols nus et les mares de plateaux latéritiques.
- l'essentiel de la recharge de la nappe phréatique est une recharge indirecte qui s'effectue par l'intermédiaire des mares et des zones humides,
- la vallée fossile du dallol Bosso est une zone de recharge directe, la nappe y est sub-affleurante,
- la recharge actuelle est estimée entre 20 et 50 mm.an⁻¹.

Ce qu'il faut retenir des interactions entre l'Homme et son milieu :

- la culture du mil est une culture vivrière et les surfaces exploitées par l'agriculture sont aujourd'hui maximales ;
- la seule ressource en eau permanente accessible est constituée par la nappe ;
- en 2003, les prélèvements anthropiques en eau sur la zone sont estimés à 0,3 mm.an⁻¹.

Ce qu'il faut retenir de l'évolution du milieu depuis 1950 :

- le régime pluviométrique a connu une légère augmentation jusqu'en 1970, avant de devenir chroniquement déficitaire ;
- sur certaines zones :
 - les terres cultivées représentaient 30% du total des terres cultivables en 1950 : ce taux passe à 95% en 1992,
 - la savane arborée naturelle a parallèlement reculé de 50%,
 - les surfaces dégradées ont progressé de 35% entre 1973 et 1986,
 - les surfaces de dépôts détritiques peuvent être multipliées au minimum par 2 en 40 ans et au maximum par 4 en 17 ans,
 - l'extension des drains a été multipliée par des facteurs de 1,4 à 2,5.
- le nombre des mares a augmenté, mais dans une proportion encore inconnue ;
- les conséquences sur le bilan hydrologique sont :
 - l'augmentation du ruissellement d'un facteur 1,3 à 1,7,
 - l'augmentation de la recharge d'un facteur 10.
- la compréhension de l'origine de l'incohérence apparente entre ces chiffres issus de deux approches différentes, l'une hydrologique, l'autre hydrogéologique, représente l'intérêt essentiel du travail effectué dans ce mémoire.

Chapitre III

Traitement des données spatialisées

III.1 La surface

III.1.1 Géographie

III.1.1.1 Topographie et géodésie

La ressource topographique principale est constituée par les cartes à l'échelle 1/50 000^{ème} établies conjointement par la JICA (Japan International Cooperation Agency) et l'IGNN (Institut Géographique National du Niger). Ces cartes ont été produites sur la base d'une couverture photographique aérienne verticale réalisée en novembre 1992 et complétée par un nivellement de précision en 1993. Le canevas géodésique a été réalisé par GPS (Global Positioning System) sur la même période et les cartes sont en projection Mercator Transverse Universelle (MTU), fenêtre 31 nord. Deux cartes au 1/50 000^{ème}, réalisées par l'Institut Géographique National français (IGN) ont également été utilisées (Niamey 1d et 3d). Elles sont basées sur les couvertures photographiques aériennes verticales de 1960 et 1975.

Le géoréférencement est établi par rapport au datum géodésique local *Point58* (référence *Clarke 1880*) commun au Burkina Faso et au Niger. Toutes les coordonnées MTU citées dans le présent document appartiennent à ce système. Le SIG créé sous l'environnement *Grass* (USACE, 1993) conserve ce système géodésique. Les cartes suivantes ont été géoréférencées :

- arrondissement de Ouallam 1b et 2a au 1/50 000^{ème}
- arrondissement de Ouallam au 1/200 000^{ème}
- arrondissement de Niamey 1d, 2c, 2d, 3b, 3d, 4a, 4b, 4c et 4d au 1/50 000^{ème}
- arrondissement de Niamey au 1/200 000^{ème}

III.1.1.2 Altimétrie

L'information altimétrique est tirée des cartes topographiques au 1/50 000^{ème} sur lesquelles figurent des courbes de niveaux étagées tous les 5 m ou 10 m. La densité de l'information est répartie de manière égale sur toute la zone. Quelques aberrations ont été décelées à la jonction des cartes d'origines différentes et la rectification des concordances entre les courbes de niveaux a nécessité des approximations.

Toutes les courbes de niveaux de la zone ont été digitalisées puis interpolées selon une méthode développée par Cappelaere et Elizondo (2000). Les points cotés sur les plateaux permettent d'approcher plus précisément l'altitude des plateaux. Le modèle numérique de terrain (MNT) est généré sous forme de mailles carrées de 40 m de côté, ce qui représente un détail de 0,8 mm sur une carte au 1/50 000^{ème} (au-delà, l'information n'est plus significative sur les cartes, notamment à cause de l'épaisseur des tracés). Une résolution de 40 m est un compromis acceptable entre la surface totale de la zone d'étude (7700 km²) et la précision horizontale nécessaire pour notre étude. Les altitudes sont quant à elles calculées avec une

résolution de l'ordre du centimètre. Cette résolution, bien que supérieure à la précision, est nécessaire pour différencier correctement les altitudes des mailles voisines et ainsi faciliter les calculs ultérieurs (p. ex. calcul des directions de drainage, §III.1.2.5a).

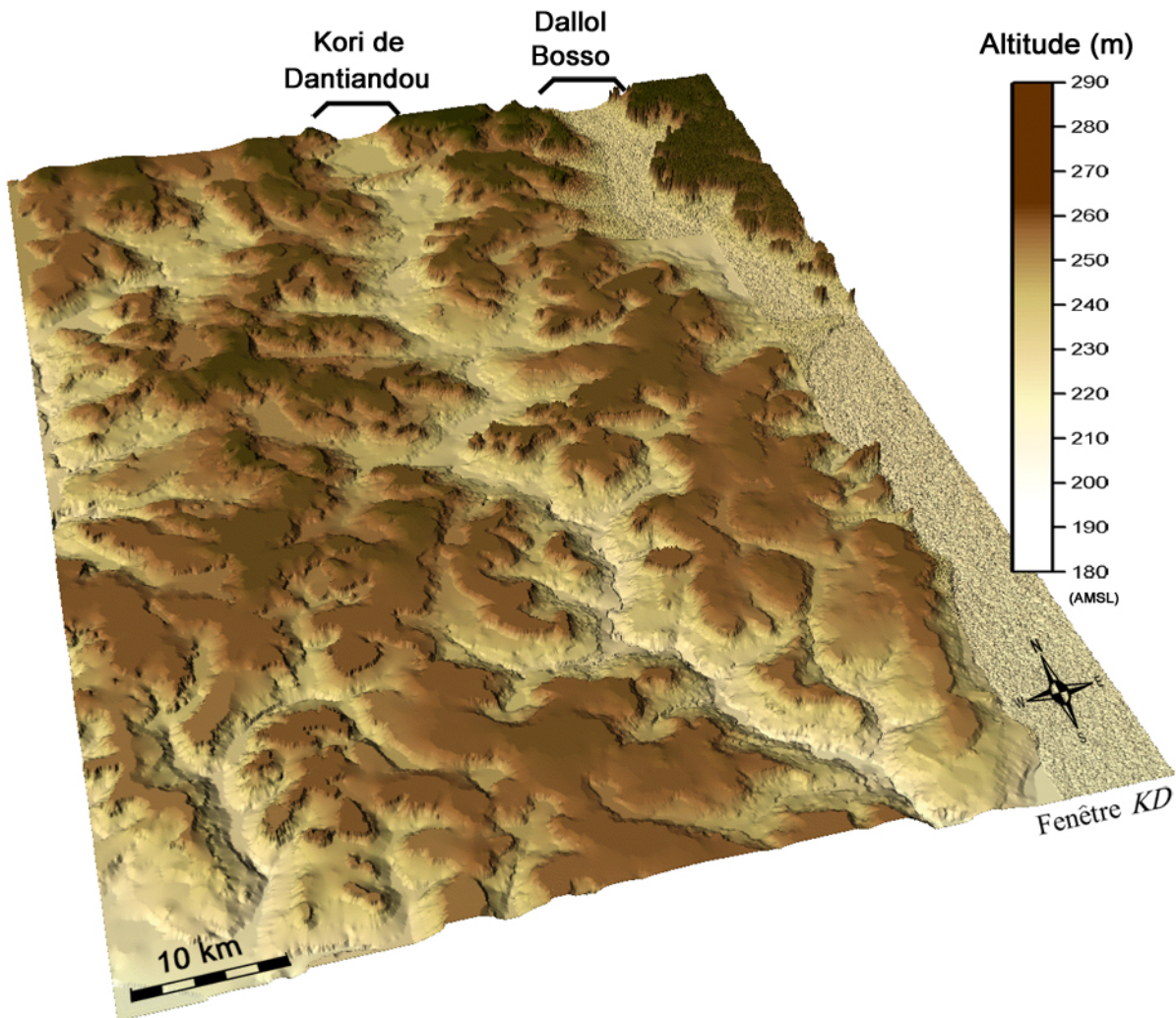


Fig.III-1 : projection 3D du Modèle Numérique de Terrain et visualisation des vallées principales.

Notre objectif est d'évaluer les sources de la recharge ponctuelle de la nappe phréatique. La vallée du dallol Bosso est une zone de recharge directe et n'intervient donc pas dans notre étude du ruissellement concernant la recharge directe (§II.5.1.1). Ainsi, le calcul du MNT à une résolution de 40 m s'arrête en bordure de la vallée du dallol. Pour le reste de la zone, le MNT à 90 m issu des données de la SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) est suffisant pour une représentation morphologique informelle.

La Fig.III-1 représente une projection en trois dimensions du modèle obtenu avec son échelle de couleur altimétrique correspondante. Le raccord avec le MNT SRTM est satisfaisant, il est surtout visible par l'apparition du bruit sur le MNT à 90 m, dont la précision verticale n'est que de l'ordre du mètre.

III.1.1.3 Géomorphologie

a) Pentes

La pente de chaque maille est calculée par la commande du logiciel Grass, *r.slope.aspect* (USACE, 1993) à partir du MNT. Elle est exprimée en pourcentage de dénivellation ($m.m^{-1}$). La carte obtenue est nommée *pentpc*.

b) Plateaux latéritiques

Dans le contexte de sédimentation tabulaire de la zone d'étude (ch. II.1.2.1), les plateaux latéritiques représentent des objets géomorphologiques distincts. Le fonctionnement hydrologique de ces surfaces très planes est différent de celui du reste de la zone (Peugeot, 1995 ; Galle *et al.*, 1999). Il est donc important de les identifier et de les délimiter précisément. Pour cela, nous avons croisé trois sources d'informations :

- les plateaux repérés sur les cartes topographiques au 1/50 000^{ème} (photo-interprétation),
- les altitudes,
- la télédétection des états de surface (ch. III.1.3).

Le recoupement de ces trois sources permet d'établir une définition appropriée à nos besoins. Une surface est considérée comme appartenant à un plateau si elle repérée comme telle par la photo-interprétation OU si elle est classée parmi les états de surface de plateau (ch. III.1.3) ET si son altitude est supérieure à 250 m. Par extraction des pentes très faibles, la carte *pentpc* a permis une vérification de la bonne concordance des résultats.

III.1.1.4 Analyse et Discussion

a) Topographie et altimétrie

Le relief peu accidenté (ch. II.1.2) est considéré convenablement décrit par les courbes de niveaux disponibles tous les 5 m ou 10 m sur la majeure partie de la zone. Notre objectif est de disposer d'une fidèle description de la morphologie du terrain pour la détermination des écoulements de surface et pour le calcul de descripteurs géomorphologiques. L'information altimétrique disponible s'avère donc satisfaisante pour la réalisation d'un MNT valorisable.

La comparaison avec des points nivelés au GPS différentiel de précision (Favreau, 2000) montre une corrélation correcte avec le modèle ($R^2=0,90$) avec néanmoins un biais de +4 m (Fig.III-2). Une explication peut cependant être avancée, dans la mesure où les points nivelés sont tous des puits. Les villageois réalisent toujours les puits dans des points bas du paysage, de manière à économiser des mètres précieux à creuser, or le MNT n'est pas en mesure de représenter ces micro-dépressions locales. Les fortes erreurs sont majoritairement dues aux difficultés de raccordement entre les cartes IGN et IGNN.

Sur toute la surface couverte par le MNT, les altitudes sont comprises entre 180 et 290 m. La partie nord (partie appartenant à la moitié nord de la fenêtre $KD > 13^{\circ}48'N$) de la zone est légèrement plus élevée (Fig.III-3), 250 m en moyenne contre 245 m dans la partie sud (partie appartenant à la moitié sud de la fenêtre KD). Il est intéressant de noter que la différence d'altitude est très faible entre l'amont et l'aval de la vallée principale du bassin (environ 25 m).

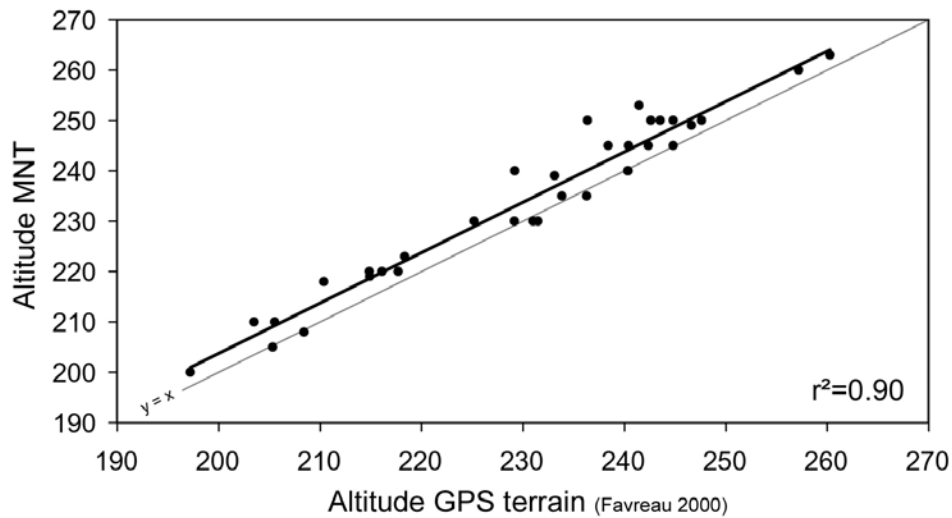


Fig.III-2 : comparaison des points nivelés sur le terrain au GPS différentiel (Favreau, 2000) avec les altitudes du MNT.

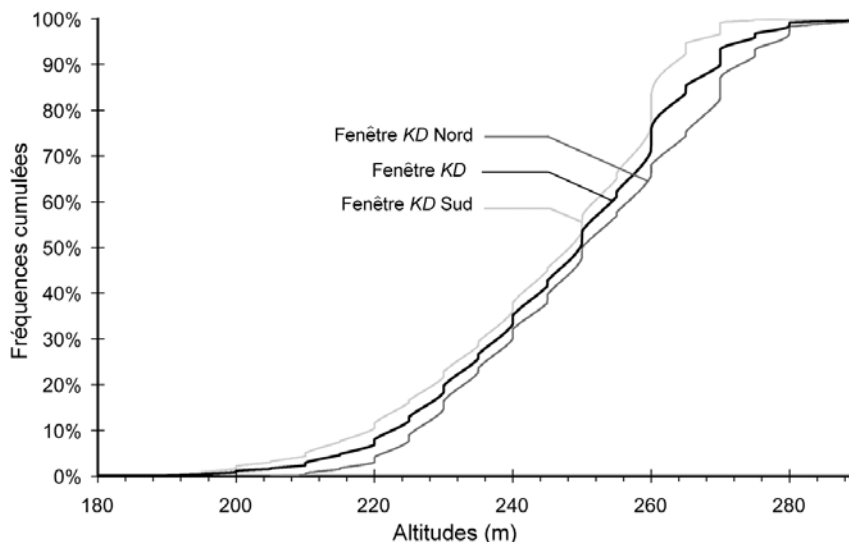


Fig.III-3 : fréquences cumulées des altitudes du MNT.

b) Géomorphologie

Si certains contours de plateaux sont aisément identifiables (talus abrupt), d'autres sont plus équivoques. Lorsque le placage sableux remonte jusqu'au bord du plateau (particulièrement fréquent dans la partie sud), il devient difficile de déterminer un contour avec exactitude. Les critères utilisés donnent cependant de bons résultats car aucune aberration n'a été identifiée lors des campagnes de terrain en novembre 2001.

En moyenne, les plateaux sont plus élevés dans la moitié nord de la fenêtre *KD*, 270 m contre 260 m pour la moitié sud, avec une altitude moyenne totale de 263 m. Inversement la surface couverte est plus importante pour la partie sud, environ 1100 km² contre 700 km² pour la partie nord (Fig.III-4). La surface occupée par les plateaux uniquement dans le bassin du kori de Dantiandou est d'environ 1400 km² (soit 28% du bassin). Les altitudes des fonds de vallées sont comprises entre 195 et 230 m, avec parallèlement des altitudes de plateaux de 255 à 290 m. Les dénivelés maximums n'excèdent donc jamais les 60 m.

En excluant les plateaux, dont les pentes sont quasi nulles, la distribution des pentes est relativement homogène sur toute la zone considérée. La pente moyenne est proche de 1,3% et plus de la moitié des pentes de la zone n'excèdent pas 1%. Une comparaison des courbes clinométriques montre toutefois que les surfaces à faibles pentes (<0,8%) sont légèrement plus étendues sur la moitié nord (Fig.III-5). L'analyse des données géographiques ne montre pas de rupture majeure dans le paysage et tend à confirmer une certaine homogénéité sur toute la fenêtre *KD*.

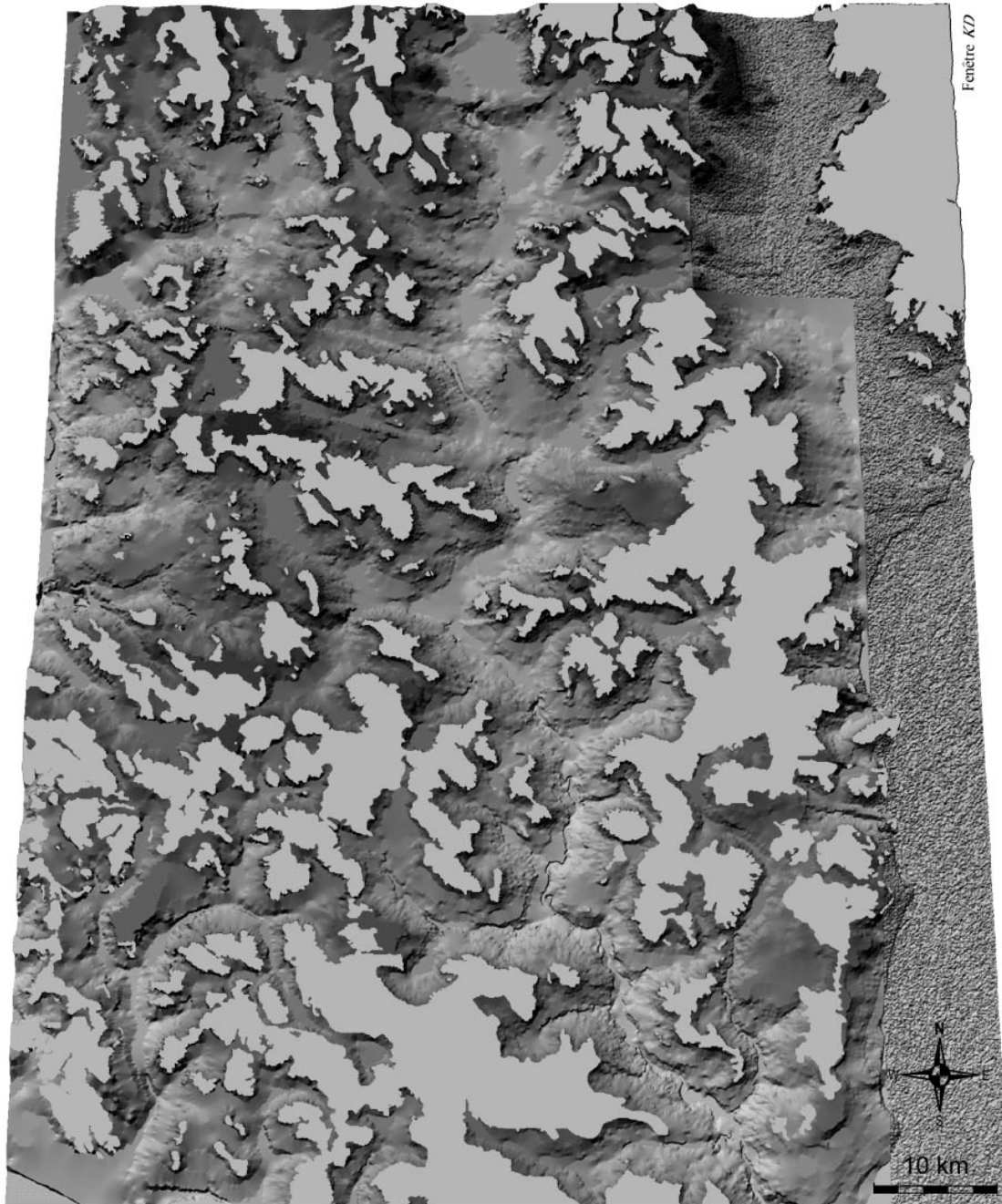


Fig.III-4 : répartition des plateaux latéritiques (gris clair) dans la fenêtre KD.

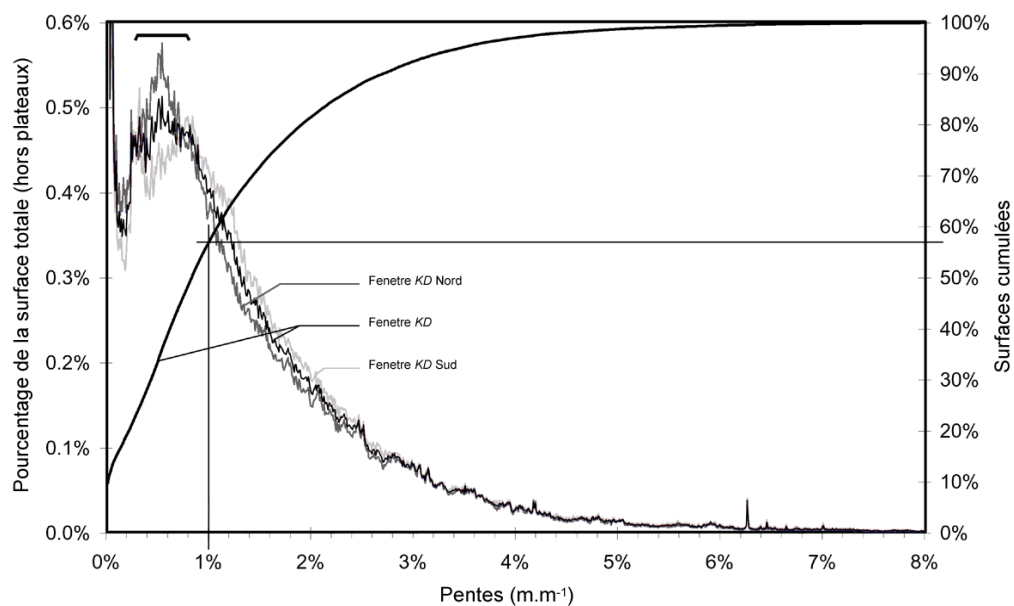


Fig.III-5 : courbes clinométriques des surfaces hors plateaux couvertes par le MNT.

III.1.2 Hydrographie

III.1.2.1 Directions de drainage et accumulations

Une carte des directions de drainage a été produite par la commande *Grass r.watershed* (USACE, 1993) à partir du MNT. A chaque maille de la grille est affectée une direction d'écoulement, fonction de l'altitude des mailles. Huit directions sont prises en compte, de sorte qu'une maille se déverse dans la maille voisine de moindre altitude.

Il existe au sein du MNT, des cuvettes locales ou "puits", qui empêchent la détermination automatique des écoulements. Or, la continuité des chemins de drainage est indispensable pour le calcul des accumulations des surfaces drainées. La fonction *r.watershed* possède un algorithme de forçage qui identifie et supprime les "puits". De plus, le réseau hydrographique (décrit *infra*) a été incrusté dans le MNT (-5 m), pour forcer les drains réels dans la structure de drainage.

Sur la base de la carte des directions de drainage ainsi calculée, appelée *dir drain*, la commande *r.bc* (Cappelaere, 2001) génère une carte d'accumulation, nommée *accu drain*, affectant à chaque maille la surface amont drainée correspondante (en nombre de mailles).

III.1.2.2 Réseau de drainage

Pour l'étude, le réseau hydrographique retenu correspond aux traces de ruissellement concentré, identifiées par photo-interprétation en 1992 et reportées sur les cartes au 1/50 000^{ème}.

L'ensemble des drains identifiés sur les cartes topographiques a été digitalisé. La carte obtenue est appelée *drain*.

Nous avons réalisé une approximation de la largeur des drains selon une méthode empirique déduite des mesures effectuées sur le bassin aval de Wankama (Cappelaere *et al.*, 2003b). La méthode est basée sur l'hypothèse que la largeur des drains augmente avec la surface drainée en amont. La relation fait intervenir les données issues de la carte *accudrain* selon :

$$l = -a \cdot (\text{accudrain} + b)^{-c} + d \quad (1)$$

avec :

l : largeur de ravine en m

accudrain : valeurs de la carte *accudrain*, surface drainée en nombre de pixels de 40 m

a, b, c, d : paramètres

Nous avons ajusté des courbes de tendance sur les points de mesure. Les coefficients retenus pour le calcul final de la carte des largeurs de ravines - *largrav* - sont ceux de la courbe intermédiaire (Fig.III-6) :

$$\begin{array}{ll} a = 99500 & c = 1,6 \\ b = 50 & d = 230 \end{array}$$

La carte du réseau hydrographique est à la résolution du SIG, c'est-à-dire 40 m, les drains sur cette carte ne peuvent par conséquent pas être moins larges que 40 m. La carte *largrav* apporte une information supplémentaire sur la taille des drains qui pourra être prise en compte par le modèle hydrologique (§IV.3.3.1).

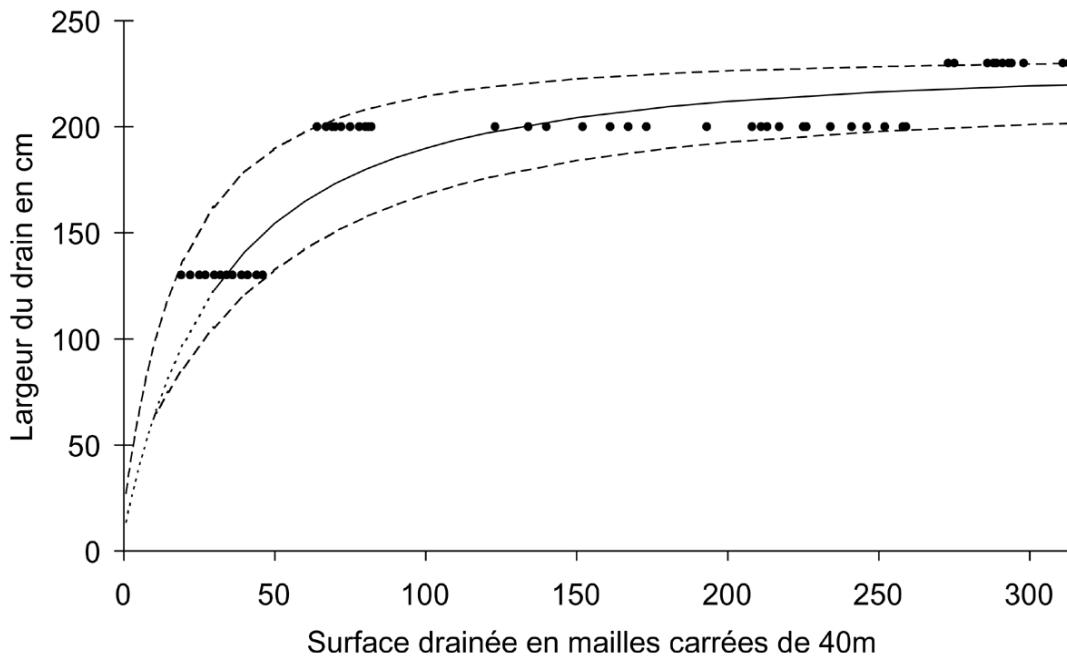


Fig.III-6 : mesures des largeurs des ravines du bassins de Wankama en fonction du nombre de mailles drainées. En trait plein : ajustement intermédiaire de la fonction (1) ; en pointillées : encadrements min et max de la fonction (1) avec respectivement $a=9444850, b=-2,3, c=211, d=115$ et $a=-130485, b=-1,8, c=234, d=35$.

III.1.2.3 Inventaire des exutoires endoréiques

L'inventaire porte sur un maximum de zones d'accumulation temporaire d'eau susceptibles d'apporter une recharge significative à la nappe. Nous avons détaillé au chapitre précédent les différents systèmes endoréiques et leur participation potentielle à la recharge profonde (§II.3.2 et §II.5.1). Il s'avère que les mares et les zones humides représentent l'essentiel de la recharge indirecte. C'est pourquoi nous avons réalisé l'inventaire le plus exhaustif possible des indicateurs du remplissage de ces zones d'accumulation d'eau sur le bassin *KD*, c'est-à-dire :

- les mares (sèches ou en eau),
- les zones humides (zones à végétation dense susceptibles d'être des zones d'accumulation d'eau temporaires),
- les cônes de déjection (témoins de l'arrêt d'un écoulement concentré).

Les plateaux latéritiques sont logiquement exclus de l'inventaire de part leur faible participation à la recharge (§II.5.1), tandis que les zones d'épandage sableuses sont assimilées à des zones humides lorsqu'elles sont repérables (large surface de végétation dense). Une étude approfondie, focalisée sur l'infiltration profonde au travers de ces zones lorsqu'elles sont de taille réduite, est développée au chapitre VI.

Plusieurs inventaires, automatiques ou manuels, ont été réalisés par le passé (p. ex. Desconnets, 1994 ; Coste, 1998 ; Buisson, 2000 ; Abdelaziz, 2004) sur des surfaces plus ou moins étendues. Les 5000 km² du bassin *KD* n'ont cependant jamais été explorés en totalité. L'efficacité des différentes méthodes employées séparément s'est avérée disparate.

Les objets recherchés ont été identifiés par photo-interprétation, méthode qui semble offrir les meilleurs résultats. La validation a été réalisée par une campagne de terrain de 15 jours, en novembre 2001. A cette période, de nombreuses mares sont encore en eau et les pistes sont de nouveau praticables. Toutes les photographies aériennes de novembre 1992 recouvrant la zone d'étude ont été géoréférencées (§III.1.1) à partir des cartes topographiques au 1/50 000^{ème}. Certains secteurs non couverts par les photographies ont fait l'objet de recherches plus minutieuses sur le terrain.

Les photos aériennes couleurs basse altitude d'août 1998, nous ont permis de préciser les mares des principales vallées (mares de kori), sachant qu'en 1998, l'extension des mares était exceptionnelle pour la décennie.

La surface des mares est reproduite à partir de l'extension visible sur les clichés. Les exutoires endoréiques issus des études antérieures et non identifiés ici ont été ajoutés. La carte des zones d'accumulation d'eau endoréiques obtenue, correspond à un état figé, représentatif de la décennie 1992-2003. Un code à 6 chiffres détermine le positionnement de l'exutoire sur un maillage de la fenêtre *KD*. Un septième chiffre placé en début du code donne la nature de l'exutoire : 1 pour mare, 2 pour zone humide et 3 pour cône de déjection. Des cartes de la répartition des exutoires sont présentées Fig.III-7.

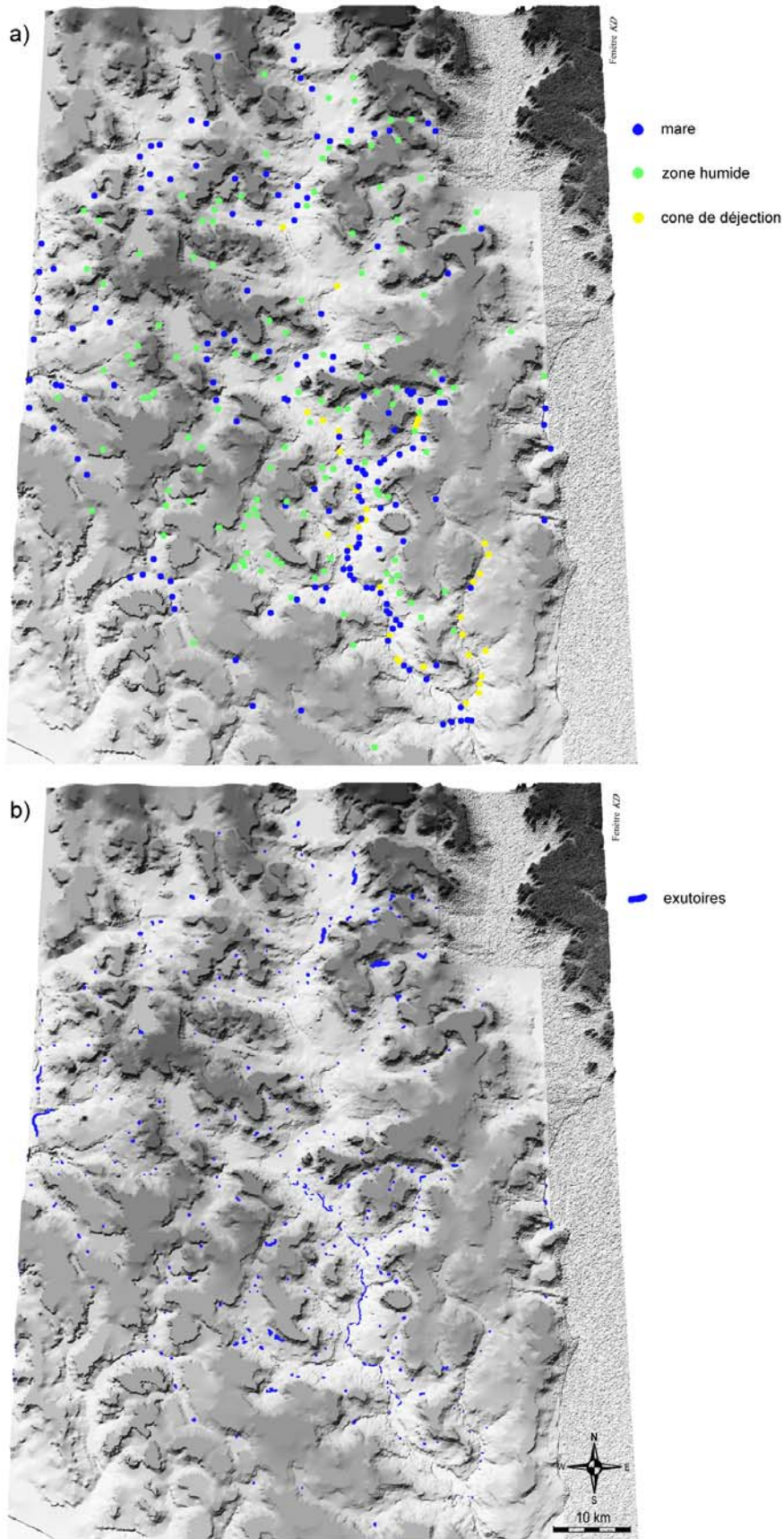


Fig.III-7 : répartition des exutoires endoréiques répertoriés. a) distribution spatiale et nature des exutoires ; b) distribution spatiale et extension probable des exutoires

III.1.2.4 Délimitation des bassins-versants élémentaires

Toute marque de disparition de l'écoulement est considérée comme témoin de la contribution à l'écoulement d'une surface en amont (cf. §II.3.1.2). Dans notre étude, un bassin-versant élémentaire représente la surface contributive qui transfère le ruissellement jusqu'à un exutoire identifié avec ou sans drain.

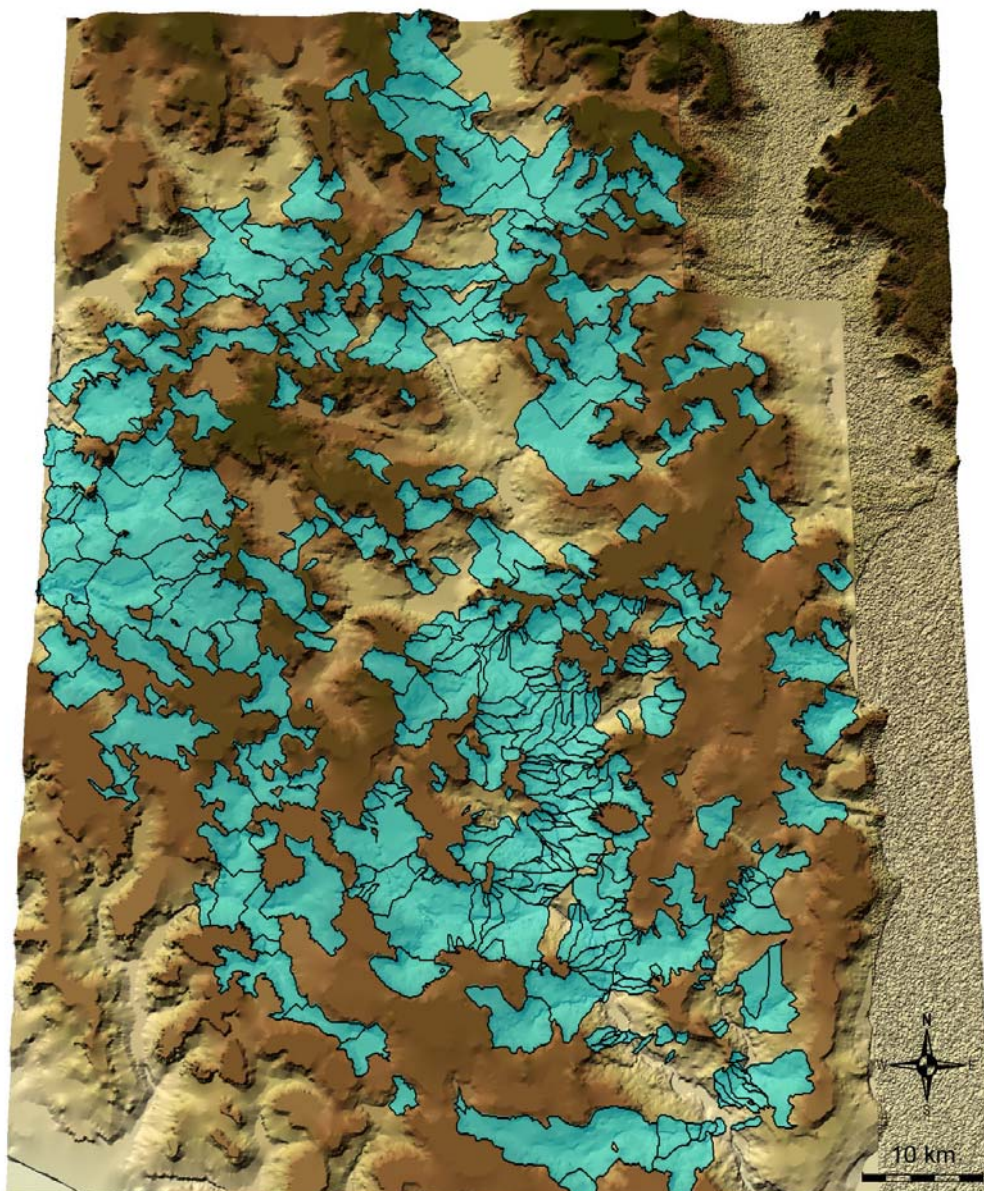


Fig.III-8 : tracé des 377 bassins versants élémentaires du bassin KD.

La délimitation des bassins-versants est réalisée automatiquement dans *Grass* par la commande *r.bc* (Cappelaere, 2001). A partir d'un exutoire distinct, la procédure identifie une ligne de partage des eaux, conformément à la carte des directions de drainage. Les pentes extrêmement faibles et la présence de la brousse tigrée laissent présumer du rôle peu significatif des plateaux dans l'alimentation des exutoires identifiés (§II.3.1.2). Seule une bande restreinte en bordure du plateau semble contribuer au ruissellement sur le versant (Estèves et Lapetite, 2003). Avec des mailles de 40 m de coté et l'incertitude sur le tracé des

plateaux, il est difficilement envisageable de représenter raisonnablement cette bande. Nous avons donc simplement choisi d'exclure les plateaux des bassins, dont la limite est fixée par la ligne de crête au sommet du talus (cf. §II.1.2.2).

Le contrôle minutieux du tracé des limites sur les photos aériennes a permis de corriger certaines aberrations vis-à-vis de la géomorphologie observée : bassin exagérément petit (quelques pixels) ou bassin exagérément grand (présence d'un tertre fermant le bassin et non représenté par le MNT).

La carte finale obtenue (Fig.III-8) associe un bassin-versant élémentaire à un exutoire sous un identifiant commun, elle est appelée *bv*. Certains bassins qui alimentent des mares du kori principal n'ont pas de drain. Ils sont emboîtés d'amont en aval du kori et transfèrent le ruissellement laminaire sur les rives proches des mares. Pour les distinguer, l'identifiant ne contient pas de septième chiffre désignant la nature de l'exutoire (cf. *supra*). Ainsi, plusieurs bassins peuvent alimenter une même mare. Le bassin sans drain possède l'identifiant de la mare, les autres, celui des cônes de déjection se déversant dans la mare.

III.1.2.5 Analyse et discussion

a) Directions de drainage

L'analyse des fréquences des directions d'écoulement montre un net déséquilibre entre les directions obliques et les directions orthogonales (Fig.III-9). Les directions obliques représentent environ 90% du total des directions calculées. Sur la zone du petit bassin *KD* (Fig.II-2), une comparaison a été effectuée avec une carte des directions de drainage obtenue par traitement du MNT par ArcInfo (ESRI) où les fréquences d'occurrence des directions de drainage sont plus équilibrées. Aucune incidence significative n'a été mise en évidence pour les calculs ultérieurs (p. ex. limites des bassins, accumulation).

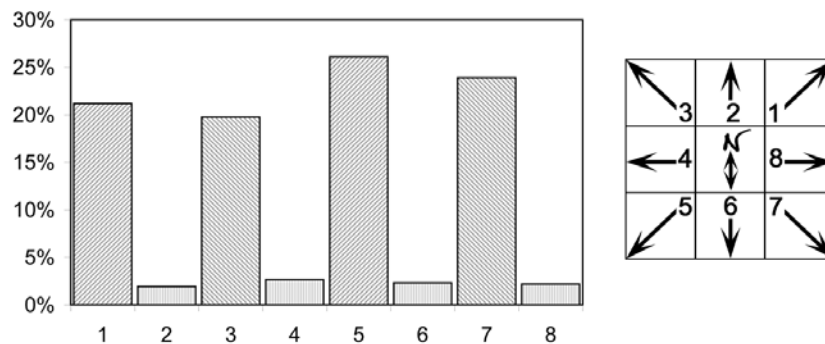


Fig.III-9 : fréquences relatives des 8 directions de drainage obtenues pour la carte dirrain.

b) Réseau de drainage

La carte du réseau de drainage digitalisée est une représentation de l'état de novembre 1992. Nous avons souligné dans le chapitre précédent (§II.3) la forte variabilité spatiale et temporelle du réseau de drainage. Or la détermination d'un réseau hydrographique, statique dans le temps et dans l'espace, simplifie considérablement la mise en œuvre de la modélisation hydrologique. De plus, la résolution spatiale de 40 m laisse un large degré de liberté pour le tracé des drains, sachant que sur la dernière décennie, les changements ne

semblent pas suffisamment significatifs pour engendrer un remaniement important du réseau (cf. §II.7.2). Les changements majeurs ont eu lieu entre 1950 et 1992. Notre échelle de travail justifie donc l'assimilation du réseau réel de drainage à un réseau statique sur la dernière décennie.

L'estimation des largeurs de ravines a été réalisée pour permettre un calcul précis des écoulements dans les drains par le modèle hydrologique (§IV.3.3.1). Elle permet également d'obtenir un ordre de grandeur des surfaces occupées par les drains pour chaque bassin, sachant qu'il existe des pertes en eau importantes par infiltration dans le lit des ravines (§II.3.2). Nous avons réalisé d'autres essais d'approximation de la largeur des ravines, notamment en introduisant un coefficient représentatif de la pente : plus la pente est forte, plus le drain est étroit. Cependant, le gain est minime comparé à la complexité de la mise en œuvre de la méthode et compte tenu de notre objectif final.

c) Identification des exutoires endoréiques

Nous avons comparé les résultats de notre méthode avec ceux des études antérieures. En 1992, sur un secteur représentatif de 600 km², Desconnets (1994) a réalisé un repérage des mares à l'aide de moyens aéroportés légers. Coste (1998) a calculé sur les scènes optiques Spot2 de 1992, l'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) (Rouse *et al.*, 1974) qui combine les réflectances mesurées dans le rouge (*R*) et le proche infrarouge (*PIR*). En raison de la turbidité élevée de l'eau des mares et de la faible résolution spatiotemporelle (20 m et 3 dates de prise de vue), il conclut que l'outil télédétection est mal adapté pour la réalisation d'un inventaire exhaustif. Dans le cadre du PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale), Abdelaziz (2004) utilise la même approche sur des scènes Spot5 (canal optique) de 2003. Bien que les scènes de 2003 aient une meilleure résolution spatiale (10 m), la résolution temporelle demeure un obstacle à l'identification des mares de versant, souvent éphémères. La signature spectrale des mares vides se confond avec celles des sols nus ou dégradés. Buisson (2000) réalise un inventaire à partir des cartes topographiques et des photographies aériennes stéréoscopiques de 1992. Nous avons comparé, sur le secteur de 600 km² commun aux quatre études, les résultats concernant l'inventaire des mares hors plateaux (Fig.III-10). Les trois approches semblent complémentaires. Les plus grands nombres de mares sont obtenus par Abdelaziz (2004) et Buisson (2000). Ils n'identifient pas de mares non répertoriées par notre méthode. Seul Desconnets (1994) distingue une mare omise par notre méthode sur les 49 identifiées.

La combinaison de tous les résultats n'est pas disponible sur chaque secteur, ce qui confère à notre inventaire une qualité hétérogène. La densité d'information la plus forte est obtenue sur le petit bassin *KD*. Nous n'avons cependant pas été en mesure de comparer l'inventaire des cônes de déjection et des zones humides que seule notre étude a identifié. Une erreur de 10% sur le nombre total des exutoires semble donc possible sur l'ensemble de la zone d'étude.

Au total, 377 exutoires ont été repérés dont 177 mares, 135 zones humides et 65 cônes de déjection. Parmi les mares, nous estimons à 51 le nombre des mares de kori. La distinction entre mare et zone humide est parfois discutable (cf. §II.5.1.2). Lors de litiges, nous avons identifié l'objet en tant que zone humide, ce qui explique la forte proportion des zones humides dans l'inventaire.

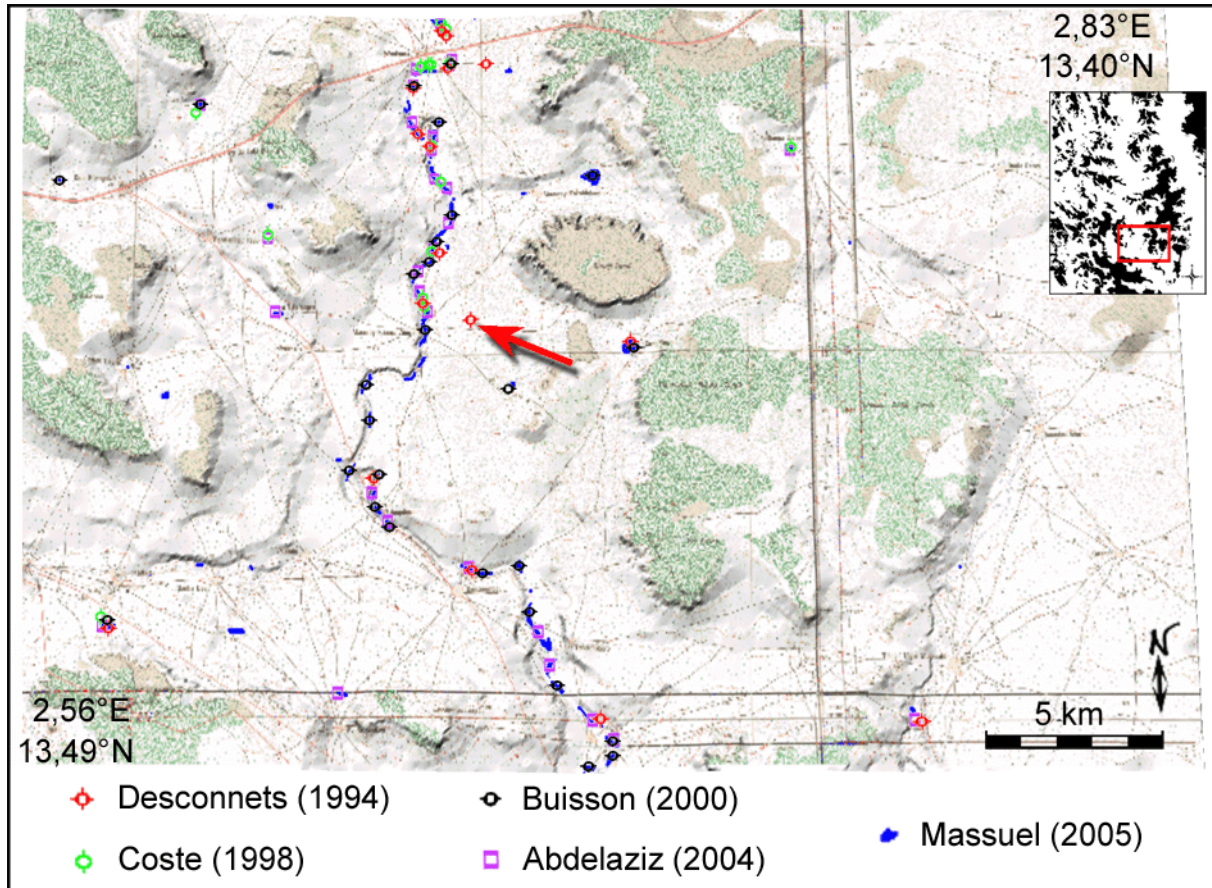


Fig.III-10 : carte de l'étude comparée de l'inventaire des mares. La flèche rouge indique la seule mare non identifiée par notre méthode.

A titre d'indication, la superficie moyenne des 177 mares répertoriées est de 3 ha (0,15 ha à 30 ha). Ces surfaces ne représentent qu'un ordre de grandeur des extensions réelles des accumulations d'eau, du fait de l'extrême variabilité temporelle du remplissage.

Le kori de Dantiandou concentre à lui seul 50% des mares de kori (30% des mares totales). Les mares de kori représentent 60% des mares totales identifiées. La répartition spatiale des exutoires sur les versants est relativement homogène (Fig.III-7)

La campagne de terrain de novembre 2001 a montré peu de différence avec les photos de 1992. L'évolution de la dégradation du paysage semble plafonner sur la dernière décennie. Cependant, cette constatation n'a pas fait l'objet de quantification précise.

d) Bassins versants élémentaires

Les surfaces identifiées comme potentiellement contributives au ruissellement concentré couvrent près de 60% de la surface totale du bassin *KD* hors plateaux (2 200 km² sur les 3 600 km² hors plateaux ; Fig.III-11). Leur répartition spatiale entre les parties nord et sud du bassin *KD* est équitable.

Les 377 bassins versants élémentaires couvrent, en moyenne, une surface de 6 km² (de 0,15 à 53 km², avec une surface médiane de 3 km² ; Fig.III-12). Dans la partie nord (>13°48'N), l'aire moyenne des bassins est de 9 km² contre 4 km² dans la partie sud. De même, la partie nord compte 117 bassins au lieu de 260 dans la partie sud pour une surface contributive globale quasi-identique. Les aires moyennes plus faibles dans la partie sud sont en partie dues à la multitude de petits bassins répartis dans le kori de Dantiandou (qui

concentre à lui seul 50% des mares de kori ; cf. *supra*). La zone sud est également la zone où l'inventaire est le plus exhaustif.

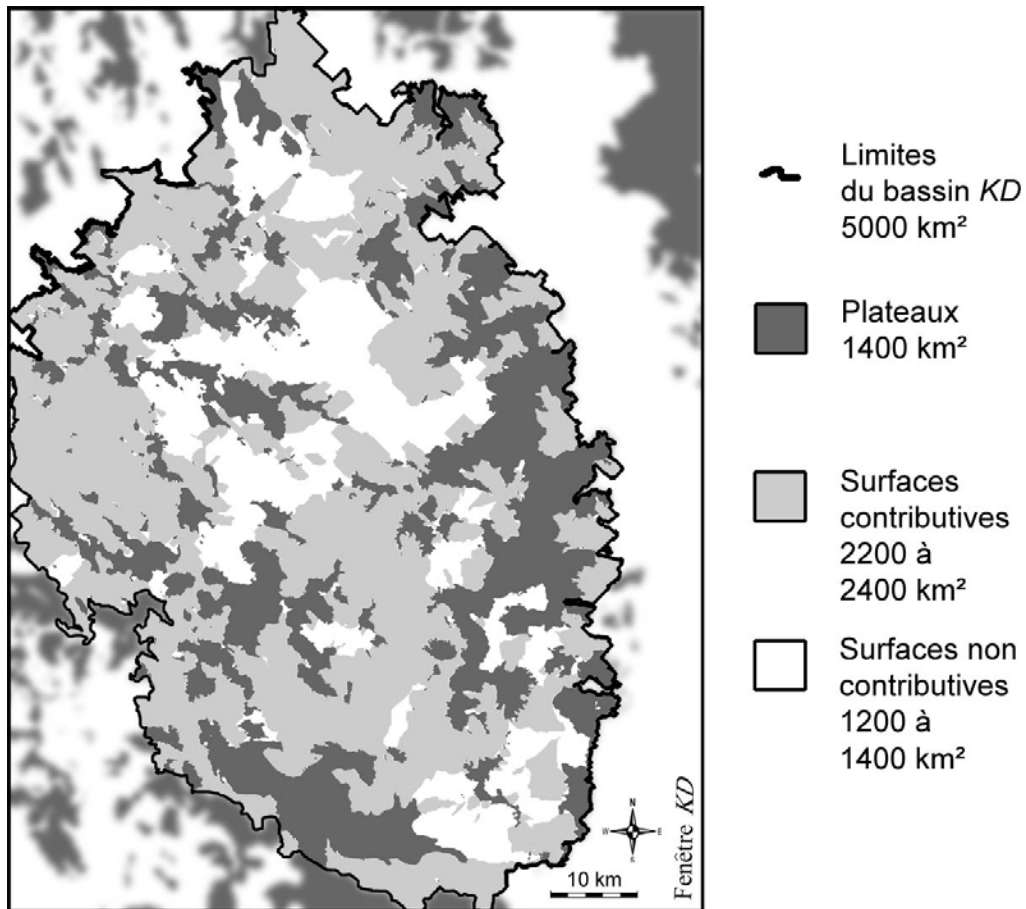


Fig.III-11 : répartition des surfaces contributives au ruissellement concentré vers un exutoire identifié du bassin KD.

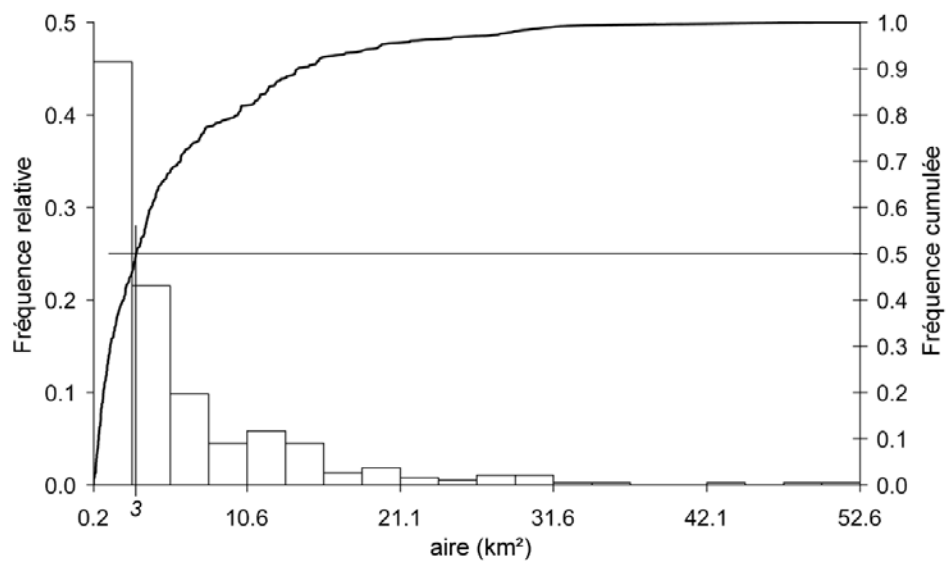


Fig.III-12 : distribution des aires des 377 bassins versants élémentaires.

Il semble donc que les lacunes d'identification des exutoires ne se traduisent pas forcément par une sous-estimation des surfaces contributives globales, mais plutôt par une surestimation des surfaces des bassins versants élémentaires. Cette surestimation crée un accroissement du cheminement des écoulements sur des surfaces potentiellement infiltrantes et peut être à l'origine d'une sous-estimation des débits cumulés (Guntner et Bronstert, 2004). En considérant une erreur de 10% sur le nombre total des exutoires, la lacune sur les surfaces contributives globales ne représente que 6% (c.-à-d 38 bassins x 6 km²) de la surface totale du bassin *KD* hors plateaux. Les surfaces contributives au remplissage des exutoires couvriraient donc au maximum 66% de la surface totale du bassin *KD* hors plateaux (Fig.III-11).

Nous qualifions de surfaces non contributives les aires qui ne présentent pas de traces tangibles de concentration du ruissellement (35 à 40% du bassin *KD* hors plateaux). La totalité de la pluie reçue par les surfaces non contributives est vraisemblablement stockée puis reprise par évapotranspiration. Or cette notion dépend en partie de la variabilité événementielle des précipitations, très marquée dans notre région (§II.2.2.1b). Parmi ces surfaces non contributives, ou inactives, figurent donc très probablement des surfaces qui participent, de manière extrêmement épisodique, au ruissellement lors d'événements particuliers ou exceptionnels. Leur intérêt n'est donc qu'exceptionnellement significatif dans le cas de notre étude.

III.1.3 Etats de surface

Casenave et Valentin (1992) ont développé le concept d'états de surface pour caractériser l'aptitude à l'infiltration ou au ruissellement des différents types de sols rencontrés au Sahel. Ils sont définis principalement en fonction de la nature des croûtes superficielles et de la nature et du taux de couverture végétale. La classification de Casenave et Valentin (1992) attribue à chaque classe d'état de surface une estimation du taux d'infiltration issue des expériences sous simulateur de pluie. Les unités définies par cette méthode répondent à des critères d'homogénéité au niveau de leur dynamique évolutive et de leur fonctionnement hydrologique.

III.1.3.1 Distribution spatiale

La mise en œuvre du modèle hydrologique distribué nécessite une connaissance de la répartition spatiale des états de surface et des paramètres physiques associés (§IV.3.3.2). Cette connaissance doit également apporter une forte contribution à la description des bassins versants élémentaires.

S'appuyant sur le concept d'états de surface, d'Herbès et Valentin (1997) ont produit une carte des états de surface sur l'ensemble du degré carré de Niamey à une résolution de 20 m. Des profils de reconnaissance sur le terrain ont contribué à l'interprétation de la reclassification d'images multispectrales SPOT de 1992, selon le schéma typologique de Casenave et Valentin (1992) (nommé ici classes *HV*). Seize classes ont ainsi été définies, le détail est présenté par la Fig.III-13 et le Tab.III-1.

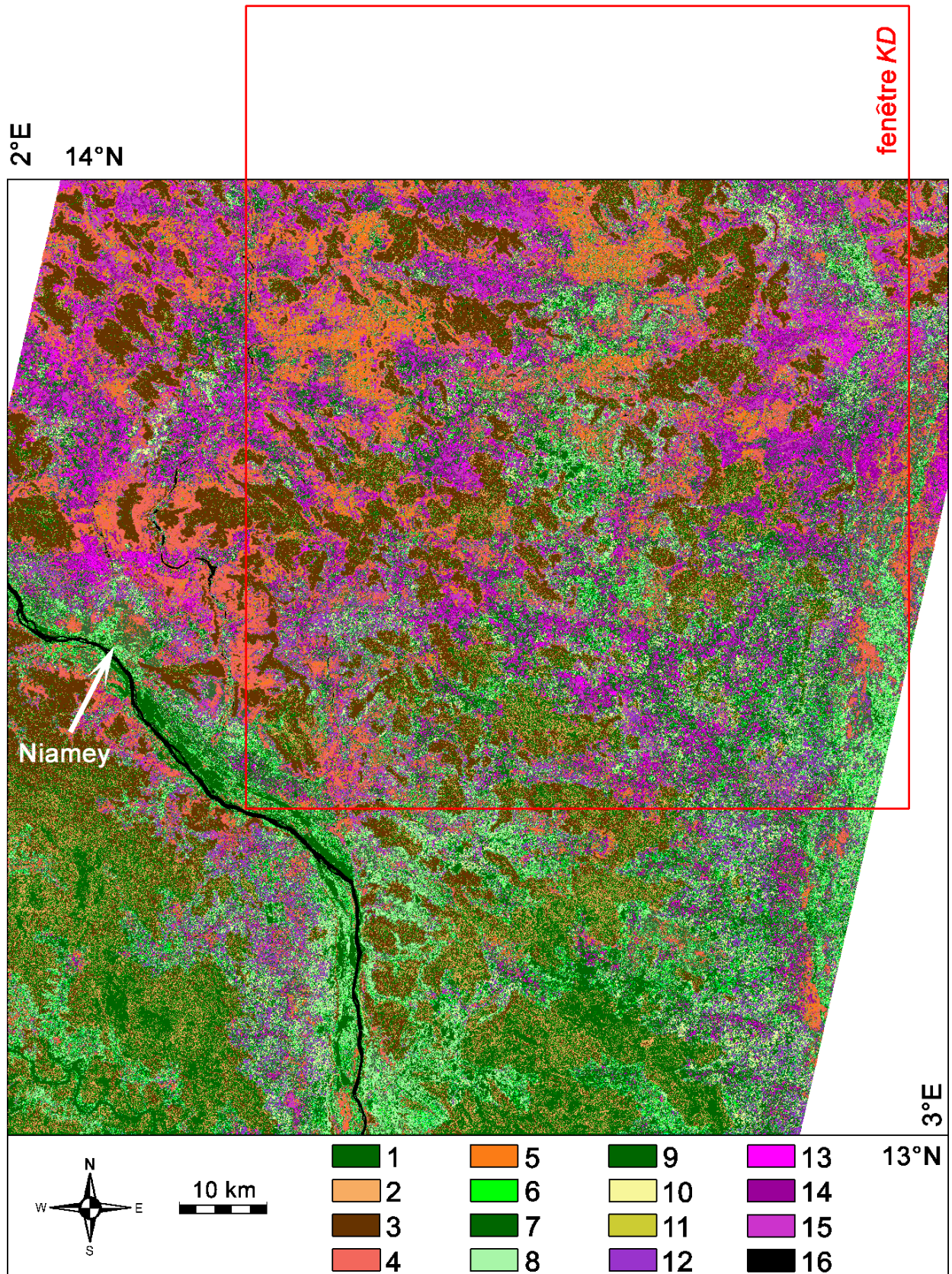


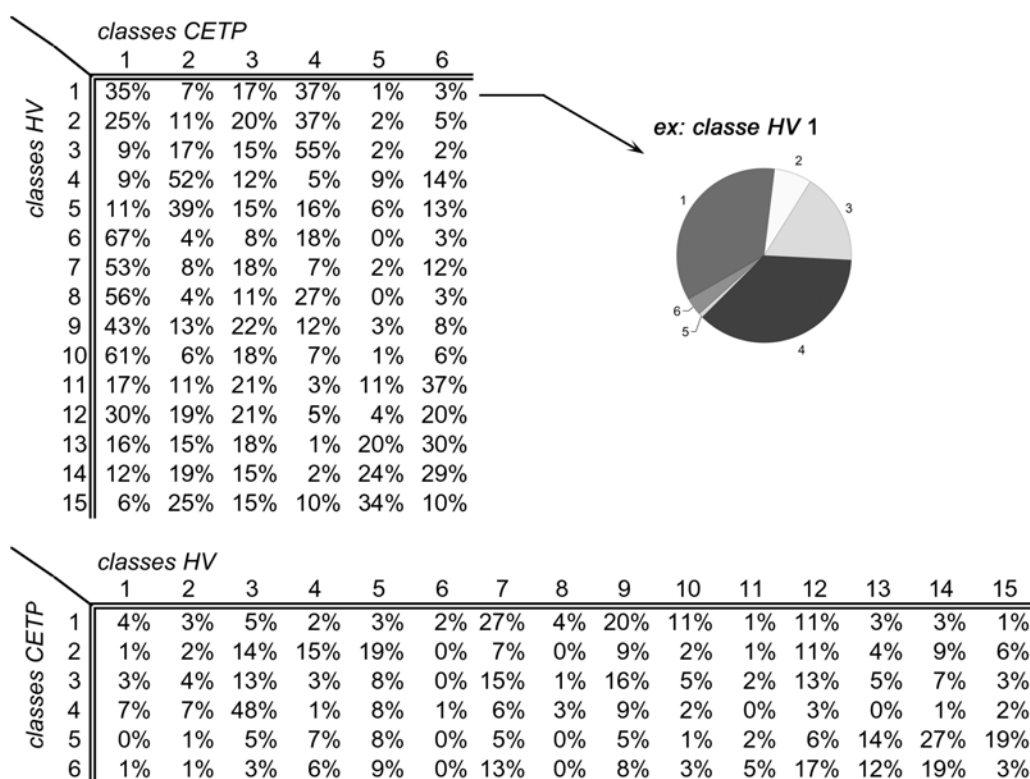
Fig.III-13 : carte des 16 classes d'états de surface de 1992 d'après d'Herbès et Valentin (1997). La légende renvoie au Tab.III-1.

Tab.III-1 : classes d'états de surface selon d'Herbès et Valentin (1997).

Class no.	Main features	Woody cover (%)	Herbaceous cover (%)	Main soil crust
1	Plateau: dense vegetation	> 50	< 10	No
2	Plateau: bare soil	0	0	Gravel
3	Plateau: sparse vegetation	20–50	< 10	Erosion
4	Hillslope ironpan	< 10	< 15	Erosion
5	Degraded hillslope	< 10	< 5	Gravel–erosion
6	Old dense shrub fallow	25–50	25–50	Drying
7	Old mid-dense shrub fallow	15–25	50–75	Drying
8	Old sparse shrub fallow	10–15	> 75	Drying
9	Mid-old high grass fallow	10–15	50–75	Drying
10	Mid-old low grass fallow	5–10	< 50	Erosion–structural
11	Recent fallow	< 5	50–75	Structural
12	Hillslope high density field	< 5	25–35	Structural
13	Hillslope low density field	< 5	15–25	Structural
14	Valley bottom high density field	< 5	25–50	Structural
15	Valley bottom low density field	< 5	15–25	Erosion
16	Surficial waters	–	–	–

La fenêtre géographique de la région *KD* franchit la limite nord (14°N) du degré carré de Niamey (Fig.III-13) au-delà de laquelle aucune distribution des états de surface n'est disponible. C'est pourquoi une nouvelle reclassification des images SPOT de 1992 entre 14°N et 14°15"N a été réalisée avec le concours du CETP (Centre d'Etude des Environnements Terrestre et Planétaires). Abdelaziz (2004) a réalisé l'application de différentes méthodes de classifications bayésiennes sur les images SPOT de 1992. Sur toute la zone d'étude, seulement 6 classes d'états de surface (nommées ici classes *CETP*) peuvent être significativement distinguées. L'étude approfondie du recouvrement spatial (5 500 km²) des classes *HV* et *CETP* permet de mettre en évidence des similitudes intéressantes. Nous les avons croisées, de manière à obtenir le pourcentage d'intersection réciproque entre les 6 classes *CETP* et les 15 classes *HV* (classe eau libre exclue; 50 km²) (Tab.III-2). A titre d'exemple, les classes *CETP* 1, 2, 3, 4, 5 et 6 recouvrent la classe *HV* 1 respectivement à hauteur de 35%, 7%, 17%, 37%, 1% et 3% de sa surface. A partir de ces informations, il est possible d'agréger les 15 classes *HV* en 6 nouvelles classes, dont la distribution spatiale est équivalente à celle des 6 classes *CETP*. Une analyse manuelle des combinaisons permet de proposer une agrégation qui respecte au mieux la nature et la distribution des états de surface (Tab.III-3).

Tab.III-2 : décomposition des classes HV et CETP et pourcentages de recouvrement spatial issus de leur croisement (total 100% par ligne).



Tab.III-3 : agrégation des 16 classes HV et correspondance avec les 6 classes CETP.

Classes HV	Descriptif	Classes CETP	Descriptif
6	Jachère arbustive dense ancienne		
7	Jachère arbustive assez dense ancienne		
8	Jachère arbustive claire ancienne	1	Jachère arbustive assez ancienne
10	Jachère arbustive herbacée basse assez ancienne		
15	Culture de fond de vallée clairsemée (mil/sorgho/niebe)		
4	Niveaux de cuirasses secondaires	2	Versant dégradé, cuirasse
5	Haut de versant, Chanfreins		
9	Jachère arbustive herbacée haute assez ancienne	3	Jachère assez jeune
11	Jeune Jachère		
1	Vegetation dense sur plateaux		
2	Sol nu sur plateaux	4	Plateaux
3	Vegetation claire sur plateaux		
14	Culture dense de fond de vallée (mil)	5	Culture dense de fond de vallée (mil)
12	Culture de versant dense (mil)		
13	Culture de versant clairsemée (mil/niebe)	6	Culture de versant

La carte des 6 classes d'états de surface sur la région KD est présentée en Fig.III-14 avec au sud de 14°N, les classes agrégées HV et au nord, les classes CETP. La résolution de la carte finale (carte ES) a été dégradée pour atteindre la résolution de 40 m, imposée par le MNT, selon la méthode "nearest neighbour" avec le logiciel Grass (Fryer et Scarmana, 2002).

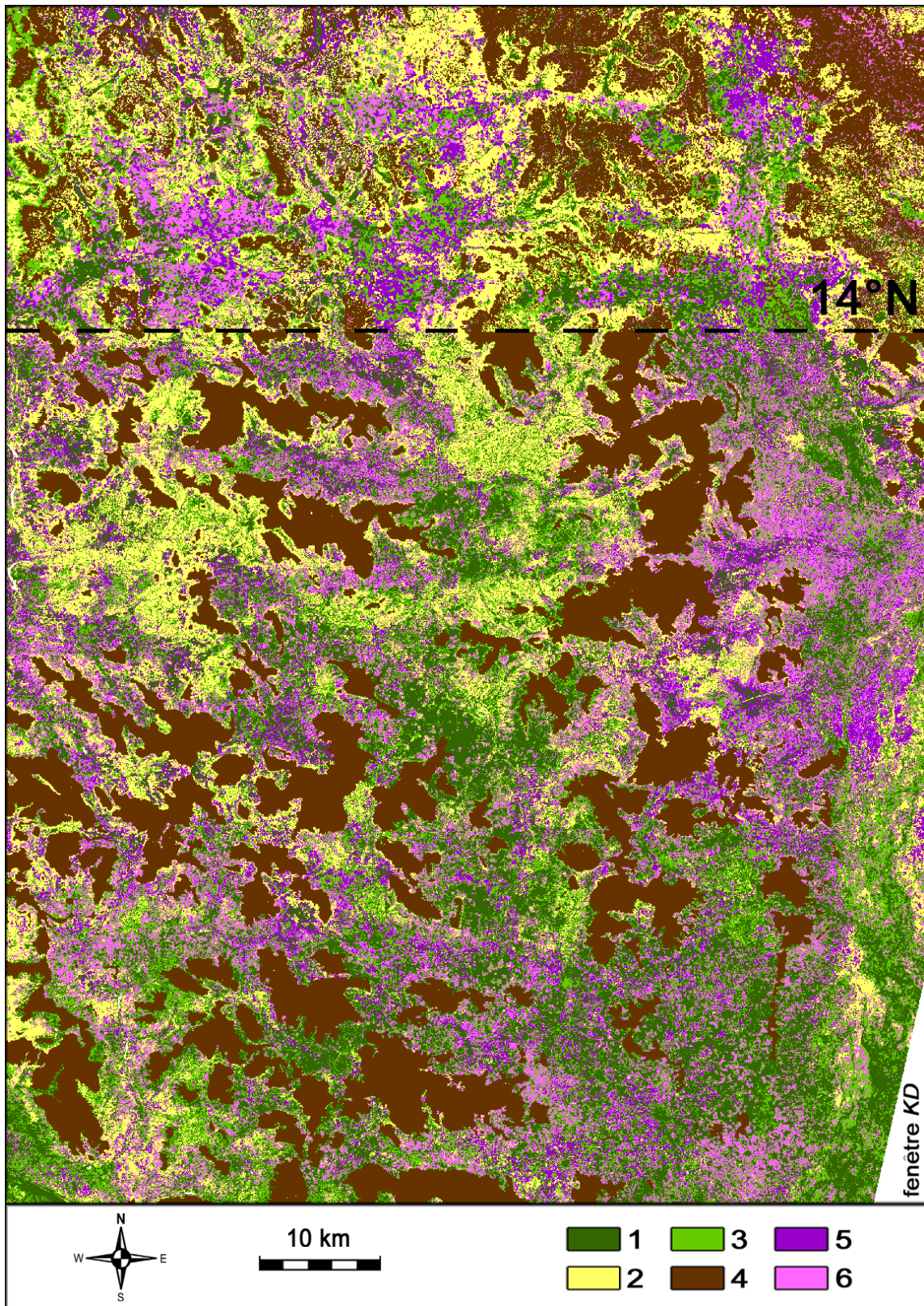


Fig.III-14 : carte des 6 classes d'états de surface en 1992. Au nord de 14°N, la carte CETP, au sud la carte HV agrégée. La légende renvoie à Tab.III-3.

III.1.3.2 Reclassification

Aux 16 classes d'états de surface *HV*, la classification de Casenave et Valentin (1992) associe une conductivité hydraulique à saturation K_s issue des essais sous pluie artificielle (*supra*). Peugeot *et al.* (2003) listent ces valeurs de K_s auxquelles ils associent, pour chaque classe, des coefficients de rugosité hydraulique de Manning notés n . L'agrégation des états de surface contraint la redéfinition de ces valeurs pour chacune des 6 nouvelles classes. Les valeurs ont été recalculées, suivant une moyenne pondérée par l'abondance relative de chacun des 15 états de surface parmi les 6 classes (Tab.III-04). La reclassification de la carte *ES* génère une carte de distribution des K_s , nommée K_{sat} , et une carte de distribution des coefficients n nommée *manning*.

Tab.III-4 : valeurs des conductivités hydrauliques à saturation (K_s) et des coefficients de rugosité de Manning (n) calculés pour la reclassification de la carte des états de surface à 6 classes.

Classes CETP	Classes HV	K_s mmlh	nb. pixels	poids relatif	K_s (mmlh)	n ($m^{-1/3}.s$)	nb. pixels	poids relatif	n ($m^{-1/3}.s$)
1	6	13	33416	4%	18	0.12	33416	4%	0.17
	7	20	497006	54%		0.17	497006	54%	
	8	20	72884	8%		0.20	72884	8%	
	10	20	177999	19%		0.15	177999	19%	
	15	9	137526	15%		0.17	137526	15%	
2	4	3	173964	36%	4	0.05	173964	36%	0.03
	5	4	307345	64%		0.02	307345	64%	
3	9	20	450395	89%	20	0.17	450395	89%	0.17
	11	20	52880	11%		0.15	52880	11%	
4	1	40	122662	16%	14	0.28	122662	16%	0.12
	2	40	122059	16%		0.28	122059	16%	
	3	2	519929	68%		0.05	519929	68%	
5	14	13	276415	100%	13	0.12	276415	100%	0.12
6	12	13	355638	68%	13	0.10	355638	68%	0.11
	13	13	170141	32%		0.15	170141	32%	

III.1.3.3 Discussion

La classification *CETP* est moins aboutie que la classification *HV*. L'impossibilité de réaliser des profils d'observation sur le terrain montre les limites de l'interprétation basée exclusivement sur le traitement numérique des images. De plus, les différences d'exposition des scènes utilisées et la nébulosité plus importante au nord ajoutent à la difficulté de réaliser une classification basée sur des critères communs à toutes les images.

La classification *HV* nous a néanmoins permis de contraindre la détermination du nombre de classes *CETP*. L'obtention d'une bonne homogénéité entre les deux classifications a déterminé le choix des 6 classes *CETP*. Seule la classe *HV* 15 occupe une place discutable (Tab.III-2), son appartenance à la classe *CETP* 1 se justifie néanmoins par le meilleur compromis entre sa nature (culture éparsée) et sa distribution spatiale (effectif). Les résultats des croisements sur une zone de 5500 km² montrent que l'écart relatif moyen entre les surfaces communes des différentes classes est inférieur à 20% (cf. Tab.III-5). Les deux classifications sont suffisamment homogènes pour permettre une exploitation pertinente de la carte *ES*.

Tab.III-5 : comparaison des surfaces occupées par les classes HV et CETP.

Classes CETP	Classes HV agrégées	nb. pixels	surface km ²	nb. pixels	surface km ²	écart relatif
1	6+7+8+10+15	918831	1470	989822	1584	-8%
2	4+5	481309	770	620952	994	-29%
3	9+11	503275	805	602657	964	-20%
4	1+2+3	764650	1223	616160	986	19%
5	14	276415	442	243250	389	12%
6	12+13	525779	841	429418	687	18%
surface totale:		3470259	5552	3502259	5604	

Pour notre étude, l'incertitude sur les classes de plateaux est en partie levée par le MNT et les cartes topographiques (§III.1.1.3b). Les conséquences de la dégradation de la résolution et de l'agrégation des classes sur les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont discutées au chapitre suivant (§IV.4).

III.2 La pluie

III.2.1 Pluie ponctuelle

III.2.1.1 Stations pluviographiques

Les données dont nous disposons proviennent exclusivement du réseau de mesure de l'expérience EPSAT-NIGER (Estimation des Pluies par SATellite au Niger; Lebel *et al.*, 1992). Les stations sont constituées de pluviographes à augets basculeurs placés à 1,50 m du sol. Depuis sa mise en place en 1990, le réseau a changé de configuration, essentiellement pour ce qui concerne sa densité spatiale. Les exigences de notre étude nous obligent à considérer uniquement les stations pérennes sur la zone d'étude entre 1992 et 2003. Les stations présentant des chroniques incomplètes sont également rejetées (hiatus de plusieurs heures). Au total, seules 15 stations recouvrant la fenêtre *KD* et ses alentours remplissent ces conditions et sont sélectionnées (Tab.III-6).

Tab.III-6 : liste des 15 stations pluviographiques sélectionnées.

Postes	Latitude m	Longitude m	Nb. évts	Cumul max/levt (mm)	Cumul total 92/03 (mm)	Moy. annuelle (mm)
Alkama	1527873	495560	246	117	4978	415
Banizoumbou	1495919	463363	258	99	5309	442
Bazanga Bangou*	1492921	455002	271	75	5542	462
Beri Kouara	1508887	443553	278	76	5579	465
Berkiawel	1493633	425303	293	82	5728	477
Darey	1507397	472242	265	102	5350	446
Fandou Beri	1495844	452362	287	94	5702	475
Gamonzon	1488826	504510	268	92	5160	467
Gardana Kouara	1529373	421862	243	72	4884	407
Harikanassou	1465486	482911	282	136	5874	490
Kaligorou	1505628	502344	263	101	5149	482
Kokorbe Fandou	1531315	459030	242	77	4697	391
Koure Sud	1463764	457330	303	226	6224	519
Massi Koubou	1528502	437081	257	65	5217	435
Wankama	1508884	462119	256	89	5339	445

* à partir de 2001 remplacée par Kalassi

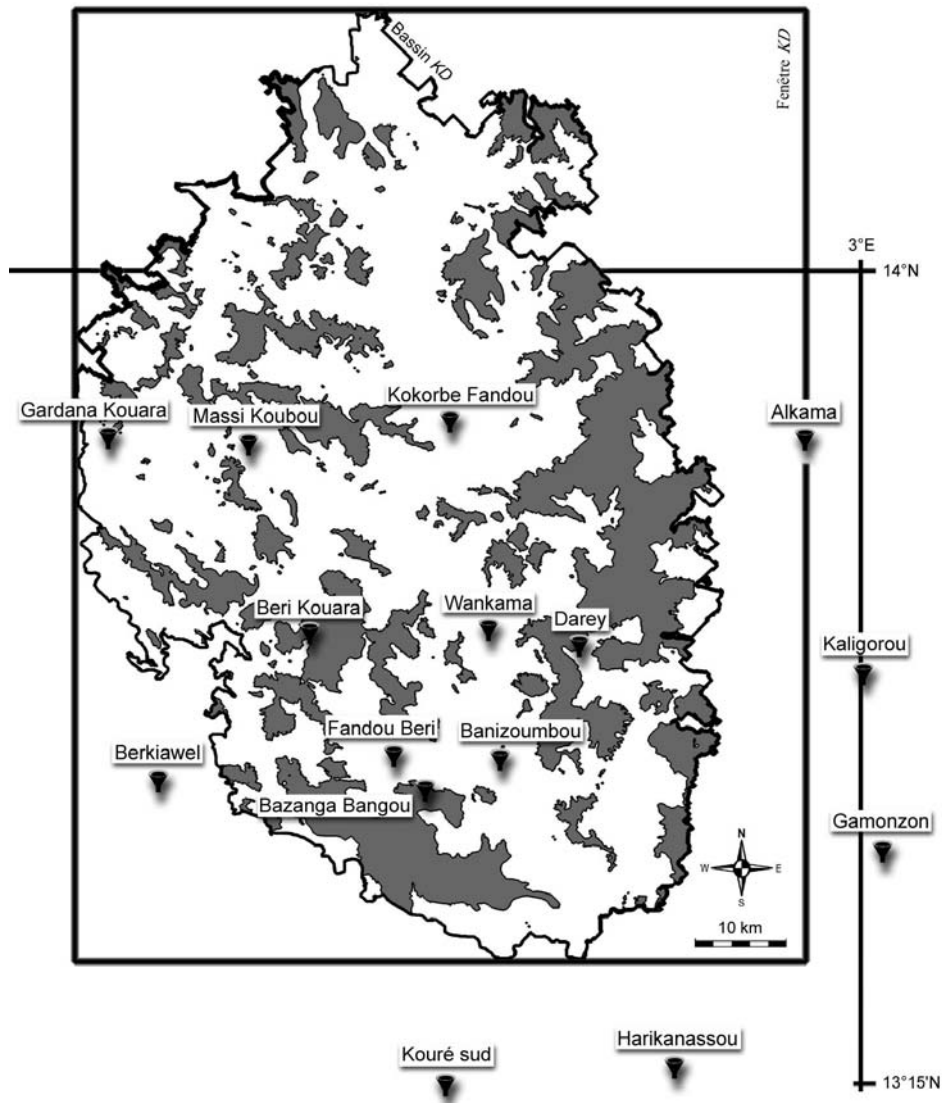


Fig.III-15 : répartition des 15 stations du réseau sélectionnées par rapport à la fenêtre KD.

La distance moyenne entre stations est de 43 km. La répartition spatiale des postes ne couvre pas uniformément toute la fenêtre KD (Fig.III-15). Le site de l'expérimentation EPSAT-NIGER concerne approximativement le degré carré de Niamey, c'est pourquoi la station la plus au nord dont nous disposons est à 13°51'N. Fort heureusement cette partie de la zone d'étude ne concerne que très peu de bassins versants. Il serait néanmoins souhaitable de renforcer le réseau de postes pluviographiques sur cette région dans le cas où cette étude serait poursuivie.

III.2.1.2 L'événement pluvieux ponctuel

Les données des stations sont disponibles sous forme de cumuls pluviométriques au pas de temps de 5 minutes, issus de l'échantillonnage des enregistrements en continu des basculements d'augets (D'Amato, 1998). Pour les besoins de l'étude, nous avons adapté notre propre définition de l'événement pluvieux.

Un événement pluvieux est défini par une quantité d'eau mesurée au sol sur une durée déterminée. Le critère de séparation est le suivant : deux événements pluvieux sont séparés si la pluie cumulée sur une certaine durée t_s (c.-à-d intensité moyenne sur t_s) est inférieure à un certain seuil L_s ET si l'intensité à 5 min descend au moins une fois sous un second seuil I_s (Fig.III-16a). Les événements dont le cumul total est inférieur à 5 mm sont rejetés.

Cette définition permet (si $L_s \neq 0$) de séparer des événements entre lesquels la pluie est entrecoupée de petits intervalles inférieurs à t_s d'intensité nulle (Fig.III-16b), tout en conservant dans un unique événement deux périodes de forte intensité séparées par une période où l'intensité de la pluie est très faible sans être jamais nulle (Fig.III-16c). Appliquée aux chroniques de pluies de chaque station, nous obtenons des résultats satisfaisants pour $t_s = 2$ h, $L_s = 4,8$ mm et $I_s = 0,01$ mm.h⁻¹. Environ 270 événements ont été identifiés en moyenne pour chacune des 15 stations sur la période 1992-2003 (Tab.III-6).

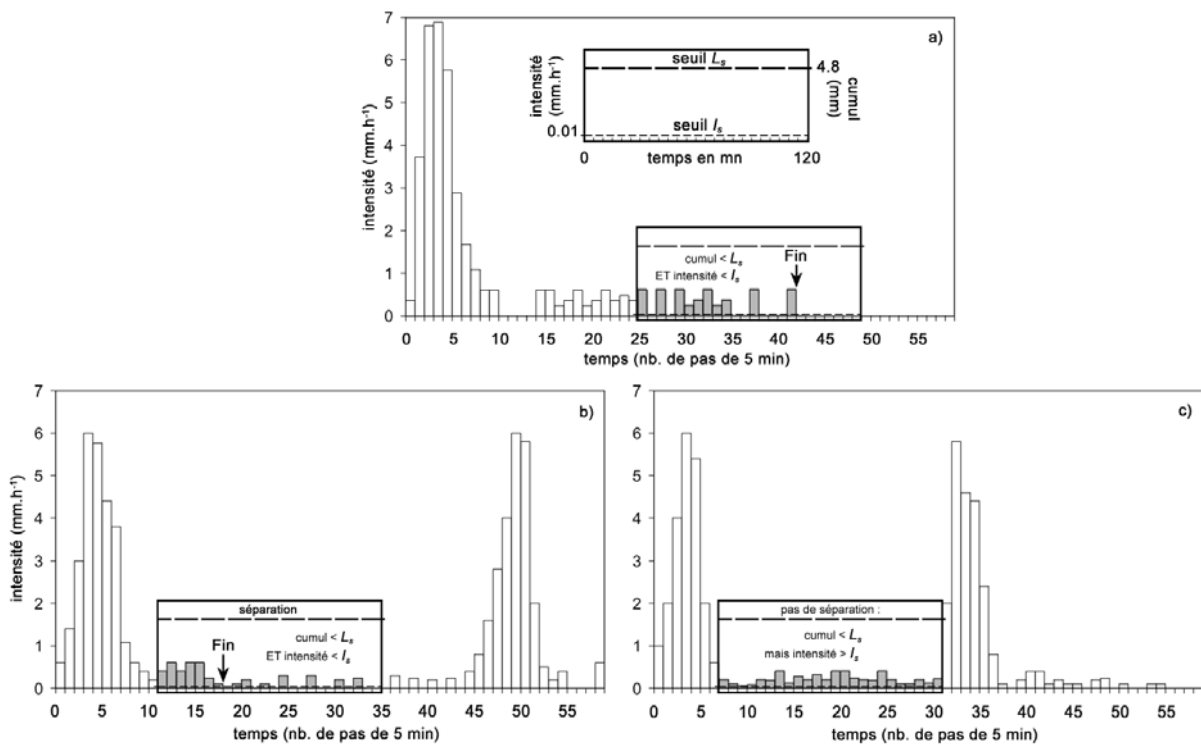


Fig.III-16 : a) critères de définition des événements pluvieux à partir des hyétogrammes à 5 min; b) et c) avantages de la méthode à double seuil pour la distinction des événements particuliers de la zone

Une analyse des événements montre que les cumuls moyens interannuels sur la période 1992-2003 diminuent d'environ 1,4 mm.km⁻¹ du sud vers le nord (Fig.III-17a). Conformément aux résultats de Le Barbé et Lebel (1997), cette diminution est associée à une décroissance du nombre total d'événements et non à une baisse des hauteurs moyennes événementielles précipitées (Fig.III-17b). Le gradient calculé est du même ordre de grandeur que le gradient moyen de 1 mm.km⁻¹ publié par Lebel *et al.* (1992) pour la bande sahélienne.

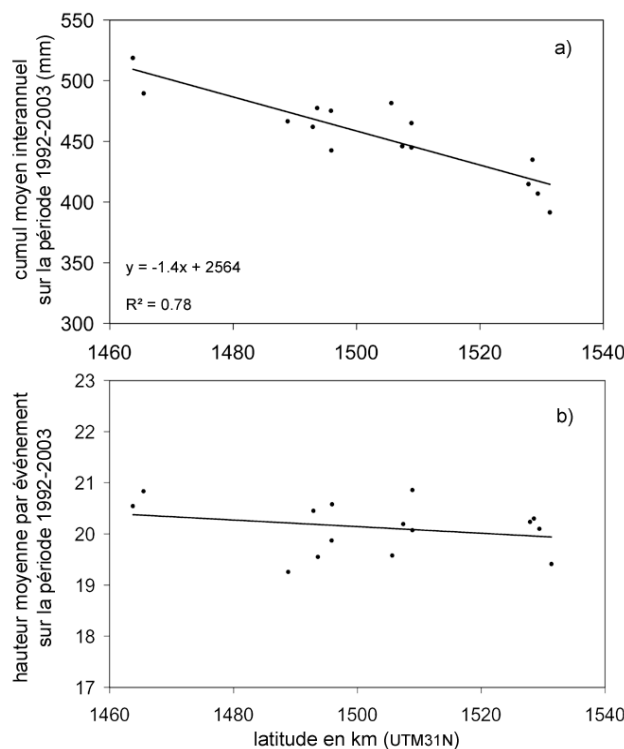


Fig.III-17 : variabilité des précipitations en fonction de la latitude pour les 15 stations pluviographiques sélectionnées sur la période 1992-2003. a) cumul moyen interannuel : la pente ajustée par régression linéaire est de $-1,4 \text{ mm.km}^{-1}$; b) hauteur moyenne par événement.

III.2.1.3 Jeu de pluies ponctuelles de référence

Le jeu de pluies ponctuelles de référence est très peu différent du jeu utilisé par Cappelaere *et al.* (2003) pour la modélisation du bassin de Wankama avec *abc-rwf*. Il comporte 213 événements pluvieux enregistrés au pluviographe de Wankama-Mare et décrits au pas de temps de 1 minute, sur la période 1992-2000. La détermination des événements est discutée dans Peugeot *et al.* (2003). Les critères objectifs définissant un événement pluvieux sont les mêmes que ceux utilisés pour les autres postes *supra*. La représentativité par rapport aux autres stations est discutée au chapitre suivant (§IV.3.3.2). Nous avons converti les hyétogrammes au pas de temps de 5 min pour permettre des tests de sensibilité avec *abc-rwf* développés ultérieurement (§IV.4.1).

III.2.2 Pluie spatialisée

Nous avons montré au chapitre précédent (§II.2.2.1) que les précipitations sont essentiellement le résultat du passage de systèmes convectifs localisés (orages locaux associés au cycle diurne) ou plus structurés (Systèmes Convectifs de Mésoséchelle : SCM). Les SCM produisent plus de 90% du cumul annuel précipité alors qu'ils sont en nombre relativement faible (12% de l'effectif total des systèmes). Ils se déplacent d'est en ouest à la vitesse moyenne de 30 à 70 km.h^{-1} et couvrent une superficie de l'ordre de quelques milliers à quelques centaines de milliers de kilomètres carrés. Une partie convective produit de fortes

intensités de pluie à l'avant du front, tandis qu'à l'arrière suit une zone de pluie stratiforme. Selon leur type, la durée de vie des SCM varie de quelques heures à quelques jours. Une classification à partir des données EPSAT-NIGER a été réalisée par D'Amato (1998) où les différents systèmes sont étudiés en détail. La pluie enregistrée au sol sur un seul poste ne rend pas compte de la réalité du champ de pluies capté.

III.2.2.1 L'événement pluvieux spatial

A l'échelle de plusieurs stations, la définition de l'événement pluvieux énoncée *supra* nécessite une adaptation. Il s'agit de caractériser l'extension de l'événement dans l'espace et donc de synchroniser sa durée sur toutes les stations de la zone. Nous avons vu que la vitesse de déplacement d'est en ouest d'un SCM est de 30 à 70 km.h⁻¹ et que le temps entre deux SCM consécutifs est en général de plusieurs heures. La fenêtre *KD* s'étend longitudinalement sur 77 km, la probabilité d'avoir deux événements affectant simultanément plusieurs stations est donc extrêmement faible. Par conséquent, un événement débute au moment où la première station est touchée par la pluie et finit au moment où l'événement se termine à la dernière station touchée. Contrairement à la définition EPSAT-NIGER (D'Amato, 1998), où l'objectif était d'éliminer les événements très localisés et/ou ne se déplaçant pas, nous cherchons ici à identifier la totalité des précipitations qui ont eu lieu sur la période 1992-2003. Un événement EPSAT-NIGER doit toucher au moins 30% des postes en fonctionnement du réseau (D'Amato, 1998). Or, les orages très localisés peuvent produire des cumuls non négligeables (10 à 25% du total annuel, cf. §II.2.2.1), c'est pourquoi nous n'avons pas pu utiliser directement les événements EPSAT-NIGER. Pour nous, une seule station touchée suffit pour qu'un événement soit reconnu. Le cumul total événementiel doit être supérieur à 10 mm pour au moins une station. Cette définition produit un total de 602 événements, synchronisés sur les 15 postes, sur la période 1992-2003 pour la fenêtre *KD*.

III.2.2.2 Spatialisation de la pluie

Il s'agit ici de calculer une pluie uniforme événementielle pour chaque bassin élémentaire. En effet, le modèle simplifié tient compte d'une valeur unique de pluie par événement et par bassin (cf. §IV.3.5). Or les 377 bassins ne disposant pas de postes pluviographiques individuels, l'information de pluie doit forcément provenir des 15 stations de référence sélectionnées *supra*.

Lors de l'élaboration du modèle simplifié *Zarby*, nous avons utilisé un descripteur plus approprié que la pluie totale pour décrire la pluie à l'échelle événementielle. Ce descripteur intègre une partie des mécanismes d'infiltration et permet de mieux révéler le ruissellement. Nommé "pluie tronquée horizontalement" ou P_h , il représente le cumul (en mm) des intensités résiduelles après troncature uniforme du hyétogramme au seuil d'intensité 15 mm.h⁻¹, multiplié par le pas de temps de 5 min (cf. §IV.3.4.2). En sus de la pluie totale, la variable P_h , équivalente à une lame d'eau, a donc été spatialisée pour les besoins du modèle simplifié.

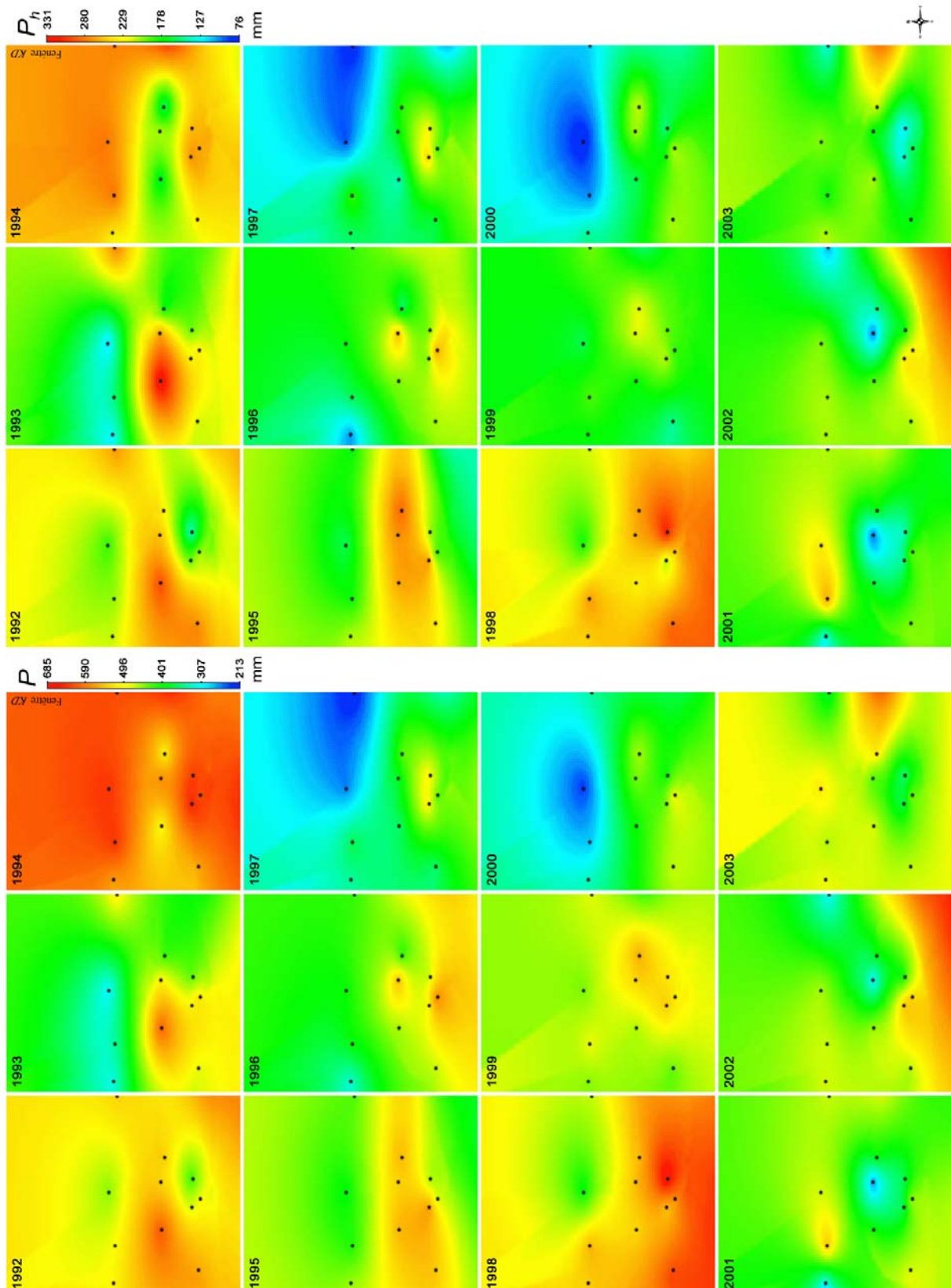


Fig.III-18 : cartes krigées des cumuls annuels de pluie totale (P) et de pluie tronquée (P_h) pour la période 1992-2003. Les points noirs représentent les postes pluviographiques.

L'approche la plus simple consiste à attribuer à chaque bassin la valeur de P_h de la station la plus proche. L'influence des 15 stations est spatialisée selon 15 polygones de Thiessen, dans lesquels les valeurs de P_h sont uniformes. Un bassin obtient la valeur de P_h du polygone qui le contient en majorité. Les résultats obtenus par cette méthode ne sont pas satisfaisants car de fortes intensités sont parfois appliquées à de très grandes surfaces. Dans la réalité, du fait du caractère convectif des systèmes précipitants, les fortes intensités précipitées ne concernent simultanément que des surfaces restreintes. Dans les cas extrêmes, le modèle simplifié *Zarby* calcule des valeurs de volumes ruisselés aberrantes de plusieurs millions de mètres cubes pour un même exutoire, ce qui est bien au-delà des capacités de stockage des plus grandes mares caractérisées (Desconnets, 1994). Ces résultats nous ont conduit à envisager une autre méthode.

Une approche plus complexe de la spatialisation de la pluie repose sur l'observation des champs de pluies. Pour chaque événement affectant les 15 stations, les valeurs de P_h sont krigées selon un variogramme anisotrope de type exponentiel. L'anisotropie des champs de pluies événementiels étant due au fait que les systèmes précipitants se développent dans une circulation d'est, les distances de corrélation sont donc plus importantes selon l'axe est-ouest que selon l'axe nord-sud. Les paramètres du variogramme événementiel sont les suivants (Ali, com. pers.) :

- une portée longitudinale de 39,44 km,
- une portée latitudinale de 21,2 km,
- un palier de 160 mm²,
- une pépite nulle.

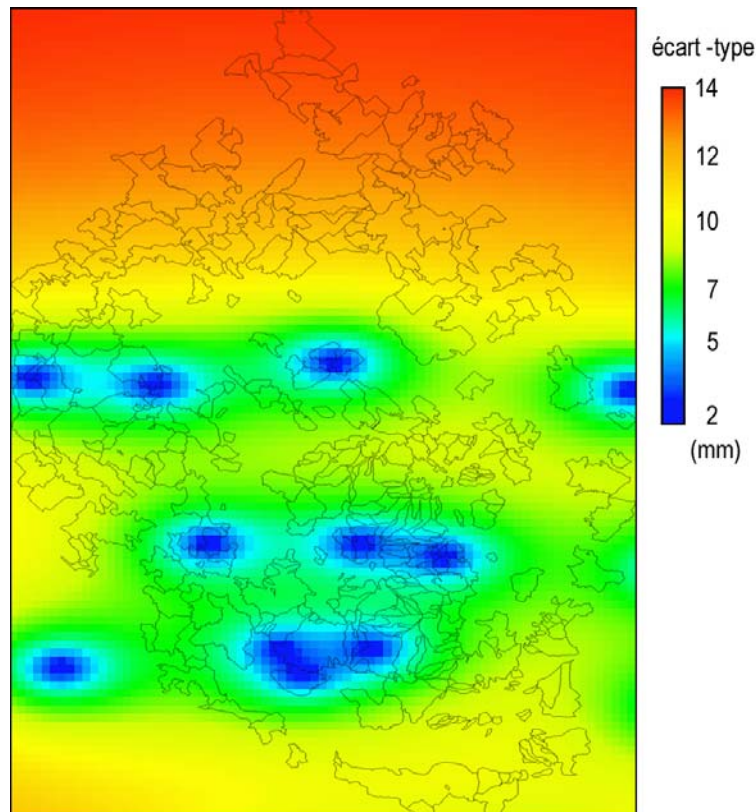


Fig.III-19 : représentation spatiale des écarts-types climatologiques liés au krigeage des pluies événementielles P et P_h (fenêtre KD). En traits fins noirs, les contours des 377 bassins. L'anisotropie est-ouest est visible.

Le krigeage a été réalisé sur la fenêtre KD avec une résolution de 1 km^2 . La Fig.III-18 présente pour les douze années d'étude le résultat du krigeage des cumuls annuels des pluies totales et tronquées (P et P_h) sur la fenêtre KD . La carte des écart-types liés au krigeage des valeurs de pluies événementielles (P et P_h) est représentée Fig.III-19.

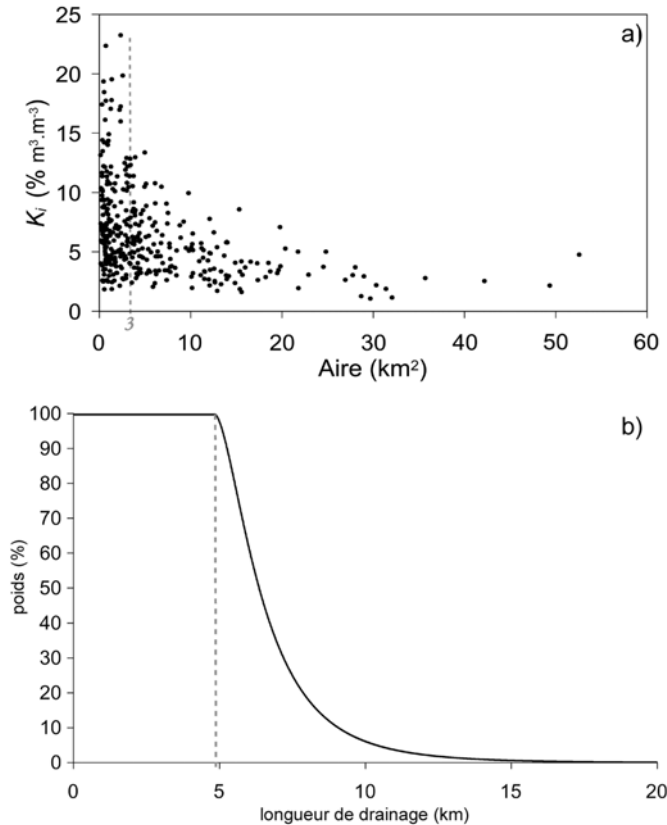


Fig.III-20 : a) relation entre l'aire des bassins et les K_i calculés par Zarbhy; limite à 3 km^2 au-delà de laquelle K_i diminue avec l'aire. b) comportement de la fonction de pondération de la moyenne des P_h basée sur les longueurs de drainage; $4,8 \text{ km}$ correspond à la longueur de drainage moyenne des bassins de 3 km^2 .

La spatialisation de P_h apporte une information sur la proportion de surface des bassins concernée par un événement pluvieux. Pour uniformiser les valeurs de P_h distribuées, nous avons choisi une approximation par la moyenne. La comparaison entre les K_i générés par le modèle simplifié Zarbhy à partir du jeu de pluies ponctuelles de référence et l'aire des bassins isole deux domaines d'interactions (Fig.III-20a). En dessous de 3 km^2 , les valeurs de K_i sont indépendantes de la taille des bassins. Au-delà de 3 km^2 , les K_i diminuent avec la taille des bassins pour atteindre un palier. Toute surface supplémentaire semble contribuer à faire chuter la productivité relative du bassin. Cela ne va pas à l'encontre du fonctionnement hydrologique typique des zones semi-arides, qui montre que la proportion d'infiltration au cours du trajet dépend de la distance parcourue par les eaux de ruissellement avant d'atteindre l'exutoire. Il s'avère également que la variabilité spatiale intra-événementielle de la pluie reste faible pour les bassins de petite taille (§II.2.2.1b). C'est pourquoi nous avons généré une fonction de pondération de la moyenne des P_h par la longueur de drainage (Fig.III-20b) qui tient compte de la relation entre l'aire et les K_i (Fig.III-20a). Jusqu'à une longueur de drainage de $4,8 \text{ km}$, correspondant à la moyenne des distances maximales des bassins de 3 km^2 , le

poids des pixels est de 100%. Au-delà, la contribution des mailles au calcul des P_h moyennes diminue de manière logarithmique jusqu'aux longueurs de drainage maximales (20 km). Pour chacun des 602 événements déterminés sur la période 1992-2003, nous avons ainsi calculé une valeur moyenne de P_h pour les 377 bassins élémentaires.

Chapitre IV

Changement d'échelle du modèle hydrologique et régionalisation du calcul des volumes ruisselés sur la période 1992-2003

IV.1 Introduction

Nous exposons dans ce chapitre, comment, sur la base du modèle physique *abc-rwf* calé et validé sur un petit bassin versant de la zone d'étude (Wankama, Cappelaere *et al.* 2003b ; Peugeot *et al.*, 2003), le calcul du ruissellement est régionalisé à l'échelle du bassin *KD*. Le travail réalisé peut-être décomposé en trois étapes majeures, sachant que l'objectif final est de générer une contrainte forte de la recharge pour la modélisation de l'aquifère du CT3.

Une étude préliminaire détermine l'opportunité de définir le comportement des bassins versants élémentaires vis-à-vis du ruissellement à partir d'un nombre restreint de descripteurs. L'analyse d'un échantillon représentatif de bassins modélisés par le modèle *abc-rwf* conduit à la formulation d'un modèle simplifié régional événementiel dénommé *Zarbfy*. L'application du modèle simplifié *Zarbfy* aux pluies de la période 1992-2003 aboutit au calcul des volumes ruisselés annuels alimentant chaque exutoire endoréique.

IV.1.1 Organisation du chapitre

La majeure partie du travail présenté a fait l'objet d'un article soumis en 2005 à *Journal of Hydrology* : "*Upscaling a small-catchment model for surface water regionalization in Sahelian endoreic landscape*" (Massuel *et al. J.Hydrol.* 2005, soumis), dont on a extrait les principaux paragraphes pour les insérer dans le plan du chapitre.

IV.1.2 Le changement d'échelle

(Massuel *et al. J.Hydrol.* 2005, soumis: §1 Introduction)

Upscaling being a rather loosely defined term, "model upscaling" is meant here to designate the transfer from a model that uses some basic unit discretization size for its elementary spatial entities (*e.g.*: grid cell resolution) to a derived model using a noticeably larger unit size, which amounts to a reduction in model complexity – in the general sense of degree of detail in the representation of a given physical system. Besides the fact that a small-scale model may not account for certain processes that turn out important only at a larger scale, there are practical reasons for upscaling a model, developed and taken as valid for some small scale, when working at the larger scale. One is the time, in terms of both user tasks and computational volumes, generally needed when a simulation domain is extended considerably, all other model set-up and operating conditions (including unit size) being kept unchanged. The other is that input and calibration data are often non-existent or of much lower quality at larger scales (Heuvelink and Pebesma, 1999; Refsgaard *et al.*, 1999). King *et al.* (1998) point out that applying a model to larger areas invariably means a loss in the

precision and observation density of data used to parameterize the model. In our case, in addition to the already mentioned lack of observable large-scale hydrologic variables, we should point out in particular the need for detailed field survey and careful construction needed to set up a fine-scale model for any given endoreic catchment, as performed for the Wankama pilot catchment. As Heuvelink (1998) puts it, "reduced data availability and/or quality with increasing scale logically incites to model simplification when moving from smaller to larger scales, to say nothing of theoretical justification through uncertainty analyses". It is a generally sound option to reduce model complexity in response to a decrease in data availability.

By far the most widely used method for model upscaling is to apply the initial model code unchanged but with a decreased spatial resolution, *i.e.* with substantially larger basic spatial units such as an increased grid size. This means stretching to the large scale the relevance of a model meant for a smaller scale, implying the use of so-called "effective parameters". Parameter aggregation methods have been given much attention, notably in the case of hydraulic conductivity (*e.g.*: Wen and Gomez-Hernandez, 1996; Zhu and Mohanty, 2002). Others have investigated effects of spatial (or temporal) model resolution (*e.g.*: Saulnier *et al.*, 1997, or Refsgaard, 1997, for topography and derived catchment parameters such as drainage network properties; Séguis *et al.*, 2002, for hydraulic characteristics; *etc.*). Although very informative about the conditions for proper use of the models under consideration, it is questioned whether this is the most promising approach to actually perform any substantial jump in model scale, such as it is needed here (*i.e.*, around 2-3 orders of magnitude). Many researchers have expressed strong doubts or at least reservations about the feasibility of applying the same model process descriptions at different scales, through the use of effective parameter values (*e.g.*: Beven, 1995; Blöschl and Sivapalan, 1995).

As Bormann *et al.* (1999) suggest, an alternative to model upscaling by parameter aggregation is through spatial aggregation of single or multiple processes. The most satisfying way to do so would be to derive a model structure for the large scale from the theory at smaller scale, *i.e.* through scaling of the physical equations. Some, like Beven (1995), deem as unlikely that any general scaling theory can be developed, would it only be for the dependence of hydrological systems on historical and geological perturbations. Complex interactions between spatial scale and spatial variability are widely perceived as substantial obstacles to progress in this respect (Blöschl and Sivapalan, 1995; Refsgaard *et al.*, 1999; and many others). Steps in this direction have been made for instance by Tayfur and Kavvas (1998) for overland flow, or by Viney and Sivapalan (2004) for infiltration-excess runoff and for evapotranspiration. General applicability of these methods remains to be proven. For instance, the upscaling approach by the latter authors is driven solely by topography, which has been shown (Western *et al.*, 1999) to be insufficient for application to dry environments. Also, new empirical parameterizations appear for which individual catchment calibration is still needed.

A particular difficulty that arises with most upscaling methodologies mentioned above is the handling of spatial and/or process interactions, which are an important hydrological feature, especially for our study area: lateral flow with re-infiltration and downslope moisture redistribution are generally neglected, and only purely 1D conceptualizations are usually considered, with consequently simple flux conservation/aggregation rules. This is probably why, whilst model upscaling is relatively common practice in a number of environmental fields, such as for soil processes (Heuvelink and Pebesma, 1999), land surface - atmosphere interactions (Michaud and Shuttleworth, 1997; Sellers *et al.*, 1997), or yet subsurface

processes (*e.g.*, Wen and Gomez-Hernandez, 1996), not to speak of the atmospheric sciences, it has not been as widely so in the field of general catchment hydrology. Further, when it comes to the hydrology of endoreic areas, where scaling necessarily calls for specific handling as compared with the commonly tree-networked hydrographic systems, this approach seems to be even less usual, as no traces of any such previous work were found in the literature.

Another possible approach to process aggregation in model upscaling is to empirically derive a necessarily simplified model structure suited for the large scale from a model at finer scale. This is the approach followed in the present study, where simulation outputs from the available small-scale model that represent a catchment's distributed internal processes, are used to drive the development of a new model at the larger, target space-time scale, with catchments taken as the basic undividable entities, to meet our specific modelling needs at that scale. Furthermore, appropriate and readily accessible catchment characteristics are introduced in the upscaled model structure so that the latter can be regionalized directly, *i.e.* without the need for external transfer functions, against the original, fine-scale model applied to a range of catchments representative of the study area.

IV.2 Travaux préliminaires

IV.1.1 Typologie des bassins versants élémentaires

L'application du modèle *abc-rwf* pour un bassin versant élémentaire s'avère relativement longue et fastidieuse (ch. IV.3.3.2). C'est pourquoi, devant le grand nombre de bassins élémentaires identifiés, la première étape de l'étude consiste à mettre en évidence des comportements analogues vis-à-vis du ruissellement. Une typologie, basée sur des descripteurs ayant *a priori* une influence sur le ruissellement, doit autoriser la modélisation d'un nombre restreint de bassins types pour en déduire tous les autres. Elle est réalisée à partir d'un échantillon restreint de 227 bassins élémentaires correspondants aux 1200 km² du petit bassin *KD* (totalité des bassins disponibles lors de cette étape de l'étude).

Un important travail de classification a été entrepris dont l'objectif premier est la sélection d'un jeu de descripteurs nettement discriminants vis-à-vis du ruissellement. L'exploitation du SIG a permis l'émergence de nombreuses variables géographiques, morphologiques et physiques pour la description des bassins élémentaires (62 variables physiographiques notées $\{\Phi\}$; les accolades désignent un vecteur). L'influence de chacune sur les écoulements de surface n'est pas explicitement connue, mais supposée d'après les processus déjà identifiés. En première approche, l'Analyse en Composantes Principales (ACP) réduit l'espace des variables quantitatives en révélant les redondances. Plusieurs essais de typologies sont réalisés par Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) sur la base des variables $\{\Phi\}$ (Massuel *et al.*, 2003a ; Massuel *et al.*, 2003b). L'agrégation des groupes de bassins de la CAH est réalisée selon le critère d'augmentation de l'inertie de Ward (1963) sur les variables standardisées. Les résultats des essais successifs de classification conduisent finalement à la sélection d'un jeu de 16 variables $\{\Phi\}$ hautement significatives vis-à-vis du ruissellement des bassins échantillonnés (détaillées §IV.3.4.1). Compte tenu de l'évolution de la performance du critère de classification en fonction du nombre de classes, on a finalement

opté pour une typologie des 227 bassins élémentaires en 9 groupes (Fig.IV-1), dont les effectifs sont inégaux.

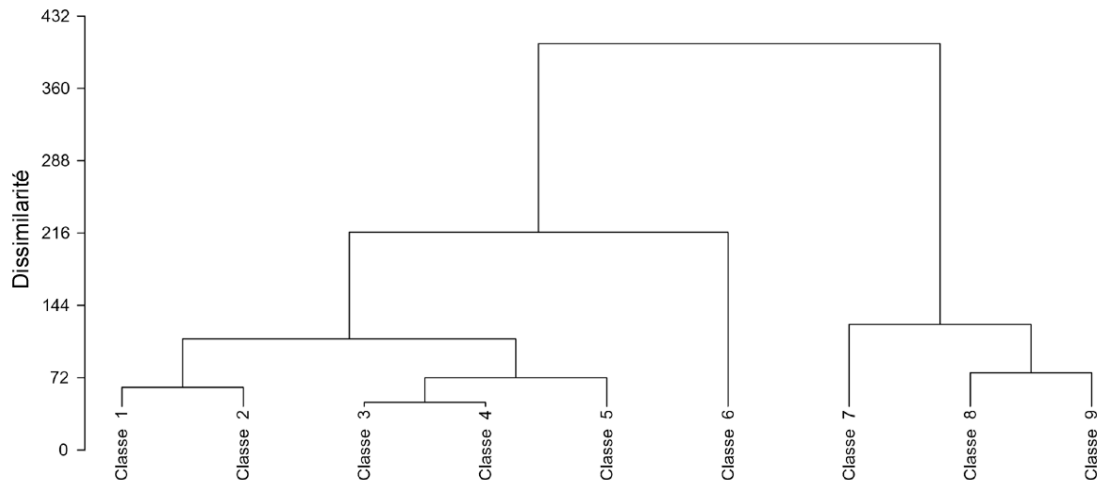


Fig.IV-1: dendrogramme issu de la CAH des 227 bassins élémentaires tronqué au niveau des 9 groupes.

IV.1.2 Régression multilinéaire

La classification obtenue autorise une sélection stratifiée d'un échantillon représentatif de l'ensemble des bassins élémentaires. Nous avons choisi 25% de l'effectif de chacun des 9 groupes, faisant en sorte qu'un maximum de groupes soit représenté à des niveaux de classification élevés. Les 50 bassins ainsi sélectionnés représentent l'échantillon de référence pour le calcul des écoulements de surface. Le modèle distribué à base physique *abc-rwf* simule, sur la période 1992-2000, à l'échelle événementielle, les volumes écoulés à l'exutoire de chacun des 50 bassins (cf. §IV.3.3.2). Les valeurs obtenues représentent le jeu de référence, dit "expérimental", utilisé ultérieurement pour le développement du modèle simplifié *Zarbfhy*. Ici, l'aptitude au ruissellement des bassins est assimilée à un rendement (coefficient d'écoulement), correspondant au rapport entre les volumes précipités et les volumes ruisselés. Ces coefficients d'écoulement calculés à l'échelle événementielle, annuelle et interannuelle (1992-2000) sont notés respectivement K_e , K_a et K_i (cf. §IV.3.6).

Nous avons utilisé ici les K_a et les K_i des 50 bassins de référence pour mettre en évidence des relations simples avec les variables $\{\Phi\}$. Plusieurs régressions linéaires multiples (progressives, avant et arrière) ont été réalisées, avec les 16 variables $\{\Phi\}$ comme variables explicatives des K_a ou des K_i . Les meilleurs résultats sont obtenus avec des modèles linéaires à 6 variables $\{\Phi\}$ (p. ex. pour K_i calculé vs. $\{\Phi\}$, $r^2 = 0,89$ avec des probabilités de corrélation fortuite inférieures à 0.5% pour les 6 variables).

IV.1.3 Analyse et conclusion

Les modèles établis sur le jeu de référence sont utilisés pour prédire les K_a et K_i des 227 bassins élémentaires. La pertinence de la classification vis-à-vis du ruissellement peut

alors être évaluée sur la base du calcul des variances des coefficients d'écoulement. Une bonne classification doit minimiser la variance intraclasse et maximiser la variance interclasse pour aboutir à des groupes homogènes et distants les uns des autres. Le rapport entre la variance interclasse et la variance totale des K_a et K_i confirme que la variance résiduelle (intraclasse) diminue rapidement avec l'augmentation du nombre de classes (p. ex. pour K_i , Fig.IV-2). Une concordance adaptée, entre un nombre de groupes faible et une variabilité interclasse acceptable, est effectivement obtenue pour une troncature à 9 groupes de bassins. (p. ex. avec 77% de la variance interclasse des K_i expliquée par la classification, parmi les 89% expliqués par la régression).

Une classification fondée uniquement sur l'expression de 16 descripteurs physiographiques conduit à une bonne discrimination de l'aptitude au ruissellement des bassins versants élémentaires. Les régressions multilinéaires qui prédisent les coefficients annuels et interannuels à partir des variables, montrent des relations très significatives. La régression linéaire à l'avantage de tenir compte du rapprochement des individus vis-à-vis d'une direction particulière, significative des interactions entre variables, alors que la classification tient uniquement compte de la distance entre les individus. Ces résultats laissent entrevoir la possibilité de construire un modèle beaucoup plus performant fondé sur une prise en compte explicite des variables physiographiques sélectionnées et capable de simuler les coefficients d'écoulement à l'échelle de l'événement. La suite de l'étude de surface est consacrée à l'élaboration d'un tel modèle.

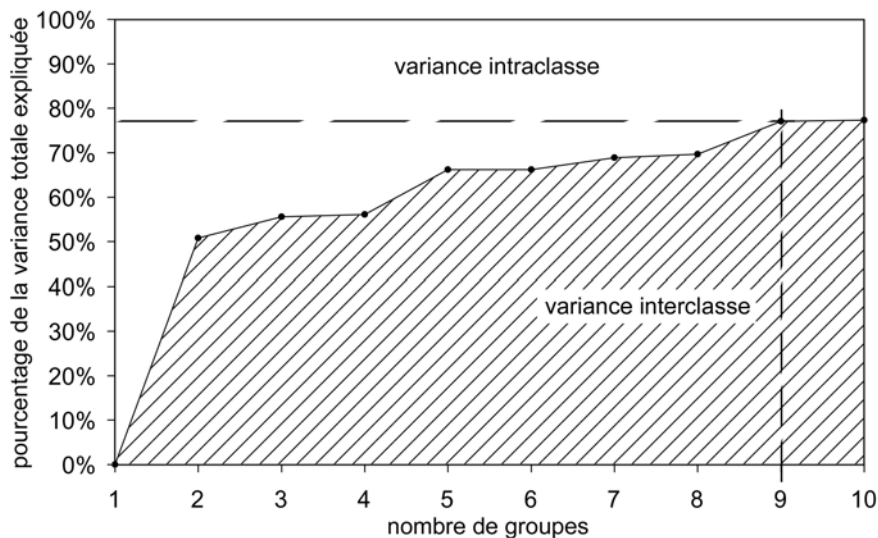


Fig.IV-2: évolution des variances interclasse et intraclasse des K_i (coefficients d'écoulement interannuels sur la période 1992-2000) selon le nombre de groupes de la CAH des 227 bassins versants élémentaires du petit bassin KD.

IV.3 Méthodologie du changement d'échelle

IV.3.1 Objectifs

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §3.1 Objectives)

It is recalled that our purpose for regionalizing catchment runoff at the mesoscale in the KD basin is its eventual coupling with an aquifer model, *i.e.* more specifically to serve as

the core of the runoff-driven groundwater recharge component. The elementary time-scale of interest in this regard is therefore the seasonal scale; space discretisation from a groundwater viewpoint does not generally carry any fine-scale description of detailed surface landscape properties and often is mainly geometry-driven. However, in our particular case, the indirect, point recharge process requires outlets of actual, endoreic, runoff-concentrating catchments to be located and accounted for precisely. In the time dimension, representing event-wise runoff from actual catchments, as Cappelaere *et al.* (2003a; 2003b) pointed out, is a necessary step in this area, even if only the season-scale hydrologic variability of the system under study is of ultimate interest.

The approach to catchment runoff regionalization followed here is to generalize the fine-scale, physically- and spatially- explicit *abc-rwf* catchment model, which was initially tested, validated and tuned on the Wankama catchment, to the population of active catchments (*i.e.*, those concentrating significant runoff water to receiving infiltrating areas) that make up the *KD* basin. This leap in spatial extent and in number of endoreic systems to be handled, calls for upscaling of the original model through the search for a simplified but reliable formulation of its built-in runoff production structure, as it is controlled by catchment and rainfall characteristics, on the basis of an appropriate catchment \times - storm sample. It is also recalled that validation of the regional surface water scheme can only be done indirectly after interfacing with the groundwater model, against the only integrative variable accessible to measurement in this environment that is the water table fluctuation.

The target variable chosen to represent event-wise runoff from a catchment is the runoff coefficient, denoted K_e , defined as the ratio of total runoff volume to total rainfall volume [$L^3.L^{-3}$] per event, and expressed as a percentage (*i.e.*, unit is $\% m^3.m^{-3}$ and is recalled systematically to avoid confusion with other percentage occurrences). Working with runoff coefficient K_e rather than with runoff volume or depth $K_e.P$ as the dependent variable, avoids possible blurring of the rainfall-runoff relationship by its trivial, first-order component that makes runoff volume grow naturally with increasing rainfall. Because the runoff information source for this work is simulated output from the *abc-rwf* model, the expressions "experimental data", "prediction quality", etc., which are normally employed with reference to actual field observations, will refer here to these "virtual observations".

IV.3.2 Le modèle *abc-rwf*

Le modèle *abc-rwf* est une version modifiée de la version publique du modèle physique distribué *r.water.fea*, développé par Vieux et Gaur (1994) pour la simulation d'un écoulement hortonien. Sous-tendu par les mêmes équations fondamentales, il s'agit en fait, du modèle *abc* développé par Cappelaere (Cappelaere *et al.*, 2001), utilisé dans le cas particulier où l'unité spatiale élémentaire est la maille carrée. Il est intégré à l'environnement du SIG *Grass* (USACE, 1993). Comme pour *r.water.fea*, les solutions du couplage entre les équations de Green et Ampt et de l'onde cinématique, sont obtenues dans l'espace par la méthode des éléments finis, et dans le temps par la méthode des différences finies (schéma implicite). Le système différentiel sous-jacent dans *abc-rwf* se présente comme suit (Cappelaere, com. pers.) :

Variables :

- variable forcée : $p(x,t)$, flux de pluie

- variables d'état : $h(x,t)$, hauteur d'eau en surface, et $Z_f(x,t)$, profondeur du front d'infiltration dans le sol
- variables dépendantes : $q(x,t)$ et $i(x,t)$, respectivement flux horizontal et flux vertical vers le sol (ruissellement et infiltration)

Equations de continuité à la surface et dans le sol :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial \tilde{x}} = p - i \\ \frac{\partial Z_f}{\partial t} = \frac{i}{\varepsilon_s - \theta_i} \end{array} \right. \quad (4.1)$$

avec \tilde{x} : abscisse curviligne le long d'une ligne de drainage.

et :

$$q(x,t) = \frac{\sqrt{s(x)} \cdot h(x,t)^{5/3}}{n(x)} \quad (\text{approximation cinématique}) \quad (4.2)$$

ainsi que :

$$i(x,t) = \begin{cases} I(x,t) & \text{si } h(x,t) > 0 \\ \min \left[I(x,t) ; p(x,t) - \frac{\partial q}{\partial \tilde{x}}(x,t) \right] & \text{si } h(x,t) = 0 \end{cases} \quad (4.3)$$

où : n est le coefficient de rugosité hydraulique, dit de Manning ($L^{-1/3} \cdot T$)

s est la pente ($L \cdot L^{-1}$)

ε_s est l'humidité volumique du sol à saturation ($L^3 \cdot L^{-3}$), porosité effective

θ_i est l'humidité volumique du sol avant la pluie ($L^3 \cdot L^{-3}$)

et $I(x,t)$ est la capacité d'infiltration du sol à (x,t) .

Dans *abc-rwf* $I(x,t)$ est calculée par l'approximation de Green et Ampt s'exprimant par une fonction explicite notée ici GA , des variables d'état $h(x,t)$ et $Z_f(x,t)$ et des caractéristiques du sol au point x :

$$I(x,t) = GA(\{param\ sol(x)\}; h(x,t); Z_f(x,t)) \quad (4.4)$$

où $\{param\ sol\}$ représente les paramètres physiques du sol nécessaires au calcul de l'approximation de Green et Ampt, c'est-à-dire : tension capillaire au front d'humectation ψ_f et conductivité hydraulique à saturation K_s .

Le modèle *abc-rwf* a été appliqué au bassin versant de Wankama, sur la période 1992-2000, sans calibration et avec calibration limitée (Cappelaere *et al.*, 2003b, Peugeot *et al.* 2003). Il a ensuite été validé à l'aide des hauteurs d'eau mesurées dans la mare exutoire du bassin. Le modèle non calibré donne des résultats relativement proches des observations. La distribution temporelle des intensités précipitées événementielles s'avère être le facteur principal contrôlant le ruissellement, tandis que l'humidité initiale n'intervient qu'au second ordre (cf. §IV.3.3.1). La calibration concerne trois paramètres scalaires de contrôle sans dimension appelés K , C et M . M est un multiplicateur uniforme des valeurs spatialisées de n (coefficient de rugosité de Manning). K et C sont respectivement des multiplicateurs uniformes des valeurs de K_s (conductivité hydraulique à saturation) des versants et des drains. Les valeurs optimales du jeu des paramètres K , C et M sont respectivement 0,75, 1 et 1,25 (Cappelaere *et al.*, 2003b).

Le modèle *abc* a notamment déjà été appliqué pour l'étude du bassin versant sahélien de la mare de Samniwéogo, au nord du Burkina Faso (Mansour Alhourri, 2000), et couplé au modèle atmosphérique régional, MAR, dans le bassin de la Sirba (Burkina Faso; Messenger *et al.*, 2005).

IV.3.3 Génération du jeu de données

IV.3.3.1 Analyses préliminaires

(Massuel *et al. J.Hydrol.* 2005, soumis: §3.2 Preliminary analyses: sensitivities of physically-based *abc-rwf* model output)

In order to define an appropriate protocol for runoff data generation, prior sensitivity tests have been conducted with the *abc-rwf* model (see description in §IV.3.2), with respect to spatial resolution, input rainfall discretization time-step, and initial soil humidity. These tests have been performed with the existing model for the Wankama catchment, on the series of 213 event hyetographs recorded at the Wankama Mare tipping-bucket rain gauge over the 9-year period 1992-2000, which are applied uniformly over the catchment domain. This data set, as well as all other data and technicalities relative to catchment model operation, are described in detail in Peugeot *et al.* (2003). All spatial information management and processing is done in the GRASS geographical information environment (USACE, 1993).

Spatial resolution. The effect of space-step doubling, from the original 20-m to 40-m, was investigated. The Wankama catchment DEM was resampled at the 40-m resolution to produce the topography-dependent maps needed by *abc-rwf*. All other input maps were obtained by direct 40m-resampling from the corresponding 20-m maps. The 40-m model was run with the optimal parameter set obtained by calibration at the 20-m resolution (Cappelaere *et al.*, 2003b), for the 213 event series of the 1992-2000 period. Differences between the two model outputs remain reasonably small and are very consistent. Comparison of event runoff coefficients through the Nash-Sutcliffe efficiency criterion, with the 20-m resolution as the reference, gives a value of 0.97. There is systematic underestimation by the 40-m model, leading to a global bias of about -14% on the cumulative 1992-2000 runoff. A uniform, linear correction of all 40-m model outputs by a 1.15 factor raises the above Nash-Sutcliffe coefficient to 0.993, while bringing the bias below 1%.

Rainfall discretization time-step. To test the sensitivity of simulated runoff to the rainfall discretization time-step, the Wankama catchment model was run with each of the 213 hyetographs input with the two step values of 1-min and 5-min, successively. This comparison was also performed with all *abc-rwf*-based models built for other catchments in the study area (see §IV.3.3). Differences obtained for all catchment- \times - event simulations are extremely small, with a very slight (< 1.3%) underestimation of runoff when the larger hyetograph time-step is used. Smaller runoff was to be expected for coarser rainfall description. The fact that differences are insignificant relative to model precision means that either resolution can be safely used (only the finest, 1-min step will be used hereafter for all subsequent *abc-rwf* runs). Also, it follows that 5-min hyetographs are likely to be sufficient to describe rainfall in the upscaled *Zarby* model. This is further investigated as explained in §IV.3.4 (parameter t_i).

Initial soil humidity (θ). Besides the storm hyetograph, event runoff also depends on the initial moisture status of the catchment; the latter only is a second-order factor in this

Sahelian environment. Working on event rainfall-runoff data for eight small watersheds distributed over the Sahelian strip, Ribstein (1992) could not detect any influence from previous rainfall except for the two largest (up to 100 km²) and wettest catchments, which were the only ones that displayed some baseflow at certain periods (an unknown feature in our study area, as well as in a major portion of the Sahel). In their model of the Wankama catchment, Cappelaere *et al.* (2003b) and Peugeot *et al.* (2003) built an antecedent-precipitation index (API) calibrated on soil humidity observations to estimate the soil water content at the initiation of each storm. This variable, expressed as percentage of soil saturation, ranged between 0 and 56% over the 1992-2000 period, with a mean of 19.4% and a standard deviation of 13%. For the purpose of the present study, tests have been conducted with the Wankama model, consisting in running the 213 rain series with a single, uniform initial humidity value for all events, and in comparing runoff results with the original outputs obtained by model initialization with the API method. The input humidity value was varied from 0 to 60% of saturation with a 5% step, except in the 15-25% range where the step was 1%. In least-square sense, the 20%-saturation value was the one found to best match the outputs of the API-initialized model, at all time scales (event, annual, interannual): Nash-Sutcliffe efficiencies are 0.995 at the event scale (*i.e.*, 5 ‰ residual variance) and 0.984 at the annual scale (16 ‰ residual variance). Neglecting the API-simulated variations of initial moisture status leads to relative (*i.e.*, normalized by mean for given time-scale) quadratic-mean errors on Wankama runoff volume of approximately 15%, 3% and 3‰ at the event, annual and interannual time scales, respectively. The extremely small last figure indicates that invariant model initialization with the optimal 20% relative soil humidity produces an essentially bias-free estimate of original catchment runoff. Because of the rather small errors entailed, especially at the target time scales (annual & interannual) and of the simplifications brought to runoff regionalization by ignoring this small effect, a constant initial saturation percentage of 20% is applied in this study.

IV.3.3.2 Modélisation du jeu de bassins

Le jeu de données de ruissellement de référence est généré à partir de la modélisation par *abc-rwf* à la résolution de 40 m, de l'échantillon des 50 bassins élémentaires du petit bassin *KD*, issu de la classification (cf. §IV.1.1 et §IV.1.2, Massuel *et al.*, 2003b).

Nous utilisons la version calibrée du modèle avec les valeurs des paramètres *K*, *C* et *M* énoncées au paragraphe précédent (IV.3.2). La procédure suivie est la même que celle décrite par Peugeot *et al.* (2003). Les cartes générées sous l'environnement Grass (USACE, 1993) au chapitre précédent, interviennent directement dans la mise en œuvre du modèle à la résolution de 40 m. Il s'agit d'extraire pour chaque bassin :

- les données géométriques :
 - délimitations des contours (*bv*),
 - réseaux de drainage (carte *drain*),
 - pentes (carte *pentpc*),
 - directions de drainage (carte *dir drain*),
 - accumulations (carte *accudrain*),
 - largeurs de ravines (d'après la carte *largrav*),
- les paramètres d'infiltration :
 - conductivités hydrauliques à saturation, K_s (d'après la carte *Ksat*),
 - humidités initiales du sol (θ) (cf. §IV.3.2),

- porosités du sol (ε),
- succions hydrauliques initiales du sol (ψ_f),
- les paramètres de transfert :
 - rugosités hydrauliques, n (d'après la carte *mannning*),

Les drains représentent des singularités importantes dans le cheminement du ruissellement. Plusieurs études ont montré la nécessité de prendre en compte explicitement le rôle des drains dans les études hydrologiques des bassins versants en zone aride ou semi-aride (Ye *et al.*, 1997 ; Martin-Vide *et al.*, 1999 ; Estèves et Lapetite, 2003). Le fond sableux et la hauteur d'eau parfois importante favorisent l'infiltration (cf. §II.5.1). La rugosité hydraulique est également plus faible que sur les versants. Les mesures *in situ* donnent des valeurs respectives pour n et K_s de $0.03 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ et $450 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Chow, 1959 ; Estèves, 1995). De façon à attribuer aux drains les valeurs spécifiques de n et de K_s , les cartes *mandrain* et *Ksatrain* sont créés par croisement avec la carte *drain*.

Le fond du kori de Dantiandou se distingue fortement des autres drains par sa surface colmatée et ses largeurs parfois très étendues. En conséquence, une capacité d'infiltration nulle et une largeur uniforme de 10 m (au lieu du maximum de 2,30 m pour les autres drains, cf. §III.1.2.2) lui sont attribuées par modification des cartes *Ksatrain* et *largrav*. Un test (modélisation) sur un échantillon de 9 bassins versants chevauchant le kori a été réalisé avec des largeurs fictives de 2, 10, 50 et 100 m. Les valeurs supérieures à 10 m n'influencent pas significativement le calcul du ruissellement (écart inférieur à 4% sur les volumes ruisselés totaux entre 10 et 100 m sur la période 1992-2000). Les paramètres K, C et M sont appliqués aux cartes *Ksat*, *Ksatrain* et *mandrain*. Les valeurs de ε et de ψ_f sont estimées uniformes sur le bassin, invariantes dans le temps et respectivement égales à 27% et 20 cm (Peugeot, 1995).

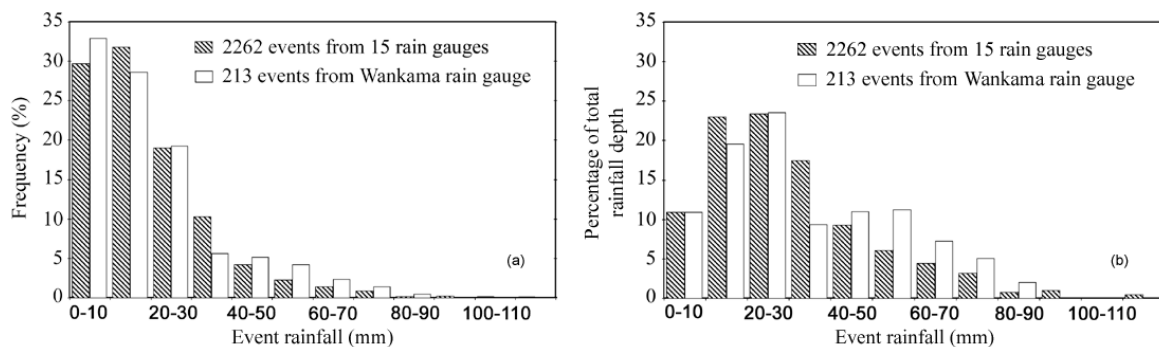


Fig.IV-3: représentativité statistique, sur la période 1992-2000, de la série de pluie de Wankama (blanc) par rapport aux 15 stations du réseau de méso-échelle de la zone d'étude (hachures). (a) histogramme des fréquences des hauteurs de pluie événementielle par classes de 10 mm; (b) contribution relative des classes de hauteurs événementielles au total sur les 9 années.

Les 213 hyétogrammes événementiels qui constituent le jeu de pluies de référence (cf. §III.2.1.3) ont été introduits séparément et de manière spatialement uniforme dans chaque modèle de bassin (au pas de temps de 1 min). Le jeu de pluies référence a été comparé à la totalité des événements des 15 stations du réseau AMMA-Niger, afin d'illustrer la représentativité statistique de la distribution, sur la période (1992-2000) et sur la zone d'étude, des valeurs ponctuelles du jeu de référence (Fig.IV-3). Au regard des histogrammes des

fréquences (Fig.IV-3a) et de la contribution à la pluie totale (Fig.IV-3b), les 213 événements enregistrés à la station de Wankama représentent un échantillon correct de la banque de données que constituent les 2262 événements de la zone d'étude pour la période 1992-2000.

IV.3.3.3 Résultats

Pour chaque événement simulé, nous retenons comme résultats les valeurs du coefficient d'écoulement événementiel K_e (cf. §IV.3.1). La pluie totale événementielle P est également retenue, ce qui permet de convertir les K_e calculés en lame ou en volume d'eau. Pour simplifier, les valeurs issues des K_e sont considérées par extension comme étant le ruissellement "expérimental".

La variabilité de la réponse du jeu de 50 bassins versants est forte. Les lames moyennes annuelles simulées sur la période 1992-2000 varient de 13 à 78 mm (Fig.IV-4). Les valeurs maximums des K_e varient de 19 à 52% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). La production de ruissellement débute à partir d'une pluie totale événementielle minimum de 10 à 40 mm. Parallèlement, le déficit de ruissellement maximum, représentatif de la capacité de stockage des bassins, varie de 50 à 75 mm.

Les valeurs calculées des coefficients d'écoulement annuel K_a ou des coefficients d'écoulement interannuel K_i sont cohérentes avec la typologie des bassins versants élémentaires (§IV.1.3).

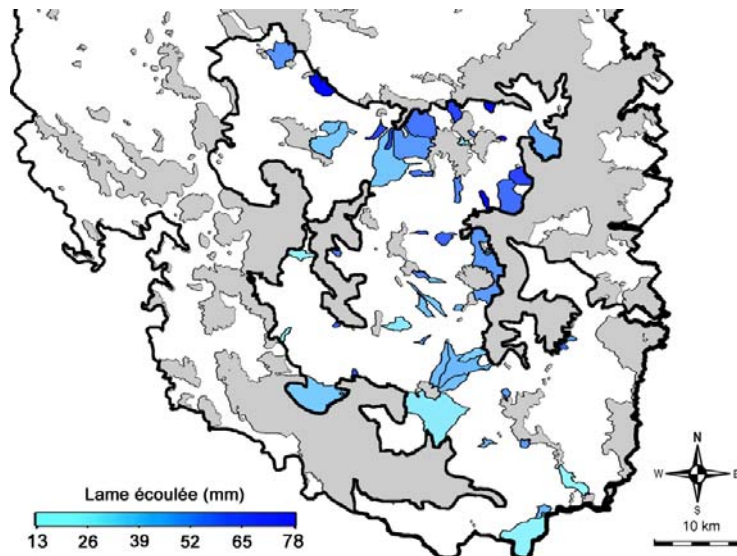


Fig.IV-4: lames moyennes annuelles simulées avec abc-rwf pour le jeu de 50 bassins de référence sur la période 1992-2000 (en gris : les plateaux).

IV.3.4 Variables prédictives

En accord avec le modèle *Zarbfy* souhaité, les variables prédictives prennent une valeur scalaire pour un bassin versant ou un événement pluvieux, décrivant les propriétés globales de chacun d'eux.

IV.3.4.1 Descripteurs des bassins versants

Les descripteurs des bassins versants sont représentés par les 16 descripteurs physiographiques, identifiés comme résumant l'essentiel de l'information sur l'aptitude au ruissellement de chaque bassin (§IV.1.1). Une définition succincte de chacun d'entre eux est proposée ci-après avec le nom de variable qui leur a été attribué. Le Tab.IV-1 détaille quelques valeurs statistiques rencontrées sur les 227 bassins élémentaires du petit bassin *KD*.

Aire

La surface est calculée à partir du nombre de mailles (40 x 40 m) occupées par le bassin élémentaire. La variable *aire* ainsi définie est exprimée en m². Les valeurs de cette variable pour les 377 bassins élémentaires du bassin *KD* ont été présentées au chapitre précédent (§III.1.2.5d).

Altitude

La variable *alt* est la moyenne des altitudes de chaque maille d'un bassin élémentaire, calculée à partir du MNT. L'unité de la variable est le m. Sur l'échantillon réduit des 227 bassins élémentaires du petit bassin *KD*, la distribution quasi gaussienne des altitudes moyennes s'étend de 204 à 265 m, avec une valeur moyenne par bassin de 235 m. *alt* est représentative de la position du bassin dans la toposéquence (talus, bas fond etc.)

Distance à l'exutoire

La variable D_m représente la longueur de drainage maximale, selon la carte des directions de drainage, pour atteindre l'exutoire du bassin élémentaire. Cette longueur de drainage maximale, exprimée en m, est calculée à partir du nombre de mailles parcourues suivant la direction de l'écoulement (40 m en sens orthogonal, $40 \times 2^{1/2}$ m en sens oblique) par la commande Grass *r.bc* (Cappelaere, 2001).

Distance à l'exutoire et aire

La variable D_a est le rapport entre la longueur de drainage maximale et l'aire du bassin élémentaire. Exprimée en m⁻¹, D_a est représentatif de la compacité d'un bassin versant. En effet, plus D_m est grand devant *aire*, et plus, *a priori*, le bassin est allongé.

Etats de surface

La définition des variables relatives aux états de surface a été réalisée au regard de la nature des classes, et donc de leurs propriétés hydrodynamiques associées. Parmi les classes *CETP* (§III.1.3), en dehors des plateaux latéritiques, trois grandes familles ont été distinguées:

- classe 2 : versants dégradés, cuirasse, nommée C_s ,
- classes 5 et 6 : culture, nommée C_u ,
- classes 1 et 3 : savane (ou jachère), nommée S_a .

Les variables C_s , C_u et S_a représentent la proportion relative de chaque famille par rapport à la surface totale du bassin élémentaire. Elles sont exprimées en pourcentage ($L^2.L^{-2}$) et renseignent sur l'aptitude du bassin à transférer le ruissellement.

Rugosité

Pour un bassin élémentaire, un coefficient de rugosité de Manning moyen est calculé à partir des valeurs associées aux états de surface dans la classification *CETP* (Tab.III-4). La variable nommée *man* est exprimée en m.^{-1/3}.s.

Pente

La variable *pent* représente la moyenne des pentes de chaque maille d'un bassin élémentaire. Elle est calculée en pourcentage du dénivellement ($L.L^{-1}$).

Les variables P_{10} , P_{25} , P_{50} , P_{75} et P_{100} représentent la pente moyenne calculée sur les mailles situées respectivement entre 0-10%, 10-25%, 25-50%, 50-75% et 75-100% de D_m . Les 5 variables traduisent une approximation du profil en long spatialisé d'un bassin élémentaire.

Drains

Selon le croisement des cartes *drain*, *dirdrain* et *largrav*, à chaque maille *drain* est attribué le sens de l'écoulement permettant le calcul de la longueur du parcours sur la maille (*id. supra*) et la largeur de la ravine sur la maille. L'aire du drain sur chaque maille est le produit des deux grandeurs. L'aire totale occupée par les ravines d'un bassin élémentaire est exprimée en m^2 par la variable *rava*.

Drains et aire du bassin

La surface occupée par les drains rapportée à la surface totale du bassin est décrite par la variable *ravas*. Elle est exprimée en pourcentage ($L^2.L^{-2}$).

Tab.IV-1 : récapitulatif des 16 descripteurs physiographiques et statistiques sur les 227 bassins élémentaires du petit bassin KD.

<i>symbol</i>	<i>définition</i>	<i>min</i>	<i>moy.</i>	<i>max</i>	<i>unité</i>
<i>Aire</i>	surface totale	0,13	3,48	52,55	km^2
<i>Alt</i>	altitude moyenne	204	235	265	m AMSL
<i>Cs</i>	surface sols dégradés/surface bassin	0%	12%	59%	$m^2.m^{-2}$
<i>Cu</i>	surfaces cultivées/surface bassin	5%	30%	75%	$m^2.m^{-2}$
<i>Da</i>	$D_m \cdot Aire^{-1}$	0,031	0,184	0,644	m^{-1}
<i>Sa</i>	surfaces savane/surface bassin	11%	58%	95%	$m^2.m^{-2}$
<i>Dm</i>	distance maximale à l'exutoire	602	3125	18886	m
<i>Man</i>	coefficient de rugosité de Manning moyen	0,063	0,130	0,164	$m^{-1/3}.s$
<i>Rava</i>	surface des drains	0	4783	31861	m^2
<i>Ravas</i>	$Rava \cdot Aire^{-1}$	0,0%	0,2%	1,0%	$m^2.m^{-2}$
<i>Pent</i>	pente moyenne	0,1%	1,7%	3,7%	$m.m^{-1}$
<i>P10</i>	pente calculée sur la surface pour laquelle : 0 < distance à l'exutoire $\leq 0.10 D_m$	0,0%	1,1%	4,9%	$m.m^{-1}$
<i>P25</i>	pente calculée sur la surface pour laquelle : 0.10 D_m < distance à l'exutoire $\leq 0.25 D_m$	0,0%	1,4%	4,3%	$m.m^{-1}$
<i>P50</i>	pente calculée sur la surface pour laquelle : 0.25 D_m < distance à l'exutoire $\leq 0.50 D_m$	0,0%	1,6%	3,6%	$m.m^{-1}$
<i>P75</i>	pente calculée sur la surface pour laquelle : 0.50 D_m < distance à l'exutoire $\leq 0.75 D_m$	0,1%	1,7%	4,4%	$m.m^{-1}$
<i>P100</i>	pente calculée sur la surface pour laquelle : 0.75 D_m < distance à l'exutoire $\leq D_m$	0,0%	2,0%	7,1%	$m.m^{-1}$

IV.3.4.2 Descripteurs de la pluie événementielle

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §3.4 Predictor variables- Synthetic event-rainfall descriptors)

Besides total event rainfall P (mm), two other synthetic descriptors that account for within-event rainfall intensity distribution, are considered (intensity refers here to very short time resolutions t_i , in the order of minutes). It has already been demonstrated that appropriately defined, intensity-related synthetic variables can be very effective in discriminating runoff volumes (e.g.: Peugeot et al., 2003). The two intensity-related variables considered here, named for convenience the "vertically-truncated" and the "horizontally-truncated" rain depths (mm) and denoted $P_v(i_{min}, t_i)$ and $P_h(i_{min}, t_i)$ respectively – where i_{min} is a certain intensity threshold, over a given time-step t_i – are precisely defined as follows (see Fig.IV-5), for a given raw event hyetograph $p(t)$:

- (i) $P_v(i_{min}, t_i)$ is the depth of rain precipitated at t_i -long intensities equal to or greater than threshold i_{min} , and is computed as the sum of all rain intensities of at least i_{min} in the event t_i -hyetograph ($p(t)$ resampled with t_i time-step), multiplied by hyetograph time-step t_i ;
- (ii) $P_h(i_{min}, t_i)$ is the sum of all positive residual intensities after the t_i -hyetograph has been uniformly cut by the value i_{min} , multiplied by t_i .

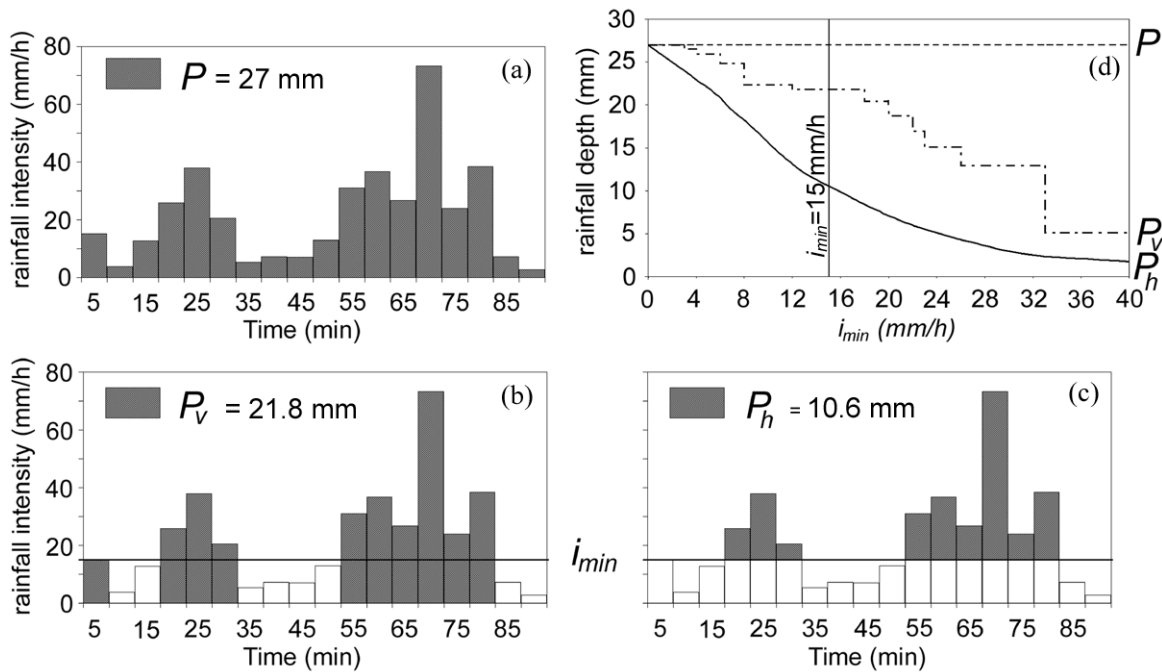


Fig.IV-5: Synthetic event-rainfall descriptors, P , P_v and P_h (mm): (a) sample t_i -hyetograph (raw record $p(t)$ resampled here at $t_i = 5$ min timestep) and total event rain-depth P ; (b) and (c) "vertically-" and "horizontally-" truncated rain-depths P_v and P_h , respectively, for given intensity threshold i_{min} (15 mm/h in $t_i = 5$ min, in present case); (d) typical shape of $P_v(i_{min})$ and $P_h(i_{min})$ functions.

It follows that $P_h < P_v \leq P$ for any event and any non-zero i_{min} . The vertically-truncated rain depth P_v was successfully used by Peugeot (1995) and Peugeot et al. (2003) in the study area, with a threshold value i_{min} of 20 mm/h and $t_i = 5$ min. We introduce the horizontally-truncated depth P_h for the present study, because its value is less sensitive to threshold selection: for any given event $p(t)$, $P_h(i_{min})$ is a smooth, continuous function of i_{min} , whereas $P_v(i_{min})$ is a

discontinuous, stair function (Fig.IV-5d). This latter undesirable threshold effect is thought to be liable to add noise to the rainfall-runoff relation sought. Also, the P_h definition is felt conceptually more consistent with the original idea of thresholded rain depth, in which the intensity truncation acts as some sort of soil infiltration mechanism: infiltration can occur throughout the rain duration, including time steps with high rain intensity (please note however, as will be evidenced later, that neither is P_h meant to actually represent the so-called net rainfall, defined as runoff depth). Both formulations are considered for comparison in the analysis, and so are various values for the i_{min} intensity threshold (ranging from 5 mm/h to 25 mm/h) and for the hyetograph time-step t_i (1-minute and 5-minute). Spatially-uniform parameters over the mesoscale domain are preferred, since catchment-independence simplifies both *Zarbfhy* model development and eventual operation on large numbers of catchments over long simulation periods; as shown in §IV.4.3, excellent performances are obtained with this parameterisation scheme, which is therefore retained. Irrespective of its final expression (§IV.4.3), this rainfall filtering module is denoted f_0 in the following.

IV.3.5 Recherche de la forme générale du modèle *Zarbfhy* (modèle hydrologique des bassins du pays Zarma)

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §3.5 General form sought for Zarbfhy model)

Because the regional rainfall-runoff relationship is necessarily non-linear, there are many possible model formulations that could be contemplated, for downstream chaining to the f_0 rainfall filter. Given this multiplicity of possible forms, we chose to separate catchment and rainfall variables, and to construct the full model, f , by nesting submodels working with one or the other of these two groups of variables, respectively. More precisely, the idea is to first seek a general, necessarily non-linear submodel f_1 for the rainfall-runoff relationship in any given catchment, *i.e.*, doing so independently for each catchment, with the constraint that it should have the same mathematical formulation, albeit different parameter values, for every catchment. Hence, only rainfall predictor variables are involved up to here, denoted $\{P\}$ with braces $\{..\}$ standing for a vector, and themselves produced by the f_0 module (Fig.IV-6a). A formulation of f_1 with few parameters (say 3-4 at most, given that there are 213 "experimental" events) is desirable. Then, a submodel f_2 predicting the values of the above parameters (hereafter denoted $\{Params_{f_1}\}$) from those of the catchment descriptors $\{\Phi\}$ is to be produced (Fig.IV-6b). Linear formulations will be favoured for this latter model component, but may not suffice. Here again the parameter number should be kept as low as possible, in coherence with the data set size (50 catchments).

This is summarized by the following symbolic expressions: the full model is

$$\begin{aligned} K_e [p(t), \{\Phi\}] &= f [p(t), \{\Phi\}, \{Params\}] \\ &= f_1 [f_0 [p(t), \{Params_{f_0}\}], f_2 [\{\Phi\}, \{Params_{f_2}\}]] \end{aligned} \quad (4.5)$$

where:

$$\{P\} = f_0 [p(t), \{Params_{f_0}\}] \quad (4.6a)$$

$$K_e [\{P\}, Catchment C] = f_1 [\{P\}, \{Params_{f_1}(C)\}] \quad (4.6b)$$

$$\{Params_{f_1}(C)\} = f_2 [\{\Phi(C)\}, \{Params_{f_2}\}] \quad (4.6c)$$

$\{Params_{f_i}\}$ designates the set of parameters for module f_i , while $\{Params\}$ materializes parameters for the full model f , *i.e.* the union of $\{Params_{f_0}\}$ and $\{Params_{f_2}\}$; please note that $\{Params_{f_1}\}$ are catchment-dependent, and that a module (*e.g.*, f_2) may output a vector.

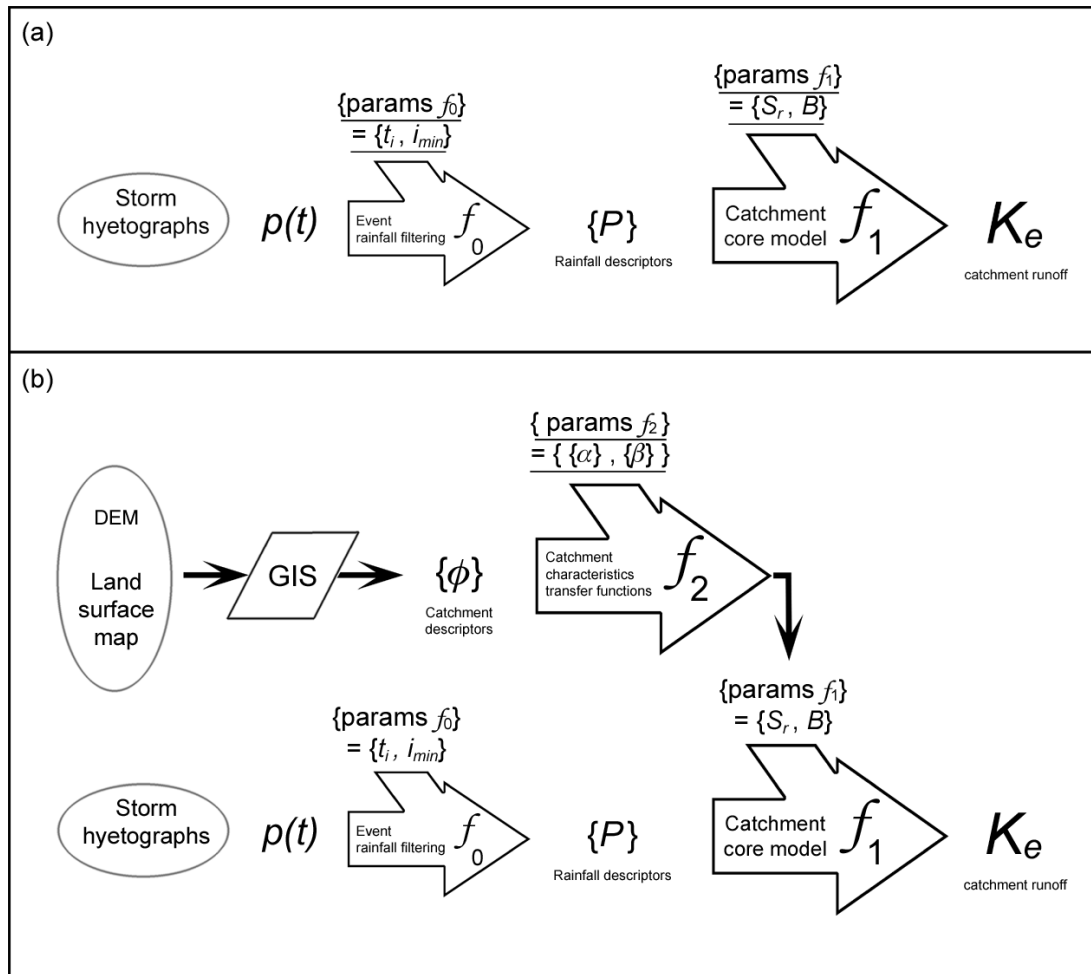


Fig.IV-6: Zarfhy model construction scheme: (a) single-catchment f_0 of f_1 submodel; (b) full, multi-catchment model f ; (underscoring indicates active parameter subsets in two successive, partial and global identification steps of §IV.4.3 and §IV.4.5-§IV.4.6, resp.).

IV.3.6 Stratégie d'Identification et de validation du modèle

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §3.6 Model identification/validation strategy)

Model identification covers here both (i) the selection of input variables, acting according to some given functional model form, and (ii) the calibration of associated model parameters; it may alternatively be shortened as "calibration" in the following. There are several possible approaches to identification for a nested model of the kind depicted by Equations (4.5) and (4.6) (a to c). The model subset f_0 of f_1 can be identified separately in a first step on an individual catchment basis (Fig.IV-6a), with f_2 being then identified to match values of the f_1 submodel parameters $\{Params_{f_1}(C)\}$ produced by the first step. Or else the full model (*i.e.*, $K_e[p(t), \{\Phi\}] = f[p(t), \{\Phi\}, \{Params\}]$) (Fig.IV-6b) can be identified directly, without consideration for submodels. Both methods are investigated in our study. Best, "top-line" K_e -prediction performance, on all or on any part of the 50 "experimental" catchments, should be obtained with the partial, single-catchment model f_0 of f_1 alone:

$$K_e[p(t), Catchment C] = (f_0 \circ f_1)[p(t), \{Params_{f_0 \circ f_1}(C)\}] \quad (4.7)$$

(where $\{Params_{f_0 \circ f_1}\} = \{Params_{f_0}\} \cup \{Params_{f_1}\}$), and identified separately for each catchment on its own. Comparing it with the predictive performance of the overall, multi-

catchment model $K_e [p(t), \{\Phi\}]$ gives an indicative uppermost limit for possible improvement of the latter. The method of global, direct identification of the fully nested f structure is the one that is most likely to give best ultimate predictive performance for the overall, regionalized model $K_e [p(t), \{\Phi\}]$. More details on the implemented identification strategies are given in §IV.4.3 and §IV.4.5.

Evaluation criteria (see *mathematical definitions in Appendix*). Performance refers to the ability of anyone of the above two models, $f_0 \circ f_I$ and f , to match the values of the runoff coefficient K_e produced by the original, physically-based *abc-rwf* model, for the whole dataset or for some subset, *i.e.*, for a number of catchments and storm events. Several performance evaluation criteria need to be considered here. Any of the identification steps carried out is driven by an event-scale criterion, for the reasons underlined by Cappelaere *et al.* (2003a; 2003b), and already recalled earlier (*Objectives* subsection §IV.3.1). Event-wise non-linear least-square identification is achieved by maximization of Nash-Sutcliffe's efficiency criterion (denoted F in the sequel), which is equivalent to minimizing the quadratic-mean error (QME) often called root mean-square error. Maximum absolute error (MXE) is monitored as well. Secondly, model performances at the seasonal (annual) and inter-annual scales must be closely looked at, since those are the study's ultimate target time scales. Again the quadratic-mean and maximum errors together with Nash-Sutcliffe's efficiency F are computed to monitor performance at these longer time scales. To distinguish between the various time scales used in computations of the F , QME , or MXE criteria, subscripts "e", "a", or "i", will be applied to these symbols to denote event, annual, or interannual scales, respectively.

Sample management. In order to allow for proper model validation by sample-splitting, it was decided to use only some 70% of the data set for identification steps, and to keep the remaining 30% for test/validation. Please note that this only applies to the full, nested model f (Eq.4.5) that includes both catchment and rainfall predictors; since none of the elemental f_i components nor the partial, single-catchment $f_0 \circ f_I$ submodel are themselves to be used for predictions, but only, when separately calibrated, to serve as references, there is no need for actual, distinct split-sample testing of these basic model components. The full data set consists of the 10650 (=213×50) K_e -outputs from the *abc-rwf* model (§IV.3.3), with corresponding values of predictor variables. The 30% entries put aside for validation could have been drawn at random directly out of that whole data set. However, in order to maximize representativeness of both the calibration and the validation subsets, stratified sampling was preferred. The same 30% proportion was drawn separately among catchments and rain-events (that is to say, 64 events out of 213, and 15 catchments out of 50, leading to the distribution of Tab.IV-2), with these separate catchment and rainstorm samplings being themselves stratified. Massuel *et al.* (2003a)'s already-cited catchment typology (Section §IV.2) was used for catchment stratification. As for storm clustering, "horizontally-truncated" rain-depths $P_h(i_{min}=20\text{mm/h in 5 minutes})$ were classified for equal-count classes, leading to 19 classes of non-nil P_h values, with 10 events each, and a 20th class of 23 events with zero P_h value. In each catchment or storm class, 30% of individuals were drawn, *e.g.*, for the storms: 3 in each equal-count, non-null P_h class, and 7 in the 20th class of null- P_h events. Tab.IV-2 shows that in fact, thanks to this sampling strategy, identification will actually be performed using, for so-called "calibration" data, only about half the original, raw dataset of 10650 individuals, the remaining half (5435 data) being used for test/validation. Performances in validation will be computed both for the full validation set of 5435 individuals, and also separately for the smaller subset, called the "reduced validation set", of the 960 individuals that are completely independent from "calibration" data, since they were produced with catchments (15) and

storms (64) that are all devoted to validation solely. In the evaluation criteria symbols, namely F , QME , and MXE , the underlying data sample will be made explicit by use of a superscript "c", "vf", or "vr", or still by underscoring, in order to designate the "calibration", "full validation", "reduced validation", and entire data sets, respectively. When none of these four tags, but the character string "(C)" is used, this means that the criterion is computed for a single catchment C only (and all 213 storms). Please note that just about any subscript -x- superscript (or equivalent, *i.e.*, underscore or (C) !) combination is meaningful (see Appendix), except for subscript "i" with superscript "(C)" since only a single value sample would be involved in that case.

Tab.IV-2: Sample-splitting counts for model identification (denoted here "calibration") and validation.

	35 calibration catchments	15 validation catchments
149 calibration rainy events	5215	2235
64 validation rainy events	2240	960

calibration set (5215 data)
 full validation set (5435 data)
 reduced validation set (960 data)
 } total = 10650 data

IV.4 Résultats et discussion

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §4 Results and discussion)

Here are the simulation output ranges for the so-called "experimental" runoff coefficients obtained, as described in §IV.3.3, with the *abc-rwf* catchment model over the 50-catchment sample: at event scale, the 10650 K_e values range from zero up to some 52 % ($m^3 \cdot m^{-3}$); the annual coefficient K_a varies from a minimum of 0.5% to a maximum of 22% for all 450 catchment -x- year combinations; the 1992-2000 interannual runoff coefficient K_i ranges between 2.7 and 16.3% over the 50 catchment situations, showing the large variability of configurations represented by the catchment sample.

IV.4.1 Sélection du filtre de pluie, f_0

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §4.1 Selecting rainfall filter, f_0 : compared efficiencies of synthetic event-rain descriptor types (P , P_v and P_h) for individual rainfall-runoff relationships)

In this subsection, the truncated event rain-depths P_v and P_h are computed with an intensity truncation threshold i_{min} of 15 mm/h taken at the 5-minute time step (t_i). Very similar results would be displayed with the other values of threshold and time step considered in this study (§IV.3.4). Fig.IV-7 shows, for the sample Kafina catchment with the 213 storm events, the "experimental" relationships between the runoff coefficient K_e (that is, computed by the *abc-rwf* model) and the three synthetic event-rain descriptors P , P_v , and P_h , respectively (with above values for hyetograph truncation parameters t_i and i_{min}). In this order, the graphs show decreasing dispersion around a main trend behaviour. A similar finding is obtained for all 50 catchments investigated. It can then be concluded that the "horizontally-truncated" P_h is

the best single event-rain descriptor (among those considered), if only a single variable is to be used for rainfall description. Hence, the event rainfall filter f_0 will produce this P_h synthetic rainstorm descriptor out of any given raw event hyetograph $p(t)$: the expression $\{P\}$ in Eq.(4.6a-4.6b) of the nested model functions f_0 of f_I (§IV.3.5) will, from now on, refer to this "horizontally-truncated" event rain-depth P_h only, *i.e.*, will simplify to a scalar variable $\{P\}=P_h$.

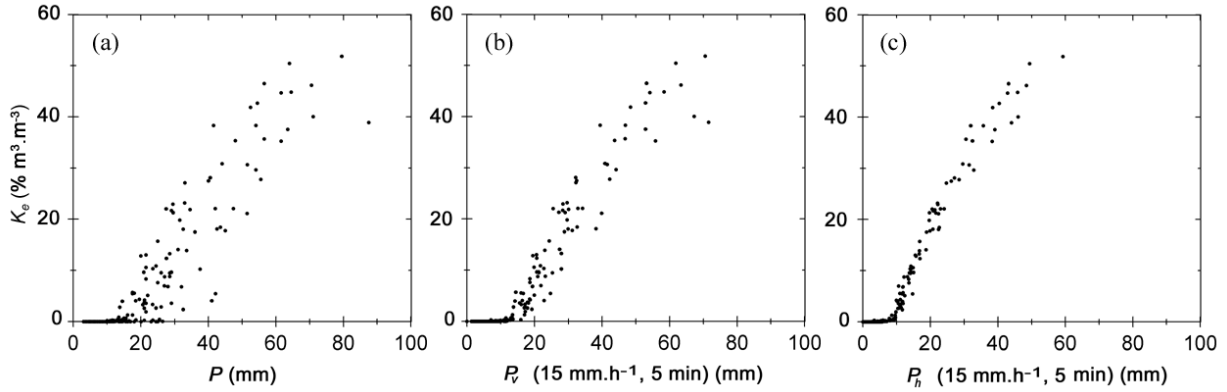


Fig.IV-7: "Experimental" event runoff coefficient K_e (output from abc-rwf model) for Kafina catchment, versus three synthetic event-rainfall descriptors, namely: (a) total even rain-depth, P ; (b) "vertically-truncated" rain-depth, P_v ; (c) "horizontally-truncated" rain-depth, P_h . All rain-depths in mm; threshold intensity for hyetograph truncation, i_{min} , is 15 mm/h in $t_i = 5$ min.

IV.4.2 Choix d'une formulation pour le modèle pluie-débit par bassin versant, f_1

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §4.2 Choosing formulation for single-catchment rainfall-runoff model component, f_1)

When drawing the "experimental" K_e -to- P_h scatterplot for each of the 50 catchments (again with $i_{min} = 15$ mm/h at 5-min time-step), a relationship with an overall shape that is very similar to that of Fig.IV-7c is obtained in all 50 cases. Two ranges of P_h values can be clearly distinguished: one giving zero or very tiny runoff K_e for low P_h values, the other one, for higher P_h , within which K_e grows quite regularly with increasing P_h . This general behaviour was initially sketched using a piecewise linear model made of a null K_e stretch, up to some P_h threshold denoted $S_r(C)$ for catchment C , followed by a straight-line segment making K_e grow linearly with P_h , from $K_e = 0$ for $P_h = S_r(C)$ up to some fixed, uncalibrated ceiling value. This very simple, parameter-parsimonious formulation turned out to produce very good results, though slightly below those from the one ultimately retained. The latter consists in a modified, SCS-like (Mockus, 1964) expression, written:

$$K_e[\{P\}, Catchment C] = 100 \cdot \frac{(P_h - S_r(C))^2}{P_h \cdot (P_h + B(C))} \quad \text{if } P_h > S_r(C) \quad (4.8)$$

$$= 0 \quad \text{if } P_h \leq S_r(C)$$

where $B(C)$ and $S_r(C)$ are two catchment-dependent parameters, the latter having the same meaning as above. Eq.(4.8) is described as being SCS-like because it bears some obvious resemblance with the functional form of the SCS expression. Please note however that the original SCS model is built on a conceptualization of runoff production (proportionality of runoff and storage for any given storm with respect to their potential values, after abstraction of a constant runoff-initiating depth from both rainfall and storage) that cannot be applied to the above representation, since the latter uses as input a variable different from the actual precipitated depth, more precisely some intensity-dependent reduction of it. Its suitability to represent the $K_e(P_h)$ relationship arises from its ability to closely fit the general and local geometry specifics of the S-shaped trend "observed" for that relationship. The issue of comparability with the actual SCS model is further discussed when submodel parameters are evaluated, in next subsection §IV.4.3.

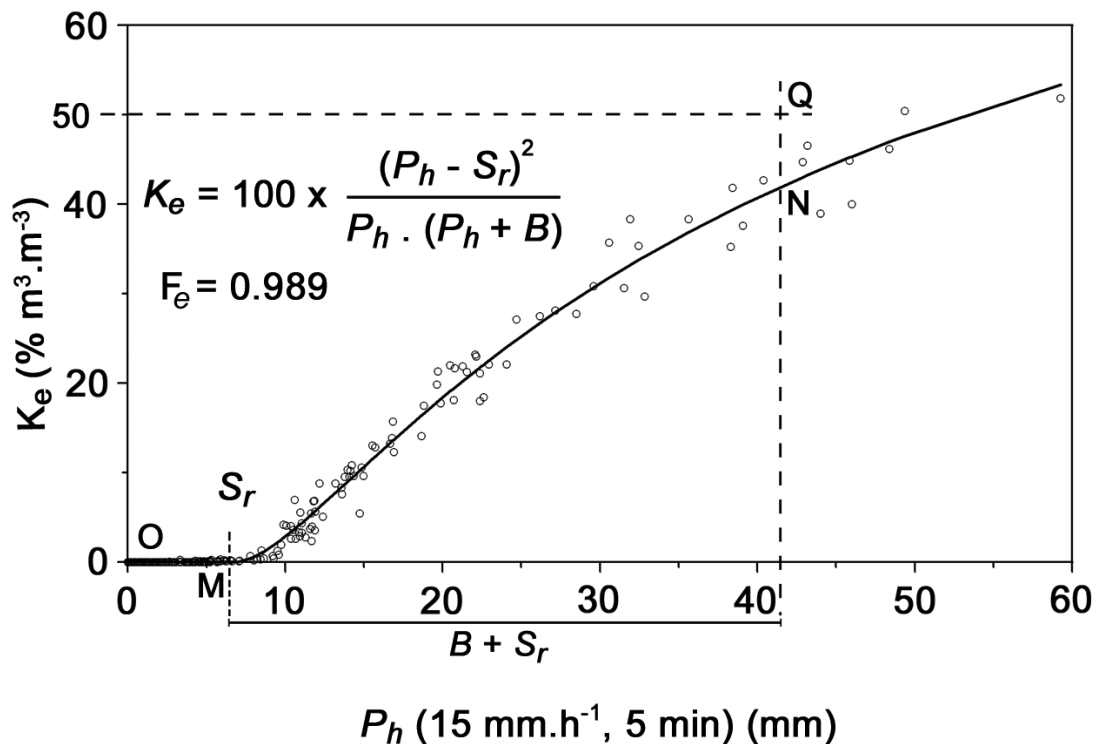


Fig.IV-8: Application of 2-parameter, catchment-wise rainfall-runoff submodel, f_1 , to Kafina catchment data. Fitted parameter values are $S_r = 6.7$ mm and $B = 28$ mm. (Note that any catchment curve of given S_r and B can be quickly sketched by easily plotted points M and N with respective abscissa S_r and $B+2S_r$, given that line segments MN and OQ are parallel when Q 's ordinate is 50%).

Eq.(4.8) gives the formulation of function f_1 in Eq.(4.6b), where $\{Params_{f_1}(C)\}$ is the parameter vector $\{S_r(C); B(C)\}$. It is simple and also very parsimonious (two parameters per catchment, well within the a-priori bound suggested in §IV.3.5 with regard to the amount of calibration data), and suits well the general S-shape of the (P_h, K_e) relationship. Fitting for instance this model to the Kafina data points of Fig.6c yields an efficiency criterion $F_e(C=Kafina)$ of 0.989 (Fig.IV-8). Please see next subsection §IV.4.3 for more details on parameter fitting.

IV.4.3 Identification optimale du sous-modèle mono-bassin $f_0 \circ f_1$

(Massuel *et al.* J.Hydrol. 2005, soumis: §4.3 Optimal identification of partial, single-catchment submodel, $f_0 \circ f_1$)

Catchment-per-catchment optimal fit of the $f_0 \circ f_1$ submodel against the experimental runoff data is done by maximizing each respective $F_e(C)$ efficiency score successively, which is equivalent to minimizing the corresponding quadratic-mean error $QME_e(C)$. Excel's gradient-based local optimiser is used for this purpose. Optimized parameters $\{Params_{f_0 \circ f_1}(C)\}$ include both $\{Params_{f_0}\} = \{t_i; i_{min}\}$ and $\{Params_{f_1}\} = \{S_r; B\}$. Best $t_i(C)$ value for hyetograph time-step turns out to be $t_i = 5$ minutes for most catchments, while optimal rain-intensity truncation-threshold $i_{min}(C)$ varies with a mean and standard deviation of 14.5 and 2.5 mm/h, respectively.

For operational reasons explained in §IV.3.4 and because catchment-wise variations of these individually fitted values of $\{Params_{f_0}\}$ are anything but fundamental, the constraint of spatial uniformity was decided for rain filter parameters. Fig.IV-9 gives variations of the global (50 catchments), event-wise efficiency criterion F_e as well as of the global, event-wise quadratic-mean error QME_e for the fully-calibrated submodel $f_0 \circ f_1$, with uniform time-step t_i of one or five minutes and threshold intensity i_{min} ranging with unit step from 10 to 20 mm/h. Not unexpectedly, optimal results are obtained for $t_i = 5$ minutes and $i_{min} = 15$ mm/h. The latter is rather different from the 20 mm/h threshold used by Peugeot *et al.* (1997, 2003) but with a different truncation method ("vertical" truncation, instead of "horizontal" truncation in our case). For these best $\{t_i; i_{min}\}$ settings, which are the only ones used from now on in this paper, excellent performances are obtained: at the event time-scale (Fig.IV-9), global efficiency F_e over all catchments and events is nearly 0.988 and global quadratic-mean error QME_e stands just over 0.87% ($m^3 \cdot m^{-3}$). Global maximum event error (over all 10650 data points) is 6.88% ($m^3 \cdot m^{-3}$), representing a relative error of 29% of the "experimental" K_e value. Catchment-wise efficiencies $F_e(C)$ are in the range [0.956, 0.992].

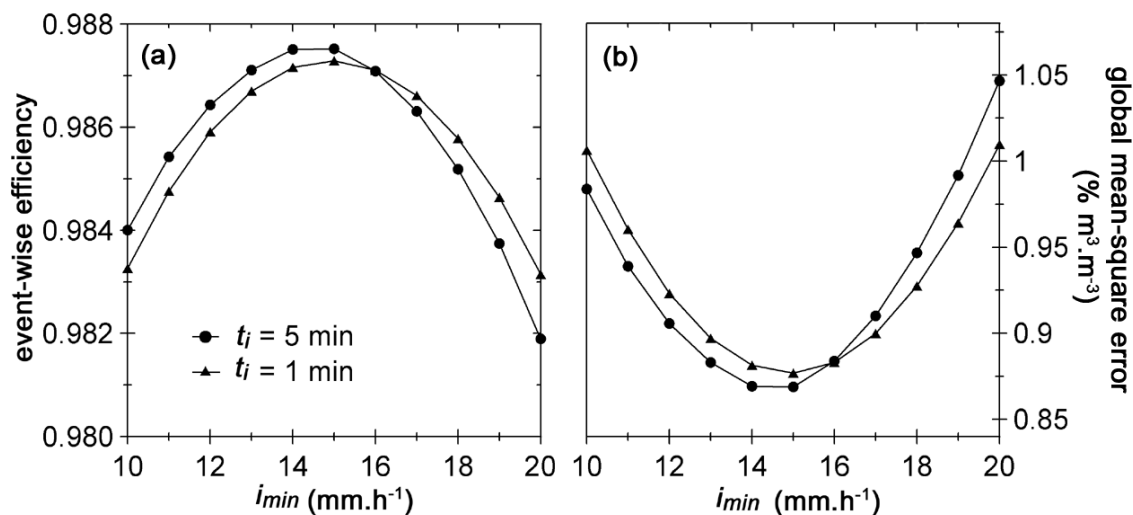


Fig.IV-9: Sensitivity of optimal individual^(*) f_1 submodel calibration, represented as global event-wise efficiency coefficient F_e (left) and as event-wise global quadratic-mean error QME_e (right), to rainfall time step t_i and threshold intensity i_{min} in computation of truncated event-rainfall P_h . (*: independent calibration is performed successively for each of the 50 catchments, separately from one another).

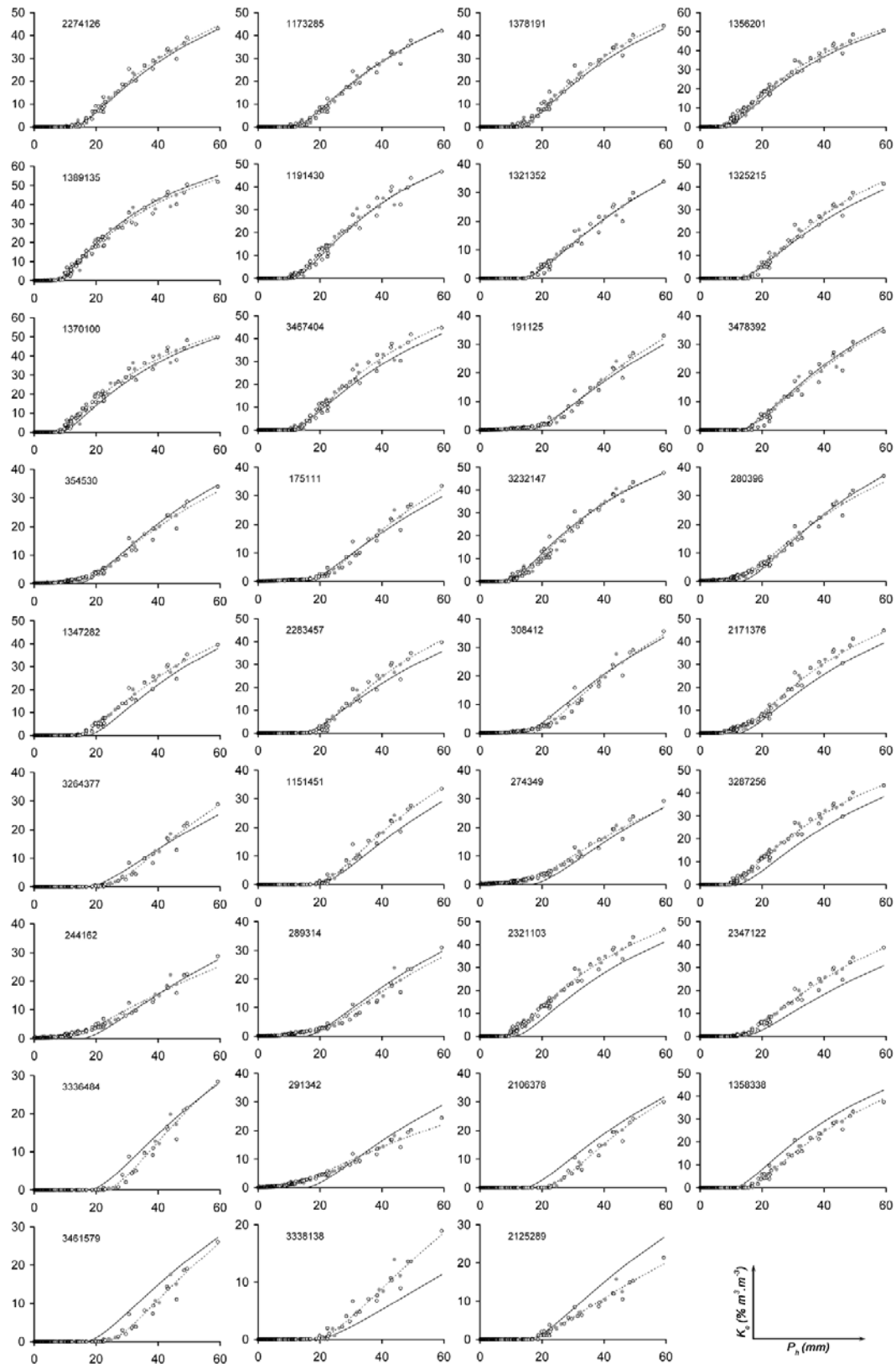


Fig.IV-10: Event rainfall-runoff plots (P_h versus K_e) for 35 calibration catchments; circles: "experimental" calibration (filled) and validation (empty) points; dashed line: catchment-wise independent calibration of f_1 function; solid line: full model f calibrated on calibration-dedicated data.

All these statistics can also be examined at the annual scale, on $9 \times 50 = 450$ individuals: global efficiency \underline{F}_a is 0.992, with a minimum catchment-wise $F_a(C)$ of 0.915 and a maximum of 0.995; global quadratic-mean error \underline{OME}_a is 0.41% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), and global maximum is 1.91% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) which amounts to 11.5% of the corresponding "experimental" K_a value. At the interannual time scale (*i.e.*, statistics on catchments only), \underline{F}_i efficiency is 0.998, quadratic-mean error \underline{OME}_i is 0.16% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), and maximum error is 0.44% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) or less than 8.5% of that catchment's "experimental" interannual K_i value. All these figures show that the catchment-wise optimally calibrated f_I function, associated with rainstorm filter f_0 , is a very efficient model component to account for effects of event rainfall structure on *abc-rwf* simulated runoff over the catchment sample in this study area. Fig.IV-10 and Fig.IV-11 show, for all 50 catchments (although "calibration" and "validation" catchments, as well as storms, are shown separately in these two figures, this distinction is not relevant for the $f_0 \circ f_I$ submodel discussion), the individual P_h versus K_e plots that compare optimal $f_0 \circ f_I$ submodels (dashed line) with "experimental" points (grey and black).

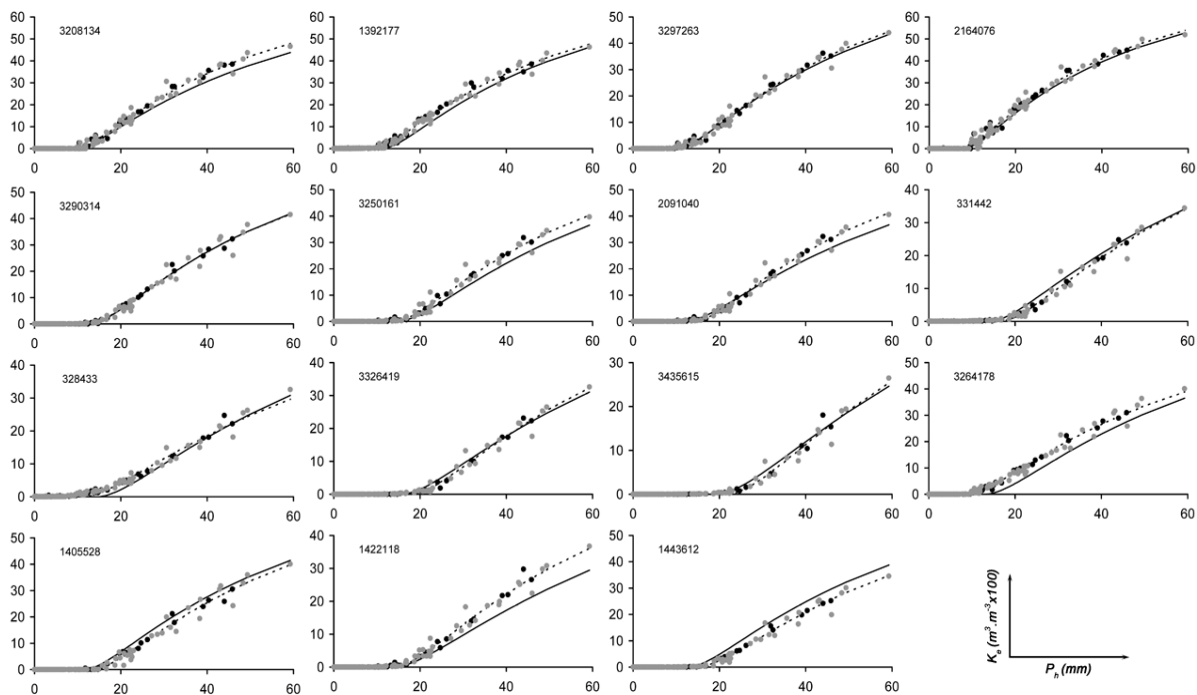


Fig.IV-11: Event rainfall-runoff plots (P_h versus K_e) for 15 validation catchments; see Figure 9 for symbol legend.

As already mentioned in §IV.4.2, Eq.(4.8) differs from the classical SCS formula (Mockus, 1964) essentially by the use of a truncated rainfall P_h in place of total event rainfall P in the equation. This becomes particularly obvious when one transforms the expression of the runoff coefficient K_e , Eq.(4.8), into that of runoff depth $K_e \cdot P$, which shows that an additional P/P_h factor appears as compared with the actual SCS model for direct runoff. Therefore, our parameters $Sr(C)$ and $B(C)$, or more exactly Sr and $B+Sr$, cannot be considered to have strictly the same physical interpretation as the so-called initial abstraction (I_a) and maximum storage (S) parameters of the actual SCS model, respectively. However, it is not uninteresting to inspect calibrated values of the two f_I parameters: separate, optimal calibration of the 50 catchments produces values of the threshold parameter Sr in the range 6.7 – 22.5 mm, and $B+Sr$ between 32.3 and 154.8 mm (17.8 to 147.4 mm for B alone). The Sr -to- $B+Sr$ ratio varies in the range 0.05 to 0.51 (see Fig.IV-12), with a mean at 0.27. Albeit the

warnings previously issued regarding possible links with the original SCS model, it must be pointed out that this distribution for the $S_r/(B+S_r)$ ratio is quite consistent with that of experimental values presented for the corresponding I_a/S ratio of the SCS model (Mockus, 1964).

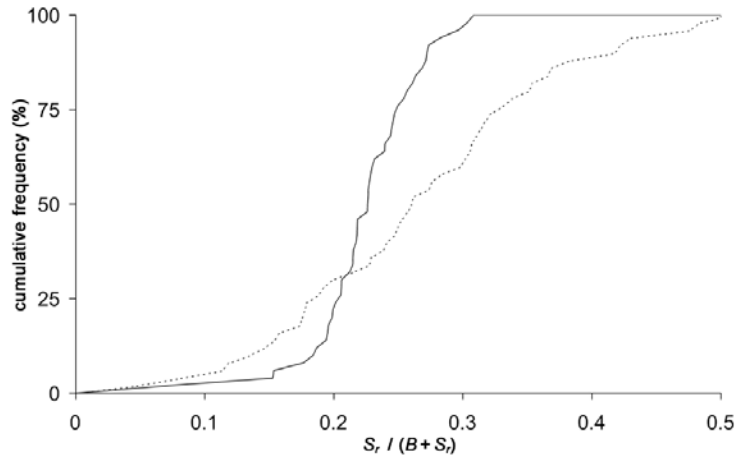


Fig.IV-12: Cumulative frequency distribution of catchment parameter ratio $S_r/(B+S_r)$, for either catchment-wise independent calibration of f_1 function (dashed line) or for full f model calibration (solid line).

IV.4.4 Formulation du sous modèle f_2

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §4.4 f_2 submodel formulation)

As expressed by Eq.4.6c (see §IV.3.5), this model component f_2 aims at producing parameters $\{Params_{f_1}(C)\}$ of submodel f_1 for a given catchment C , on the basis of its physiographic characteristics $\{\Phi(C)\}$. Given the f_1 formulation adopted in §IV.4.2, $\{Params_{f_1}(C)\}$ is the 2D-vector $\{S_r(C); B(C)\}$ of Eq.4.8. The f_2 submodel can be seen as a set of transfer functions $\{Params_{f_1}\}[\{\Phi\}]$ (see Eq.4.6c), two in our case, from catchment characteristics $\{\Phi(C)\}$ to the hydrologic parameters $\{Params_{f_1}(C)\}$ of catchment submodel f_1 , for the population of catchments $\{C\}$. As hinted in §IV.3.5, the suitability of a linear f_2 model was investigated, but this simplest structure turned out to be inadequate. A much preferable model structure was found to be:

$$S_r(C) = \alpha_o + \sum_{i=1}^n \alpha_i \cdot \Phi_i(C), \text{ also denoted: } \alpha_o + \{\alpha\} \cdot \{\Phi(C)\} \quad (4.9a)$$

$$B(C) = \left(\beta_o + \sum_{i=1}^n \beta_i \cdot \Phi_i(C) \right)^{-1}, \text{ also denoted: } \left(\beta_o + \{\beta\} \cdot \{\Phi(C)\} \right)^{-1} \quad (4.9b)$$

where the $\{\Phi(C)\}$ are the $n=16$ physiological variables for catchment C (see §IV.3.3), and \bullet is the dot product of two vectors. Hence, the set of parameters for f_2 is: $\{Params_{f_2}\} = \{\alpha_o, \beta_o, \{\alpha\}, \{\beta\}\}$, made of a total of 34 scalars. Of course these are too many, with respect to the number of catchments C , *i.e.* 50. To cope with this, it is necessary to freeze a number of these parameters to the null value. Which among the parameters are to be frozen, *i.e.*, which variables Φ_i are to be inactivated, is to be determined through the parameter identification procedure. Identification of the f_2 submodel separately from submodel f_1 , *i.e.*, outside the full, multi-catchment model f and only after catchment-wise calibration of $f_0 \circ f_1$ (§IV.4.3), is not considered here. Only global identification of full model f , with embedded transfer functions

f_2 within a whole $K_e [p(t), \{\Phi\}]$ rainfall-runoff model for the sample of catchments $\{C\}$, will be performed hereafter (§IV.4.5 and §IV.4.6; Fig.IV6b). Advantages of this integrative approach are better overall predictive performances with respect to runoff simulation, as measured against the available catchment sample, as well as increased expected overall robustness of the final catchment model due to a more favourable ratio of data -to- parameter numbers, compared with separate calibration of external transfer functions $\{Params_{f_1}\} [\{\Phi\}]$. Such advantages were also perceived by Hundecha and Bárdossy (2004).

IV.4.5 Identification du modèle multi-bassins complet, f

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §4.5 Identification of full multi-catchment model, f)

Combining the f_0 of f_1 and f_2 submodels, one gets the full model f (Eq.4.5) giving the runoff coefficient K_e for an event whose raw hyetograph is $p(t)$, from a catchment with descriptors $\{\Phi\}$. Taking into account the formulations assigned to the three model components f_0 (§IV.4.1), f_1 (Eq. 4.8) and f_2 (Eq.4.9, a & b), Eq.4.5 becomes:

$$K_e[p(t), \{\Phi\}] = 100 \cdot \frac{(P_h - \alpha_o - \{\alpha\} \bullet \{\Phi\}) \cdot \max(0; P_h - \alpha_o - \{\alpha\} \bullet \{\Phi\})}{P_h \cdot (P_h + (\beta_o + \{\beta\} \bullet \{\Phi\})^{-1})} \quad (4.10)$$

where $P_h [p(t)]$ is the horizontally-truncated rainfall depth produced by rainstorm filter f_0 . It is obvious from Eq.4.10 that the full $f [p(t), \{\Phi\}, \{Params\}]$ model expression (right-hand side) is definitely non-linear, with respect to all predictors and parameters. Given that $\{Params\}$ is $\{Params_{f_0}\} \cup \{Params_{f_2}\}$, the total parameter number now is 36, against 34 in the f_2 submodel. However, our number of "observations" here is $213 \times 50 = 10650$, instead of only 50 for the f_2 submodel. Identifying the full f model as a whole, instead of the submodels f_0 of f_1 and f_2 separately, thus offers the advantage of allowing a greater number of active parameters (*i.e.* those not constrained to a null value), even if it is not reasonable to keep all 36 degrees of freedom because the 10650 "observations" are not all strictly independent (due in particular to the catchment -x- event structure of the dataset). To start with, it was decided that the two parameters $\{Params_{f_0}\}$ would be "inactivated" (Fig.IV-6b) and kept to their previously calibrated values $\{t_i = 5 \text{ min.}; i_{min} = 15 \text{ mm/h}\}$ (see §IV.4.3), as this gain in parameter parsimony and associated robustness is likely to more than offset any potential theoretical performance loss. For a given set of active $\{Params_{f_2}\}$ parameters, calibration is done by maximizing the event-wise predictive efficiency F_e^c measured against the experimental, calibration-dedicated K_e data, which is equivalent to minimizing the corresponding quadratic-mean error QME_e^c , using Excel's gradient-based local optimiser (optimisation details are elicited in §IV.4.6). Unlike single-catchment submodel f_0 of f_1 for which identification was achieved independently for each catchment, direct identification of full model f is performed across catchments simultaneously, more precisely over the 35 "calibration" catchments and 149 "calibration" storms (*i.e.*, 5215 identification-dedicated experimental data). After each calibration trial, event-wise efficiency and quadratic-mean error are also computed for the two validation data sets (full and reduced sets, yielding F_e^{vf} , F_e^{vr} , QME_e^{vf} and QME_e^{vr} , respectively), and so are the annual and interannual criteria for all the various datasets (calibration, full and reduced validation sets).

Many tests have been done, with various subsets of the $\{params_{f_2}\}$ parameter vector set to zero. In particular, the number of zeros has been varied, with the constraint that they

coincide between the two $\{\alpha\}$ and $\{\beta\}$ vectors (so as to minimize the number of physiographic predictors Φ_i ultimately used in the model), from 30 ($=2 \times 15$) down to 12 ($=2 \times 6$) zeros. This means between $n=1$ and $n=10$ non-zero parameters in each vector, corresponding to 1 through 10 active physiographic predictors Φ_i (*i.e.*, active both for S_r through the $\{\alpha\}$ vector and for B through $\{\beta\}$, due to the above coincidence constraint), respectively. The degrees of freedom (total number of non-zero parameters) then vary from 4 to 22, respectively. For each of these numbers n from 1 to 10, all possible combinations of n catchment predictors Φ_i were considered, for a total of 58650 tested predictor sets (out of a maximum number of 65534 possible predictor combinations). Fig.IV-13 shows, for each number n of active predictors Φ_i from $n=1$ to $n=8$, the performances of the top- F_e^c f -model, among all those with that number n of active physiological predictors: values of the F efficiency criteria are plotted for the three time scales (event, annual, and interannual, in Fig.IV-13a, 13b, and 13c, respectively) and for the three datasets (calibration, full and reduced validation sets). It can be seen that:

(i) for all three plots (Fig.IV-13a to 13c), *i.e.* for the calibration time-scale (that is event scale, Fig.IV-13a) like for the project's target time-scales (annual and interannual, Fig.IV-13b & 13c, respectively), F -performances consistently increase with number n for all curves, for whatever data sample; while this was to be expected for the calibration-set curve of Fig.IV-13a, the fact that it holds for all others as well suggests that:

- identification at the event level is not detrimental, but actually beneficial, to performances at the target time-scales (annual, interannual)
- the f -model is robust and, in the range of active predictor number investigated, it is adequately-, that is not excessively-, parameterized
- the calibration data sample is representative enough of the catchment and storm populations of the study area.

In other words the f model, with its identification procedure, can be safely applied, including for our objectives of use at a timescale that is different from the one for which it was calibrated, when the calibration data set is at least as large and as well distributed as the one selected here.

- (ii) the upward trend is very steep for small variable numbers ($n=1$ to 3), then it levels out, say around 4 to 5 predictors, to end up insignificant beyond. Optimal n value, which amounts to the best compromise between maximum F -performances and minimum number of parameters, is more or less the same at all time scales, *i.e.* $n_{opt} \approx 5$.
- (iii) performances with validation data sets turn out to be even better than those for the calibration set, especially with the reduced validation set which comes out first although it is totally independent from the calibration set; although this property may have to do with the smaller size of the reduced validation set, it does lend additional credit to the generalisation ability of the calibrated model, *i.e.*, of the modelling and calibrating procedures.

Fig.IV-10 and 11 show as solid lines on the catchment-per-catchment P_h versus K_e plots, the behaviour of the best calibrated 5- Φ_i (*i.e.*, $n=n_{opt}$) f model, compared with all "experimental" event data points. The 35 calibration-dedicated catchments are gathered in Fig.IV-10, while the 15 validation-dedicated ones are shown in Fig.IV-11. Calibration and validation events are displayed with distinctive symbols (note that calibration events in Fig.IV-10 make up the calibration dataset, while the reduced validation set consists of the validation events of Fig.IV-11). These graphs also allow for comparison with the "best-possible" catchment-wise $P_h - K_e$ models (dashed lines) built out of the f_I single-catchment function with separate calibration in §IV.4.3. A directly-calibrated f -model built with the best

combination of five Φ_i variables, namely: *Pent*, *P100*, *Rava*, *Man*, and *Cs* (see definitions in Tab.IV-1), will therefore be used to construct the final, mesoscale *Zarbfhy* model. This approach of embedding parameter transfer functions (our f_2 submodel) into a single, regionally-applicable catchment model f with direct identification, was also used by Hundecha and Bárdossy (2004).

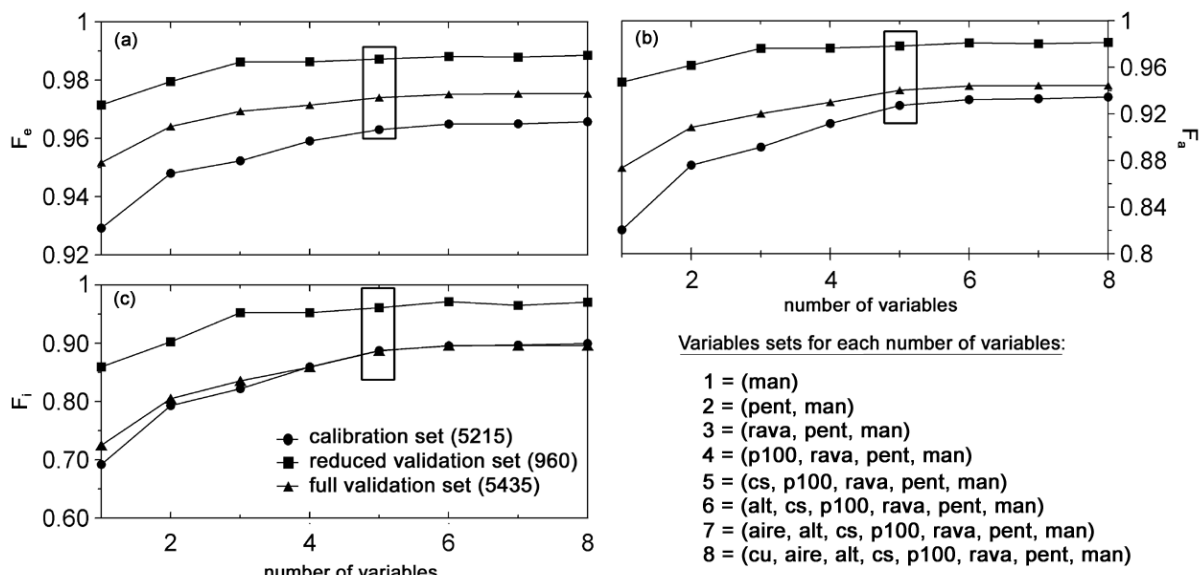


Fig.IV-13: Effect of number n of active physiographic variables Φ_i on F efficiency of best (see text) full model f , calculated at three time scales: (a) event (b) annual (c) interannual, and for three datasets: calibration, full and reduced validation sets, resp.. Lower right is list of best-model component variables (see definitions in Table 1) for each variable number; framed points show selected final *Zarbfhy* model, with $n_{opt} = 5$ Φ_i variables.

IV.4.6 Ajustement final du modèle f , *Zarbfhy*

(Massuel et al. *J.Hydról.* 2005, soumis: §4.6 Final tuning of *Zarbfhy* model f)

Previous subsection §IV.4.5 has shown that the combination into a single, multi-catchment model f of the three adopted component formulations f_0 , f_1 and f_2 , built with five selected geographical predictors for catchment description and fed with 5-min (or less) event hyetographs, when directly calibrated against a data sample including at least the set of 5215 data points used for that purpose in §IV.4.5, ensures a robust, efficient and reliable model for the goals pursued in this study. Final model development therefore consists in fine-tuning this structurally-frozen f model with 12 active $\{Params_{f_2}\}$ parameters (Fig.IV-6), using the full 10650 data set, *i.e.* more than double the previous calibration set, to refine optimal parameter values. To avoid any risk of overfitting the latter, the very same optimization procedure is used as in the previous subsection, with this exception that it now bears on the global event-wise efficiency E_e .

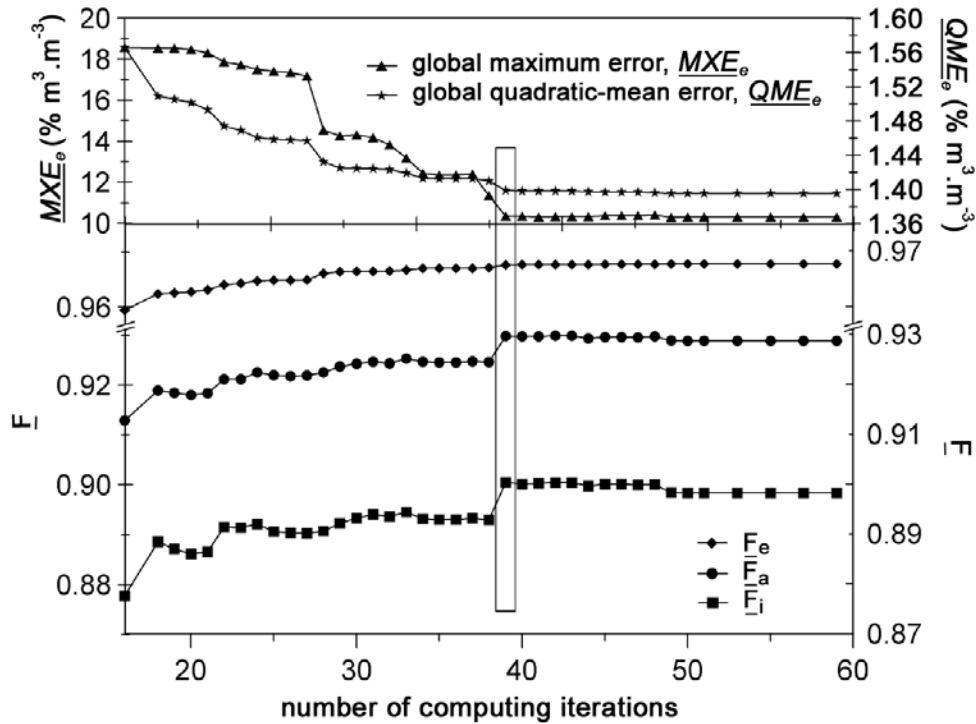


Fig.IV-14: Effect of number of calibration iterations on global maximum \underline{MXE}_e and quadratic-mean \underline{QME}_e event errors (top) as well as on global \underline{F} efficiencies (event, annual and interannual, bottom), for final *Zarbfhy* model. Framed points show optimally-calibrated model.

Fig.IV-14 shows how the global efficiency criteria at various time steps (i.e., \underline{F}_e , \underline{F}_a , and \underline{F}_i at event, annual, and interannual scales, respectively), as well as the global quadratic-mean and maximum event errors \underline{QME}_e and \underline{MXE}_e , vary when increasing the number of optimizer iterations. Calibration is reached by stopping optimization when no significant further gain is obtained on one of these criteria. As shown in Fig.IV-14, some 39 iterations suffice to reach calibration. Fig.IV-15 shows scatterplots of "experimental" (i.e., produced with *abc-rwf*) versus regionalized (with fine-tuned *Zarbfhy* scheme) runoff coefficients over the 9-year period and 50 catchments, at the event, annual, and interannual time scales, respectively. Global efficiency \underline{F}_e over all catchments and events achieved with *Zarbfhy* against *abc-rwf* is 0.968 and global quadratic-mean error \underline{QME}_e is 1.4% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$). Global maximum event error (over all 10650 data points) is 10.3% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), representing a relative error of 40% of the "experimental" K_e value. The upper event error decile is 2.2% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), corresponding to a relative error of 5.2%. Catchment-wise efficiencies $F_e(C)$ are in the range [0.798, 0.991]. At the annual scale, global efficiency \underline{F}_a is 0.930, global quadratic-mean error \underline{QME}_a is 1.2% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), and global maximum error 4% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) which is about 1/3rd of the corresponding "experimental" K_a value; upper decile is 2.1% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), for a relative error of 13.9%. At the interannual time scale, \underline{F}_i efficiency is 0.901, quadratic-mean error \underline{QME}_i is 1.1% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), and max error 3% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) or less than 24% of that catchment's "experimental" interannual K_i value; upper decile is 1.6% ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), for a relative error of 17.3%. These figures allow for direct comparison with the theoretical best possible lumped model based on the catchment-wise f_0 or f_I submodel alone (§IV.4.3). Together with Fig.IV-15, they show that while some predictive power is lost when introducing rainfall-runoff parameter regionalization through the f_2 submodel, performances remain remarkably high and quite acceptable for the purposes of this model upscaling work.

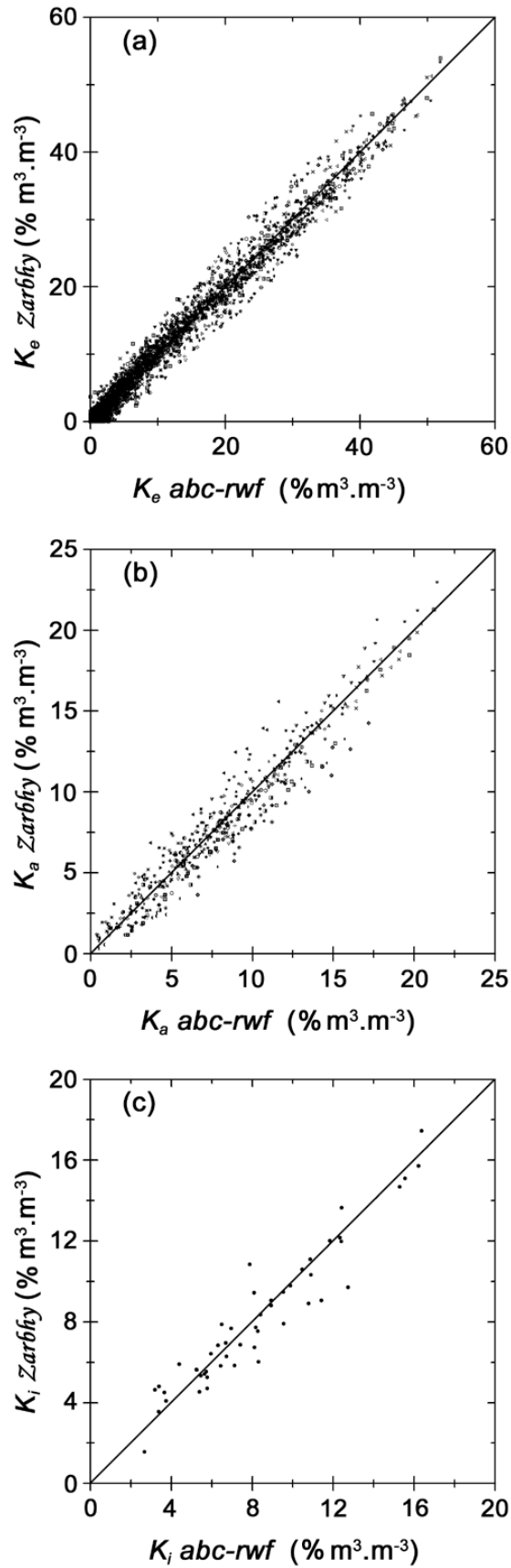


Fig.IV-15: Fine-tuned Zarfhy versus "experimental" runoff coefficients over 1992-2000 period and 50 catchments at event (a), annual (b), and interannual (c) time scales.

Finally, it is worth examining the values of the implicit catchment characteristics $Sr(C)$ and $B(C)$ involved in the final *Zarbfhy* model, for the set of 50 catchments $\{C\}$. In mm, the threshold parameter Sr varies in the range [6.9 – 16.7], $B+Sr$ in [30.1 – 90.9], or B in [21.9 – 75.2], with the exception of one outlying catchment for which corresponding values are 17, 232, and 215 mm, respectively (this outlier is catchment 3338138, which can be seen in Fig.IV-10 as being the least successful in terms of the f model's relative matching of experimental points, and above all, by far the least productive in runoff coefficient). To that exception, the above $\{Params_{f_I}\}$ distributions turn out somewhat more compact (less disperse) than those obtained for the same parameters when identified individually for each catchment C , through separate calibration of partial submodel f_0 or f_I (see end of §IV.4.3). This narrowing effect is yet much more spectacular for the Sr -to- $B+Sr$ ratio, as shown by Fig.IV12: $Sr/(B+Sr)$ varies in the range 0.15 to 0.31, with 0.07 for the outlier; mean is 0.23. Hence, it turns out that this ratio distribution is even more consistent with the classically recommended value of 0.2 for the corresponding I_a/S ratio of the original SCS model (Mockus, 1964), despite the non-transferable interpretation of parameters from the SCS to our rainfall-runoff model, as explained in §IV.4.2 and §IV.4.3.

IV.4.7 Prise en compte des incertitudes

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §4.7 Accuracy considerations)

Echoing Heuvelink and Pebersma (1999), it can arguably be stated that the only truly satisfactory way to assess model error with respect to actual field behaviour is to do so against sufficient in-situ validation data. This is especially so when model application amounts to extrapolating outside the original identification/calibration domain. In this sense, among the four successive steps of modelling methodology involved here, namely: (i) original, fine-scale model development on pilot catchment (Cappelaere *et al.*, 2003b), (ii) degradation of fine-scale model resolution and initial conditions (§IV.3.3.1), (iii) fine-scale model transfer to neighbouring, ungauged areas (§IV.3.3), and (iv) upscaling of fine-scale model to regionalized model, proper (§IV.3.4 to §IV.4.6), the third one is the most difficult to tackle, for lack of field data enabling direct evaluation of transferability error. As explained earlier in this paper, the only significant data source for mesoscale hydrology of this area is the record of spatio-temporal watertable fluctuations, which requires additional model chaining to be exploited. Hence at this point of the study, a full assessment of the *Zarbfhy* model's capability and accuracy with respect to predictions of actual runoff at given locations of the real hydrologic landscape, is not feasible. It may be recalled that the uncalibrated *abc-rwf* model performed quite well on the Wankama pilot catchment (Peugeot *et al.*, 2003) and that only limited tuning was applied to this model (Cappelaere *et al.*, 2003b) as used for production of reference simulations in the present paper. Also included under the above general heading of model transfer error (step (iii)), besides that deriving from already-mentioned extrapolation in model application, is that incurred from invariably "quicker-and-dirtier" model implementation on a very wide area than on a small pilot catchment. This is especially sensitive in the present landscape, where the quality of catchment and hydrography delineation and of hydraulic description is in direct relation to the quantity of field and cartographic information available. May be at least as important is the knowledge of actual time-space distributions of rainfall. The overall impact on mesoscale water cycle analysis will only be approached when surface- and ground-water coupling is achieved. However, a point of significant interest that can be tackled here is the effect on simulation accuracy of model substitution, from the original, undegraded fine-scale *abc-rwf* model, to the *Zarbfhy* upscaled, regionalized model, both in absolute terms and relatively to the pre-existing intrinsic accuracy

of the *abc-rwf* model applied in "normal", calibrated/validated, *i.e.* "pilot-catchment" operating conditions. This means combining uncertainties arising first from steps (ii) and (iv) above, and then from step (i), leaving out step (iii). Only the target time scales for model operation, *i.e.* annual to interannual, are considered in the following quantitative analysis.

Given a model's outputs for some representative multi-instance record, it is possible to assess its prediction error structure, and to derive projections as for prediction accuracy of unobserved sets. Prediction error can be split into a systematic component, or bias, which can be identified and compensated for, and a random, *i.e.* non-tractable, component that translates into predictive uncertainty. Each of the three aforementioned steps of modelling methodology (*i.e.*, (i), (ii), and (iv)) which amount to as many successive simplified representations of reality, carries either one or both of these two possible, *i.e.* systematic and random, error components. Regarding bias, the only really significant source comes from the doubling of the *abc-rwf* grid size (step (ii)), as seen in Section §IV.3.3.1: uniform output scaling by a 1.15 factor takes care of this. The next most important source arises from the original *abc-rwf* model itself (step (i)) when run with a single, optimal parameter set as done in the present paper: systematic underestimation, with respect to the de-biased runoff expectation that is obtained when parameter uncertainty is accounted for (Cappelaere *et al.*, 2003b), was evaluated for the pilot Wankama catchment at some 3% in relative terms. Additional contributions to bias from other sources are all around or below 1%, also in relative terms and again on the underestimating side. An overall relative raise by +20% of raw *Zarbfhy* outputs is therefore advisable to compensate for the combination of these systematic errors.

As for random errors after bias correction, the degradation of *abc-rwf*'s resolution and initial conditions (step (ii)) produces only minor uncertainties, the main sources being the original *abc-rwf* model itself (step (i)) and the model upscaling (step (iv)). At annual or interannual time scales, random errors show no relation to the catchment-wise and/or event-wise variations in runoff magnitude, hence uncertainties on runoff coefficients are considered in absolute terms, *i.e.* expressed in % $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, in the rest of this section. Standard deviation for errors recorded at the annual scale from the upscaling step (iv) only, is 1.2% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). A roughly equivalent figure is to be considered for error by the original *abc-rwf* model (step (i)), when both the use of a single parameter set and the parameter-to-output uncertainty propagation are accounted for (Cappelaere *et al.*, 2003a). The other two smaller sources mentioned above (step (ii)) each amount to only about 0.3 times as much. Since it is very reasonable to assume that these various error sources are mutually independent, the uncertainties arising on the one hand from the original model (step (i)) and from model substitution on the other hand (steps (ii) plus (iv)) are comparable, leading to an overall estimate of 1.75% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) for total combined standard error on annual runoff coefficients (all three steps included). This amounts to an increase of only some 0.55% ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) over original model uncertainty (step (i) alone), *i.e.*, less than half the latter: substitution of the upscaled *Zarbfhy* model to the original, fine-scale *abc-rwf* model does not itself reduce predictive accuracy unacceptably. Given that annual runoff error, unlike event-wise errors which may show considerable skewness (see Cappelaere *et al.*, 2003b), can reasonably be approximated as gaussian, confidence intervals on predicted annual runoff for any given catchment and year can easily be derived from the above total standard error, with the limitation again that not all error sources for actual field runoff predictions are accounted for (*cf.* step (iii)). Besides embedded structural model error, model operation also involves potential input errors on catchment and rainfall description, whose individual and combined effects on *Zarbfhy* predictive uncertainty over the study area are investigated in §IV.6.2.

IV.5 Conclusion sur le modèle *Zarbfhy*

(Massuel et al. J.Hydrol. 2005, soumis: §5 Conclusion)

The very small fraction in the Sahelian water balance that makes up the area's water resources are essentially controlled by processes occurring over very short time and space scales, namely the few fractions of hours and kilometers over which runoff from high-intensity convective storms can take place. In contrast with these very fine scales, those of interest for resources and budget assessment are considerably larger, encompassing seasons and thousands of square-kilometers, respectively. In the framework of the AMMA project in South-West Niger, a model needed at these larger scales is sought through upscaling of that originally developed to represent physical processes at their intrinsic, fine scales: the time and space entities that represent simulation spans for the existing fine-scale model, namely storm events and endoreic catchments, respectively, are to become the upscaled model's basic work units, through appropriately-formulated event-wise and catchment-wise lumped predictor variables. Representing individual events explicitly, even though the modelling target scale is seasonal, is needed to ensure model robustness and reliability. The same goes for the individual, small endoreic catchments, the mosaic of which makes up the mesoscale hydrologic landscape in the *KD*-basin study area. A modified, SCS-like function, f_1 , was found to be a very appropriate formulation on which to build the *Zarbfhy* mesoscale model out of the existing fine-scale, *abc-rwf*-based catchment model, for the sample taken in this catchment population. The SCS model was previously found by Ribstein (1992) to fit well with data from small-size catchments scattered over the Sahelian band. Results from the upscaling work presented here show that in our study area, the fine-scale distributed model *abc-rwf* can be efficiently simplified into an SCS-like lumped formulation. A major difference with respect to the original SCS model lies in the use by the *Zarbfhy* model of a transformed rainfall variable, instead of raw rainfall, namely the so-called horizontally-truncated event rainfall depth produced by the rainstorm filter f_0 . We were able to regionalize the SCS-style expression f_1 , by embedding parameter transfer functions f_2 that are based on a small number (five) of physiographic catchment descriptors, into a globally-identified, multi-catchment model, f . Albeit non-linear, relatively simple f_2 expressions were found adequate to perform this regionalization. It is quite remarkable how the fine-scale, physically-based, distributed catchment model *abc-rwf* lumps well into a well chosen 2-parameter function f_1 for all 50 individual catchments, representing quite a large diversity of situations (roughly an order of magnitude range in interannual runoff coefficients K_i). The SCS-like function selected here is one of these well-suited functions. It is also very remarkable how, when the function is adequately parameterised, its two parameters can be predicted from only a few catchment descriptors using simple prediction functions f_2 .

To maximize both predictive performance and robustness, a strategy for identification of component models and associated parameters was devised, leading to an upscaled *Zarbfhy* model that brings about only very reasonable additional predictive uncertainty compared with the original, fine-scale *abc-rwf* model, given the considerable cutback in model complexity and correlated enhancement in large-scale implementation ease. Although at this point in the AMMA-Niger study the issue of errors due to transferability from a pilot-catchment to ungauged areas is not resolved, the value of the model upscaling step is obvious, as by itself it brings an additional uncertainty to estimation of catchment runoff coefficients amounting to only about one-half that produced by the original *abc-rwf* model on the pilot Wankama catchment; this moderate marginal error from model upscaling is likely to be negligible compared to possible catchment transfer error. Performances achieved with this catchment-lumped, mesoscale modelling approach, which are measured relatively to outputs from the

generalized *abc-rwf* –based catchment-scale model, are more than acceptable for the model upscaling purposes, and will make the resulting *Zarbhya* model a tool of choice for the next stages of this mesoscale water balance and resources study.

Physical interpretation of the various submodel formulations and of their respective parameters is not a risk-free enterprise. Rainfall-intensity thresholding by the f_0 filter might be viewed as relating to the hillslope, direct infiltration process, with the threshold level reflecting some spatially and temporally dominant value for infiltration rate. Catchment-wise parameters of the f_1 runoff submodel applied subsequently to the above diffuse, local-scale process may then be associated with indirect infiltration causing runoff transmission deficits by the catchment, most notably in the hydrographic network or in some high permeability downhill areas. However separation may be much less clear-cut, with a large possible gradation in process mixing within each submodel formulation and calibration. For instance the S_r threshold parameter of f_1 submodel may also partially account for catchment-wide infiltrated depths before the asymptotic infiltration capacity is approached. Further scrutiny could provide a better answer. Despite this difficulty in physical interpretation, it is noteworthy how well, for any given catchment, a quite simple model made of the f_0 and f_1 components alone, *i.e.* with 3 parameters only – one and two for short (minutes) and longer (event) characteristic time lengths, respectively – is able to capture the complexity of the catchment's distributed runoff production mechanisms, at least those represented by the *abc-rwf* model, for the diversity of rainfall events.

The next step in *Zarbhya* model operation (§IV.6) is to extend its application to the several hundreds of catchments making up the whole *KD* basin, including production of needed catchment rainfall input out of the 15 rain-gauge records, in order to couple this surface water modelling with the simulation of groundwater flow in the unconfined aquifer over the 1992-2002 period. Spatio-temporal records of water table fluctuations in the basin should then allow assessing the validity of this coupled modelling system. Beyond the recent decennial period of study, it is also tempting to consider applying the *Zarbhya* model to periods with different climatic and/or land use conditions, such as those that prevailed in previous decades or that are plausible for the near future. Simulation-based comparisons have been conducted with the Wankama catchment model over the past fifty-year period of considerable changes in this area (Séguis *et al.*, 2004). It would be a very interesting extension of this study to explore the effects of such changes over the mesoscale area for which the *Zarbhya* surface model is now available. Extrapolating model application to non-stationary climatic conditions can be quite safely undertaken thanks to the event-based approach used here, since rainfall variability in the Sahel has been shown to consist mainly in altered event numbers with essentially little change in other event characteristics. Transfer of the scaled-up *Zarbhya* model to highly different land use situations would require further investigation. Finally, albeit expressed for a quite different context (climate, hydrologic landscape, societal concerns, scales, etc.), the statement by Refsgaard *et al.* (1999) that "the two key problems related to large-scale simulation are data availability at the large scale and model upscaling/aggregation to represent conditions at larger scale" can be fully applied to the situation considered here. This similarity arises from the general scale discrepancy usually encountered between entities for which experimentation and physically-based model development are practically feasible and those for which diagnosis and predictions are actually needed, be they for research or management purposes.

IV.6 Application

IV.6.1 Modélisation des bassins élémentaires

IV.6.1.1 Mise en œuvre du modèle *Zarbh*

Le modèle *Zarbh*, est le modèle multi bassins f (combinaison des formulations f_0 , f_1 et f_2), à 5 variables physiographiques ($pent$, $P100$, $rava$, $mann$, C_s) et 12 paramètres $\{Params_{f_2}\}$ calés sur la base du jeu de référence (213 événements -x- 50 bassins, cf. §IV.4.6). *Zarbh* tient compte de la correction de +20% relative aux différents biais mis en évidence au §IV.4.7.

Les 5 descripteurs physiographiques sont extraits pour les 377 bassins versants élémentaires (§IV.3.4.1). Les ruissellements sont calculés sur la période 1992-2003, à partir des 602 valeurs de P_h par bassins calculées au chapitre précédent (§III.2.2.2).

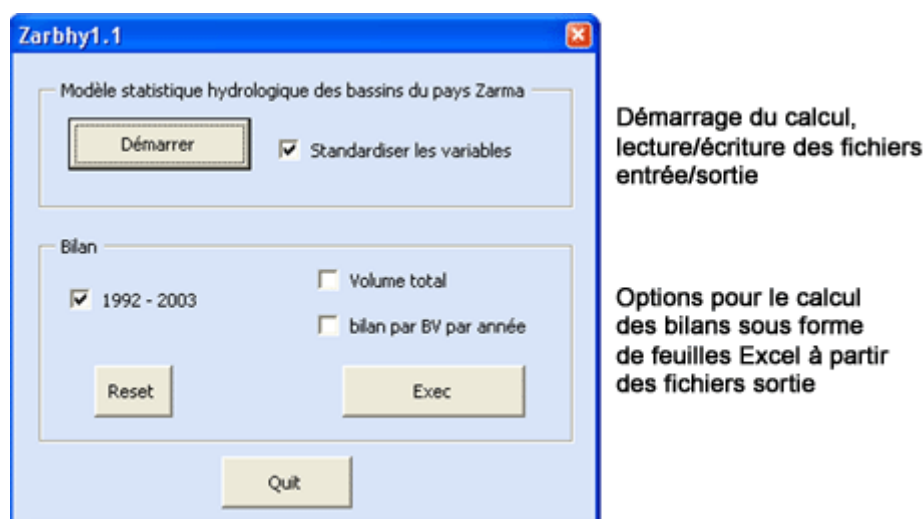


Fig.IV-16 : interface Visual Basic pour la mise en œuvre de *Zarbh*

Les différentes composantes de *Zarbh* ont été mises en œuvre sous la forme d'un code Visual Basic permettant le traitement rapide de tous les individus bassin -x- événement (226 954). Pour chaque bassin, à partir d'un fichier source, contenant les valeurs des variables physiographiques et des pluies totales et tronquées événementielles, un fichier résultat est créé contenant coefficients d'écoulements, volumes et lames écoulés). Une interface Visual-Basic Excel permet de lancer le code et de réaliser au choix, des bilans sur les sorties (Fig.IV-16).

IV.6.1.2 Résultats et discussion

Les calculs aboutissent à un ruissellement annuel moyen d'environ 70 000 m³ par bassin élémentaire, pour un total annuel moyen d'environ 26 Mm³. La variabilité annuelle des volumes totaux ruisselés est très forte : de 8,5 Mm³ en 1999 à 55 Mm³ en 1994, pour une différence de P_h annuelle moyenne de seulement 20% (Tab.IV-2, Fig.IV-17).

Tab.IV-2 : quelques statistiques sur les calculs du ruissellement par Zarbfy pour les 377 bassins élémentaires sur la période 1992-2003.

année	P mm	P_h mm	nb. événements	vol. total Mm^3	vol. moyen $10^3.m^3$	lame moy.	$K_a m^3.m^{-3}$
1992	510	226	60	21	57	10	1,9%
1993	425	201	46	22	59	10	2,4%
1994	602	248	65	55	146	25	4,1%
1995	470	213	38	37	97	17	3,4%
1996	437	185	41	14	36	6	1,3%
1997	358	156	39	29	76	13	3,4%
1998	529	244	55	30	79	13	2,6%
1999	478	187	63	9	23	4	0,8%
2000	361	147	48	19	50	8	2,2%
2001	418	186	51	15	41	7	1,6%
2002	453	196	50	41	108	18	4,1%
2003	469	191	46	27	70	12	2,5%
moyenne	459	198	50	27	70	12	2,5%
		total	602	319			

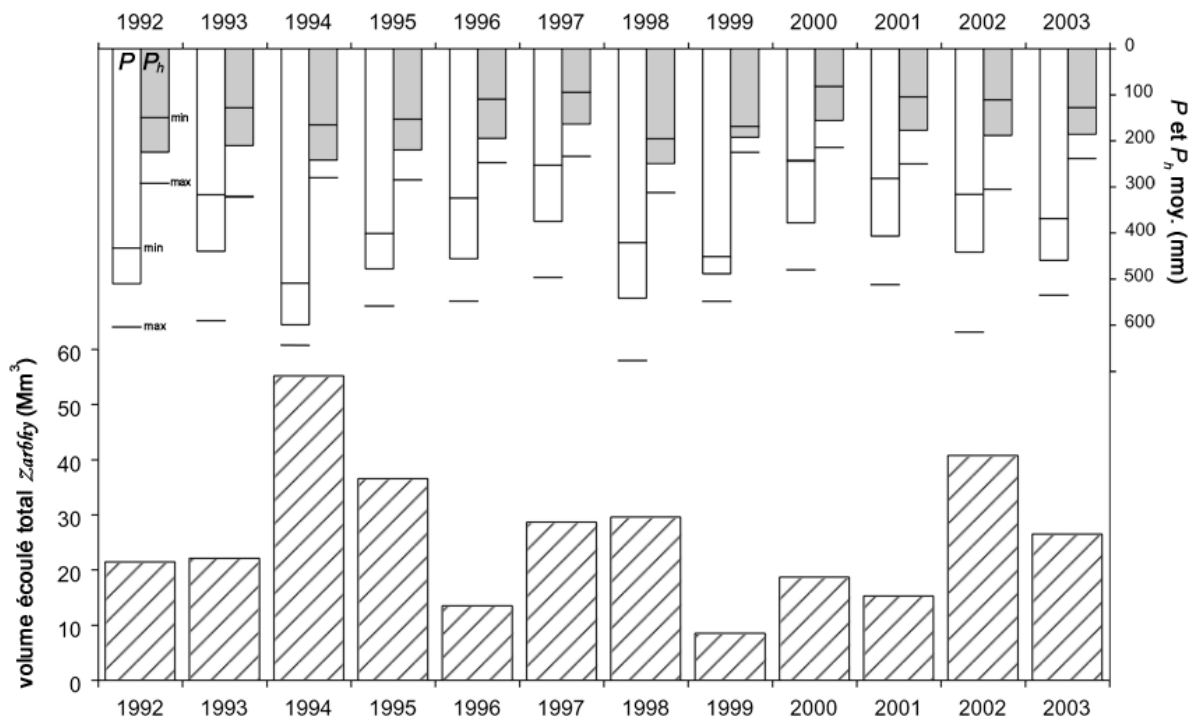


Fig.IV-17: volumes totaux, sur la période 1992-2003 calculés par Zarbfy, pour les 377 bassins élémentaires comparés aux pluies par bassins annuelles moyennes.

Le ruissellement calculé est plus conditionné par la magnitude et le nombre des événements, que par le cumul de pluie saisonnier (Fig.IV-18). Les exemples de 1992 et 1998 sont particulièrement frappants. Ces deux années ont des P_h fortement excédentaires par rapport à la moyenne sur la période 1992-2003, tandis que le ruissellement calculé est relativement

moyen. En fait, 1992 totalise un grand nombre d'événement, mais de faible magnitude, et 1998 totalise un nombre moyen d'événements de magnitude également moyenne. Ces résultats auraient été encore plus probants avec le calcul du nombre total d'événements non nuls par bassin (dus à l'intermittence spatiale de la pluie), mais il ne s'agit ici que d'illustrer le fait que le cumul de pluie annuel est peu représentatif du ruissellement calculé.

Répartis sur les 5000 km² de la totalité du bassin *KD*, les volumes totaux annuels ruisselés représentent des lames de 1,7 à 11 mm par an, pour une moyenne de 5,3 mm sur la période 1992-2003. Les années 1994, 1995 et 2002 produisent les volumes les plus élevés, tandis que 1996, 1999 et 2001 produisent les plus faibles. Les volumes annuels maximums varient de 0,3 Mm³ à 2 Mm³ selon les bassins, et les lames annuelles maximums de 50 à 139 mm. Les moyennes des lames annuelles par bassin sont proches de 12 mm pour des pluies annuelles moyennes de 460 mm, leur répartition spatiale est homogène (Fig.IV-19a). Le coefficient d'écoulement annuel K_a moyen est de 2,5% (m³.m⁻³) avec des maximums compris entre 10 et 25% (m³.m⁻³). La Fig.IV-19b montre que les coefficients d'écoulements interannuels K_i sont assez homogènes, toutefois, les bassins du sud de la zone semblent afficher des K_i plus faibles.

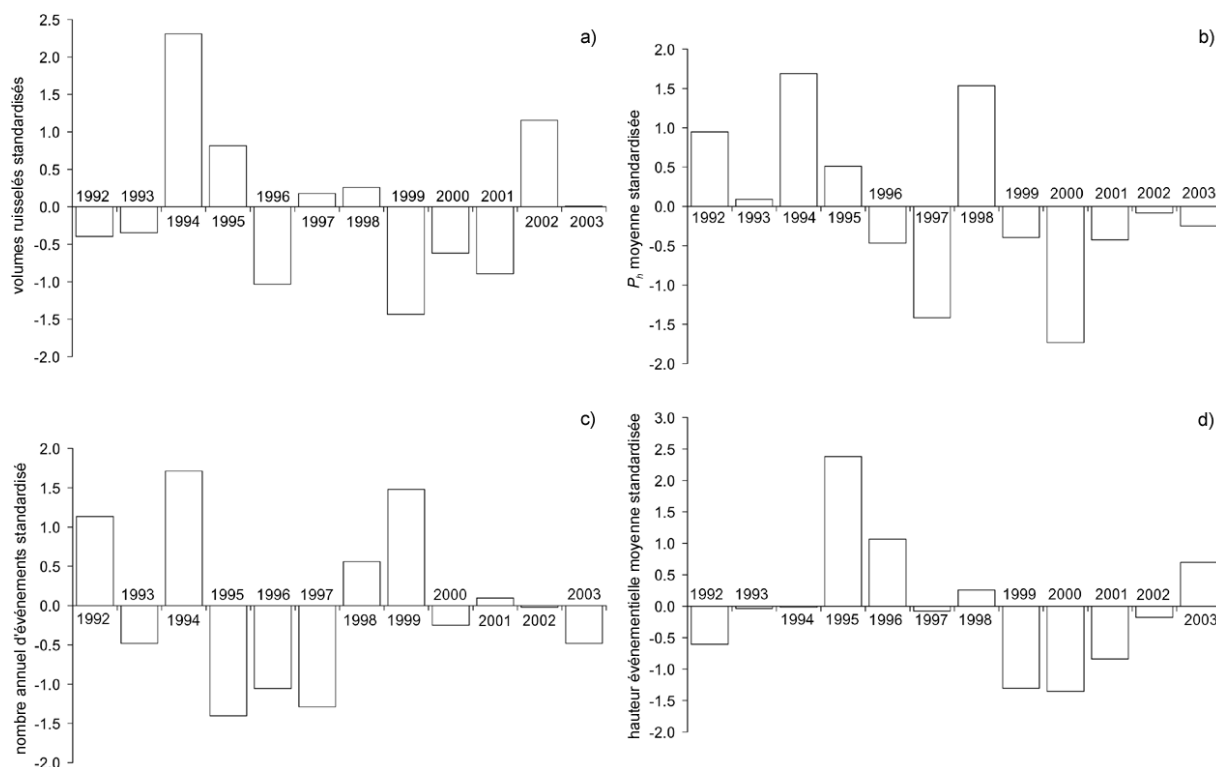


Fig.IV-18 : écart à la moyenne normalisé par l'écart type sur la période 1992-2003 pour les 377 bassins élémentaires du bassin *KD*, a) volumes totaux ruisselés calculés par Zarbhy, b) P_h moyennes, c) nombre d'événement par an, d) hauteur moyenne par événement.

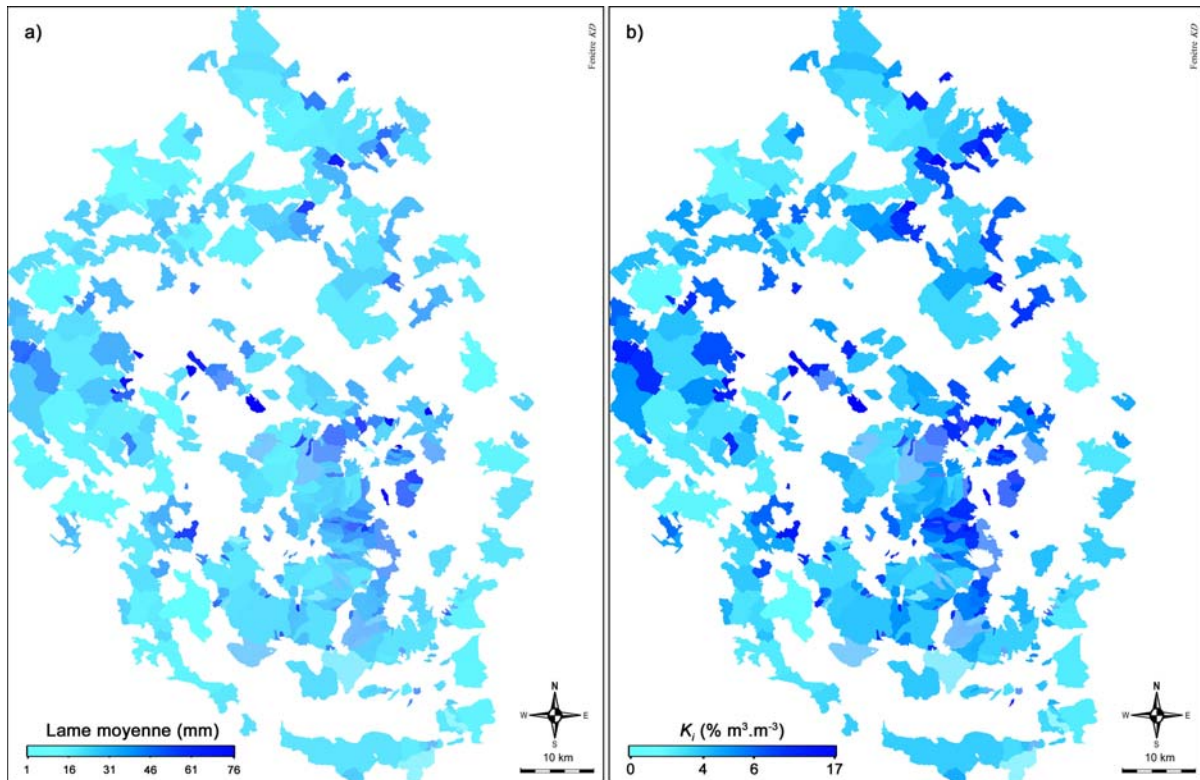


Fig.IV-19 : représentation par bassin des sorties du modèle Zarbhy pour les 377 bassins élémentaires sur la période 1992-2003; a) moyennes des lames annuelles; b) coefficients d'écoulement interannuels.

Les exutoires identifiés en tant que mares, fournissent 60% du ruissellement total contre 40% pour les zones humides. Parmi les différents types de mares, les mares de kori fournissent 18% du ruissellement contre 42% pour les mares de versants, bien que le nombre de bassins qui les alimente soit sensiblement égal (Tab.IV-3).

Tab.IV-3 : répartition des volumes totaux ruisselés interannuels, entre les mares et les zones humides, calculés par Zarbhy pour les 377 bassins versants élémentaires (période 1992-2003).

<i>type</i>	<i>nb. de bassins d'alimentation</i>	<i>nb. relatif</i>	<i>vol. tot. calc. ruisselés (m³)</i>	<i>vol. relatif</i>
mares de kori	116	31%	58 399 835	18%
mares de versant	126	33%	133 434 291	42%
zones humides	135	36%	125 171 517	40%
<i>total</i>	<i>377</i>	<i>100%</i>	<i>317 005 643</i>	<i>100%</i>

A titre indicatif, le paramètre S_r du sous modèle f_l , représentatif du seuil de ruissellement des bassins pour une pluie P_h donnée, varie de 4,5 à 22,5 mm pour une moyenne de 12,5 mm.

Afin de mieux visualiser la distribution spatiale des différents apports de ruissellement dans les exutoires endoréiques, nous avons réalisé une carte des volumes interannuels moyens sur la période 1992-2003 (Fig.IV-20) où les exutoires sont représentés par des carrés de taille égale.

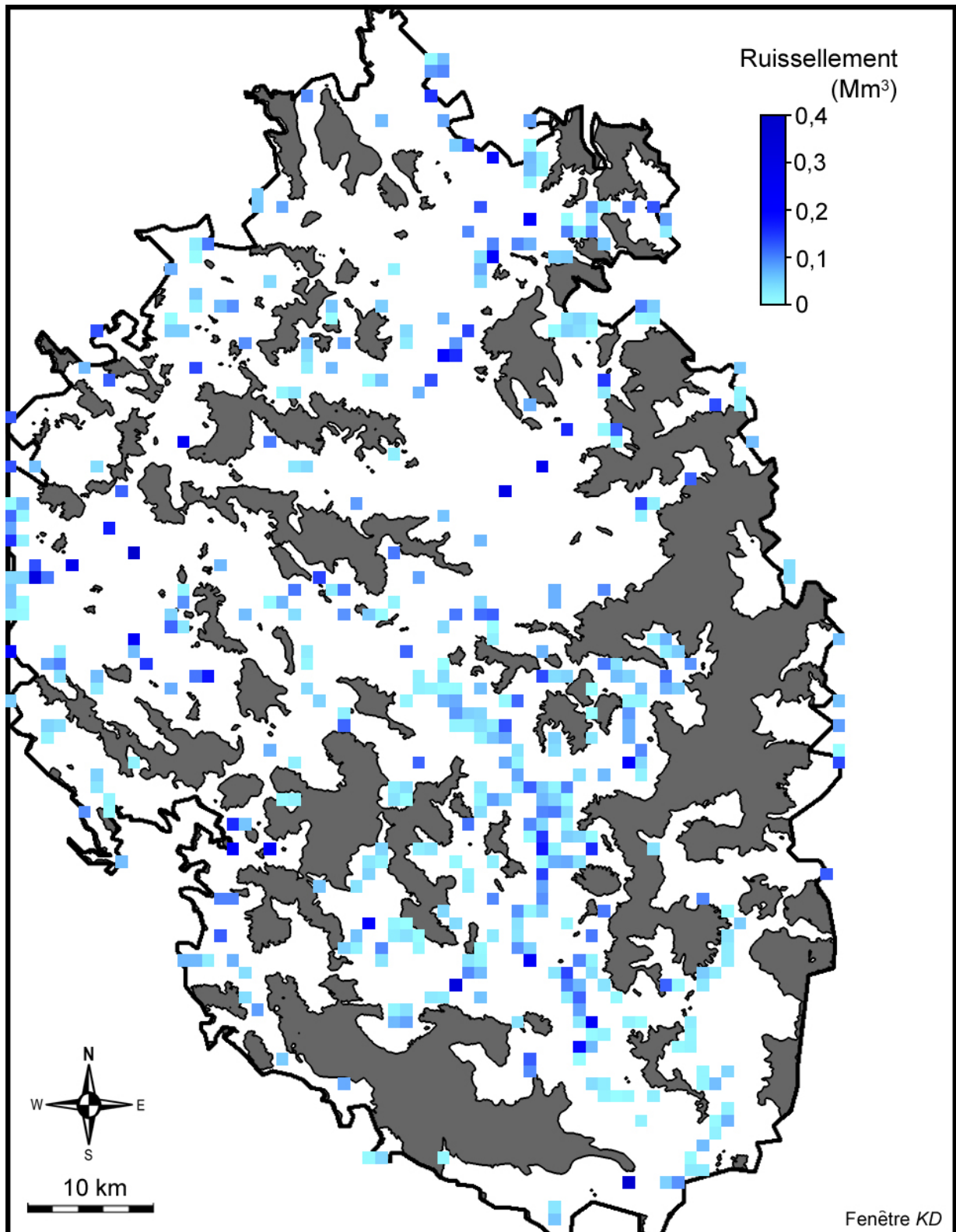


Fig.IV-20 : représentation de la répartition des volumes ruisselés interannuels moyens sur la période 1992-2003 calculés par Zarbfhy.

IV.6.2 Sensibilité et incertitudes

IV.6.2.1 Synthèse des différentes sources d'incertitudes

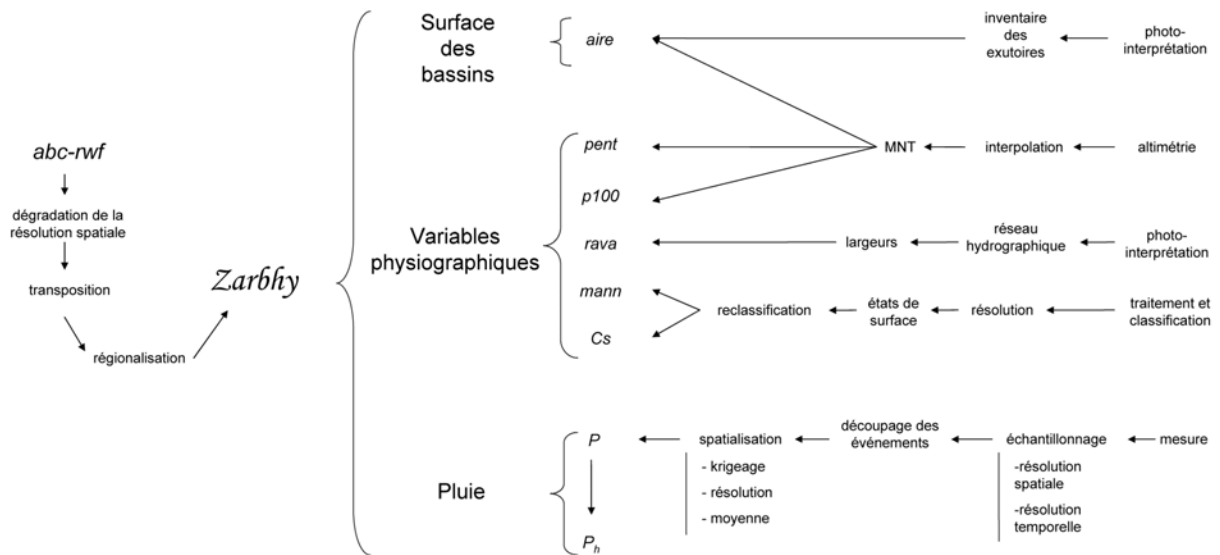


Fig.IV-21 : récapitulatif des principales sources d'erreurs conduisant au calcul du ruissellement par *Zarbhy*.

En sus des incertitudes liées au modèle *abc-rwf* lui-même, développées dans Cappelaere *et al.* (2003a et 2003b), nous avons déjà évoqué, au paragraphe IV.4.7 ("*Accuracy considerations*"), les sources d'incertitudes liées aux étapes principales de sa régionalisation. Les biais estimés par rapport au modèle original sont pris en compte dans *Zarbhy*. Cependant, il reste à considérer les incertitudes relatives à la mise en œuvre de *Zarbhy*. La Fig.IV-21 dresse un récapitulatif des principales sources d'erreurs conduisant au calcul du ruissellement par *Zarbhy*. Nous ne sommes pas en mesure de quantifier les incertitudes induites par chaque procédure. Par contre, il est possible de considérer l'erreur globale, comme la résultante de 3 erreurs, intégrant les sources principales d'incertitude : la surface des bassins versants élémentaires (notée ici S), les variables physiographiques et la pluie (Fig.IV-21).

IV.6.2.2 Sensibilité

Le terme sensibilité représente ici l'impact sur les ruissellements calculés, d'une certaine variation des entrées (spatialement et/ou temporellement distribuées) relative à une variable prédictive et une seule (parmi les Φ , S , P et P_h). Au regard de la synthèse réalisée précédemment, nous testons la sensibilité de *Zarbhy* aux 3 facteurs principaux énoncés, en calculant l'erreur sur le ruissellement engendrée par une variation de chacune des variables séparément.

Il est possible d'approximer au premier ordre l'erreur résultant d'un ensemble de facteurs à partir des erreurs signées engendrées par chaque facteur séparément ou seul selon la relation suivante :

$$ERR \approx \sqrt{\sum_{i,j=1}^n [r_{(i,j)} \times err_i \times err_j]} \quad (4.11)$$

avec :

ERR : erreur résultante,
 $r_{(i,j)}$: coefficient de corrélation entre les facteurs i et j ,
 err_i : erreur due au facteur i ,
 err_j : erreur due au facteur j ,
 n : nombre de facteurs.

a) variables physiographiques

La sensibilité du modèle à chacune des 5 variables physiographiques Φ a été évaluée pour un domaine de variation "libre" et pour un domaine de variation restreint à la variabilité observée sur le jeu de 377 bassins. Toutes choses étant égales par ailleurs, une seule des 5 variables est modifiée à chaque test. Nous appelons "erreur", l'écart par rapport aux volumes ruisselés obtenus avec les variables $\{\Phi\}$ "de référence" déterminées au paragraphe IV.3.4.1.

Pour un même bassin, l'erreur annuelle sur le ruissellement ($err_{(bv, an)}$) est la somme arithmétique des erreurs événementielles, puisque les variables Φ sont définies invariantes au cours du temps. En considérant que les valeurs d'une variable physiographique sont indépendantes d'un bassin à l'autre ($r_{(i,j)} = 0$ lorsque $i \neq j$ dans l'équation (4.11)), l'écart global sur les volumes ruisselés annuels totaux ($err_{(an)}$) peut s'écrire :

$$err_{(an)} \approx \sqrt{\sum_{i=1}^{377} [err_{(bv_i, an)}]^2} \quad (4.12)$$

avec

$err_{(bv_i, an)}$: erreur sur les volumes ruisselés annuels pour le bassin i

L'écart global sur les volumes ruisselés interannuels totaux ($err_{(int)}$) devient :

$$err_{(int)} \approx \sqrt{\sum_{i=1}^{377} \left[\sum_{j=1992}^{2003} err_{(bv_i, an_j)} \right]^2} \quad (4.13)$$

avec

$err_{(bv_i, an_j)}$: erreur sur le volume ruisselé total pour l'année j et le bassin i

La Fig.IV-22a représente les $err_{(int)}$ sur la période 1992-2003, induits par des variations des variables Φ de respectivement 5, 10, 15, 30 et 50% des valeurs initiales de référence. Les écarts les plus importants sont induits par la variable *mann*. Les influences de *pent*, *rava*, C_s et P_{100} interviennent dans une moindre mesure. Une incertitude de 30% sur l'une des 4 variables, engendre des écarts sur le ruissellement interannuel de 0,5% à 1,9%, contre 4,5% pour *mann*. L'erreur sur le ruissellement est proportionnelle à celle sur les

variables individuelles, les erreurs globales de part et d'autre de la valeur de référence sont moyennées, ce qui provoque une linéarisation de l'erreur.

La Fig.IV-22b montre la sensibilité du modèle *Zarbhfy* aux variables $\{\Phi\}$ dans le domaine de variation observé pour l'échantillon des 377 bassins élémentaires. L'unité choisie pour représenter la variabilité observée est son écart type. Pour une incertitude équivalente à 50% des écarts types respectifs, l'écart $err_{(int)}$ engendré sur le ruissellement interannuel calculé par *Zarbhfy* ($err_{(int)}$) varie de 0,6% (*rava*) à 1,7% (*mann*). Dans la mesure où l'on teste des incertitudes relatives à l'écart type, une variance faible conduit à une diminution des écarts engendrés sur le ruissellement. Cela ne signifie pas pour autant que le modèle devient moins sensible à la variable considérée. Par exemple, bien que *Zarbhfy* soit plus sensible aux variations de *rava* qu'à celles de C_s ou $p100$ (Fig.IV-22a), les erreurs les plus faibles, lors du test en nombre d'écarts types, sont engendrées par *rava* (Fig.IV-22b).

Les incertitudes induites sur les paramètres S_r et B ($\{Params_{f1}\}$, cf. IV.4.3) ont également été estimées. Des variations de 30% de l'écart type sur chacune des variables $\{\Phi\}$, créent des écarts moyens, par rapport aux valeurs des paramètres de référence, de 2% sur S_r et de 10% sur B (8% sur $B + S_r$). Les écarts maximums ne dépassent pas 6% sur S_r et 30% sur B , sachant que le coefficient d'écoulement événementiel K_e est plus sensible à S_r qu'à B (cf. §IV.4.2, équation (4.8)).

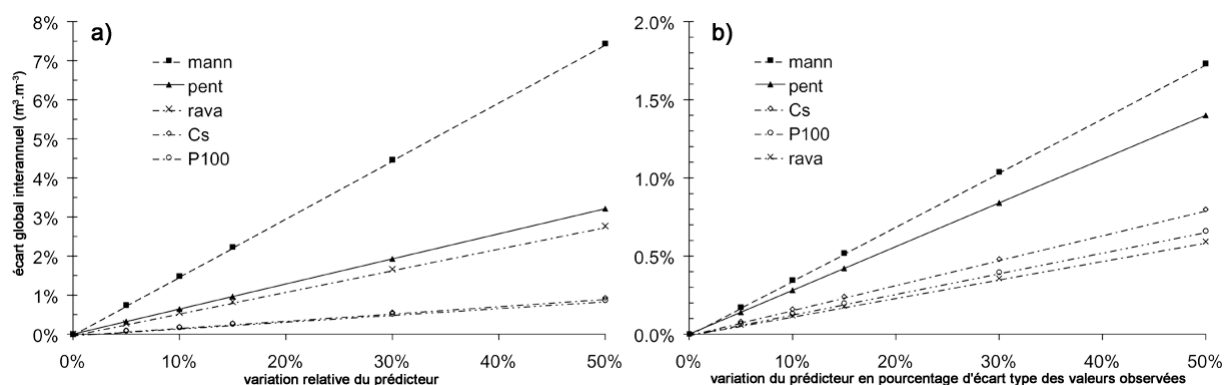


Fig.IV-22 : écart global, sur les volumes ruisselés interannuels ($err_{(int)}$) calculés par *Zarbhfy*, engendré par une variation individuelle des variables $\{\Phi\}$. a) variation par rapport aux valeurs de référence; b) variation en nombre d'écarts types.

b) surface des bassins

La sensibilité du modèle à la surface des bassins est testée comme précédemment. Pour un même bassin, l'erreur annuelle sur le ruissellement est la somme des erreurs événementielles, puisque l'aire des bassins est invariante au cours du temps. Les aires des bassins aux limites communes, sont *a priori* anti-corrélées. Rigoureusement, l'erreur globale (interbassins) devrait tenir compte de ces anti-corrélations. Difficilement quantifiable, la matrice des corrélations devrait néanmoins rester très creuse. Par simplification, nous considérons les erreurs comme indépendantes. Les écarts globaux sur les volumes ruisselés annuels et interannuels ($err_{(an)}$ et $err_{(int)}$) peuvent donc également être approchés par les équations (4.12) et (4.13). Notons que négliger les anti-corrélations revient à surestimer les erreurs résultantes.

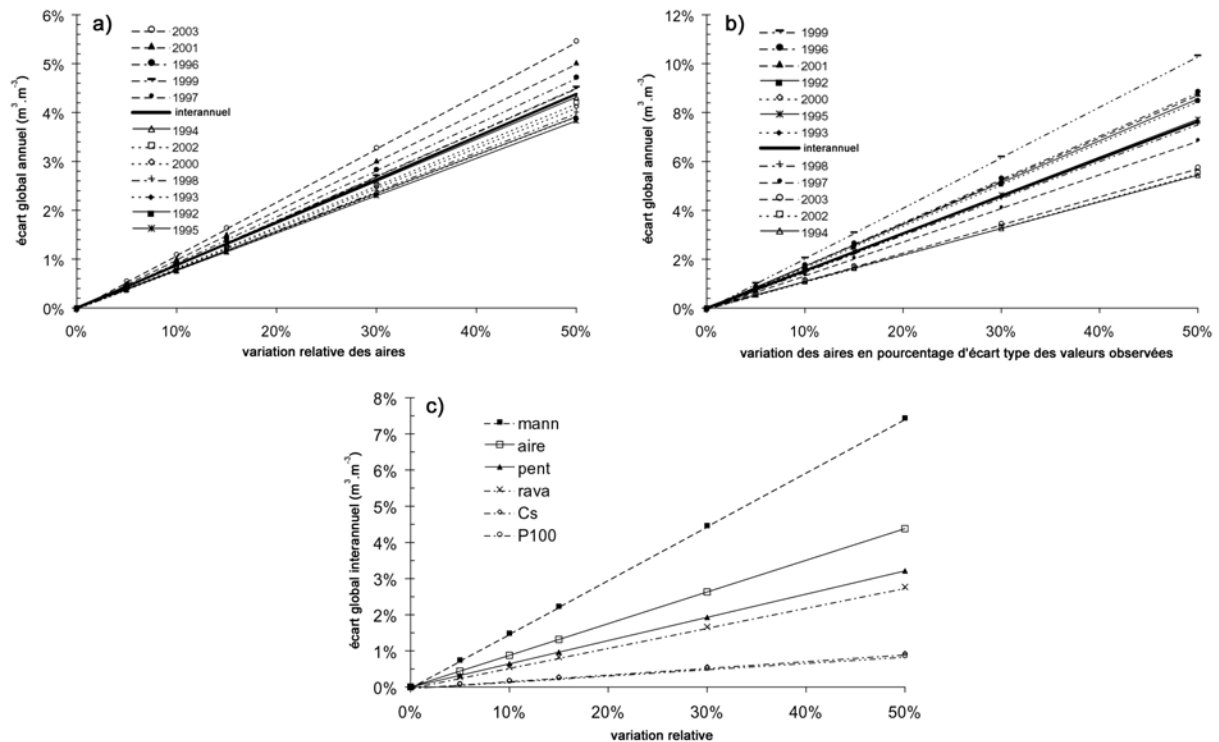


Fig.IV-23 : écart global sur les volumes ruisselés annuels ($err_{(an)}$) calculés par Zarb \acute{h} y, engendré par une variation de la surface des bassins. a) variation par rapport aux valeurs de référence; b) variation en nombre d'écart types. c) comparaison avec les variables $\{\Phi\}$.

Une incertitude relative de 20% sur l'aire des bassins se traduit par un écart interannuel de 1,8% (Fig.IV-23a), avec des écarts annuels variant de 1,5% (1995) à 2,2% (2003). La variation d'un demi écart type engendre des erreurs sur les volumes annuels ruisselés de 5,4% (1994) à 10,3% (1999) et de 7,6% sur les volumes interannuels (Fig.IV-23b). La Fig.IV-23c montre que le calcul des écoulements par Zarb \acute{h} y est plus sensible à l'extension des bassins qu'aux variables *pent*, *rava*, C_s et P_{100} , mais moins qu'au Manning.

Les plus fortes erreurs induites par les incertitudes sur l'aire des bassins concernent les années à ruissellement plus faible (Fig.IV-24a). La tendance semble se confirmer pour quelques variables Φ (Fig.IV-24b).

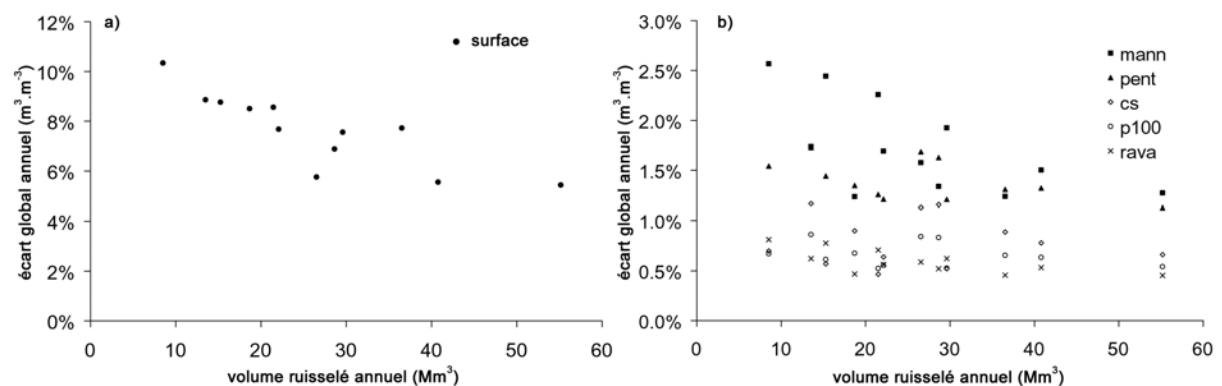


Fig.IV-24 : écart global sur les volumes ruisselés annuels ($err_{(an)}$), engendré par une variation d'un demi écart-type d'un facteur en fonction des volumes totaux annuels ruisselés de référence. a) variation de la surface des bassins ; b) variation d'une des variables Φ .

c) pluie

Selon les mêmes procédés, les tests de sensibilité du modèle à la pluie ont été réalisés séparément sur les variables P et P_h tel qu'elles interviennent respectivement dans le calcul des volumes ruisselés. Pour un même bassin, les événements pluvieux sont supposés indépendants. L'erreur sur le volume annuel ruisselé par bassin, induite par une incertitude sur chaque événement peut donc être approchée par :

$$err_{(bv, an)} \approx \sqrt{\sum_{i=1}^{N_{(an)}} [err_{(bv, evt_i)}]^2} \quad (4.14)$$

avec

$err_{(bv, evt_i)}$: erreur sur le volume ruisselé pour le bassin bv et pour l'événement i

$N_{(an)}$: nombre d'événements dans l'année an

L'erreur globale interannuelle $err_{(int)}$ devient :

$$err_{(int)} \approx \sqrt{\sum_{i=1}^{377} \left[\sum_{j=1992}^{2003} [err_{(bv_i, an_j)}]^2 \right]} \quad (4.15)$$

avec

$err_{(bv_i, an_j)}$: erreur sur le volume ruisselé pour le bassin i et pour l'année j

L'erreur globale (interbassins) annuelle est plus délicate à estimer, puisque les erreurs entre les bassins ne peuvent pas être considérées comme totalement indépendantes. Les pluies concernant des bassins proches sont nécessairement liées, mais le calcul rigoureux de ces corrélations est relativement complexe. Nous avons préféré définir les valeurs extrêmes des erreurs possibles selon les hypothèses opposées d'indépendance totale et de corrélation totale ($r_{(i,j)} = 1$ pour tout i, j dans l'équation (4.11)), afin d'encadrer la véritable incertitude. Les calculs des erreurs globales annuelles $err_{(an)}$ et interannuelles $err_{(int)}$ sont effectués dans le premier cas, selon les équations (4.12) et (4.15) et dans le deuxième cas, par la somme arithmétique des erreurs annuelles par bassin. Les valeurs centrales des intervalles ainsi obtenus correspondent à un coefficient de corrélation "moyen" entre bassins (moyenne des corrélations entre bassins pris 2 à 2, pondérées par les produits des erreurs correspondantes) compris entre 0,25 et 0,5. Or en toute vraisemblance, le coefficient moyen est probablement proche dans cette gamme, car vis-à-vis de la pluie, les bassins voisins sont fortement corrélés tandis que les bassins éloignés sont indépendants. Les incertitudes réelles seraient par conséquent peu éloignées des valeurs centrales de l'encadrement calculé, lesquelles sont retenues ci-après.

Une incertitude de 20% sur les P événementielles génère des écarts sur les volumes ruisselés totaux annuels estimés entre 5,7 et 9,2% selon les années, et une incertitude de 50% de l'écart type (de tous les P observés) donne des valeurs plus faibles entre 3,4 et 6,0%. Les mêmes incertitudes sur P_h se traduisent respectivement par des écarts de 12,3 à 26,5% et de 7,0 à 21,1%. Les erreurs sur les volumes interannuels sont présentées par la Fig.IV-25. Le modèle semble plus sensible à la pluie qu'aux autres variables, c'est pourquoi il est important de la représenter avec la meilleure précision possible.

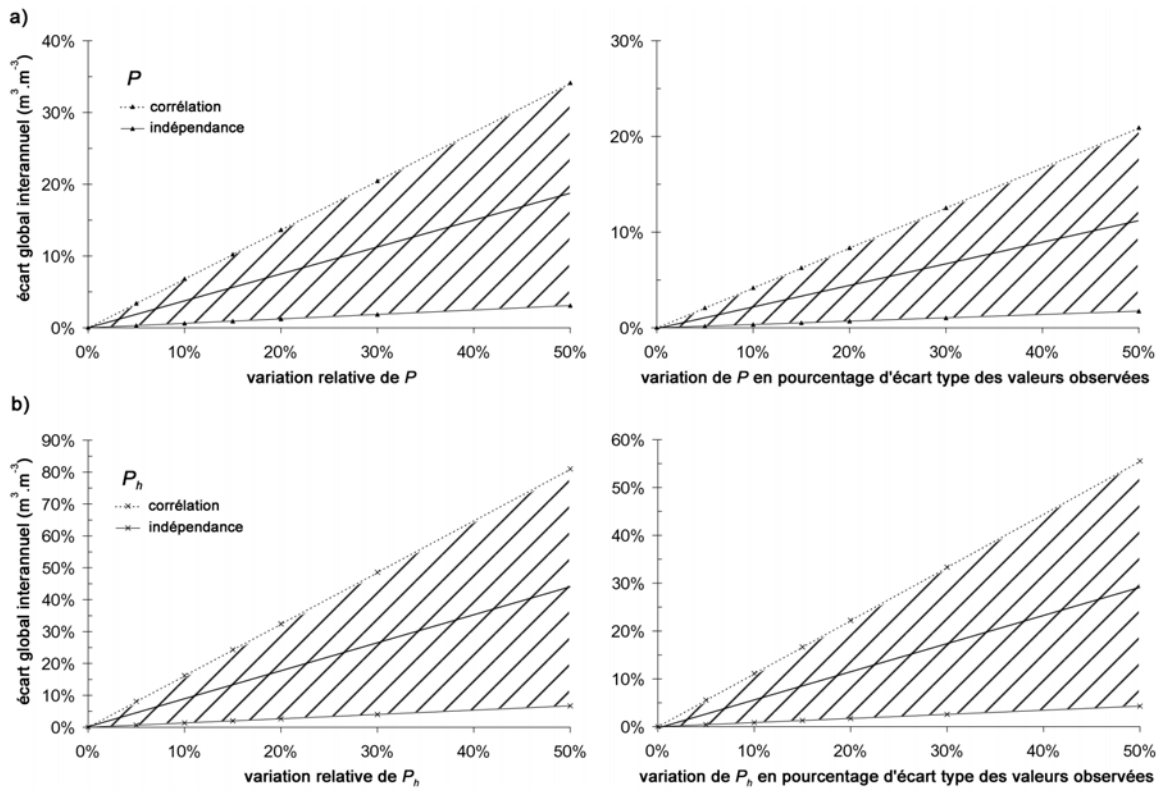


Fig.IV-25 : écart global sur les volumes ruisselés interannuels ($err_{(int)}$) engendré par une incertitude sur les pluies événementielles. a) pluie totale P ; b) pluie tronquée horizontalement P_h .

Comme pour la surface des bassins ou les variables $\{\Phi\}$ (Fig.IV-24), les plus fortes incertitudes concernent les années où le ruissellement est le plus faible (Fig.IV-26). Les écoulements saisonniers élevés sont généralement le résultat d'un petit nombre d'événements à forts cumuls. Plus les événements sont importants, et moins le calcul du ruissellement semble sensible aux incertitudes des variables étudiées.

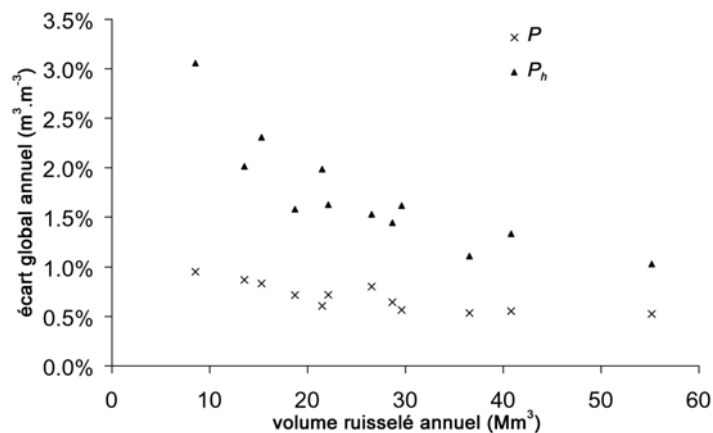


Fig.IV-26 : volumes totaux annuels ruisselés de référence en fonction de l'écart global sur les volumes ruisselés annuels ($err_{(an)}$) selon l'hypothèse d'indépendance des erreurs, engendré par une variation d'un demi écart type de P et de P_h .

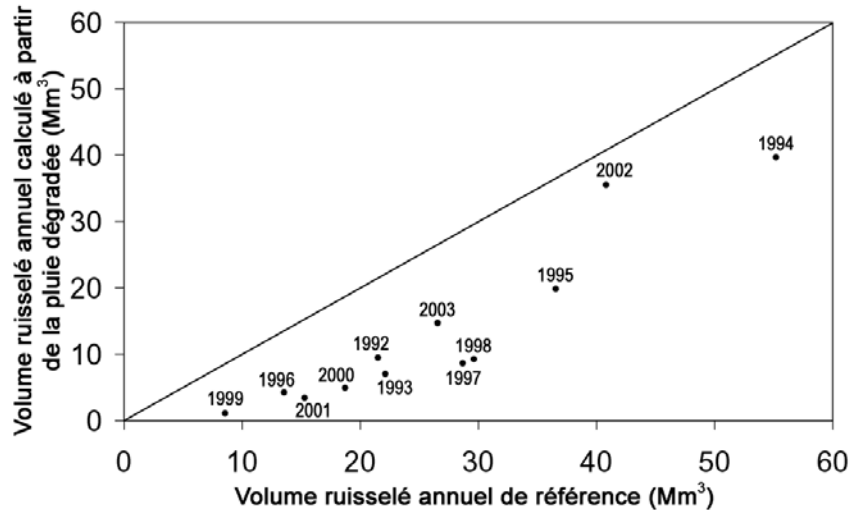


Fig.IV-27 : volumes totaux annuels ruisselés de référence et volumes calculés pour une résolution dégradée de la pluie (P et P_h).

Nous avons également réalisé une comparaison entre le ruissellement de référence et le ruissellement calculé pour une résolution spatiale de la pluie égale à la fenêtre KD , c'est-à-dire 7700 km^2 . La procédure consiste à moyenner sur la fenêtre entière la pluie spatialisée. La détermination de P et de P_h est ensuite réalisée comme indiqué au chapitre III, §III.2.2.2. Les calculs concernent les 377 bassins élémentaires et les 602 événements pluvieux. Le résultat montre une diminution moyenne des volumes annuels d'environ 60% (Fig.IV-27). L'impact de la résolution de la pluie spatialisée sur les écoulements de surface sur la zone d'étude, fait actuellement l'objet de recherches plus approfondies (p. ex. Vischel *et al.* 2003 et 2005).

IV.6.2.3 Calcul d'erreur

L'objectif de la démarche est de préciser l'intervalle de confiance des résultats obtenus par *Zarbfy*, afin de connaître le degré de liberté lors du forçage du modèle souterrain. Le principe de calcul repose sur l'approximation par l'équation (4.11) de l'erreur finale, induite par les sources principales d'incertitude.

D'après la synthèse réalisée (§IV.6.2.1), l'erreur finale sur le ruissellement peut être considérée comme la résultante des erreurs commises sur les variables physiographiques, la surface des bassins et la pluie. Par hypothèse, la surface des bassins est estimée connue à 20% près et les variables physiographiques à 50% de l'écart type. L'incertitude sur la pluie est en revanche approchée par la variance générée lors du krigeage (cf. §III.2.2.2), jugé source principale d'incertitude. Les erreurs sur les volumes par bassin, relatives à une seule variable ($err_{(bv,an)}^{\{\phi,s\}}$), sont issues des procédures décrites au paragraphe précédent (c.-à-d : équation (4.14) pour la pluie et somme arithmétique pour les autres variables).

a) variables physiographiques et surface des bassins

L'erreur annuelle par bassin, résultante des incertitudes sur les variables $\{\Phi\}$ et sur la surface des bassins ($err_{(bv,an)}^{\{\phi,s\}}$), est calculée selon l'équation (4.11) qui devient :

$$err_{(bv,an)}^{\{\phi,s\}} \approx \sqrt{\sum_{i,j=1}^6 [r_{(i,j)} \times err_{(bv,an)_i} \times err_{(bv,an)_j}]} \quad (4.16)$$

Sur la base du jeu de 377 bassins, les couples (*pent*, *p100*), (*C_s*, *mann*), et (*rava*, *S*) sont significativement corrélés, avec respectivement $r_{(pent, p100)} = 0,63$, $r_{(C_s, mann)} = -0,92$ et $r_{(rava, S)} = 0,77$. Le Tab.IV-5 présente les résultats sous forme d'erreurs annuelles interbassins calculées selon l'équation (4.12), puisque nous considérons l'indépendance des incertitudes entre les bassins pour chacune des variables descriptives des bassins (§IV.6.2.2, a et b).

Tab.IV-5 : erreurs sur les volumes ruisselés annuels ($err_{(an)}^{\{\phi,s\}}$) engendrées par les incertitudes conjointes sur les variables $\{\Phi\}$ et les surfaces des bassins ($err_{(an)}^{\{\phi\}}$ sont les erreurs dues aux variables $\{\Phi\}$ seules).

année	$err_{(an)}^{\{\phi\}}$	$err_{(an)}^{\{\phi\}}$ relative	$err_{(an)}^{\{\phi,s\}}$	$err_{(an)}^{\{\phi,s\}}$ relative	volume de référence
1992	550431	2.6%	703642	3.3%	21488713
1993	454396	2.1%	627987	2.8%	22111228
1994	963087	1.7%	1483694	2.7%	55178263
1995	705536	1.9%	977310	2.7%	36543187
1996	349087	2.6%	469574	3.5%	13535900
1997	678213	2.4%	920154	3.2%	28660815
1998	666092	2.2%	896582	3.0%	29615748
1999	250091	2.9%	320957	3.8%	8538926
2000	370800	2.0%	523488	2.8%	18704699
2001	429813	2.8%	578667	3.8%	15285649
2002	835755	2.0%	1182431	2.9%	40797356
2003	658907	2.5%	953844	3.6%	26545158
92-03	6912208	2.3%	9638330	3.2%	317005643

b) pluie

Les écarts-types climatologiques liés au krigeage de *P* et de *P_h* (Fig.III-19) ont été normalisés par l'écart-type de chaque événement respectif sur les 15 postes. Les incertitudes sur *P* et *P_h* sont supposées totalement corrélées ($r = 0,94$), l'erreur annuelle par bassin résultante est donnée par :

$$err_{(bv,an)}^{\{P,P_h\}} = err_{(bv,an)}^P + err_{(bv,an)}^{P_h} \quad (4.17)$$

avec

$err_{(bv,an)}^P$ et $err_{(bv,an)}^{P_h}$ calculées d'après l'équation (4.14).

L'erreur globale (interbassins) sur le ruissellement annuel peut être encadrée par (§IV.6.2.2c) :

$$\sqrt{\sum_{i=1}^{377} [err_{(bv_i,an)}^{\{P,P_h\}}]^2} \leq err_{(an)}^{\{P,P_h\}} \leq \sum_{i=1}^{377} [err_{(bv_i,an)}^{\{P,P_h\}}] \quad (4.18)$$

Les valeurs centrales des incertitudes induites par les pluies varient de 1,1 à 2,7% pour une moyenne interannuelle de 1,8% (Tab.IV-6). Pour la plupart des années, les erreurs minimales sont de l'ordre de la moyenne des volumes ruisselés par bassin (70 000 m³). Les incertitudes globales induites par les pluies sont légèrement plus faibles que les erreurs conjointes calculées d'après les variables $\{\Phi\}$ et la surface des bassins. A l'inverse, les erreurs annuelles par bassins dues aux pluies $err_{(bv,an)}^{\{P,P_h\}}$ sont très variables et souvent plus élevées (elles atteignent régulièrement plusieurs fois la valeur de référence) que les erreurs dues aux variables $\{\Phi\}$ $err_{(bv,an)}^{\{\phi,s\}}$ (en majorité <50%). Les incertitudes annuelles par bassin sont aléatoires et souvent anti-corrélées ce qui a pour effet d'abaisser l'incertitude globale.

Tab.IV-6 : erreurs sur les volumes ruisselés annuels engendrées par les incertitudes sur les pluies (variables P et P_h).

<i>année</i>	$err_{(an)}^{\{P,P_h\}}$ <i>min</i>	$err_{(an)}^{\{P,P_h\}}$ <i>centrale</i>	$err_{(an)}^{\{P,P_h\}}$ <i>max</i>	$err_{(an)}^{\{P,P_h\}}$ <i>min relative</i>	$err_{(an)}^{\{P,P_h\}}$ <i>centrale relative</i>	$err_{(an)}^{\{P,P_h\}}$ <i>max relative</i>	<i>volume de référence</i>
1992	47973	317089	586206	0.2%	1.5%	2.7%	21488713
1993	61589	421571	781554	0.3%	1.9%	3.5%	22111228
1994	243898	1508811	2773723	0.4%	2.7%	5.0%	55178263
1995	60081	415411	770740	0.2%	1.1%	2.1%	36543187
1996	47956	328944	609932	0.4%	2.4%	4.5%	13535900
1997	58706	399238	739769	0.2%	1.4%	2.6%	28660815
1998	63723	440516	817308	0.2%	1.5%	2.8%	29615748
1999	25308	175065	324821	0.3%	2.1%	3.8%	8538926
2000	44240	312286	580331	0.2%	1.7%	3.1%	18704699
2001	40617	248366	456116	0.3%	1.6%	3.0%	15285649
2002	80044	503071	926098	0.2%	1.2%	2.3%	40797356
2003	91930	485848	879767	0.3%	1.8%	3.3%	26545158
92-03	866066	5556215	10246364	0.3%	1.8%	3.2%	317005643

c) erreur finale

L'erreur finale ($err^{\{\phi,s,P,P_h\}}$) a été approchée à partir des 3 sources principales d'incertitude évaluées ici de la manière suivante :

- erreur annuelle par bassin :

$$err_{(bv,an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}} \approx \sqrt{[err_{(bv,an)}^{\{\phi,s\}}]^2 + [err_{(bv,an)}^{\{P,P_h\}}]^2} \quad (4.19)$$

- erreur interannuelle par bassin :

$$err_{(bv,int)}^{\{\phi,s,P,P_h\}} \approx \sqrt{[err_{(bv,int)}^{\{\phi,s\}}]^2 + [err_{(bv,int)}^{\{P,P_h\}}]^2} \quad (4.20)$$

avec

$$err_{(bv,int)}^{\{\phi,s\}} = \sum_{j=1992}^{2003} err_{(bv,an_j)}^{\{\phi,s\}} \quad \text{et} \quad err_{(bv,int)}^{\{P,P_h\}} \approx \sqrt{\sum_{j=1992}^{2003} [err_{(bv,an_j)}^{\{P,P_h\}}]^2} \quad (4.21) \text{ et } (4.22)$$

- erreur annuelle interbassins selon l'équation (4.12) et/ou somme arithmétique :

$$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}} \approx \sqrt{[err_{(an)}^{\{\phi,s\}}]^2 + [err_{(an)}^{\{P,P_h\}}]^2} \quad (4.23)$$

Tab.IV-7 : erreurs finales sur les volumes ruisselés annuels $err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$.

année	$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$ m in	$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$ centrale	$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$ max	$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$ min relative	$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$ centrale	$err_{(an)}^{\{\phi,s,P,P_h\}}$ max relative	volume de référence
1992	751614	1020731	1289847	3.5%	4.8%	6.0%	21488713
1993	689576	1049558	1409540	3.1%	4.7%	6.4%	22111228
1994	1727593	2992505	4257418	3.1%	5.4%	7.7%	55178263
1995	1037391	1392721	1748050	2.8%	3.8%	4.8%	36543187
1996	517529	798517	1079505	3.8%	5.9%	8.0%	13535900
1997	978860	1319391	1659923	3.4%	4.6%	5.8%	28660815
1998	960305	1337098	1713891	3.2%	4.5%	5.8%	29615748
1999	346265	496022	645778	4.1%	5.8%	7.6%	8538926
2000	567729	835774	1103820	3.0%	4.5%	5.9%	18704699
2001	619285	827034	1034783	4.1%	5.4%	6.8%	15285649
2002	1262475	1685502	2108529	3.1%	4.1%	5.2%	40797356
2003	1045774	1439692	1833611	3.9%	5.4%	6.9%	26545158
92-03	10504396	15194545	19884695	3.4%	4.8%	6.4%	317005643

Les hypothèses formulées permettent d'estimer une erreur finale sur les volumes ruisselés annuels comprise entre 3,8 et 5,9%, avec une erreur interannuelle de 4,8%. Ces valeurs semblent relativement acceptables pour fournir de bonnes contraintes au modèle souterrain. La distribution des erreurs interannuelles par bassin est présentée sur la Fig.IV-28. Rappelons toutefois qu'en toute rigueur, la véritable erreur doit être légèrement supérieure, car certaines sources d'incertitude ne peuvent pas être quantifiées dans l'état actuel de nos connaissances (dont celles relatives à la transposition du modèle *abc-rwf*). Quelques erreurs aléatoires ont été néanmoins estimées au paragraphe IV.4.7 (*Accuracy considerations*).

Comme les incertitudes dues aux variables physiographiques ou à la pluie, les incertitudes finales annuelles par bassin $err_{(bv,an)}$ sont beaucoup plus élevées que les incertitudes globales. Elles sont en moyenne de 60% avec des valeurs pouvant atteindre plusieurs fois le ruissellement calculé. A l'échelle du bassin, les incertitudes sont à l'image de la variabilité extrême du ruissellement. Considérée sur un ensemble de bassins, une partie de cette variabilité disparaît entraînant la compensation des erreurs (anti-corrélation des variables). La nécessité de travailler à l'échelle de l'ensemble des bassins versants se confirme par le calcul d'erreur, car le groupement des systèmes endoréiques minimise le caractère aléatoire des surfaces produisant le ruissellement en un point donné.

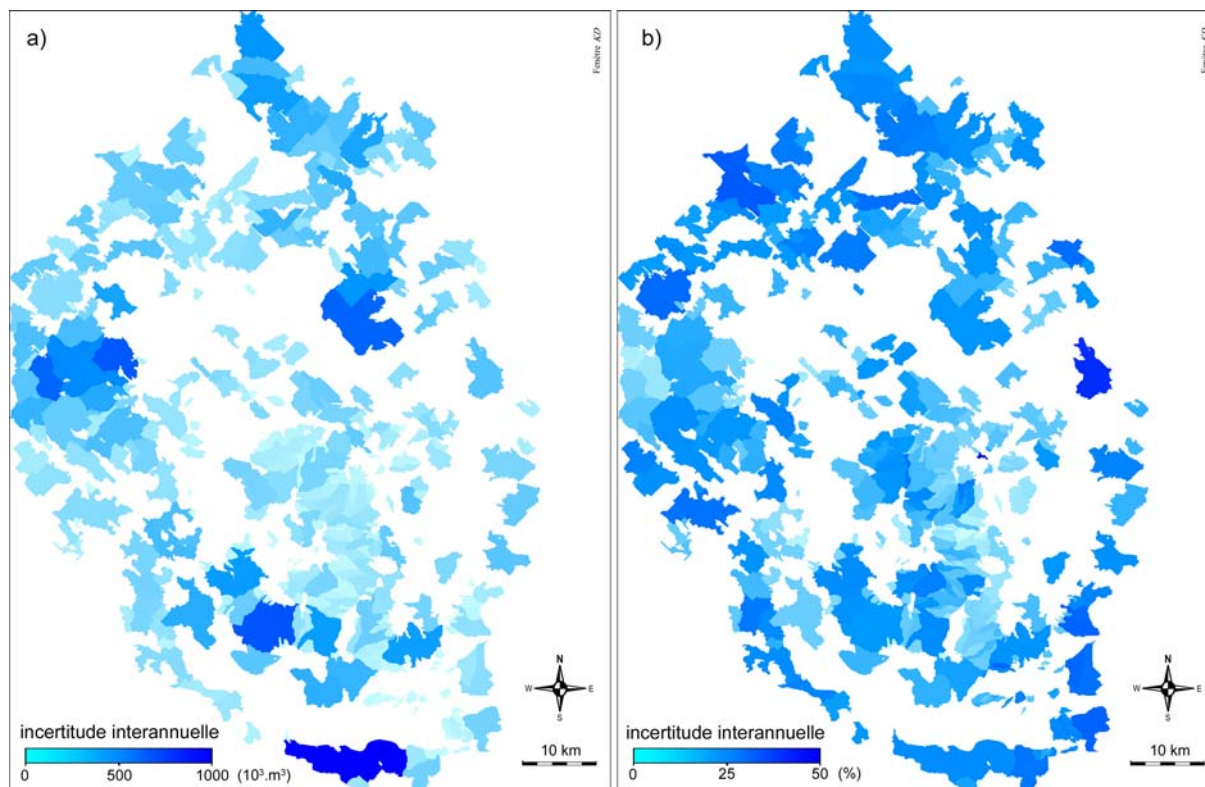


Fig.IV-28 : incertitude finale sur le ruissellement interannuel des 377 bassins versants élémentaires : a) incertitude absolue, b) incertitude relative

IV.6.3 comparaison aux observations

IV.6.3.1 Données incertaines

Le Sahel se caractérise par une très forte variabilité spatiale et temporelle des processus hydrologiques. Particulièrement vrai pour l'Afrique sahélienne, le suivi à long terme d'un site de mesure pose des difficultés pratiques lourdes de conséquences pour l'exploitation des données. Au-delà de leur représentativité, s'ajoute à l'incertitude sur la mesure, l'incertitude sur le contenu informatif des données.

Les jaugeages de bassins versants disponibles sur notre zone sont peu nombreux, et nécessitent une critique approfondie avant toute exploitation rigoureuse. Le caractère fugace et sporadique des crues crée des difficultés d'ordre logistique pour l'obtention des hydrogrammes. A la mesure directe des débits est souvent substituée une mesure indirecte, issue de la différenciation des limnigrammes des mares *via* la relation niveau-volume. Là encore, la variabilité spatio-temporelle des écoulements ne permet pas de garantir les origines du remplissage (cf. §II.3.2). Les mares de kori peuvent par exemple, lors de certains événements, subir un remplissage depuis une mare amont et/ou se déverser dans une mare aval (Desconnets, 1994).

Toute la difficulté de la validation des résultats d'un modèle hydrologique basé sur ces données "d'observation", est de pouvoir discerner l'incertitude "expérimentale" de l'incertitude générée par le modèle. Cette difficulté est d'autant plus importante que l'échelle de travail est fine. Peugeot *et al.* (2003) et Cappelaere *et al.* (2003a, 2003b) réalisent une critique poussée

des données disponibles et développent conjointement des stratégies combinant données et modèle hydrologique, afin d'estimer les incertitudes, en dépit du manque d'information sur le bassin expérimental de Wankama, et de valider le modèle physique à fine échelle.

IV.6.3.2 Choix de sites *a priori* comparables

Les données disponibles sur la zone concernent les données de plusieurs bassins versants du Site Central Est de l'expérience HAPEX SAHEL (Goutorbe *et al.*, 1997). Parmi les bassins instrumentés durant la décennie, peu rassemblent suffisamment d'informations pour permettre une comparaison avec des données modélisées. La superficie, la pluie ou bien les volumes ruisselés sont rarement connus avec précision. Deux bassins de faible superficie, ayant un équivalent dans la représentation des 377 bassins élémentaires, pourraient convenir à l'étude : Kafina (1389135) et Banizoumbou (308412), respectivement de 0,5 et 1,5 km². Pour chacun, les limnigrammes de la mare exutoire sont connus conjointement avec les enregistrements d'une station pluviographique proche. Cependant, pour Kafina, le poste pluviographique n'a pas fonctionné en 1997, ni en juillet-août 1998. Or les trois chroniques de débits étaient disponibles pour 1997, 1998 et 1999 (Fourcade, 2000), et en 1999 quelques crues ont été manquées ce qui ne permet pas de connaître le bilan saisonnier avec précision. C'est pourquoi nous réalisons la comparaison des sorties du modèle *Zarby* uniquement avec les données du bassin de Banizoumbou 308412.

IV.6.3.3 Comparaison

La mare de Banizoumbou se situe dans le kori principal de Dantiandou (Fig.IV-29). Les données de pluies observées proviennent de la station de Banizoumbou, du réseau AMMA-Niger (§III.2.1.1). Les données de ruissellement proviennent d'un enregistreur automatique qui fournit des mesures limnigraphiques de la mare, exploitables sur les saisons entières depuis 1996. Une relation hauteur-volume, élaborée à partir de deux nivellements précis de la mare réalisés en 1991 et 1999, permet d'obtenir l'hydrogramme de crue (cf. Sou, 2003). Le bassin modélisé correspondant (308412) alimente la même mare, mais son extension est différente de celui obtenu par un levé de terrain réalisé en 1999. Ceci est dû en partie à la différence de résolution spatiale et à la délimitation automatique des contours (§III.1.2.4). L'extension du bassin supposé à partir du levé topographique est de 1,5 km² contre 3,6 km² dans le modèle (Fig.IV-29).

La Fig.IV-30 confronte les lames ruisselées (volumes rapportés au bassin modélisé 308412) calculées par *Zarby* (telles que décrites au §IV.6.1.1) avec les lames observées en tenant compte des incertitudes (§IV.6.3.3 et Desconnets, 1994). L'écart est dans le domaine des incertitudes pour les 4 années 1996, 1997, 2000 et 2002 (surestimations de 13% en moyenne). En revanche de fortes sous-estimations bien supérieures aux incertitudes apparaissent pour 1998, 1999 et 2001 (de 71 à 78%). Les conséquences sur le ruissellement estimé sont particulièrement importantes pour l'année 1998, qui concerne des lames élevées.

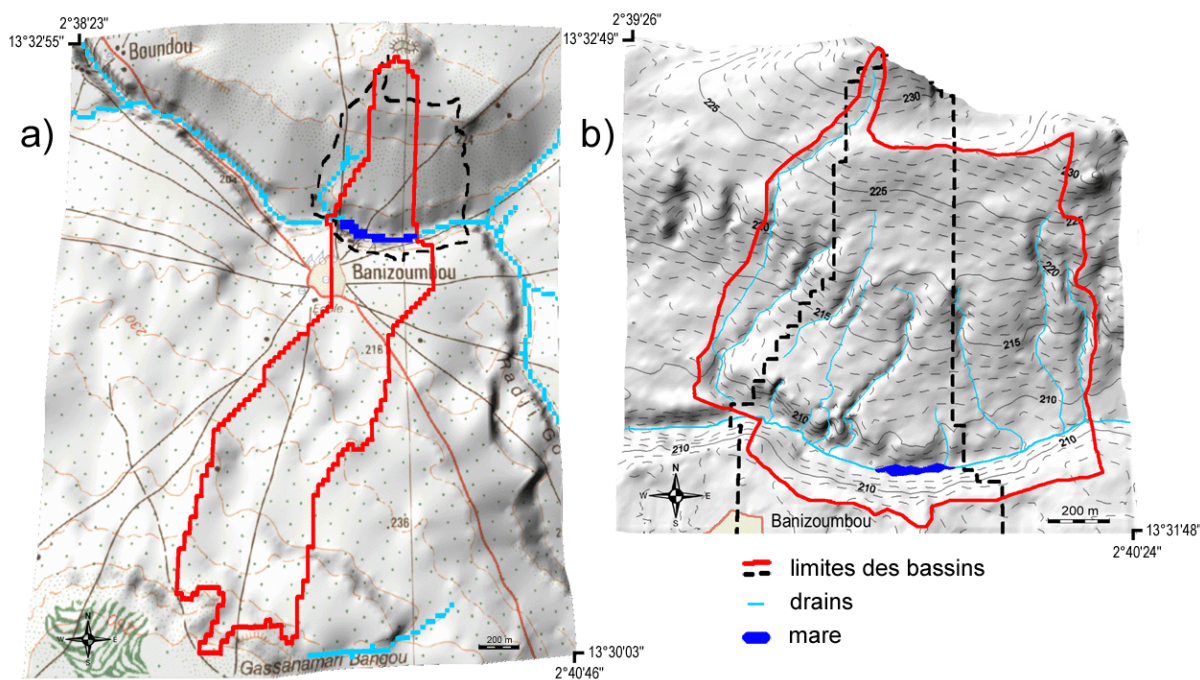


Fig.IV-29 : le bassin versant de Banizoumbou selon ses deux représentations théoriques. a) représentation pour le modèle Zarbhy avec le MNT à 40 m ; b) représentation par le levé topographique de terrain à fine échelle.

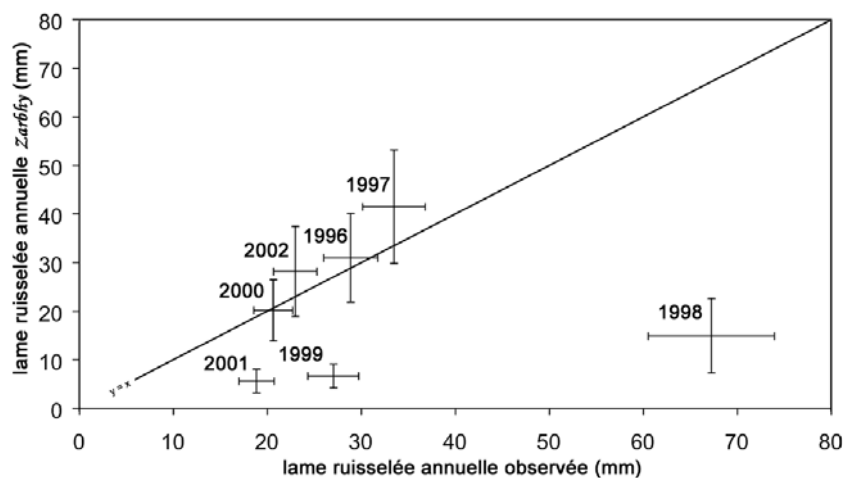


Fig.IV-30 : relation entre les lames calculées par Zarbhy et les lames mesurées écoulées pour le bassin versant élémentaire de Banizoumbou sur la période 1996-2002. Les erreurs sur les observations correspondent aux incertitudes générales estimées par Desconnets (1994) sur un échantillon de mares représentatives (c.-à-d 10%). Les erreurs sur les lames calculées sont les $err_{(bv,an)}$ propres au bassin 308412 définies au §IV.6.3.3.

IV.6.3.4 Discussion

Les grandes dissemblances entre les deux bassins sont certainement à l'origine des réponses hydrologiques divergentes. La complexité du milieu ne permet pas au modèle de travailler à échelle fine, une certaine intégration de la variabilité spatiale est nécessaire. Zarbhy

n'a pas été développé afin de fournir des données réalistes à l'échelle de l'exutoire, mais à l'échelle d'un ensemble d'exutoires (§IV.4.5 ; §IV.4.6). D'ailleurs, la modélisation de Banizoumbou 308412 par *abc-rwf* (telle que décrite au §IV.3.3.2) donne des résultats similaires à ceux de *Zarbhfy*. Une étude réalisée par Lucibello (2003) sur les petits bassins de Tondi Kiboro (Estèves *et al.*, 1993), pour les saisons 1992 et 1993, montre que les écarts dus à la transposition du modèle à échelle fine ne sont pas du même ordre de grandeur que ceux observés ici pour les 3 années. Les deux bassins semblent donc trop différents pour pouvoir donner des réponses hydrologiques comparables.

Le choix d'une approximation de l'humidité initiale par une valeur constante (20%) pour l'ensemble des bassins peut ne pas se justifier à l'échelle locale (cf. §IV.3.3.1 *initial soil humidity*). Un test a été réalisé en introduisant les pluies de la station de Banizoumbou dans le modèle du bassin de Wankama (Cappelaere *et al.*, 2003b ; Peugeot *et al.*, 2003). Plusieurs simulations ont été réalisées avec différentes valeurs successives d'humidités initiales (10, 20, 30 et 40%). Les coefficients d'écoulements annuels K_a , calculés en 1998, 1999 et 2001, sont plus sensibles aux fortes valeurs de l'humidité initiale que ceux des autres années. A titre d'exemple, le passage d'une humidité constante initiale de 20 à 40%, engendre une augmentation des K_a de 15% en 1997 et 25% en 1998. Un autre test avec la prise en compte de l'API rehausse le ruissellement, mais dans des proportions bien inférieures aux écarts observés. La chronique des événements semble donc particulière pour les 3 années. Trop peu de bassins versants ont été modélisés avec *abc-rwf* à fine échelle (manque de données exploitables) pour que nous puissions discuter plus précisément de cette hypothèse.

En 1999, sur le bassin de Banizoumbou, deux événements semblent avoir été subdivisés indûment, puisque seulement deux crues ont été enregistrées dans la mare pour les quatre événements. Il s'agit des événements du 10 août et du 22 septembre, de P_h respectives 7,4 et 7,6 mm, et 7,3 et 10 mm. Pour le modèle *Zarbhfy*, deux événements de faible magnitude (p. ex. $P_{h1} < S_r$ et $P_{h2} < S_r$) ne produiront pas de ruissellement séparément, tandis qu'un seul événement de magnitude cumulée (p. ex. $P_{h1} + P_{h2} > S_r$) en produira. Ici, la réunion des deux couples d'événements engendre une progression de la lame ruisselée de 6,6 à 7,6 mm, soit 15% d'augmentation, ce qui ne couvre qu'une faible partie du déficit de 76%. Ce type d'erreur semble assez rare puisqu'il n'a été décelé, sur les sept années testées à Banizoumbou, que les deux événements de 1999 cités précédemment. De plus, les événements difficiles à individualiser sont généralement d'amplitude modérée (peu de différence entre le front et la traîne), ce qui engendre, comme ici, des erreurs absolues assez faibles.

L'analyse à l'échelle de l'événement pluvieux apporte un certain nombre de résultats intéressants pour la critique du modèle. Nous considérons ici les pluies définies pour le modèle *Zarbhfy*, c'est-à-dire les pluies totales P et les pluies tronquées P_h ($i_{min}=15 \text{ mm.h}^{-1}$; $t_i=5 \text{ min}$; §IV.3.4.2) krigées moyennes. Les hauteurs d'eau précipitées classées montrent que les années 1998, 1999 et 2001 se distinguent par une absence de classes d'événements supérieurs à 50 mm pour P et supérieurs à 30 mm pour P_h (Fig.IV-31). Pour les autres années, les événements de forts cumuls fournissent la quasi-totalité du ruissellement modélisé annuel, ce qui n'est pas le cas dans la chronique observée à la mare de Banizoumbou (Fig.IV-31b). L'analyse de la relation entre P_h et les coefficients de ruissellement observés événementiels K_e (volume ruisselé observé/volume total produit par la pluie à la station) pour toutes les années, illustre les difficultés d'interpréter les données observées (Fig.IV-32). Quel que soit le mode de calage (modèle mono-bassin f_0 ou f_1 ou modèle global multi-bassins f ; Fig.IV-6), *Zarbhfy* surestime le ruissellement des forts cumuls pluviométriques et sous-estime celui des faibles (Fig.IV-32).

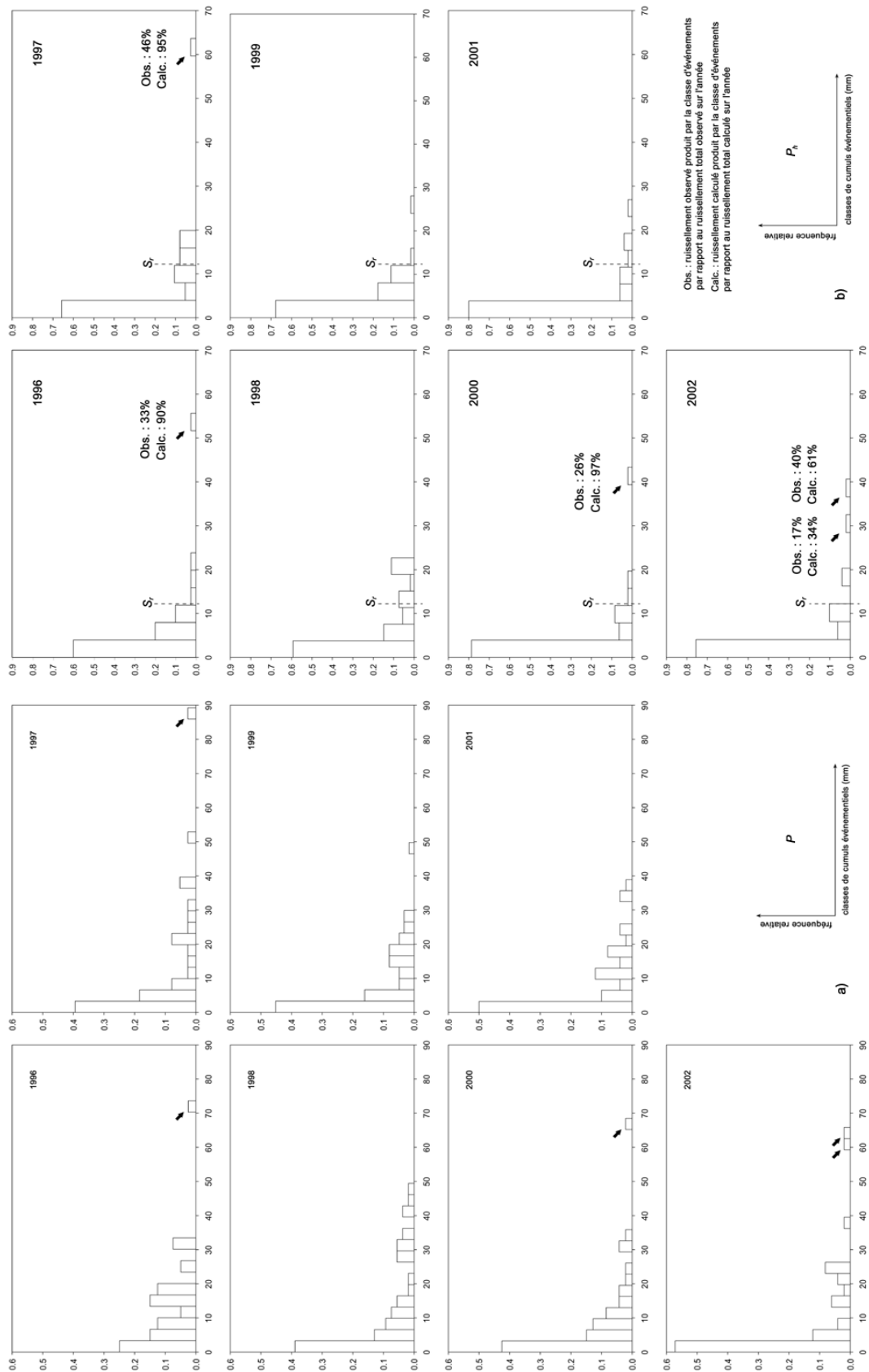


Fig.IV-31 : classes d'amplitude constante des cumuls événementiels des pluies krigées moyennes sur le bassin versant élémentaire de Banizoumbou (308412); a) pluie totale P ; b) pluie tronquée P_h .

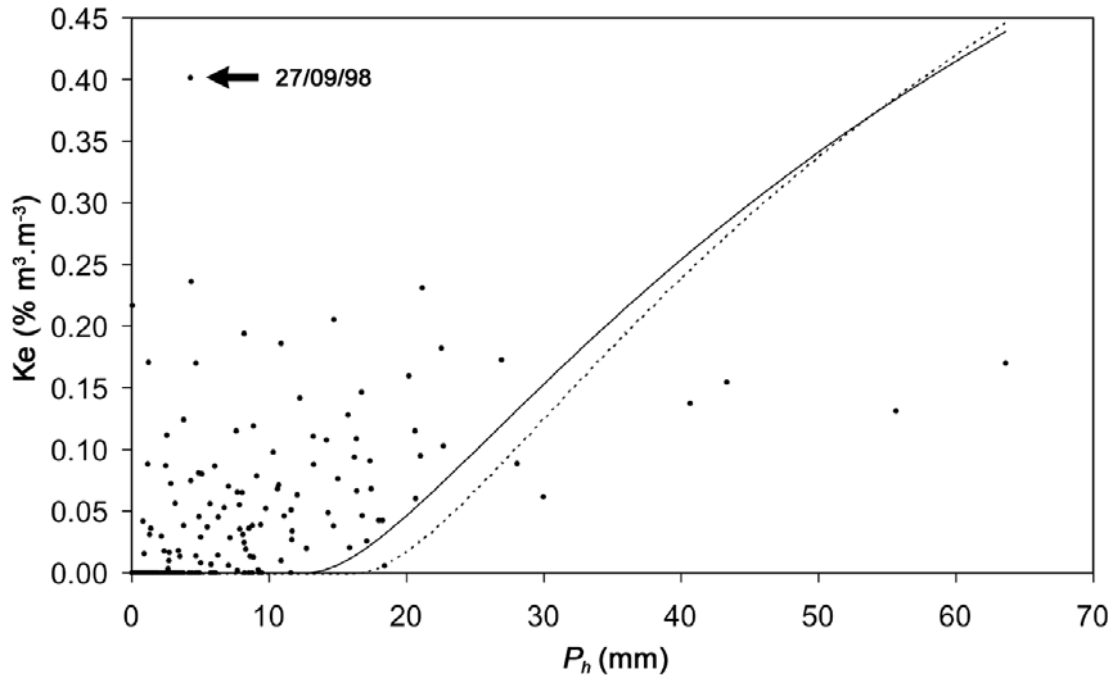


Fig.IV-32 : coefficient d'écoulement observé en fonction de la pluie. En tirets, le modèle mono-bassin f_0 o f_1 , en trait plein le modèle global multi bassins f .

Le ruissellement saisonnier est correctement représenté, mais de manière fortuite. En fait, la sous-estimation des petits événements ($P < 50$ mm) et la surestimation des événements importants, se compensent pour finalement aboutir à un total équilibré proche des observations. La grande dispersion des points sur la Fig.IV-32, avec notamment de très forts K_e rencontrés pour des cumuls événementiels très faibles, interroge sur la validité de l'hydrogramme et/ou la représentativité de la mesure de pluie ou encore sur la "stabilité" temporelle du bassin. Par exemple, après 7 jours sans pluie, l'événement du 27/09/98 de seulement 10,8 mm ($P_h = 4,3$ mm) produit une lame ruisselée de 4,3 mm, soit $K_e = 40\%$. La Fig.IV-33 compare les lames ruisselées observées et calculées avec les pluies événementielles enregistrées en 1998. Le déficit des écoulements est illustré à la fois par le nombre et par l'amplitude des lames calculées.

Le bassin de Banizoumbou expose ici toute la complexité des observations du milieu à échelle locale. Aux incertitudes sur les jaugeages de la mare s'ajoute celle sur la détermination de l'impluvium à l'origine des écoulements mesurés. Les systèmes endoréiques élémentaires ne sont pas figés dans l'espace et possèdent une dynamique qui est en partie fonction de l'intensité de l'événement pluvieux (Fig.II-14, §II.3.2). Cette variabilité spatiale disparaît à l'échelle régionale, c'est d'ailleurs ce que montre le calcul d'erreur à la fois pour les variables physiographiques et pour la pluie (§IV.6.2.3).

En calculant pour 1998 des écoulements excédentaires à méso-échelle par rapport à la période 1992-2003, $Zarbh$ se rapproche régionalement des observations de la nappe qui montrent que cette année est exceptionnelle en terme de recharge. Puisque les mesures de ruissellement ne peuvent être réalisées qu'à l'échelle locale, la validation du modèle ne peut se faire que par la piézométrie, seule donnée intégrant véritablement la variabilité hydrologique.

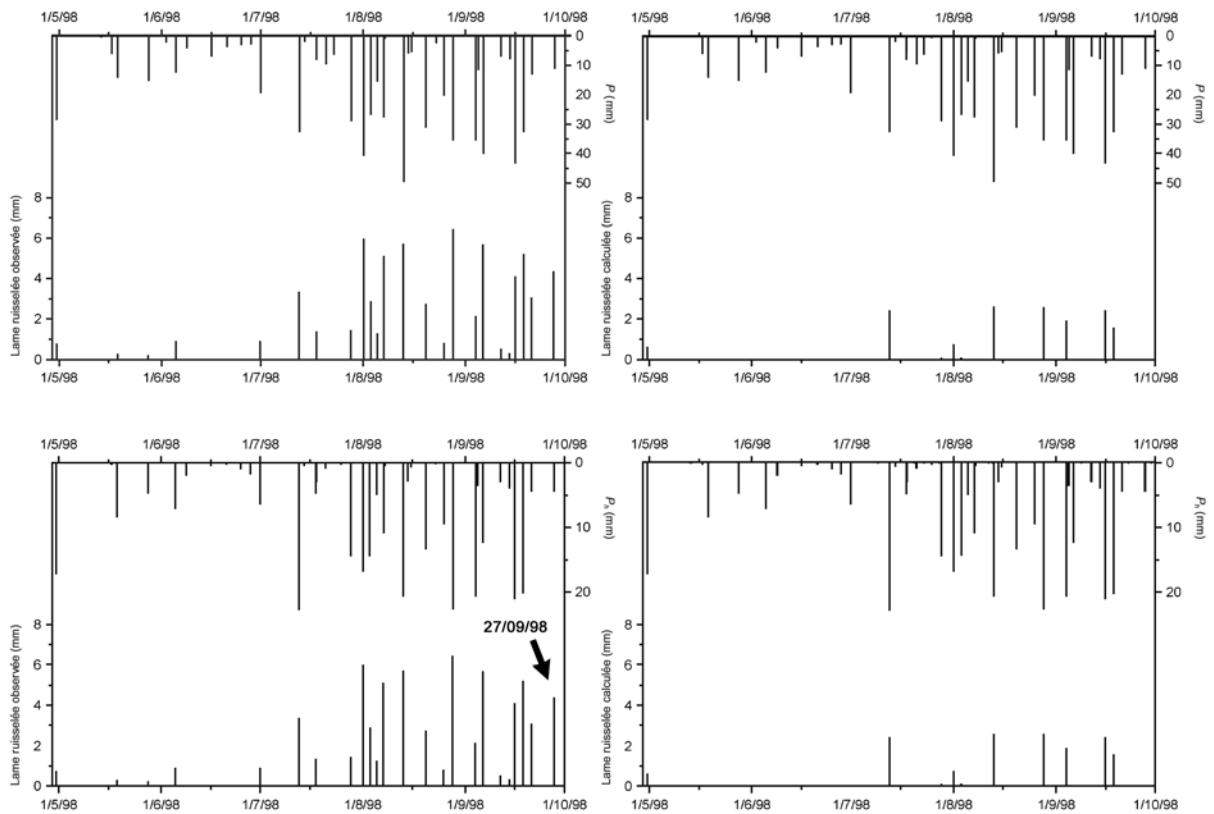


Fig.IV-33 : lames ruisselées observées (à gauche) et calculées (à droite) pour les événements de l'année 1998 (en haut : P, en bas : P₁).

Appendix: Nomenclature of performance evaluation criteria

(All are volume percentages, % m³.m⁻³, except for *F* efficiencies that are non-dimensional)

Subscripts "e", "a", or "i" refer to **integration time** in computation, i.e., *event*, *annual*, or *interannual*, respectively.

Extent of sample used in computation is defined by superscript "c" (for *calibration* sample), "vf" (*full validation* sample), "vr" (*reduced validation* sample), or yet by criterion *underscoring* (meaning that *all catchment-x-storm data* is used), or by "(C)" for catchment *C* only (with all storms).

In present paper, both "obs" and "sim" refer to model outputs, from fine-scale model and from upscaled model, respectively.

<i>symbol</i>	<i>definition</i>	<i>mathematical expression</i>	<i>count</i>
$K_e(C,j)$	runoff coefficient for event <i>j</i> in catchment <i>C</i>	$100 \cdot \frac{Runoff_Volume(C,j)}{Rainfall_Volume(C,j)}$	1
$K_a(C,y)$	annual runoff coefficient for year <i>y</i> in catchment <i>C</i>	$100 \cdot \frac{\sum_{events\ in\ year\ y} Runoff_Volume(C,j)}{\sum_{events\ in\ year\ y} Rainfall_Volume(C,j)}$	# events in year <i>y</i>
$K_i(C)$	interannual runoff coefficient for catchment <i>C</i>	$100 \cdot \frac{\sum_{j=1}^{213} Runoff_Volume(C,j)}{\sum_{j=1}^{213} Rainfall_Volume(C,j)}$	213
$QME_e(C)$	event-wise quadratic-mean error for catchment <i>C</i>	$\sqrt{\underset{j=1}{mean}^{213} \{ (K_e^{sim}(C,j) - K_e^{obs}(C,j))^2 \}}$	213
$MXE_e(C)$	event-wise maximum absolute error for catchment <i>C</i>	$\underset{j=1}{max}^{213} (K_e^{sim}(C,j) - K_e^{obs}(C,j))$	213
$F_e(C)$	event-wise efficiency for catchment <i>C</i>	$1 - \frac{QME_e(C)^2}{Variance^{213} \{ K_e^{obs}(C,j) \}}$	213
\underline{QME}_e	global event-wise quadratic-mean error	$\sqrt{\underset{C=1}{mean}^{50} \{ QME_e(C)^2 \}}$	10650 (= 50 x 213)
\underline{MXE}_e	global event-wise maximum absolute error	$\underset{C=1}{max}^{50} (MXE_e(C))$	10650 (= 50 x 213)
\underline{F}_e	global event-wise efficiency	$1 - \frac{(\underline{QME}_e)^2}{Variance^{50}_{C=1} \{ K_e^{obs}(C,j) \}}$	10650 (= 50 x 213)
QME_e^c	calibration event-wise quadratic-mean error	$\sqrt{\underset{C=1}{mean}^{35}_{j=1}^{149} \{ (K_e^{sim}(C,j) - K_e^{obs}(C,j))^2 \}}$	5215 (= 35 x 149)
MXE_e^c	calibration event-wise maximum absolute error	$\underset{C=1}{max}^{35}_{j=1}^{149} (K_e^{sim}(C,j) - K_e^{obs}(C,j))$	5215 (= 35 x 149)

F_e^c	calibration event-wise efficiency	$1 - \frac{(QME_e^c)^2}{\text{Variance}_{C=1}^{35} \{K_e^{obs}(C, j)\}_{j=1}^{149}}$	5215 (= 35 x 149)
QME_e^{vr}	reduced validation-set event-wise quadratic-mean error	$\sqrt{\text{mean}_{C=1}^{15} \{ (K_e^{sim}(C, j) - K_e^{obs}(C, j))^2 \}_{j=1}^{64}}$	960 (= 15 x 64)
MXE_e^{vr}	reduced validation-set event-wise maximum absolute error	$\max_{C=1}^1 \{ K_e^{sim}(C, j) - K_e^{obs}(C, j) \}_{j=1}^{64}$	960 (= 15 x 64)
F_e^{vr}	reduced validation-set event-wise efficiency	$1 - \frac{(QME_e^{vr})^2}{\text{Variance}_{C=1}^{15} \{K_e^{obs}(C, j)\}_{j=1}^{64}}$	960 (= 15 x 64)
QME_e^{vf}	full validation-set event-wise quadratic-mean error	$\sqrt{\text{mean}_{C \in \{1...35\} \text{ or } j \in \{1...149\}} \{ (K_e^{sim}(C, j) - K_e^{obs}(C, j))^2 \}}$	5435 (= 10650 - 35 x 149)
MXE_e^{vf}	full validation-set event-wise maximum absolute error	$\max_{C \in \{1...35\} \text{ or } j \in \{1...149\}} \{ K_e^{sim}(C, j) - K_e^{obs}(C, j) \}$	5435 (= 10650 - 35 x 149)
F_e^{vf}	full validation-set event-wise efficiency	$1 - \frac{(QME_e^{vf})^2}{\text{Variance}_{C \in \{1...35\} \text{ or } j \in \{1...149\}} \{K_e^{obs}(C, j)\}}$	5435 (= 10650 - 35 x 149)
$QME_a(C)$	annual quadratic-mean error for catchment C	$\sqrt{\text{mean}_{y=1992}^{2000} \{ (K_a^{sim}(C, y) - K_a^{obs}(C, y))^2 \}}$	9
$MXE_a(C)$	annual maximum absolute error for catchment C	$\max_{y=1992}^{2000} \{ K_a^{sim}(C, y) - K_a^{obs}(C, y) \}$	9
$F_a(C)$	annual efficiency for catchment C	$1 - \frac{QME_a(C)^2}{\text{Variance}_{y=1992}^{2000} \{K_a^{obs}(C, y)\}}$	9
\underline{QME}_a	global* annual quadratic-mean error	$\sqrt{\text{mean}_{C=1}^{50} \{ QME_a(C)^2 \}}$	450 (= 50 x 9)
\underline{MXE}_a	global* annual maximum absolute error	$\max_{C=1}^{50} \{ MXE_a(C) \}$	450 (= 50 x 9)
\underline{F}_a	global* annual efficiency for catchment C	$1 - \frac{(\underline{QME}_a)^2}{\text{Variance}_{C=1}^{50} \{K_a^{obs}(C, y)\}_{y=1992}^{2000}}$	450 (= 50 x 9)
\underline{QME}_i	interannual quadratic-mean error	$\sqrt{\text{mean}_{C=1}^{50} \{ (K_i^{sim}(C) - K_i^{obs}(C))^2 \}}$	50
\underline{MXE}_i	interannual maximum absolute error	$\max_{C=1}^{50} \{ K_i^{sim}(C) - K_i^{obs}(C) \}$	50
\underline{F}_i	interannual efficiency for catchment C	$1 - \frac{(\underline{QME}_i)^2}{\text{Variance}_{C=1}^{50} \{K_i^{obs}(C)\}}$	50

* : global = 50 catchments

Chapitre V

Hausse piézométrique et modélisation hydrodynamique souterraine

V.1 Introduction

Nous avons évoqué au chapitre précédent la nécessité d'une validation du modèle *Zarby* par des données intégrant une certaine part de la variabilité spatiale hydrologique, indisponibles actuellement en surface. C'est pourquoi dans ce chapitre nous focalisons nos investigations vers la nappe phréatique pour laquelle un grand nombre de données piézométriques sont disponibles. Les interactions avec la surface ont abondamment été décrites au chapitre II (§II.5). La nappe poursuit une phase de réajustement consécutif aux changements environnementaux et climatiques depuis 1950 (Leduc *et al.*, 2001), c'est pourquoi nous privilégions l'analyse de cette hausse pour tester d'une part les hypothèses de recharges ponctuelles et d'autre part la validation du modèle régionalisé.

V.2 Caractérisation de l'aquifère

Les informations stratigraphiques disponibles sur la zone proviennent de coupes techniques d'ouvrages réalisés au cours de grands programmes d'hydraulique villageoise. Les descriptions lithologiques des forages, souvent assez détaillées, concernent une cinquantaine de forages plus ou moins profonds (c.-à-d de 50 m à plus de 100 m selon la situation topographique). Nous reprenons ici l'ensemble des données synthétisées et enrichies de nombreux nivellements par Favreau (2000), ainsi que quelques données nouvelles issues de la 3^{ème} phase du programme d'hydraulique villageoise du Conseil de l'Entente.

V.2.1 Lithologie et limites

Nous avons vu au chapitre II (§II.4.2) que l'aquifère de la nappe phréatique était constitué par les grès argileux tertiaires du CT3. Il s'agit de sables siliceux fins à argileux et de silts argileux plus ou moins grésifiés. A l'est de la zone, dans le Dallol Bosso, l'aquifère est entaillé sur une vingtaine de mètres par un remplissage sableux quaternaire en continuité hydraulique avec les grès (§II.4.2).

La sédimentation tertiaire sur la zone est caractérisée par une forte variabilité spatiale, donnant lieu à des alternances de passées argileuses et sableuses d'extensions plus ou moins vastes. L'analyse d'une centaine de coupes lithologiques ne nous a pas permis de réaliser des corrélations stratigraphiques très étendues, à l'intérieur de l'aquifère. Parfois, les mêmes horizons stratigraphiques sont repérables sur des distances supérieures à 20 km (Fig.V-1) tandis qu'à moins de 4 km les coupes lithologiques peuvent être très différentes (p. ex. Gassan Kournié et Fandou Beri, Favreau, 2000).

Le toit des argiles grises du CT2, qui représente le substratum de l'aquifère, est bien marqué sur la plupart des coupes lithologiques. La différence de faciès est généralement nette

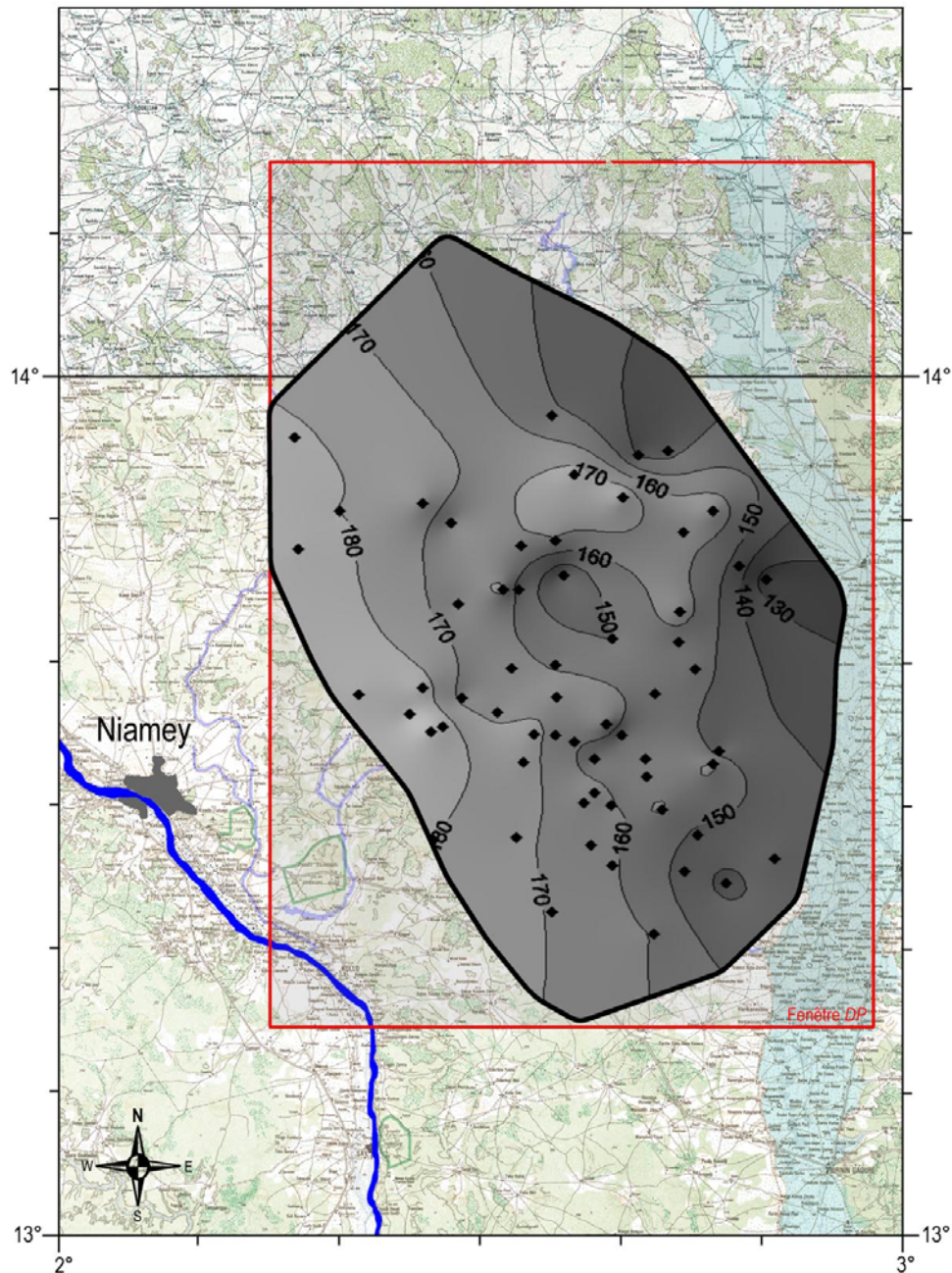


Fig.V-2 : carte du toit des argiles grises du CT2 représentant le substratum de l'aquifère phréatique. On note le pendage général vers l'est.

V.2.3 Paramètres hydrodynamiques

V.2.3.1 Débits spécifiques

La fonction conductrice de l'aquifère peut être estimée en première approche par une étude de la distribution des débits spécifiques (Q_s [$L^3.T^{-1}.L^{-1}$]). Il s'agit de l'information disponible la plus répandue et la mieux répartie sur la zone d'étude. Les mesures sont plus ou moins anciennes (de 1964 à 1999) et de validité variable. Réalisés sur des puits qui ne captent

qu'une épaisseur faible de l'aquifère, les essais de pompage sont souvent effectués sur de trop courtes durées sans développement préalable de l'ouvrage. Cependant il existe tout de même de bonnes correspondances entre les mesures anciennes et récentes d'un même site, et lorsqu'une hausse importante a eu lieu, elle s'accompagne logiquement d'une augmentation du Q_s . Nous avons ajouté seulement 4 mesures à celles utilisées par Favreau (2000), pour l'obtention d'une distribution des Q_s sur la zone (Fig.V-3). Elles sont issues des essais de puits réalisés lors de la 3^{ème} phase du programme d'hydraulique villageoise du Conseil de l'Entente en 1999.

Les plus forts Q_s sont situés le long du dallol Bosso (alluvions quaternaires) et sur le secteur central de la zone d'étude. Ailleurs ils sont intermédiaires, avec des valeurs plus faibles au nord ouest et au sud (Fig.V-3).

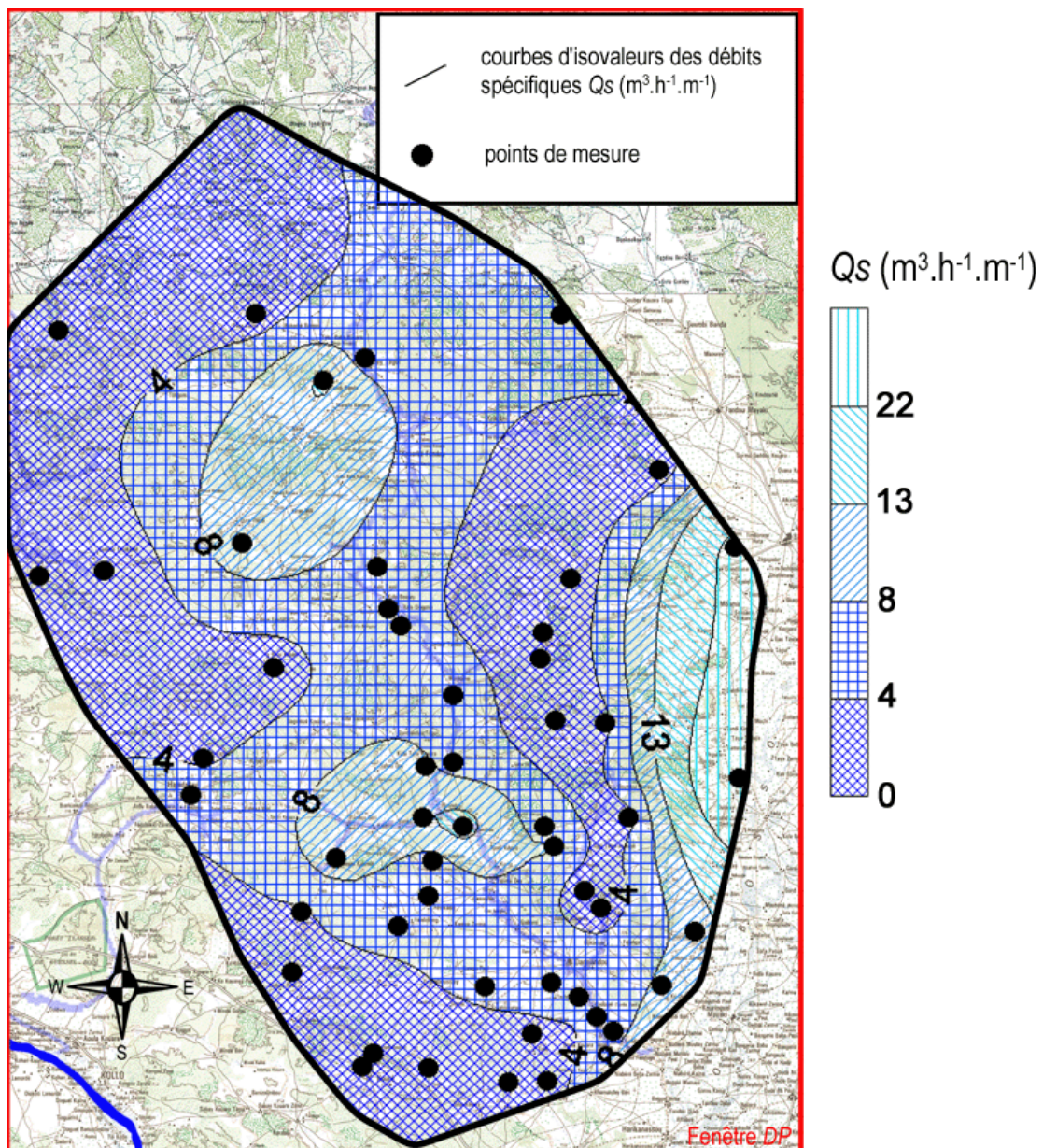


Fig.V-3 : distribution spatiale par classe des débits spécifiques sur la zone d'étude.

V.2.3.2 Perméabilité/transmissivité

Le pouvoir adducteur de l'aquifère est relativement méconnu sur la zone d'étude. De même que pour les débits spécifiques, les quelques pompages d'essai réalisés sur des forages captant la nappe phréatique, sont à considérer avec réserve. Les forages ne captent généralement que les dix premiers mètres de l'aquifère et la durée du pompage, effectuée immédiatement après fonçage, est souvent insuffisante. Il est courant d'observer un développement de l'ouvrage au cours de l'essai. Il faut ajouter à ces considérations la nature lithologique extrêmement variable de l'aquifère. Si régionalement les formations sédimentaires peuvent être considérées comme homogènes, localement la présence de lentilles d'argile ou sableuses peut modifier considérablement les interprétations ponctuelles (uniquement représentatives de la singularité). Les valeurs de transmissivités obtenues au cours des essais sans développement apparent de l'ouvrage, varient entre 5.10^{-4} et $1.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et montrent une bonne corrélation avec les débits spécifiques mesurés ($r^2=0,67$, Favreau, 2000). Par conséquent la distribution spatiale des Q_s est considérée comme représentative de la distribution des transmissivités.

Concernant les puits, les interprétations d'essais de pompages plus récents et de plus longue durée donnent des transmissivités calculées par la méthode de Theis/Jacob de l'ordre de 6.10^{-5} à $1.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour des perméabilités déduites de l'ordre de 10^{-5} à $10^{-4} \text{ m}.\text{s}^{-1}$ (Favreau, 2000). Considérant une épaisseur saturée variant de 10 à 90 m sur la zone d'étude (cf. §V.3.3.2), les perméabilités peuvent être évaluées à partir des données disponibles entre 10^{-6} à $10^{-3} \text{ m}.\text{s}^{-1}$.

V.2.3.3 Porosité

Les deux seules mesures de porosité efficace existantes, déduites de pompages d'essai, sont de 1% à Banikane ($2^{\circ}37'29''\text{E}$, $13^{\circ}35'10''\text{N}$) et 15% à Banizoumbou. Ces valeurs laissent une certaine liberté quant à l'appréciation d'un ordre de grandeur de la porosité efficace pour la modélisation hydrodynamique. Par ailleurs les transmissivités calculées pour ces deux points distants de 10 km sont du même ordre ($10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). Il est par conséquent difficile de conclure s'il s'agit d'une expression de la variabilité extrême de l'aquifère, ou s'il s'agit de mesures erronées.

Une approche théorique nous a permis d'évaluer les valeurs de la porosité efficace sur deux sites. L'amortissement d'une variation piézométrique instantanée dans un aquifère captif homogène, semi infini, limité par une zone rectiligne à potentiel imposé et sans aucune possibilité d'échange que cette zone, peut être défini par la formule suivante :

$$H_{(x,t)} = H_0 \times \operatorname{erfc} \left(x \cdot \sqrt{\frac{S}{4T \cdot t}} \right) \quad (5.1)$$

pour $H_{(x,t)}$: variation de charge en (x,t)
 H_0 : variation instantanée de la charge imposée
 erfc : fonction erreur complémentaire
 x : distance du point d'observation
 t : depuis le début de la variation
 S : coefficient d'emmagasinement
 T : transmissivité

Cette équation de diffusion monodimensionnelle est également valide pour le cas d'un aquifère libre, lorsque l'amplitude des variations $H_{(x,t)}$ et H_0 est faible devant l'épaisseur saturée. Les sites de Hamdallay (2°24'54"E, 13°33'28"N) et Banizoumbou offrent la possibilité d'appliquer la relation (5.1) avec T connue et des épaisseurs saturées respectives de 22 et 27 m, pour des fluctuations piézométriques de l'ordre du mètre. Une certaine homogénéité de la lithologie semble également localement respectée.

Pour Hamdallay, les fluctuations piézométriques saisonnières mesurées au puits "Sud" sont considérées comme signal source. Le signal amorti est observé au puits "Mosquée" à 350 m de distance. La transmissivité est estimée à $7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

A Banizoumbou, le signal source provient du piézomètre "Orstom", et le signal amorti est mesuré au piézomètre "DRE" à 80 m plus au sud. Deux enregistreurs automatiques (pas de 15 min) nous permettent de travailler sur les crues événementielles. Les transmissivités sont estimées à $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les ajustements manuels des signaux amortis ($H_{(x,t)}$) observés et calculés selon la fonction (5.1), permettent de déduire des diffusivités (T/S) de $4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour Hamdallay et de $1,6 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour Banizoumbou (Fig.V-4). Les porosités efficaces correspondantes (S) sont respectivement de 2% et de 13% (contre 15% mesurés par pompage d'essai). Quelles que soient les méthodes employées, elles concernent trop peu de points pour permettre une généralisation à toute la zone d'étude. La porosité efficace reste un facteur méconnu et apparemment fortement variable du secteur aquifère étudié.

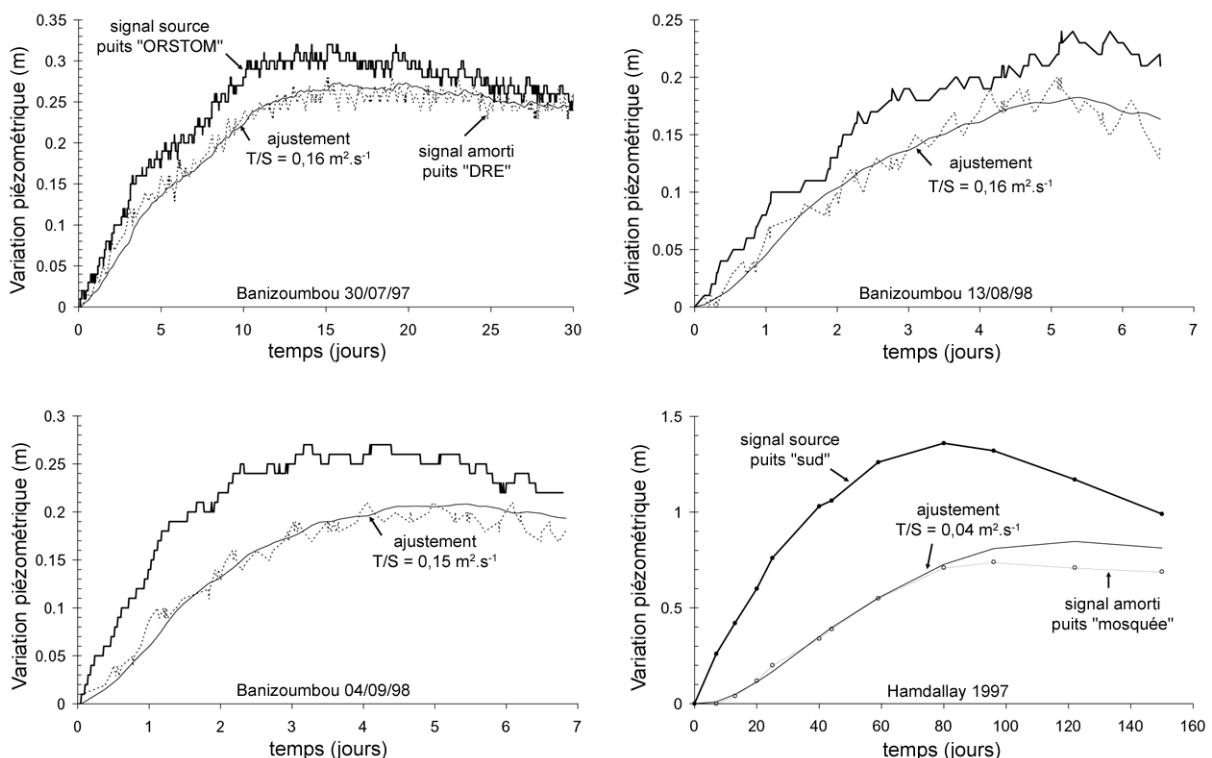


Fig.V-4 : ajustements manuels de la fonction de diffusion 1D (5.1) et diffusivités correspondantes. a) site de Hamdallay, hivernage 1997; b) site de Banizoumbou, crues du 30/07/97, du 13/08/98 et du 04/09/98.

V.3 Piézométrie

V.3.1 Données

Dans le cadre du programme HAPEX SAHEL, des suivis piézométriques ont débuté dès 1991 sur un réseau de plus de 250 points dans le degré carré de Niamey (Leduc et Lenoir, 1995). Il s'agit de mesures ponctuelles, à différents pas de temps (annuel à bimensuel), ou bien d'enregistrements automatiques. Les observations ont été maintenues par l'ORSTOM puis l'IRD, assurant une évolution et une continuité des mesures de 1994 à 2002. Depuis 2003, le réseau piézométrique est devenu l'objet d'un Observatoire de Recherche sur l'Environnement (ORE AMMA-Catch Niger), associé au programme de recherche international AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine). Certains suivis proviennent également des Directions Départementales de l'Hydraulique (DDH) de Dosso et de Tillabéri, dans le cadre d'un programme d'appui à la Direction des Ressources en Eau du Niger (DRE).

Plusieurs dizaines de milliers de mesures piézométriques sont disponibles actuellement sur le degré carré de Niamey. L'essentiel des chroniques, récentes et anciennes, concernant notre zone d'étude, sont analysées et critiquées dans Favreau (2000).

V.3.2 Représentativité des mesures

La représentativité des mesures sur la zone est analysée par Favreau *et al.* (2000) qui signalent l'existence de nombreuses perturbations affectant les points d'accès à la nappe. L'échantillonnage de la piézométrie s'effectue ponctuellement au cours de la journée et fournit une image instantanée de niveaux souvent dynamiques. Les inondations et les pompages domestiques représentent les incertitudes les plus importantes dans l'interprétation des chroniques piézométriques. Selon les ouvrages, les biais estimés atteignent quelques centimètres à quelques mètres. Les erreurs dues aux calibrages instrumentaux (Leduc et Lenoir, 1995) ou à la référence utilisée lors de la mesure (rebords boisés pour les puits traditionnels ou non horizontaux pour les puits cimentés) sont de moindre importance (<0,1 m).

Pour apprécier les qualités d'un puits-piézomètre, une analyse et une critique des données au cas par cas est essentielle. A ces considérations s'ajoutent les incertitudes sur les nivellements. Leur validité dépend de la méthode et de la cohérence d'ensemble des bornes de référence utilisées. La précision est estimée entre 1 et 20 cm pour les points nivelés du réseau d'observation utilisés dans l'étude.

V.3.3 Piézométrie de référence

V.3.3.1 Fluctuations piézométriques

La recharge indirecte crée des dômes locaux dans la nappe phréatique perceptibles par une variation des niveaux mesurés sur les chroniques des points proches des zones

d'infiltration (cf. §II.5.2.2 ; Fig.IV-5). La distance des zones de recharge locale, les caractéristiques hydrodynamiques du milieu, la profondeur de la nappe ou encore l'intensité de la crue en surface sont autant de paramètres qui déterminent l'apparition et l'amplitude de fluctuations piézométriques en un point d'observation donné (Leduc *et al.*, 1997).

Trois groupes sont reconnus sur la zone d'étude :

- les points à fluctuations saisonnières,
- les points sans fluctuations saisonnières,
- les points à fluctuations saisonnières occasionnelles.

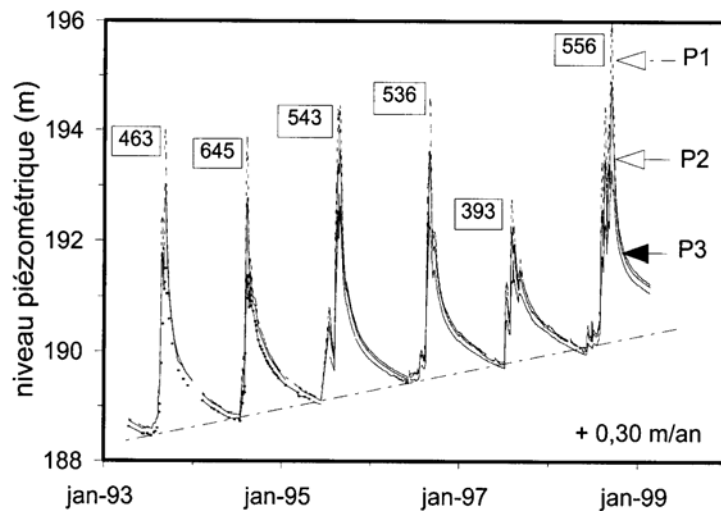


Fig.V-5 : exemple de fluctuations piézométriques observées entre 1993 et 1998 à Wankama ; P1, P2 et P3 sont des piézomètres situés respectivement à 30, 80 et 180 m du bord de la mare (d'après Favreau, 2000).

Sur la zone d'étude, environ 30% des points montrent des variations saisonnières annuelles du niveau de la nappe phréatique. Ils se situent dans des secteurs bas du paysage où la nappe est à une profondeur relativement faible, près des mares ou près de bas-fonds à écoulement temporaire (p. ex. Hamdallay). Le tableau en annexe 1 liste les caractères fluctuants ou non fluctuants d'une soixantaine de points d'observation en fonction de la distance à un exutoire identifié (§III.1.2.3). Au-delà de 800 m environ, quasiment aucun point n'affiche de fluctuations piézométriques saisonnières annuelles sur la période 1992-2003. La profondeur maximale où ces variations du niveau de la nappe sont observées se situe vers -30 m et les amplitudes mesurées sont généralement comprises entre 0,4 et 5,0 m.

Les points sans fluctuations piézométriques saisonnières sont les plus nombreux, ils représentent environ 50% des chroniques. A de rares exceptions près, ils sont généralement situés sur des points hauts du paysage où la nappe est relativement profonde (> 30 m). Leurs chroniques affichent uniquement une hausse interannuelle.

Les points à fluctuations saisonnières occasionnelles sont les moins nombreux, mais se répartissent sur l'ensemble du paysage, pour des profondeurs de nappe de l'ordre de 20 à 60 m. Les variations des niveaux ne se manifestent que certaines années essentiellement pour deux raisons :

- les points sont situés à une distance importante d'un exutoire et ne sont influencés par la recharge qu'en cas de crue exceptionnelle,

- les points sont à proximité d'une zone de recharge qui ne fonctionne qu'en cas de crue exceptionnelle.

Ces deux origines illustrent la forte variabilité interannuelle de la recharge soulignée au chapitre précédent.

V.3.3.1 Choix des niveaux statiques

A l'échelle de la zone d'étude, les fluctuations saisonnières ne perturbent pas le schéma général de répartition de la piézométrie, même pour les années de forte recharge (Favreau, 2000). Cependant, les niveaux dynamiques (non stabilisés à l'échelle annuelle) ne permettent pas les comparaisons d'une année sur l'autre ou d'un point à un autre. D'après les chroniques, la surface de la nappe est supposée à l'équilibre pour la plupart des points d'observation en fin de saison sèche (Fig.V-5). Les dômes locaux formés en saison humide se sont résorbés par diffusion. Les niveaux ponctuels de la nappe sont par conséquent supposés en équilibre avec la piézométrie générale en avril-juin. Nous les nommons ici "niveaux statiques".

L'analyse approfondie des chroniques montre que, si cette supposition est vraie pour la plupart des points observés, certaines exceptions existent. Par exemple à Kolo Bossey (2°55'42"E, 13°44'14"N), la forte hausse de 1994 est suivie d'une baisse entre les niveaux de fin de saison sèche 1995 et 1996 ; de même, la forte hausse de 1998 est suivie d'une baisse jusqu'en 2000 (Fig.V-6). Ceci démontre que pour certaines années exceptionnelles, le niveau atteint en fin de saison sèche est toujours dynamique alors qu'intervient la recharge de l'année suivante. La piézométrie continue alors de s'ajuster et crée une baisse apparente. Plusieurs années peuvent être nécessaires pour recouvrer un équilibre. Comme la plupart des chroniques similaires, ce point est situé au centre de la dépression où la convergence des flux latéraux est certainement à l'origine de ce phénomène.

Le choix des niveaux statiques doit donc s'effectuer au cas par cas en tenant compte de l'historique des chroniques et du contexte des points de mesure. La précision de ces niveaux déduits des mesures ponctuelles est de l'ordre de 1 à 2 m (Favreau, 2000).

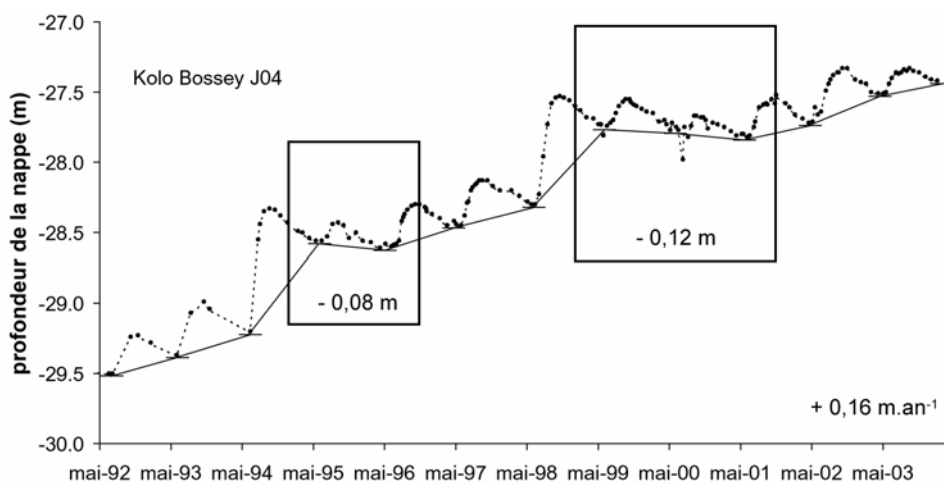


Fig.V-6 : illustration d'une baisse apparente du niveau statique sur la chronique piézométrique de Kolo Bossey (2°55'42"E, 13°44'14"N).

V.3.3.2 Piézométries de référence

La modélisation hydrodynamique sur la période 1992-2003 nécessite l'établissement de niveaux de référence pour le calage de la piézométrie. Le choix des points d'observation doit tenir compte de l'ensemble des perturbations possibles et de l'homogénéité du nivellement. Les niveaux statiques retenus correspondent toujours aux mesures de fin de saison sèche. Environ 80 points d'un réseau invariant ont permis l'établissement de la piézométrie de référence sur toute la période.

A partir des niveaux statiques absolus de la nappe phréatique, douze cartes krigées ont été réalisées sur la période 1992-2003 (cartes de référence). Elles sont présentées en annexe 2. Afin de définir convenablement les limites de la zone modélisée, des mesures plus au nord (données "coopération suisse") et quelques nivellements supplémentaires ont permis d'étendre le canevas des données pour l'année 2000. Une carte sur un secteur plus vaste a été établie (Fig.V-7).

L'état stable de la nappe (c.-à-d avant la hausse) est défini à partir des niveaux reconstitués du début des années 60 par Favreau (2000). Quelques nivellements supplémentaires ont été réalisés depuis. La carte actualisée sur notre zone figure en annexe 3 (nommée carte de 1964).

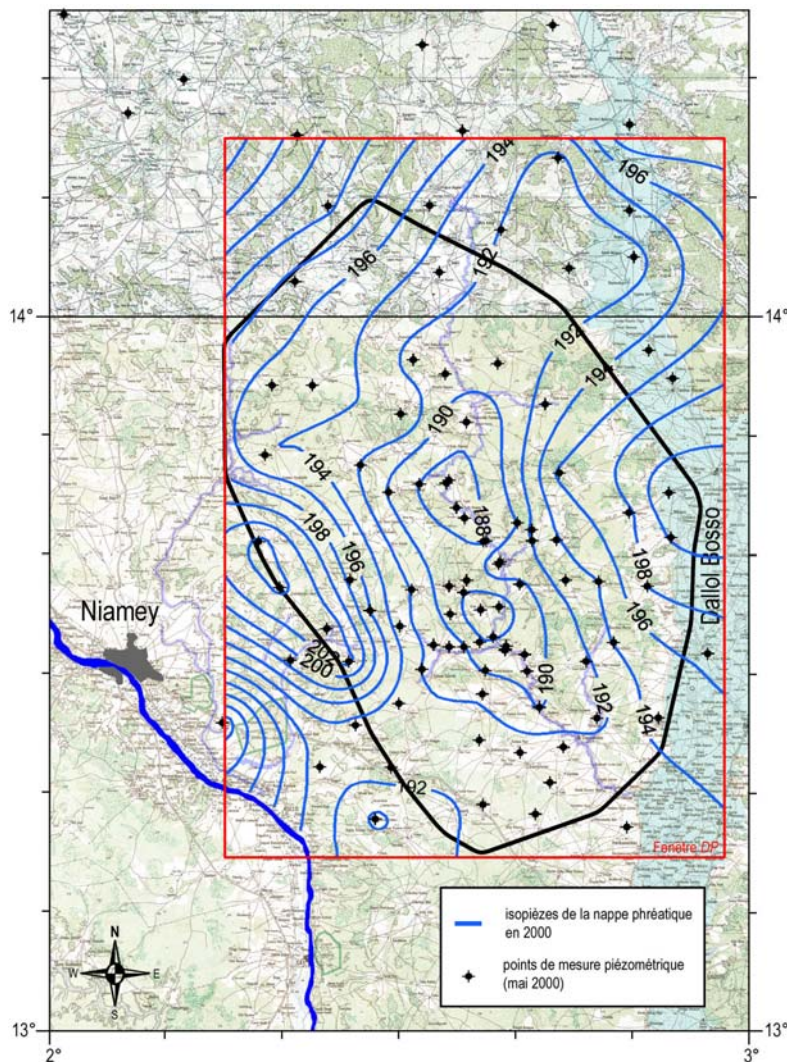


Fig.V-7 : carte de la piézométrie générale établie pour l'année 2000.

La morphologie générale relative de la surface piézométrique est quasi-invariante dans le temps (de 1964 à 2003). Seule la hausse à long terme est visible par le resserrement des isopièzes dans le centre de la dépression du kori de Dantiandou et par leur élargissement sur le dôme d'Hamdallay à l'ouest. Le dallol Bosso demeure une zone de charges élevées depuis les années 60. Globalement les gradients hydrauliques sont toujours très faibles ($< 0,1\%$). La profondeur moyenne est de 50 m en 2003 et peut atteindre 100 m sous les plateaux avec quelques affleurements dans les points bas du paysage. Les écarts entre les niveaux de la nappe les plus hauts et le creux piézométrique sont d'environ 20 m.

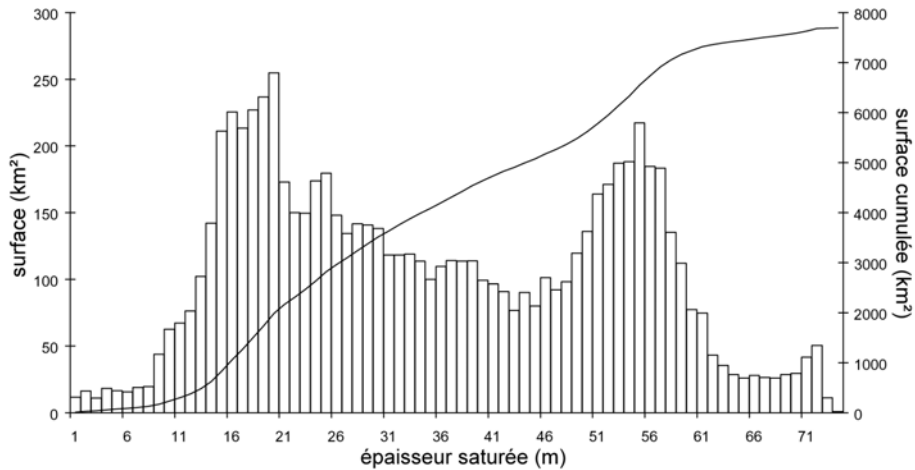


Fig.V-8 : distribution des épaisseurs saturées de l'aquifère phréatique.

L'épaisseur saturée est en moyenne de 36 m, variant de quelques mètres à l'ouest de la zone pour atteindre 72 m sous le dallol Bosso en 2003. Les gammes les plus représentées se situent entre 15-20 m et 50-55 m avec 50% de la superficie concernée par des épaisseurs inférieures à 33 m (Fig.V-8). Sous les mares identifiées (§III.1.2.3), la profondeur moyenne de la nappe est de 31 m avec des extrêmes entre 3 et 62 m (Fig.V-9). L'épaisseur de la zone non saturée entre ces mares et la nappe est représentée dans toutes les gammes de longueur.

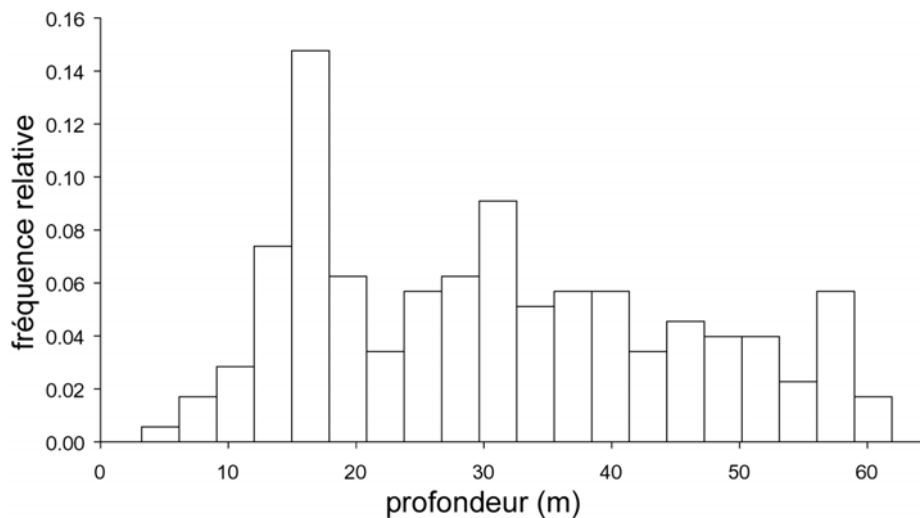


Fig.V-9 : distribution des profondeurs de la nappe phréatique sous les mares identifiées de la zone d'étude. Fréquence relative en classes d'épaisseur constante.

Au delà de 14°N, les chroniques continues entre 1992 et 2003 sont rares et peu de points sont nivelés. Les cartes étendues de 1964 (annexe 3) et 2000 (Fig.V-7) montrent que la surface de la nappe est moins perturbée au nord alors que la densité des points de mesures est homogène. L'absence d'observations n'est donc que partiellement pénalisante au nord, d'autant que la zone d'intérêt essentiel est représentée par le creux piézométrique relativement bien décrit pour toutes les années. La zone d'étude a été choisie relativement vaste afin de la préserver des effets de bord dans la modélisation.

V.4 Analyse de la hausse piézométrique

Nous avons exposé au chapitre II les modifications environnementales et climatiques à l'origine de la hausse à long terme de la nappe phréatique. L'augmentation de la recharge depuis les années 50 se traduit par une vitesse de hausse moyenne interannuelle estimée à 0,20 m.an⁻¹ sur la dernière décennie (degré carré de Niamey, Leduc *et al.*, 2001). D'après les cartes piézométriques de référence, le volume d'aquifère saturé a progressé de 3% entre 1964 et 1992 et de 6% entre 1992 et 2003, soit 9% d'augmentation en 40 ans.

V.4.1 Hausse sur la période 1992-2003

L'élévation de la piézométrie s'observe sur toutes les chroniques ponctuelles, son étude a été réalisée entre 1991 et 1998 par Favreau *et al.* (2002b) sur le degré carré de Niamey. Plusieurs méthodes de calcul peuvent être employées, celle utilisée ici consiste à réaliser la différence entre les volumes de la nappe à chaque date considérée. Nous avons comparé avec une autre méthode qui consiste à tracer les cartes d'isovaleurs à partir des différences ponctuelles de niveaux. Les résultats obtenus sont très proches.

La hausse générale sur notre zone d'étude entre 1992 et 2003 est d'environ 2 m, soit une vitesse moyenne interannuelle légèrement inférieure à 0,18 m.an⁻¹. La Fig.V-10 détaille les intensités d'élévation par année avec le cumul depuis 1992 (pour lever toute ambiguïté, la hausse de l'année N est mesurée entre mai N et mai N₊₁, consécutive à la saison des pluies N). Les intensités peuvent quadrupler d'une année à l'autre, illustrant la forte variabilité de la recharge. Les années 1992, 1994 et 1998 représentent à elles seules plus de 50% de l'élévation des niveaux piézométriques.

L'épaisseur moyenne de la zone non saturée (calculée à partir du MNT à 40 m) était de 52 m en 1992, elle est de 50 m en 2003 avec des profondeurs maximales inférieures à 100 m qui dépendent surtout du relief en surface. Comme l'illustre la Fig.V-11, l'amincissement de la zone non saturée ne concerne pas une gamme d'épaisseur en particulier mais se répartie sur tout le spectre. En d'autres termes, l'intensité de la hausse n'est pas liée à la profondeur de la nappe.

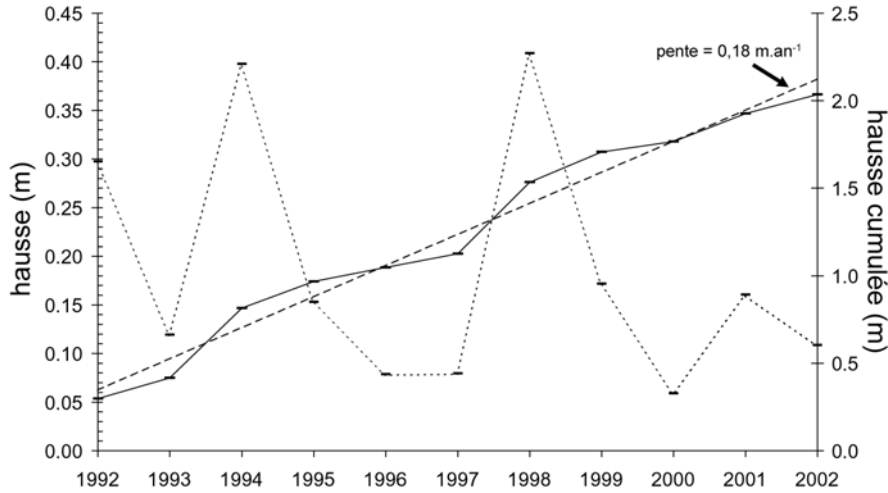


Fig.V-10 : intensités de la hausse piézométrique par année sur la zone d'étude entre mai 1992 et mai 2003 (pointillés courts) ; hausse cumulée depuis mai 1992 (trait plein) ; droite de vitesse moyenne (pointillés longs).

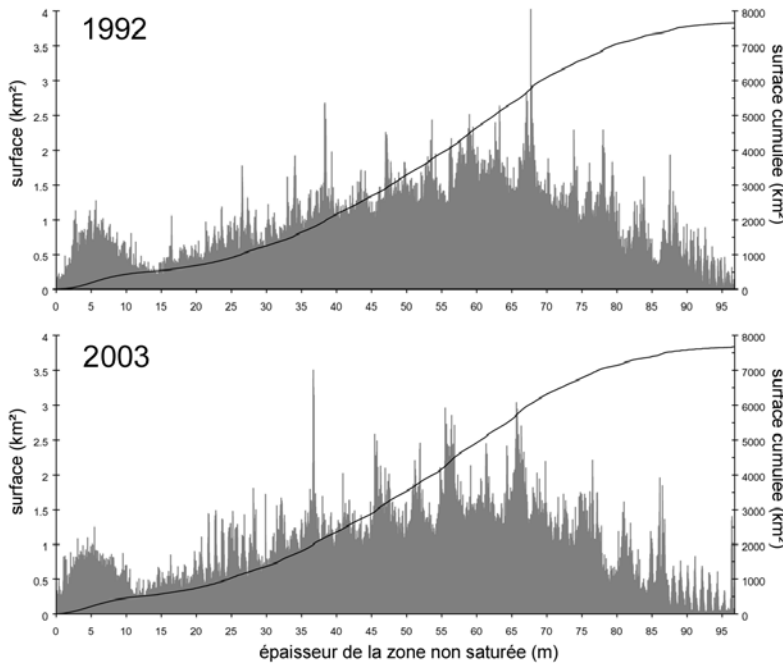


Fig.V-11: fréquences surfaciques et surfaces cumulées des épaisseurs de la zone non saturée en 1992 et 2003 sur la fenêtre KD.

V.4.2 Comparaison avec la pluie

La hausse piézométrique étant au moins en partie dépendante des conditions de recharge depuis la surface, nous pouvons d'ores et déjà réaliser une comparaison avec la pluie. Il s'avère qu'à l'échelle de l'aquifère, les cumuls saisonniers pluviométriques (cumuls sur les cartes krigées cf. §III.2.2) sont relativement bien corrélés avec les hausses générales annuelles observées ($r^2 = 0,78$, Fig.V-12). Les années 1992, 1994 et 1998 sont excédentaires à la fois en

pluviométrie et en élévation de la piézométrie par rapport à la moyenne de la décennie (Fig.V-13). La corrélation avec le nombre annuel d'événements existe, mais elle est beaucoup moins marquée ($r^2=0,49$).

Cette constatation est intéressante dans la mesure où le ruissellement modélisé (et indirectement la recharge calculée) ne dépend pas seulement de la pluie totale annuelle mais aussi des intensités et des lames événementielles. Cependant toutes les tentatives de mettre en évidence cette relation, réalisées à une autre échelle que celle de l'aquifère sont restées veines (p. ex. Laurent, 2000). La corrélation semble se dégrader très rapidement avec la diminution du domaine d'étude. C'est pourquoi la transformation de la pluie en ruissellement est attendue comme révélateur d'une relation entre la surface et le souterrain.

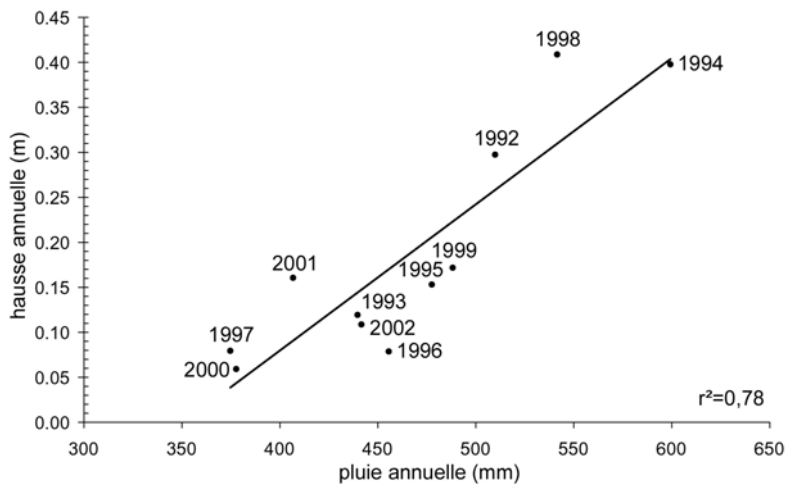


Fig.V-12 : hausse piézométrique de la nappe phréatique annuelle et pluie totale (krigée) annuelle moyenne sur la zone.

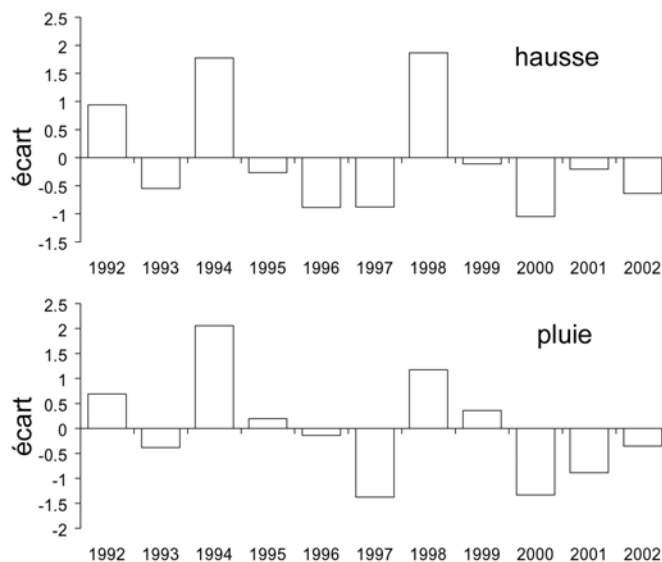


Fig.V-13 : hausse annuelle générale et pluie annuelle moyenne standardisées sur la période 1992-2002.

V.4.3 Comparaison avec le ruissellement

La recherche d'une relation simple entre le ruissellement calculé et la hausse piézométrique s'avère peu convaincante. L'élévation annuelle générale de la surface de la nappe est très peu corrélée avec les volumes écoulés calculés en surface ($r^2 = 0,20$; Fig.V-14). A part 1994, les années de ruissellement excédentaire par rapport à la moyenne de la décennie ne correspondent pas aux années de hausse excédentaire (Fig.V-15). Les années déficitaires sont en revanche plus en accord.

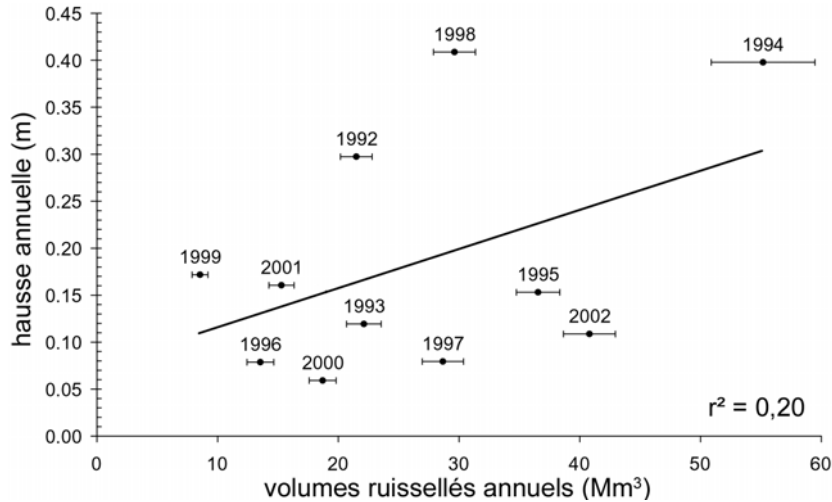


Fig.V-14 : hausse piézométrique générale annuelle de la nappe phréatique et volumes ruisselés annuels calculés (incertitudes globales interannuelles ; droite de régression en trait plein).

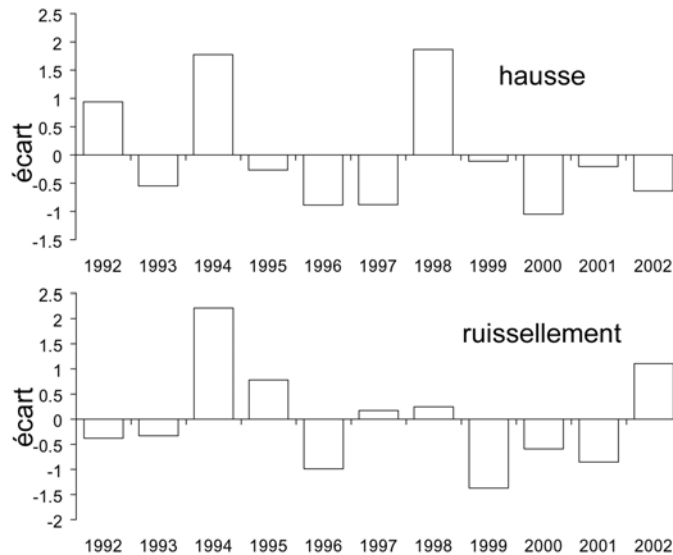


Fig.V-15 : hausse annuelle générale et volumes annuels ruisselés calculés standardisées sur la période 1992-2002.

Dans un secteur de l'aquifère aux propriétés hydrodynamiques probablement homogènes situé autour de Banizoumbou, Leduc et Loireau (1997) mettent en relation les intensités de hausse ponctuelles avec l'importance des volumes de recharge locaux. La hausse

dépend des conditions de recharge depuis la surface, mais pas seulement : les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère (porosité, perméabilité) interviennent vraisemblablement en forte proportion. C'est pourquoi la hausse piézométrique ne peut être reliée aux écoulements de surface que par une modélisation hydrodynamique intégrant l'ensemble des processus.

La lame annuelle moyenne ruisselée étant de $5,3 \text{ mm.an}^{-1}$ sur les 5000 km^2 de la zone d'étude (§IV.6.2), une hausse de 177 mm.an^{-1} implique une porosité générale de 3,3% (en considérant une infiltration totale). Les valeurs actuellement admises sont plus élevées, avec une porosité comprise entre 10 et 20% impliquant des recharges de 20 à 50 mm.an^{-1} (Favreau *et al.*, 2002b ; §II.5.2.2).

V.5 Modélisation hydrodynamique

Le caractère transitoire de la piézométrie a clairement été mis en évidence (Favreau *et al.*, 2002b, §II.7.3.2 et §V.3.3). La morphologie actuelle de la surface de la nappe est un héritage de l'état des années 50-60 dégradé par l'installation de nouvelles conditions hydrologiques en surface.

Le domaine modélisé est focalisé sur la dépression piézométrique du kori de Dantiandou. Les modélisations hydrodynamiques réalisées sur des dépressions piézométriques au Sahel montrent que cette structure en creux est une contrainte forte pour le calage des modèles à cause de la convergence des flux latéraux vers une zone centrale (Dieng *et al.*, 1990 ; Favreau, 2000 ; Massuel, 2001 ; Leblanc, 2002 ; Guéro, 2003 ; Gaultier, 2004).

La modélisation est d'abord effectuée en régime permanent sur les niveaux de la nappe supposée à l'équilibre avec les conditions extérieures des années 60. Nous reprenons le schéma conceptuel de fonctionnement validé sur la zone d'étude par Favreau (2000) auquel est associée une recharge indirecte dérivée des conditions de surface évoquées *supra*. L'évolution de la nappe phréatique sur la période 1992-2003 est simulée en régime transitoire. Elle est contrainte par les conditions de surface telles qu'elles ont été calculées par le modèle *Zarbfy*.

V.5.1 Outil

La modélisation est réalisée à partir du code MODFLOW96, développé en Fortran par l'US Geological Survey (McDonald et Harbaugh, 1988) et dont le module de calcul de l'évapotranspiration a été modifié par Cappelaere (com. pers. cf. §IV.4.2.5). Nous avons utilisé une version interfacée en Visual Basic (Visual Modflow) développée par Waterloo Hydrogeologic (1999).

MODFLOW est un modèle à base physique déterministe capable de représenter des écoulements laminaires monophasiques tridimensionnels dans des systèmes multicouches. Les solutions de l'équation aux dérivées partielles de diffusivité de l'écoulement en milieu poreux (loi de Darcy et équation de continuité) sont obtenues par la méthode des différences finies. Le modèle nécessite par conséquent une discrétisation de l'espace en mailles quadrangulaires et l'établissement de conditions aux limites. Les charges sont calculées au

centre de chaque maille. Le modèle s'articule autour de deux hypothèses fondamentales : les gradients hydrauliques doivent être faibles et la continuité de l'aquifère respectée. Nous avons montré que ces conditions sont respectées pour l'aquifère phréatique.

V.5.2 Conditions aux limites

V.5.2.1 Limites verticales

Le substratum de l'aquifère est formé par le toit des argiles grises à lignite dont la surface est assimilée à la carte présentée précédemment (§V.2.1). La nappe est considérée libre sur l'ensemble du domaine, le toit est par conséquent représenté par la surface topographique (MNT, §III.1.1.2). L'absence de toute drainance verticale à travers le substratum (cf. §II.4.1.4) nous autorise à représenter l'aquifère par un système monocouche.

V.5.2.2 Limites horizontales

L'invariance de la morphologie de la surface de la nappe au cours du temps soulignée précédemment (§V.3.3.2) permet le choix de limites communes à chacune des années de la période 1992-2003 (Fig.V-16). Les limites du début des années 60 sont en revanche légèrement modifiées, mais demeurent de même nature.

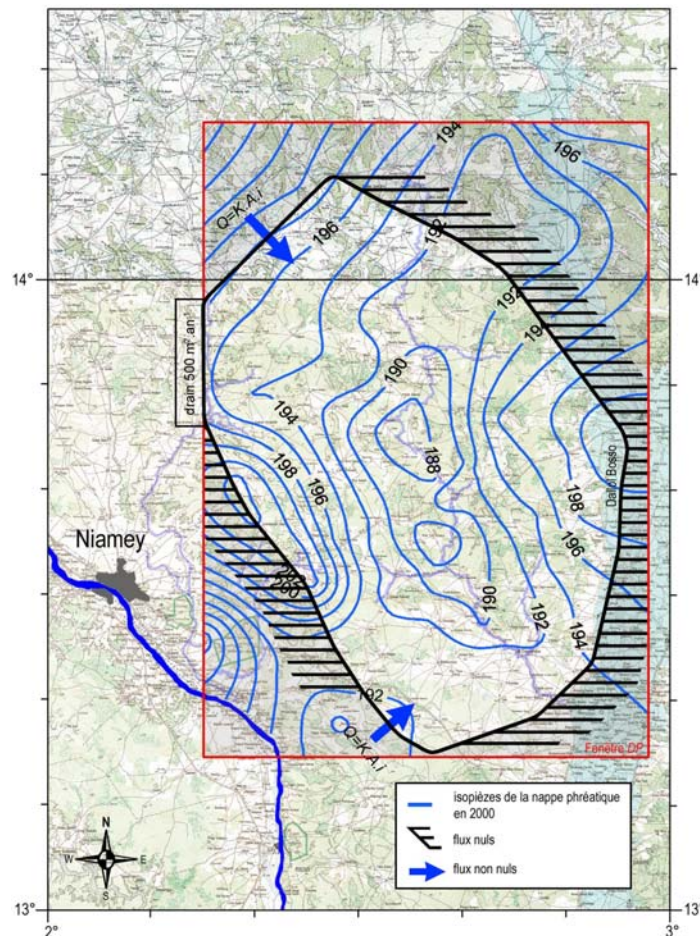


Fig.V-16 : conditions aux limites du modèle.

a) limites naturelles

A l'ouest, le kori de Ouallam semble influencer les écoulements souterrains et forme par conséquent une limite naturelle. Il s'agit d'une vallée avec un réseau hydrographique fossile ayant la même origine paléo-hydrologique que le kori de Dantiandou et la nappe y est affleurante par endroits (Labou Titiloua). Une dizaine de puits situés sur la limite permettent de déterminer pour chaque année un niveau piézométrique le long du kori (Fig.V-17). Il est possible de considérer grossièrement qu'au-delà de ce niveau la vallée draine une infime partie des eaux de la nappe. Nous avons par conséquent représenté cette limite par un drain (Fig.V-16) dont l'élévation est déterminée chaque année par la piézométrie des puits précités. Un coefficient de conductance permet de limiter les flux sortants, nous l'avons fixé arbitrairement à $500 \text{ m}^2.\text{an}^{-1}$.

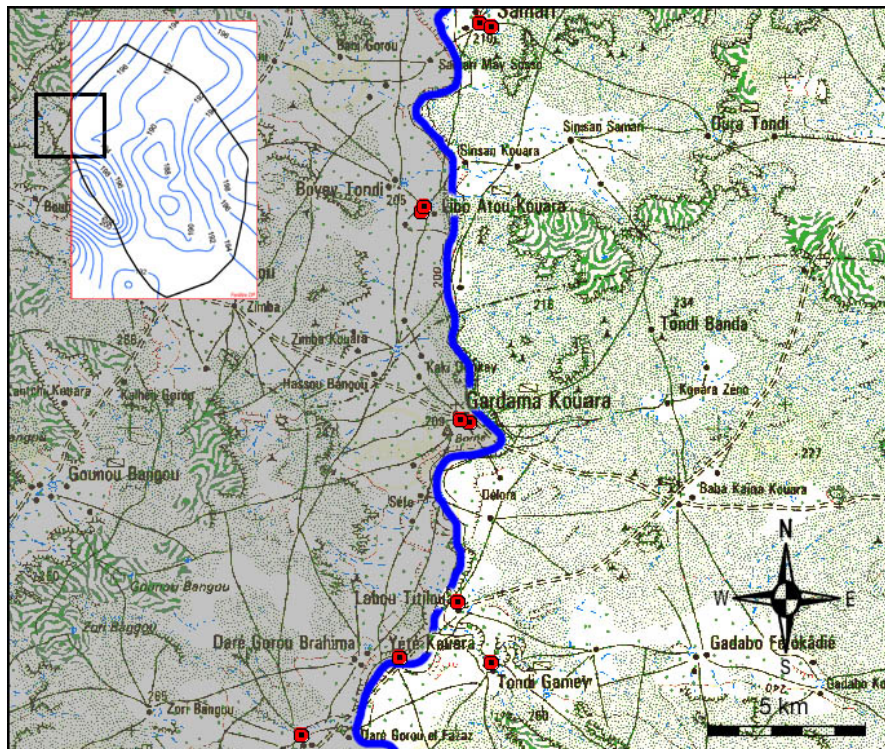


Fig.V-17 : points de mesures pour l'établissement de la limite à charge imposée le long du kori de Ouallam.

A l'est, le dallol Bosso est un couloir où la piézométrie est élevée ("ligne de crête"), les alluvions quaternaires épaisses de 20 à 30 m sont en continuité hydraulique latérale avec la nappe subaffleurante (cf. §II.4.2.3). L'axe de la vallée représente une limite à flux imposé nul (condition de Neumann) (Fig.V-16).

Au nord-est, les gradients hydrauliques extrêmement faibles dans la direction nord-est sud-ouest (0,06‰) laissent supposer des flux latéraux négligeables. La normale aux lignes isopièzes est assimilée à une limite à flux imposé nul (Fig.V-16).

Au sud-ouest, l'axe du dôme piézométrique d'Hamdallay est une ligne de partage des écoulements et par conséquent une limite à flux imposé nul (Fig.V-16).

b) limites artificielles

Au sud et au nord-ouest, les conditions sont définies par des flux imposés non nuls distribués le long d'une isopièze (Fig.V-16). Ils sont assimilés à un débit de nappe calculé selon la loi de Darcy :

$$Q_j = K \cdot A_j \cdot i_j \tag{5.2}$$

avec Q_j : débit normal à la section verticale A_j de l'aquifère saturée pour l'année j
 K : coefficient de perméabilité de Darcy
 i_j : gradient hydraulique calculé à partir de la piézométrie de référence de l'année j

Les gradients i sont dirigés vers le centre de la dépression et témoignent par conséquent des flux entrants dans le domaine modélisé (5000 km²).

V.5.2.3 Recharge

La recharge n'intervient que pendant la saison des pluies, entre juin et septembre (4 mois). Cette période est suivie d'une saison sèche où la reprise évapotranspiratoire domine. Le schéma de fonctionnement tient compte d'une recharge directe à travers le dallol Bosso et indirecte partout ailleurs, déterminée par les travaux réalisés aux chapitres précédents. Bien que cette recharge soit ponctuelle dans le temps, nous la considérons continue sur les 4 mois de l'hivernage.

La transcription vers MODFLOW du ruissellement distribué calculé par Zarbhy revient à transposer la grille de 40 m vers une grille de 1 km. Cette opération consiste à répartir les volumes de chaque exutoire ($V_{Exu i}$) au prorata de leur surface commune $s_i(j)$ à une maille j de 1 km (cf. Fig.V-18). Pour l'entrée dans le modèle, les volumes sont convertis en lames auxquelles sont attribués des identifiants. La transcription génère un total de 410 mailles rechargeantes ajoutées aux mailles de recharge directe sur le dallol Bosso (Fig.V-19).

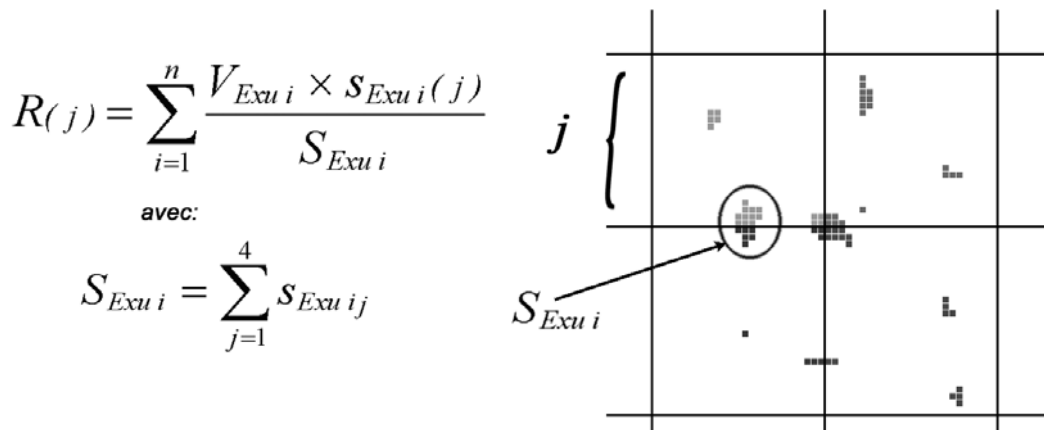


Fig.V-18 : méthode de transposition des volumes ruisselés en surface sur la grille du modèle souterrain pour le calcul de la recharge ($R_{(j)}$). Avec V = volume ruisselé calculé et S = surface.

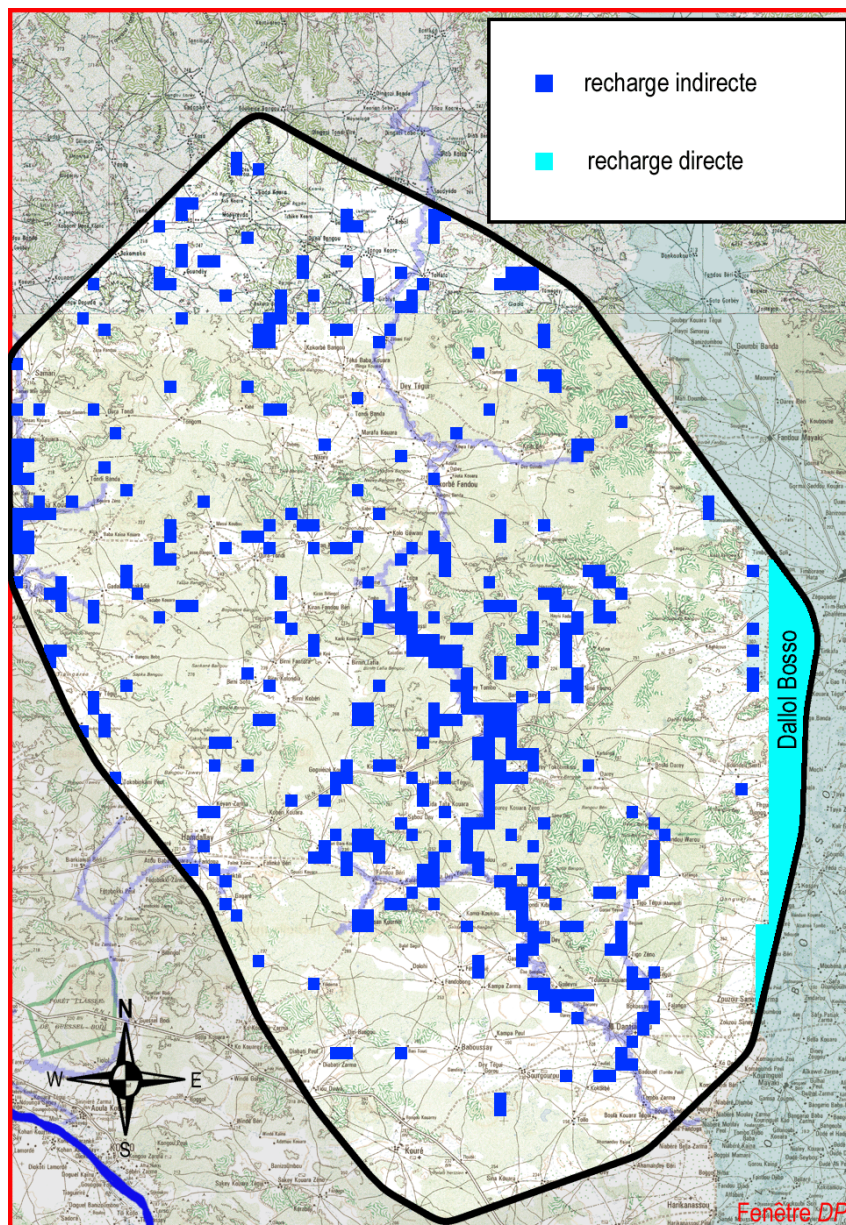


Fig.V-19 : disposition des mailles de recharge dans le modèle souterrain.

V.5.2.4 Exfiltration

Se basant sur plusieurs travaux théoriques et expérimentaux (Barnes et Allison, 1983 ; Thorburn *et al.*, 1992), Coudrain-Ribstein *et al.* (1998) suggèrent que l'évaporation d'une nappe phréatique en milieu semi-aride est principalement dépendante de sa profondeur. Leur expression empirique du flux évaporatoire en fonction de la profondeur du front saturé a été intégrée au module de calcul d'exfiltration du modèle pour le régime transitoire (Cappelaere, com. pers.).

Le régime permanent reprend le schéma conceptuel lié à une reprise évapotranspiratoire excédentaire au centre de la dépression (Favreau, 2000). Les flux latéraux faibles entretiennent le creux piézométrique à l'aplomb du kori de Dantiandou qui représente

un axe d'évapotranspiration préférentielle d'autant plus importante que la nappe est proche de la surface.

V.5.2.5 Discrétisation

a) spatiale

La taille de la grille de calcul doit être suffisamment fine pour conserver une certaine variabilité de la distribution spatiale des exutoires sources de recharge depuis la surface. La précision attendue concerne une échelle équivalente à un groupe d'exutoires voisins (§IV.6.3). De plus, nous avons vu que les gradients hydrauliques sont inférieurs à 1‰ (§V.3.3.1). Nous avons par conséquent choisi un maillage carré régulier d'unité 1 km². L'écart maximum entre un niveau ponctuel au centre d'une maille et un niveau moyen est de 0,5 m, ce qui reste inférieur à l'incertitude sur les niveaux statiques (1 à 2 m). D'autre part, une approximation de la constance des paramètres hydrodynamiques à l'échelle du kilomètre peut être supposée.

b) temporelle

Dans MODFLOW, une période (T) d'invariance des conditions et des paramètres appelée "stress period" est découpée en un certain nombre (n) d'intervalles de temps de calcul réguliers (dt) pouvant être multipliés par un facteur (C^n), soit :

$$T = dt \cdot \sum_1^n [C^{(n-1)} + 1] \quad (5.3)$$

Plusieurs essais de modélisation à échelle locale ont été réalisés à des pas de temps différents dans les gammes de paramètres hydrodynamiques et de recharge existantes sur la zone. La relaxation des charges sur les mailles suite à une infiltration ponctuelle est correctement représentée sur l'intervalle de durée de la saison sèche avec un pas de temps journalier (comparaison avec les gammes de fluctuations piézométriques saisonnières observées).

En régime transitoire, nous distinguons 2 périodes de conditions invariantes de forçage : la période T_1 qui correspond aux temps d'application de la recharge et la période T_2 qui correspond à l'absence de recharge. Le pas de temps élémentaire dt retenu est le jour. Pour cela il suffit de fixer $C = 1$, $n = 120$ pour T_1 , et $n = 245$ pour T_2 .

V.5.3 Conditions de forçage

V.5.3.1 Régime permanent

La piézométrie de référence est celle du début des années 60 supposée stable. Les aires de perméabilités homogènes sont spatialement distribuées selon la carte des débits spécifiques (§V.2.3.2, Fig.V-3) dans la gamme 10^{-3} à 10^{-6} m.s⁻¹ (§V.2.3.2). L'évapotranspiration est calculée selon la formule de Coudrain-Ribstein *et al.* (1998), les valeurs admissibles varient selon la profondeur de la nappe entre 0,1 et 30 mm.an⁻¹.

Les limites à flux non nuls sont calculées à partir des gradients définis entre 2 isopièzes de la piézométrie de référence. La section mouillée est définie pour chaque maille

selon sa charge puis intégrée sur la longueur de la limite, soit 15 mailles au nord et 6 mailles au sud.

V.5.3.2 Régime transitoire

L'état de mai 1992 est considéré comme état initial supposé stabilisé avec les conditions de recharge de l'année antérieure (inertie de la réponse inférieure à l'intersaison). Les aires de perméabilités homogènes sont celles du régime permanent. Les aires de porosité homogène sont supposées identiques à celles des perméabilités puisqu'elles correspondent *a priori* aux mêmes entités géologiques. Les intervalles de valeurs admissibles sont compris entre 2 et 15% (§V.2.3.3). La recharge indirecte est calculée par le modèle *Zarbfy* et la recharge directe à travers le dallol Bosso doit être au maximum de quelques millimètres par an (Favreau, 2000). En l'absence d'informations plus précises, nous estimons à 80% la proportion du ruissellement atteignant la nappe (cf. Desconnets, 1994 et §II.5.2.2).

Les limites à flux non nuls sont recalculées chaque année selon le même procédé que pour le régime permanent. Elles sont définies au départ à partir de la perméabilité initiale sur 16 mailles au nord et 8 au sud. Ils varient ensuite chaque année en fonction de l'évolution de la section saturée de l'aquifère et de la perméabilité calée.

V.5.4 Calage

V.5.4.1 Régime permanent

La démarche est celle du problème inverse où l'objectif est d'estimer les paramètres hydrodynamiques (K ou T) à partir de la piézométrie connue. La valeur et la localisation spatiale des aires homogènes de paramètres sont déterminées afin de minimiser l'écart entre les charges observées et les charges calculées aux différents points de contrôle. Dans notre cas l'ajustement de la piézométrie est réalisé manuellement sur 41 points de référence distribués sur tout le domaine, par essais successifs (Fig.V-20 et Fig.V-21).

L'ajustement est correct dans la zone centrale de la dépression, mais devient médiocre sur les bordures, surtout au nord-ouest (Fig.V-20). Ponctuellement quelques piézométries élevées et intermédiaires calculées dépassent l'incertitude sur les observations, mais le coefficient de Nash de 0,77 reste acceptable. Nous n'avons pas cherché à obtenir d'emblée d'excellentes performances sur le calage dans la mesure où la valeur et la distribution spatiale des perméabilités sont assez peu contraintes. L'équifinalité des paramètres risquant d'être importante, nous avons préféré réaliser un calage plus fin à partir du modèle transitoire. De plus, l'objectif de l'étude n'est pas de préciser finement les paramètres du milieu, mais bien de vérifier si la recharge calculée par le modèle *Zarbfy* est compatible avec une modélisation réaliste de la piézométrie observée dans des gammes de paramètres acceptables. L'erreur moyenne absolue de 1,70 m reste inférieure aux incertitudes sur les mesures.

Les perméabilités obtenues sont comprises entre $2,0 \cdot 10^{-6}$ et $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ pour une moyenne de $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ (Fig.V-22). Dans l'ensemble, la répartition par rapport aux données connues est respectée (cf. Fig.V-3). Les valeurs sont les plus faibles dans le centre de la zone et sur le dôme d'Hamdallay à l'ouest (Fig.V-22).

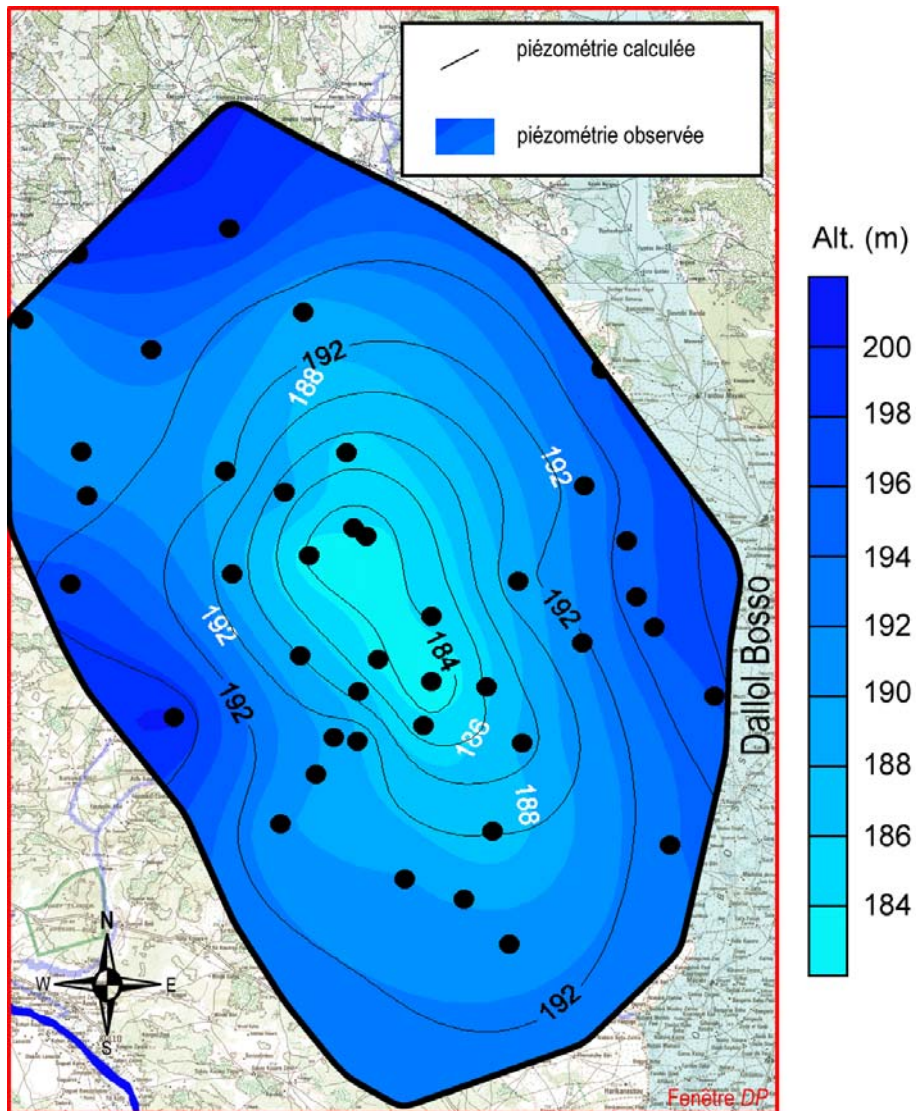


Fig.V-20 : comparaison du tracé des isopièzes à partir des points calculés et observés.

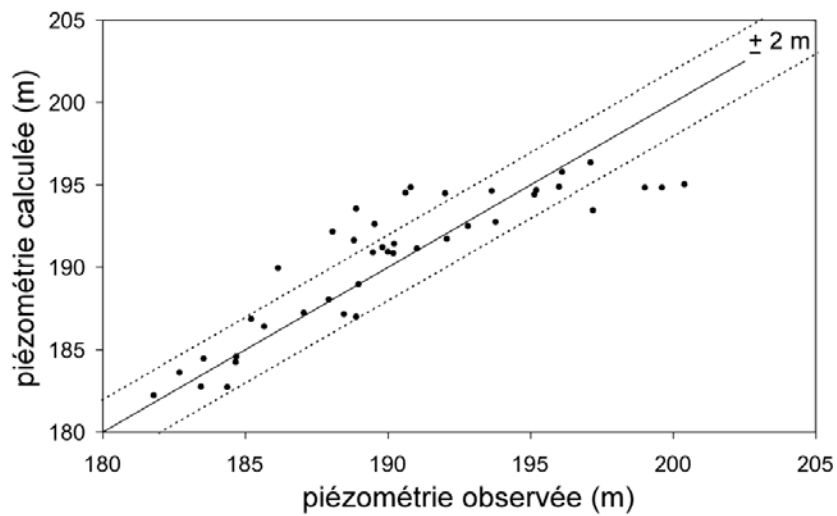


Fig.V-21 : comparaison des piézométries observées et calculées aux points de contrôle.

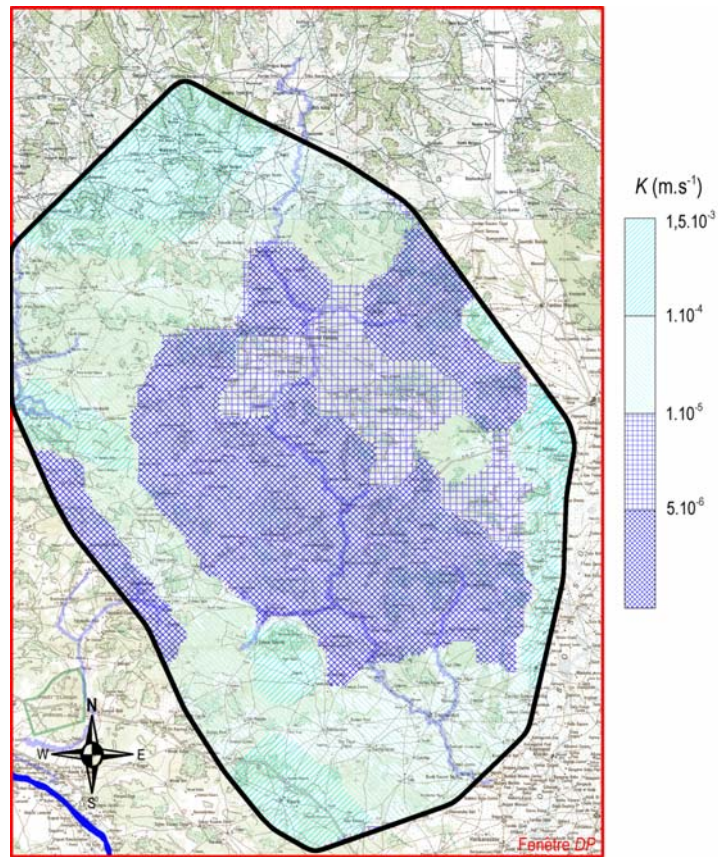


Fig.V-22 : distribution des perméabilités calées avec le modèle en régime permanent

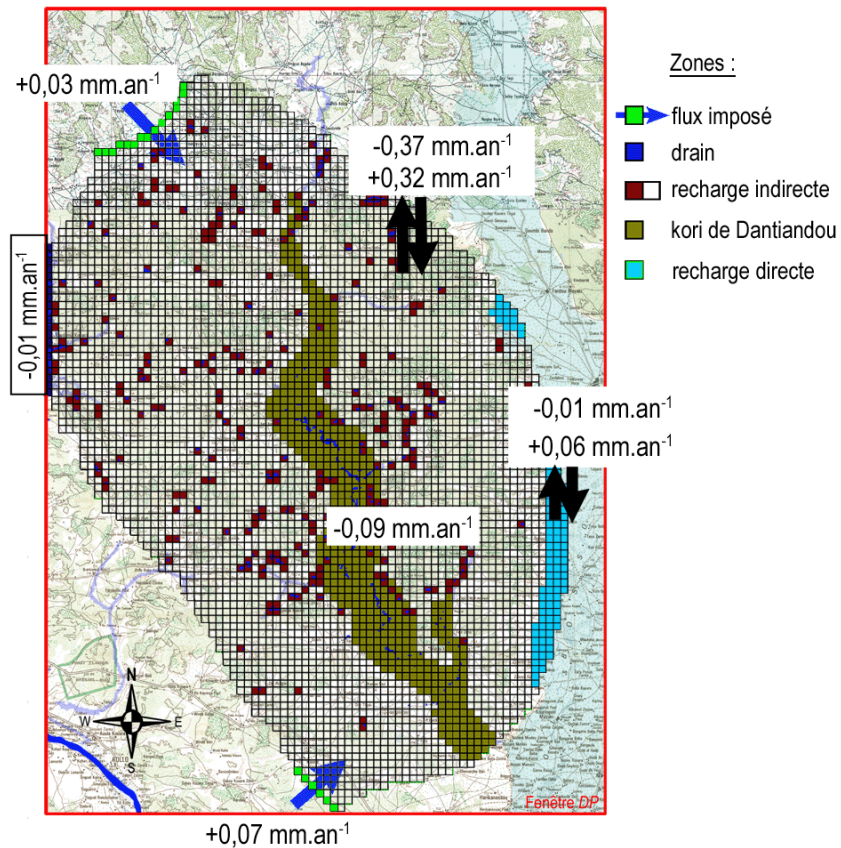


Fig.V-23 : bilan hydraulique des flux modélisés en régime permanent.

Le bilan hydraulique est légèrement différent de celui de Favreau (2000) en grande partie à cause du schéma de recharge ponctuelle. Ici l'axe du kori de Dantiandou représente à lui seul 20% des sorties du système (contre 71% d'après Favreau, 2000) avec une lame exfiltrée de $0,09 \text{ mm.an}^{-1}$ (Fig.V-23). La lame infiltrée par les exutoires est de $0,32 \text{ mm.an}^{-1}$, cette recharge représente 70% des entrées et 82% lorsqu'elle est associée avec celle du dallol Bosso ce qui reste du même ordre de grandeur que celle de 1 mm.an^{-1} déterminée par Favreau (2000).

V.5.4.2 Régime transitoire

Le calage en régime transitoire consiste à ajuster la piézométrie calculée à l'issue de la période T_2 (mai de chaque année) sur les 70 points de contrôle, en faisant varier la perméabilité et la porosité efficace. La distribution spatiale des aires homogènes et les gammes de perméabilité déterminées en régime permanent sont conservées ou doivent rester très proches. La stratégie choisie consiste à utiliser la période mai 1992 - mai 1998 comme référence pour le calage et à conserver la chronique restante (mai 1999 - mai 2003) pour la validation. La stratégie croisée a également été réalisée, elle ne fournit pas de résultats sensiblement différents et n'est pas présentée ici.

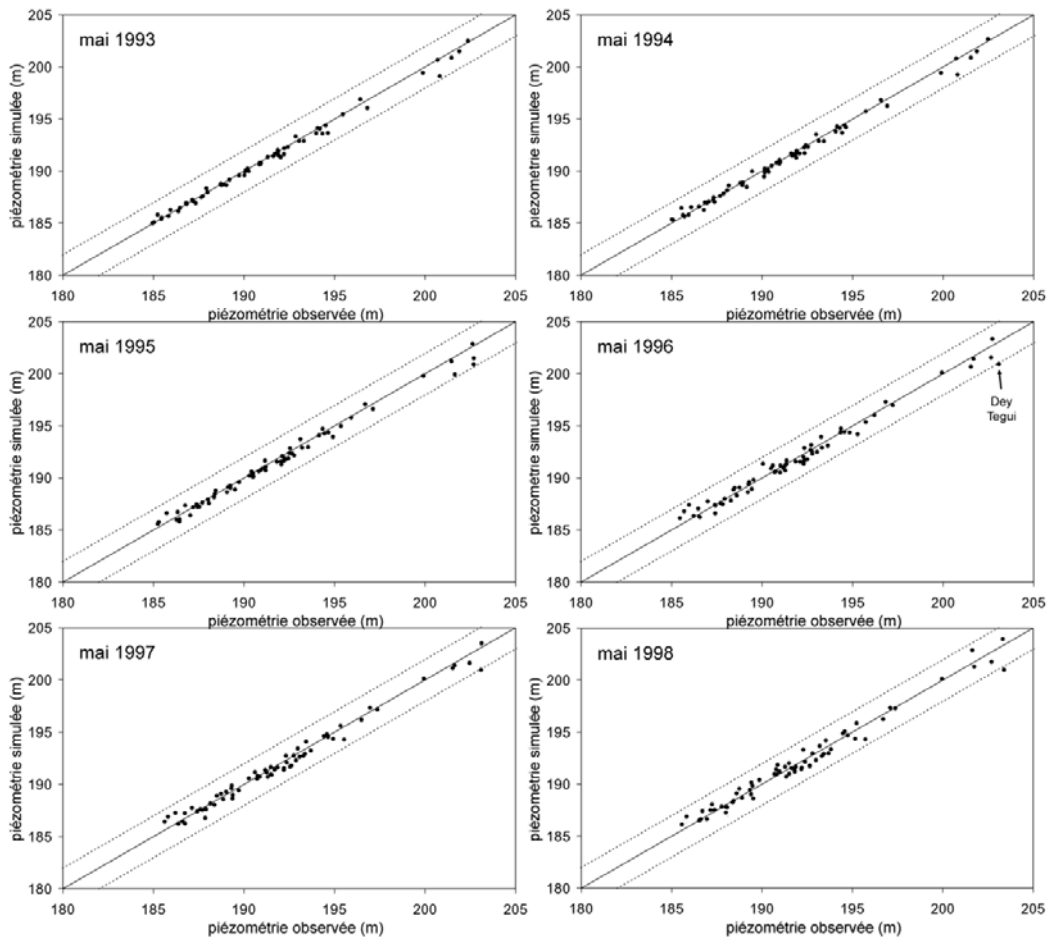


Fig.V-24 : ajustements sur les 70 points de contrôle de la piézométrie calculée pour la période de calage mai 1992 - mai 1998.

La première approche est manuelle, elle est ensuite affinée par une optimisation automatique. L'outil WinPEST ajuste simultanément toutes les valeurs des paramètres hydrodynamiques dans une gamme de variation déterminée en minimisant la fonction objectif (erreur quadratique moyenne de la piézométrie sur les 70 points de contrôles pondérés en fonction du niveau de confiance sur la mesure) par une méthode du 2nd ordre de quasi-Newton (Gauss-Levenberg-Marquardt).

Les ajustements obtenus sont présentés sur la Fig.V-24. Pour tous les points, les écarts sont inférieurs aux incertitudes sur les valeurs observées. Les piézométries élevées sont cependant ajustées avec plus d'imprécision, notamment les points situés en bordure de la zone (Dey Tégui, sur le dôme à l'ouest). L'erreur quadratique moyenne (RMSE) varie de 0,37 à 0,65 m selon les années. Les isopièzes observées et simulées, tracées à partir des points de contrôle, se superposent correctement. De mai 1993 à mai 1998, la forme générale de la nappe est conservée, sauf au sud où la piézométrie calculée est moins élevée (p. ex. en 1998, Fig.V-25a). Les isopièzes tracées à partir du niveau simulé sur chaque maille de calcul accusent une influence sensible au niveau des points de recharge (Fig.V-25b). Cette influence concerne des surfaces de l'ordre de quelques km² et ne s'observe pourtant pas ni à partir de l'échantillonnage des points de contrôle, ni à partir des nombreux points de mesure sur la zone. Cette diffusion exagérément lente peut signifier que le maillage ou les pas de temps sont inadaptés dans certaines situations, que les paramètres hydrodynamiques sont inadéquats ou encore que le ruissellement calculé en surface est ponctuellement trop élevé.

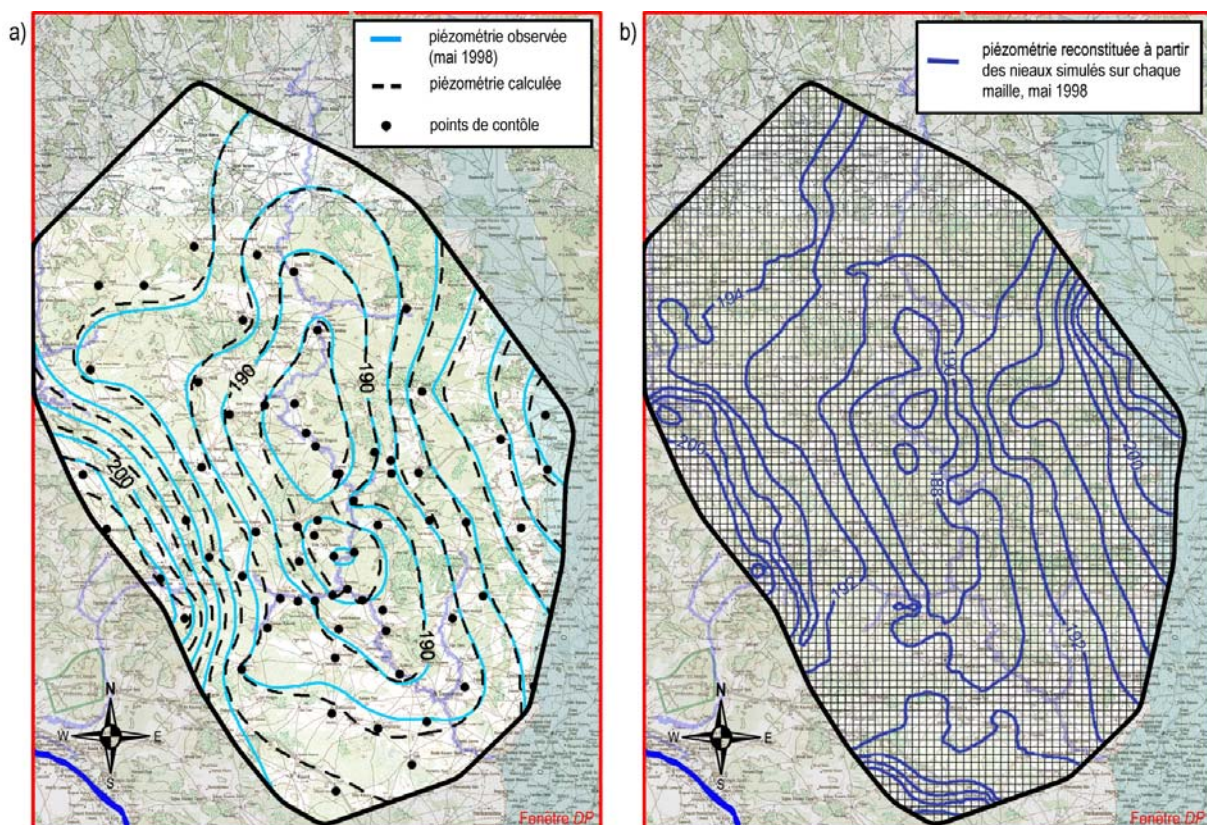


Fig.V-25 : a) piézométries observée et calculée, tracées à partir des points de contrôle (krigeage) pour mai 1998 (altitude en m) ; b) piézométrie reconstituée à partir des niveaux de chaque maille de calcul.

Les ordres de grandeurs des élévations de piézométrie à modéliser sont inférieurs aux incertitudes sur les observations, cependant l'essentiel de ces erreurs sont systématiques (nivellement, cf. §V.3.2). Le moyen le plus pertinent pour apprécier la qualité de l'ajustement de la hausse est par conséquent l'analyse comparée des chroniques ponctuelles observées et simulées. Minimiser les écarts entre les niveaux ne suffit pas à satisfaire le calage, les chroniques doivent également présenter des dynamiques semblables. Quelques exemples répartis sur l'ensemble du domaine modélisé illustrent la qualité du calage (Fig.V-26 et Fig.V-27).

La plupart des points proches de la dépression piézométrique suivent correctement la dynamique générale de la hausse avec des écarts acceptables par rapport aux observations ($MSE < 0,65$ m). Il en est de même plus au nord et vers le dallol Bosso. En revanche, le secteur sud-ouest ne présente pas de hausse sur quelques points de contrôle (Sourgourou, Tollo). Il s'avère que ce secteur est également une zone où les mailles rechargeantes sont très peu nombreuses, ce qui pourrait expliquer en toute logique la difficulté du modèle à représenter l'augmentation du stock à cet endroit de l'aquifère (cf. Fig.V-19). Un inventaire plus poussé des exutoires dans cette zone serait à réaliser pour confirmer cette hypothèse.

Sur certains points comme Boula Darey, Kalassi ou Ouinditenne (Fig.V-27), le modèle demande plusieurs années avant de mettre en place un régime de hausse acceptable. Les mauvais niveaux piézométriques initiaux semblent être l'origine la plus probable, puisqu'un ajustement s'effectue ensuite avec la piézométrie alentour. L'hypothèse de stabilité de l'état de mai 1992 pourrait par conséquent ne pas être vérifiée en tout point du système. Les mauvais résultats obtenus à Dey Tégui semblent être imputables à la proximité de la limite du domaine modélisé ou aux faibles perméabilités associées à une recharge déficiente.

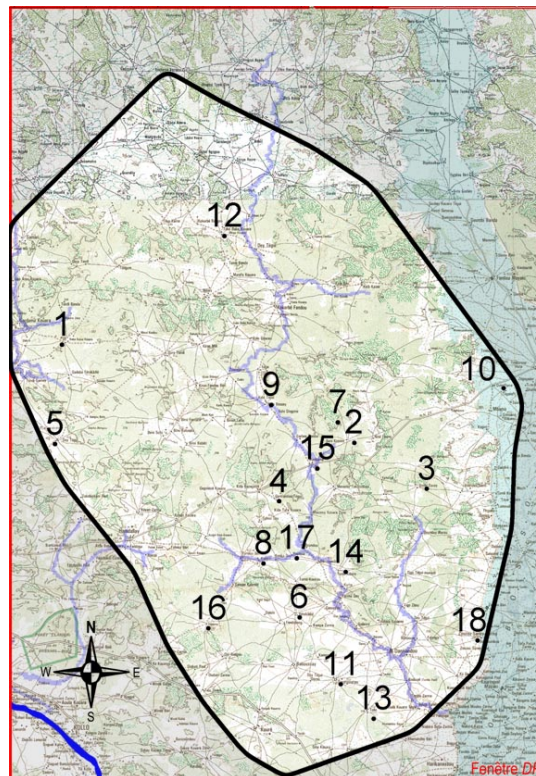


Fig.V-26 : localisation des chroniques présentées en Fig.V-27.

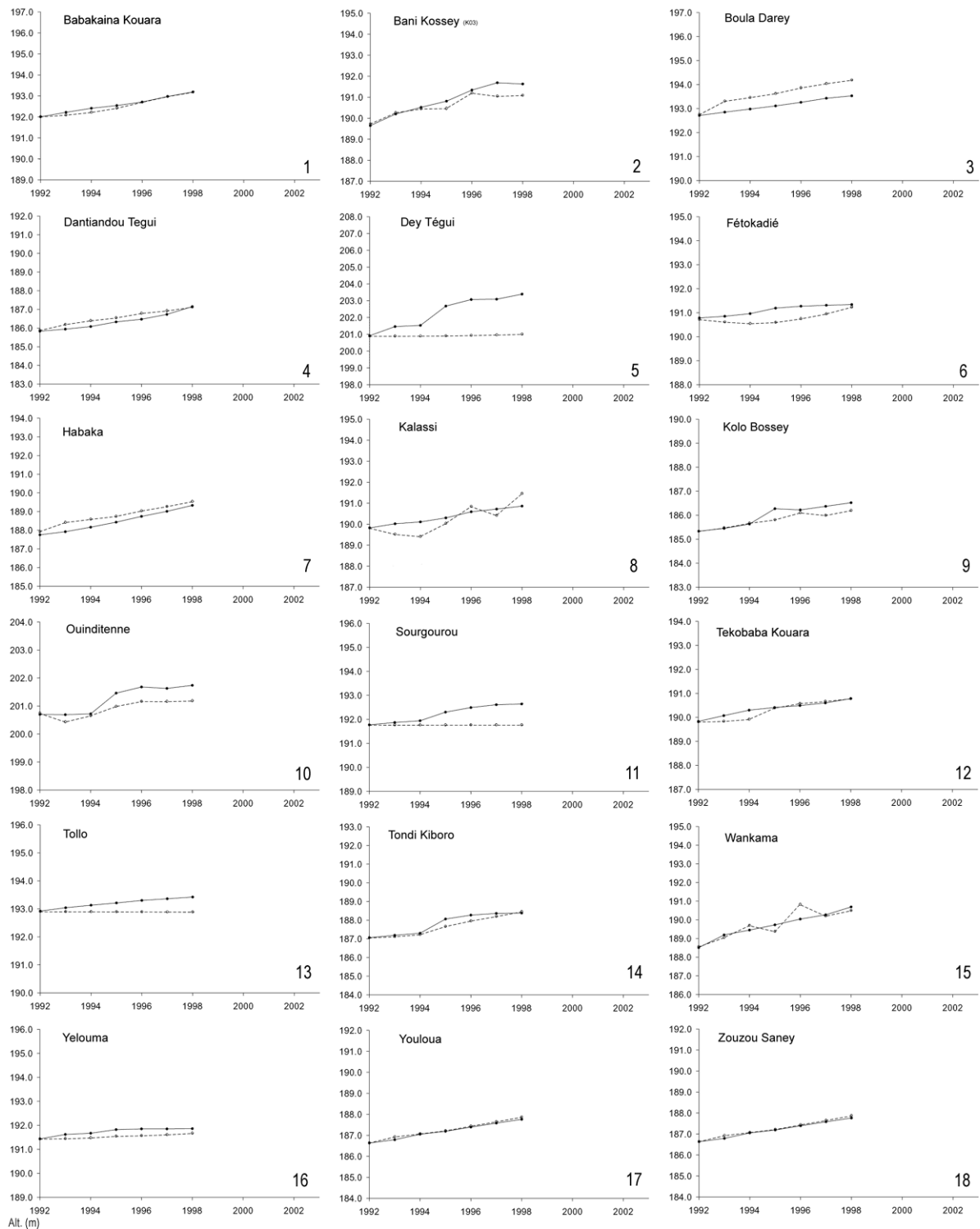


Fig.V-27 : exemples de chroniques piézométriques observées (trait plein) et calculées (pointillés) réparties sur l'ensemble du domaine modélisé. Les barres d'incertitude (± 2 m) sont indiquées à titre comparatif, en un même point l'erreur aléatoire est plus faible d'un ordre de grandeur. Les points sont localisés sur la Fig.V-26.

Les gammes de perméabilités obtenues sont acceptables et se situent entre $2,5 \cdot 10^{-6}$ et $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$, avec une forte proportion inférieure à $4,0 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ (Fig.V-28). La perméabilité moyenne pondérée par les surfaces sur le domaine modélisé est de $2,1 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Selon l'épaisseur de chacune des mailles, la transmissivité moyenne estimée est de $7,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Si

ces valeurs sont proches de celles obtenues lors du calage en régime permanent, leur répartition spatiale a été légèrement modifiée (Fig.V-29).

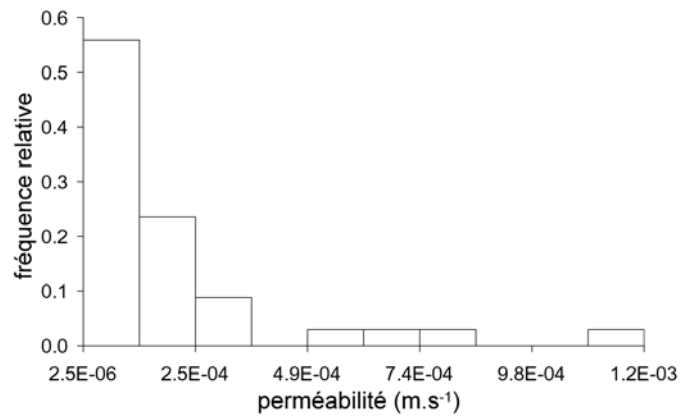


Fig.V-28 : fréquence relative des classes de perméabilités obtenues par calage en régime transitoire.

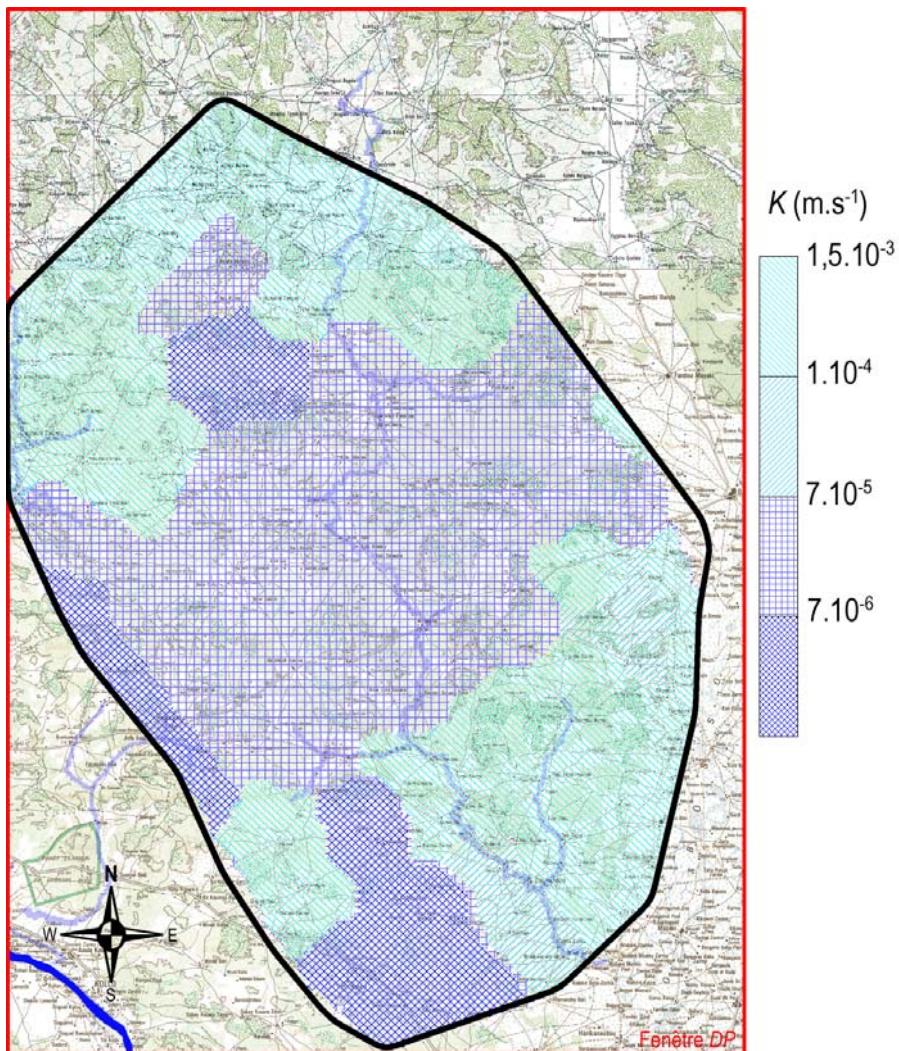


Fig.V-29 : répartition des perméabilités obtenues par calage en régime transitoire.

Les porosités efficaces calées sont en majorité inférieures à 11%. Ces valeurs sont faibles pour des grès argileux, mais néanmoins acceptables (Fig.V-30). La gamme obtenue est assez large, de 1 à 35%, et la porosité générale sur la zone (moyenne pondérée par les surfaces) est estimée à 8%. La répartition spatiale obtenue est relativement hétérogène, un domaine de faible porosité domine au nord tandis qu'au sud, un secteur centré sur le kori affiche des valeurs supérieures à 20% (Fig.V-31). Les valeurs inférieures à 5% attribuées au dallol Bosso sont à la limite des gammes acceptables pour des alluvions.

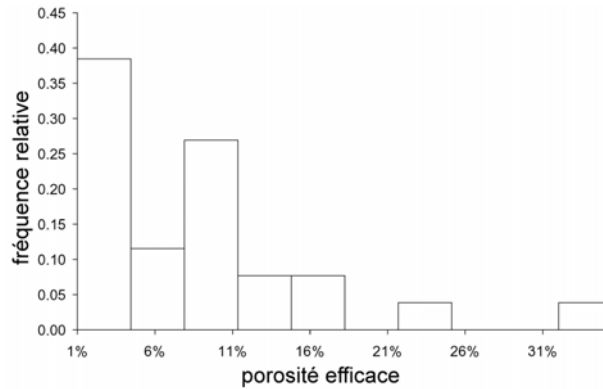


Fig.V-30 : fréquence relative des classes de porosités efficaces obtenues par calage en régime transitoire.

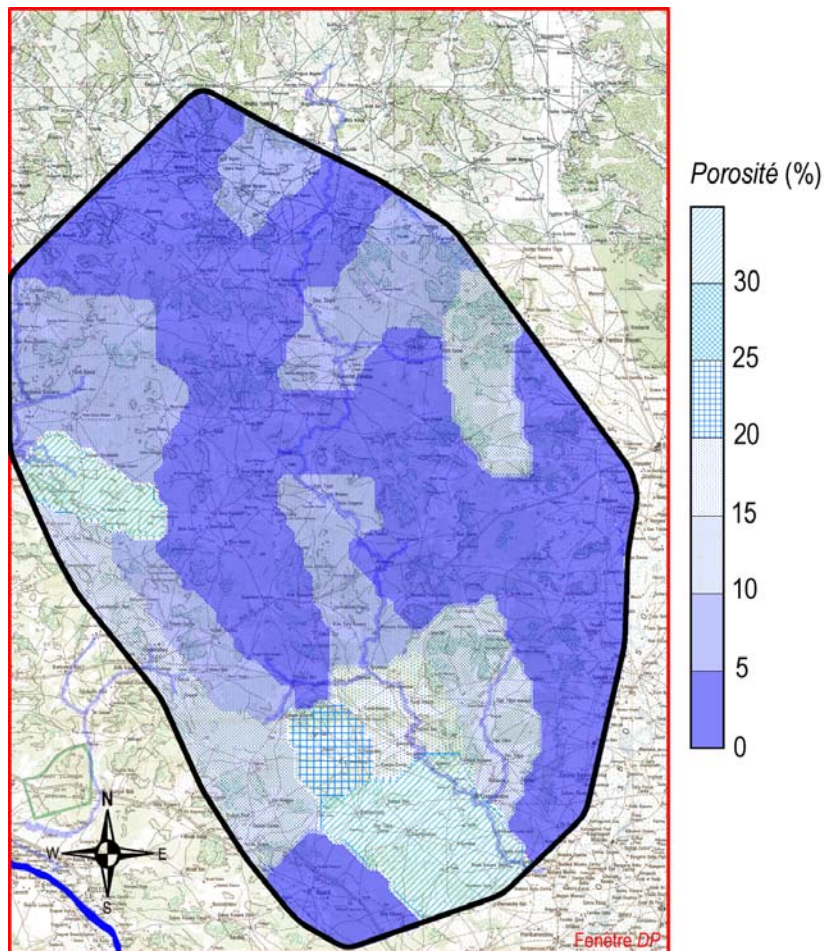


Fig.V-31 : répartition des porosités efficaces obtenues par calage en régime transitoire.

V.5.5 Validation

La validation est effectuée sur les chroniques de mai 1999 à mai 2003. Les paramètres hydrodynamiques restent invariants, seul le forçage par la recharge est appliqué à partir des sorties du modèle *Zarbfy*. Les Fig.V-32 et Fig.V-33 présentent respectivement les chroniques calculées sur quelques points de contrôle et l'ajustement des niveaux observés et calculés.

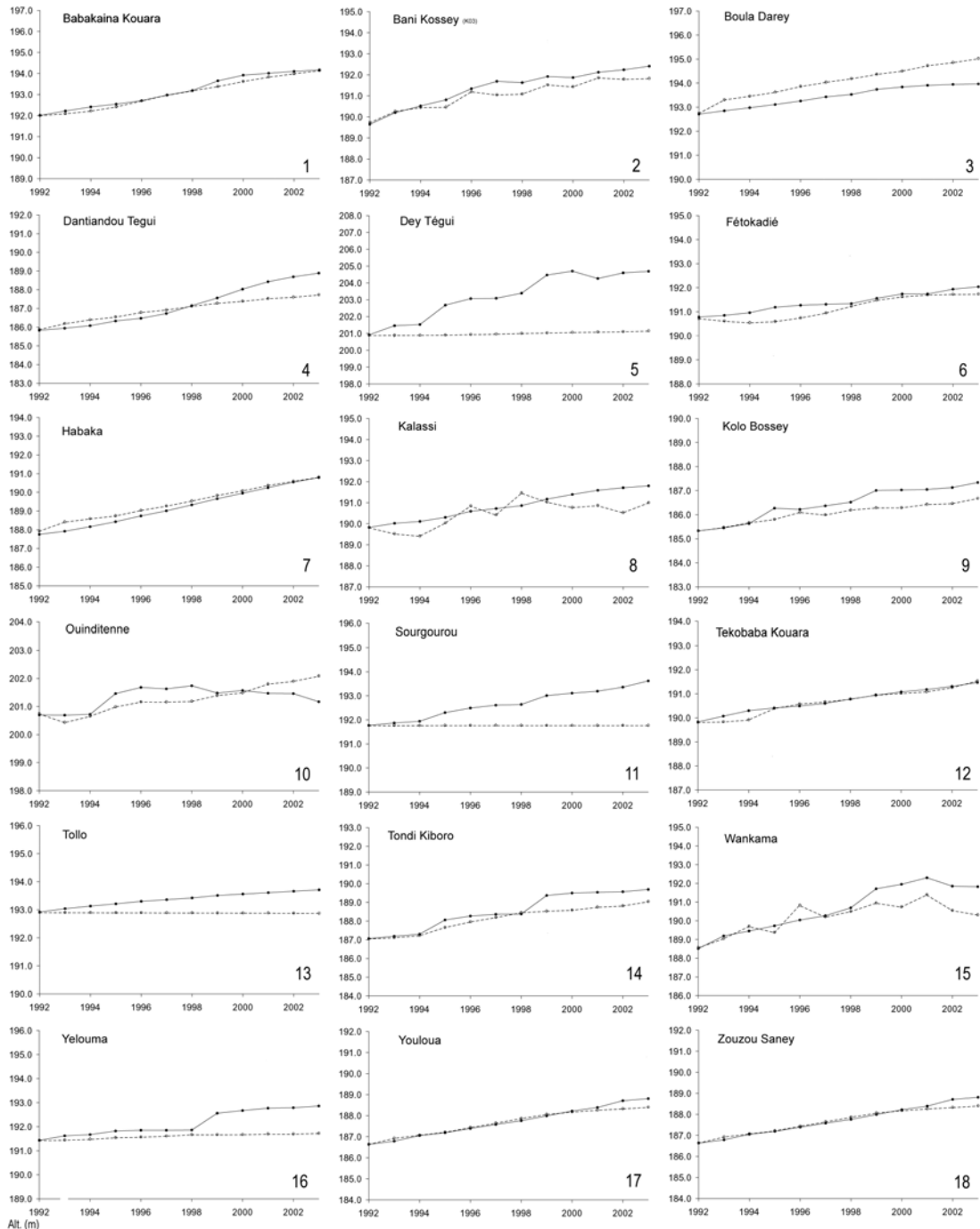


Fig.V-32 : exemples de chroniques piézométriques observées (trait plein) et calculées (pointillés) réparties sur l'ensemble du domaine modélisé. Les barres d'erreur représentées sur les observations sont de ± 2 m (voir localisation Fig.V-26) les dates correspondent au mois de mai de chaque année.

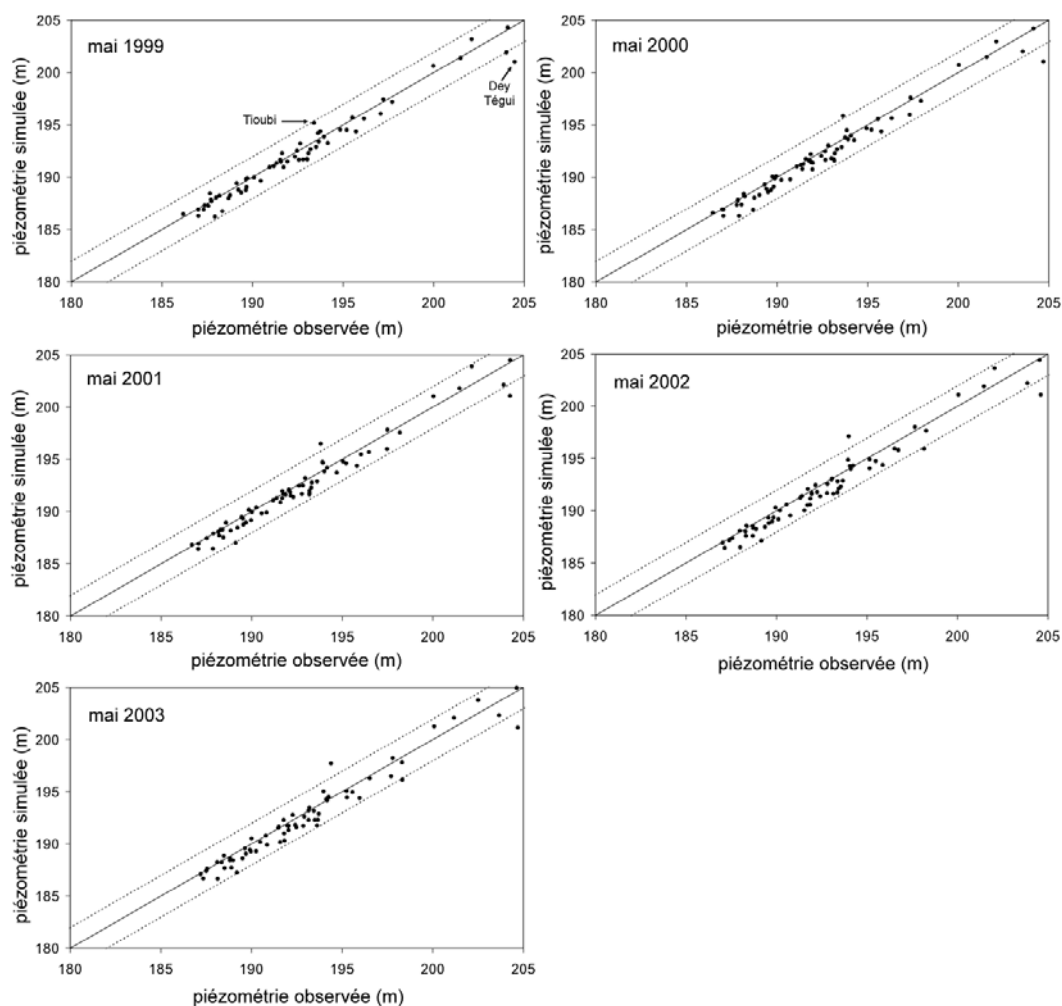


Fig.V-33 : écarts obtenus sur les 70 points de contrôle entre la piézométrie calculée et observée pour la période de validation mai 1998 - mai 2003.

La tendance générale de la hausse qui était respectée lors du calage est confirmée sur la période de validation de la plupart des points concernés. Cependant une augmentation brutale de l'écart par rapport au niveau de référence suite à la saison des pluies de 1998 (niveau mai 1999) apparaît nettement pour un certain nombre d'entre eux. Cet écart demeure constant pour les années suivantes et l'erreur quadratique moyenne ne dépasse pas 1,1 m. Il s'agit en fait d'une incapacité du modèle à représenter les chroniques présentant une hausse brutale en 1998. Les conditions de forçage de la recharge semblent donc mises en cause et la sous-estimation de la recharge de l'année 1998 s'illustre dans certaines zones par l'absence de variabilité (Kolo Bossey, Tondi Kiboro, Wankama, Yélouma, cf. Fig.V-32). A part pour Tioubi (à l'extrême sud) et Dey Tégui (à l'extrême ouest), les écarts ne dépassent pas les incertitudes sur les mesures (Fig.V-33).

En règle générale, la hausse interannuelle globale est correctement représentée comme le prouve la faible dégradation de l'écart des piézométries observées et calculées en mai 2003 après 11 années simulées (Fig.V-34). La plus forte dispersion entre les hausses interannuelles observées et calculées semble surtout concerner les points situés en périphérie de la dépression (Fig.V-35).

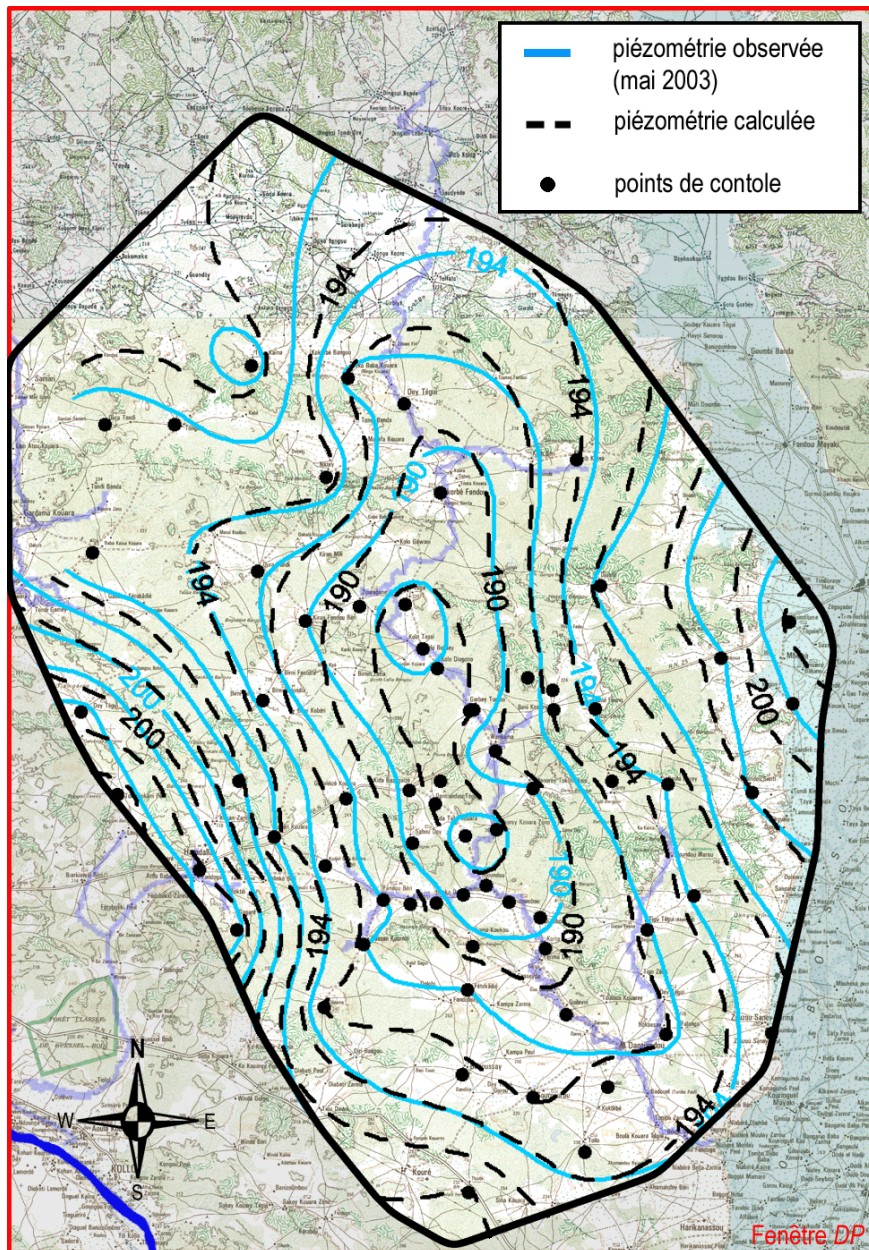


Fig.V-34 : piézométries observée et calculée tracées à partir des points de contrôle pour mai 2003 (altitude en m).

La variabilité interannuelle observée localement sur les points influencés par la recharge est peu représentée sur les simulations. Parfois des vitesses de hausse variables sont calculées sur certains points à évolution observée constante (p. ex. Kodjiri Bani Kouara à l'est d'Hamdallay, Fig.V-36) ou inversement. Le modèle semble faire apparaître deux dynamiques de hausse : une hausse globale constante dans le temps et une hausse variable à l'échelle intersaisonnnière. La première dynamique, essentiellement dépendante des caractéristiques hydrodynamiques du milieu et intégrant la recharge à l'échelle des groupes de mailles est globalement bien simulée. La seconde dynamique, plus locale, est rarement en concordance avec les observations. Elle dépend également des caractéristiques hydrodynamiques du milieu mais aussi de la variabilité de la recharge ponctuelle. De plus, en partie à cause de la grille de travail, peu de points de contrôle sont placés à des distances des mailles infiltrantes comparables aux configurations observées.

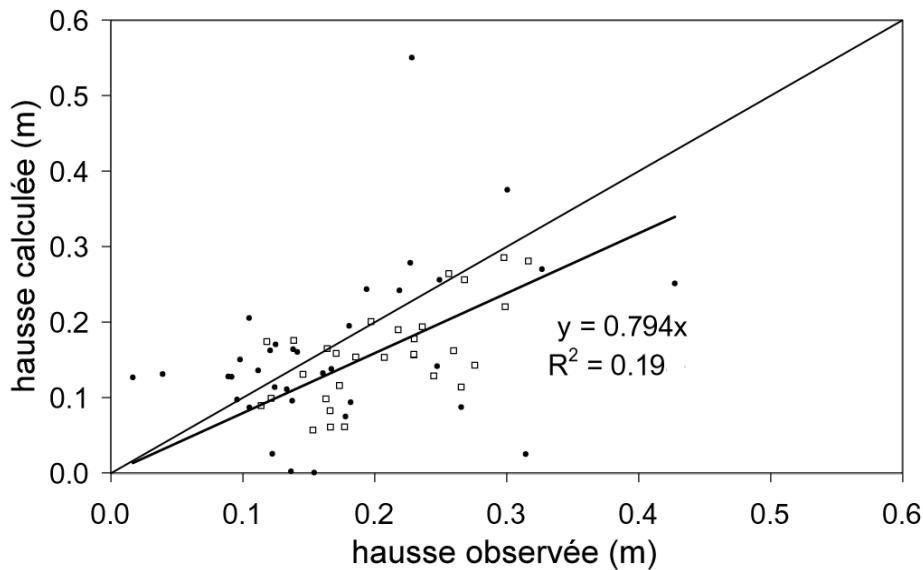


Fig.V-35 : hausses moyenne interannuelle calculée et observée à partir des points de contrôle (en carrés, les points centrés sur la dépression).

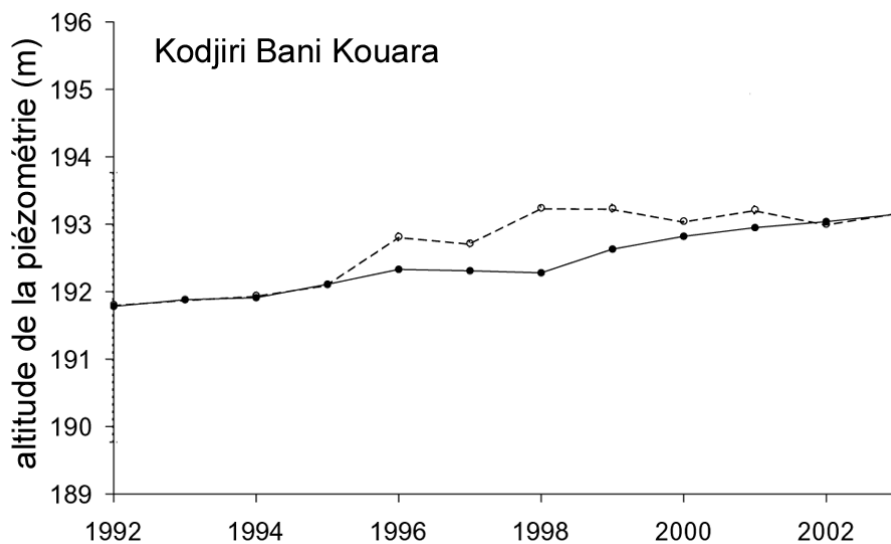


Fig.V-36 : chroniques observées (trait plein) et simulées (pointillés) à Kodjiri Bani Kouara 2°30'65"E, 13°33'72". La vitesse de hausse annuelle calculée est variable tandis que la vitesse observée est quasi constante.

V.5.6 Sensibilité

Nous avons testé une augmentation de la recharge de manière homogène sur l'ensemble des mailles infiltrantes. L'hypothèse retenue est de simuler l'impact sur la piézométrie dans le cas où la recharge constituerait la totalité du ruissellement calculé par le modèle *Zarbhly*, c'est-à-dire une augmentation de 25% par rapport au scénario simulé de référence. La piézométrie générale résultante est très peu modifiée, par contre le centre de la dépression accuse une hausse plus importante d'environ 20 cm sur la décennie (Fig.V-37). Cet

impact peu important illustre le manque de réactivité aux conditions de forçage des zones aux alentours de la dépression. D'autres tests portant sur l'abattement ou l'augmentation du nombre des mailles infiltrantes montrent que pour le modèle, le secteur de la dépression est le plus réactif aux changements des conditions de recharge.

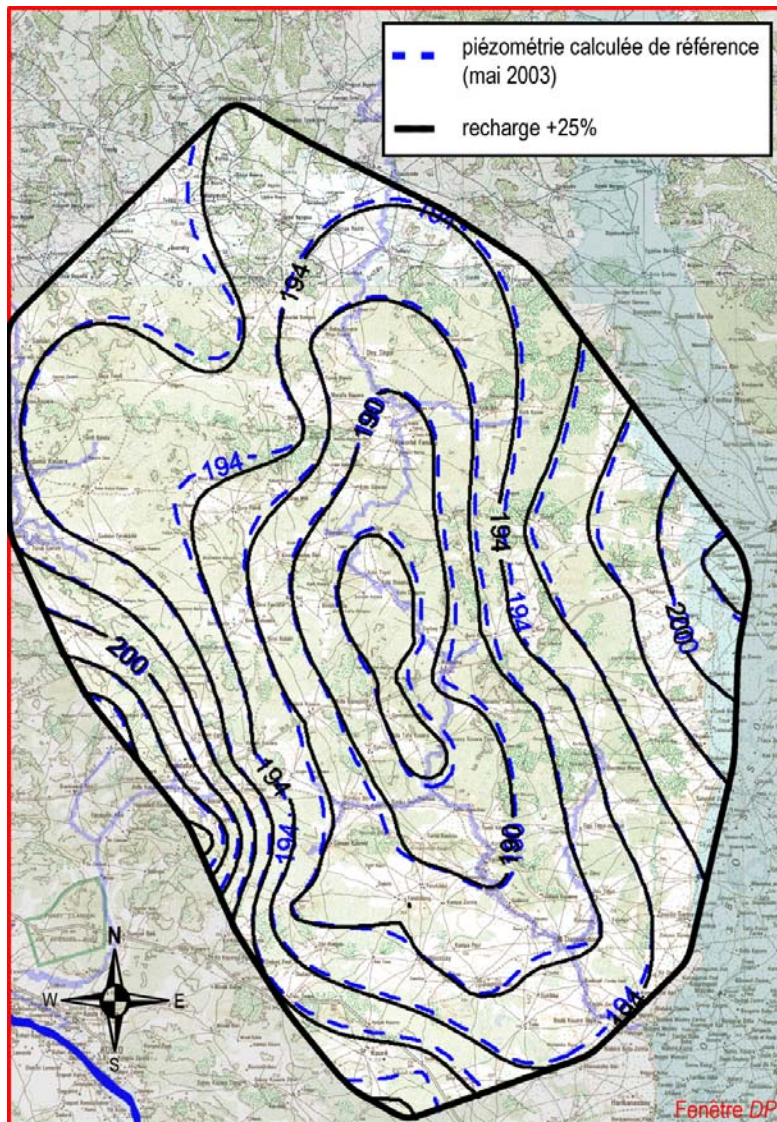


Fig.V-37 : impact sur la piézométrie d'une hausse globale de la recharge de 25%, mai 2003.

Une augmentation générale de 20% de la porosité efficace se traduit par une baisse sensible de la piézométrie autour de la dépression. A l'issue de la simulation sur la décennie, l'écart avec la piézométrie de référence est d'environ 10 cm sur les secteurs du dallol Bosso, du sud et du nord (Fig.V-38a).

La sensibilité du modèle à l'augmentation des perméabilités semble plus importante. Une majoration générale de 20% est à l'origine d'une baisse d'environ 1 m dans les secteurs du dallol Bosso, du sud et du nord (Fig.V-38b). La zone centrale de la dépression subit une influence limitée. D'autres tests montrent que lorsque les perméabilités sont minorées, des dômes locaux plus importants apparaissent sous les mailles à forte recharge.

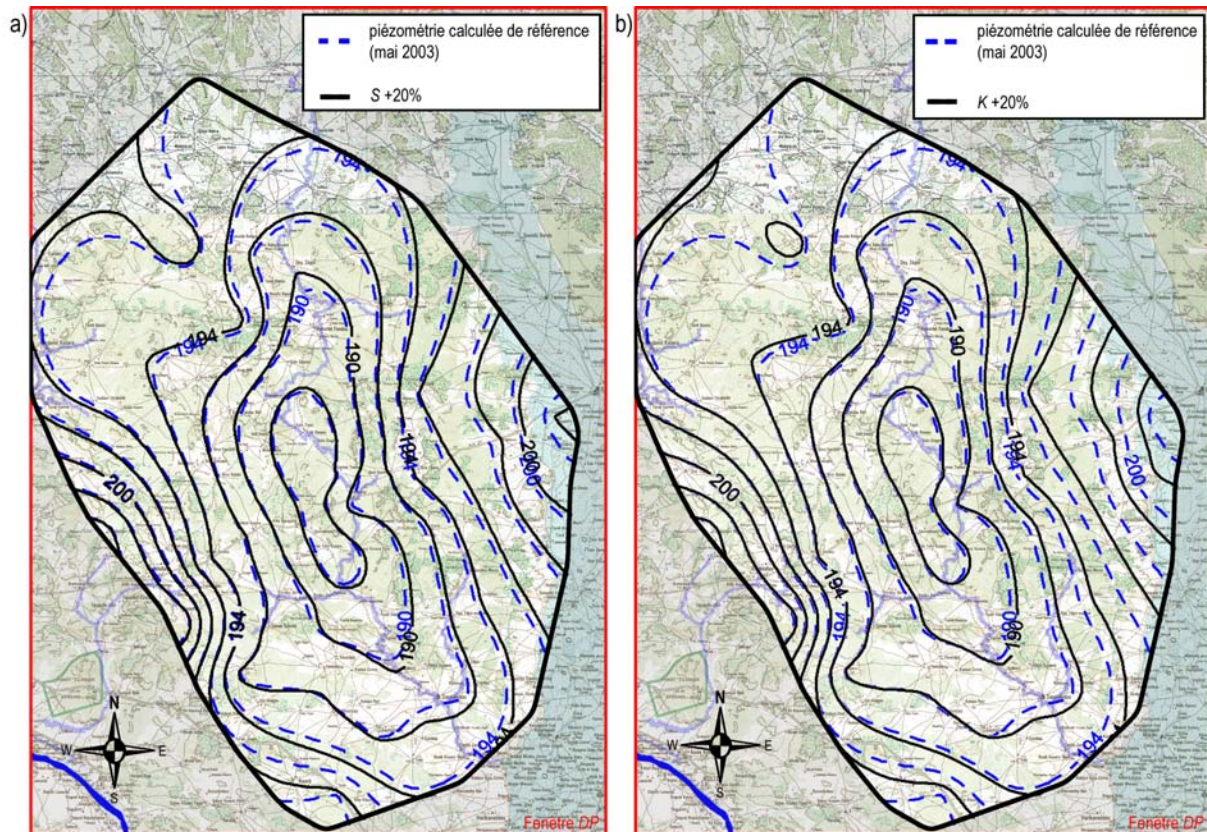


Fig.V-38 : a) impact sur la piézométrie d'une hausse de 20% de toutes les porosités efficaces ; b) impact sur la piézométrie d'une hausse de 20% de toutes les perméabilités.

Le dôme d'Hamdallay est très peu influencé par les paramètres testés, certainement du fait de la proximité de la limite du domaine modélisé, ce qui explique également la mauvaise représentation des points de contrôle de ce secteur (Dey Tégui, Fig.V-33). Les tests sur les limites à flux imposés non nuls font état d'une influence faible sur la piézométrie ($<0,05$ m) et restreinte au proche voisinage des mailles concernées. Sur le kori de Ouallam (à l'ouest), les variations de l'altitude ou du facteur de conductance du drain modifient en très faible proportion la piézométrie du secteur. Les gradients mis en jeu et l'épaisseur saturée à cet endroit de l'aquifère sont très faibles.

Un essai de simulation a été réalisé sur la période 1964-1992. La localisation des mailles rechargeantes a été conservée et une infiltration correspondant à la recharge moyenne sur 1992-2003 a été appliquée. La plupart des niveaux aux points de contrôles sont surestimés de plusieurs mètres en mai 1992 (RMSE = 2,5 m), mais la forme générale de la surface de la nappe est conservée. Localement des déformations apparaissent qui suggèrent une recharge locale trop élevée ou la présence incertaine de maille infiltrantes sur cette période. La dynamique modélisée montre que la structure de la dépression est relativement stable dans le temps.

V.5.7 Bilan hydraulique

La validation et les tests de sensibilité réalisés précédemment montrent que si le calage sur le secteur de la dépression piézométrique est acceptable, les autres zones sont à considérer

avec réserve. Le bilan hydraulique fourni par le modèle dans son état actuel doit par conséquent être interprété avec prudence.

Le calcul des flux moyens sur la décennie modélisée confirme le fonctionnement du domaine en système isolé avec environ 80% des flux provenant de la recharge verticale (Fig.V-39). La variation de stock moyenne annuelle simulée représente une lame de 3,9 mm soit une hausse d'environ $0,05 \text{ m.an}^{-1}$ sur le secteur modélisé (avec une porosité de 8% §V.4.4.1). Cette valeur calculée est 3,6 fois plus faible que la hausse moyenne annuelle observée ponctuellement ($0,18 \text{ m.an}^{-1}$) et montre que la pertinence du calage est restreinte à la zone de la dépression. La variabilité des variations de stock à l'échelle de la saison est très marquée, de 0,9 mm (entre mai 1999 et mai 2000) à 8,2 mm (entre mai 1994 et mai 1995). Le modèle simule une décroissance interannuelle de la variation de stock de l'aquifère (Fig.V-40). Cet effet est en partie dû à l'augmentation de la reprise évaporatoire calculée, fonction de la profondeur du niveau statique de la nappe.

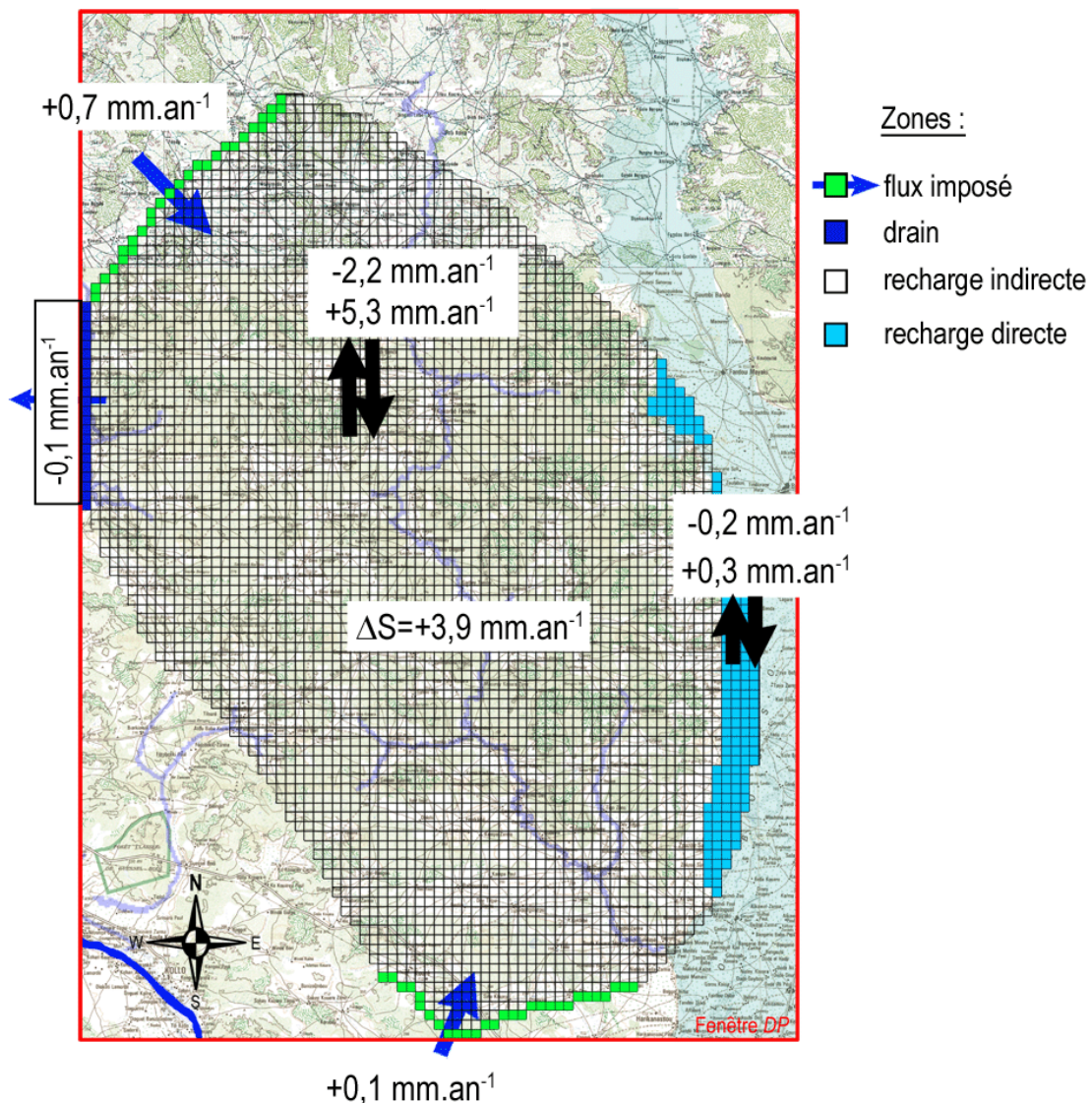


Fig.V-39 : bilan hydraulique du modèle souterrain ; flux moyens interannuels sur la période mai 1992 - mai 2003.

L'augmentation simulée du stock 1998-1999 devrait être (d'après les observations) de l'ordre de celle de 1994-1995 et demeure pourtant moyenne. Sur la totalité de la période, le modèle montre que le forçage de la recharge est trop faible pour être compensé par une modification des paramètres hydrodynamiques restreinte aux gammes admissibles. Le forçage de la recharge consécutive à la saison des pluies 1998 est particulièrement insuffisant et illustre les difficultés de représentation de la variabilité interannuelle observée. La précision de la recharge s'avère nécessaire pour avancer le développement de la modélisation souterraine.

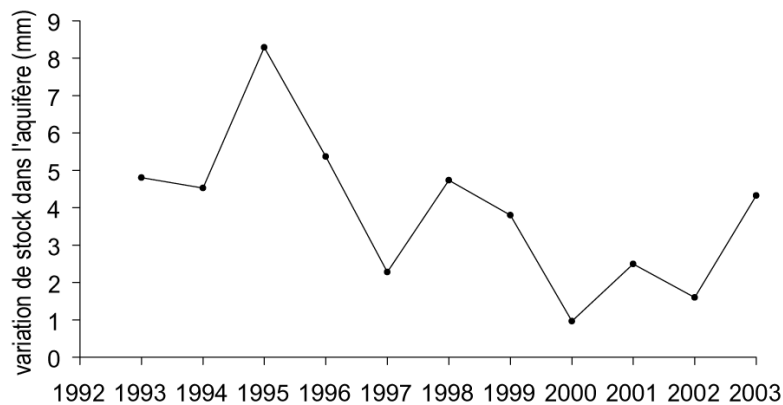


Fig.V-40 : évolution de la variation de stock annuel de l'aquifère simulé sur la période mai 1992 - mai 2003.

Si les valeurs obtenues doivent être considérées avec réserve, la comparaison des modélisations en régimes permanent et transitoire permet d'illustrer cependant le changement radical des conditions de fonctionnement du système. Selon la dynamique générale simulée de la nappe, l'établissement du régime actuel n'est rendu possible que par une augmentation importante de la recharge sur une longue période.

V.6 Conclusion

L'évolution de la hausse piézométrique a été caractérisée spécifiquement sur notre zone d'étude pour la période 1992-2003. L'élévation globale de la nappe est de l'ordre de $0,18 \text{ m.an}^{-1}$ en moyenne sur la période avec une variabilité intersaisonnière très marquée. Un ralentissement des vitesses de hausse semble perceptible depuis 2001 et la moyenne calculée légèrement inférieure à la hausse de $0,20 \text{ m.an}^{-1}$ déterminée par Leduc *et al.* (2001) en est peut-être l'illustration.

L'absence de relation simple avec la pluie à l'échelle locale ou avec le ruissellement, a confirmé la nécessité du couplage des écoulements de surface avec une modélisation hydrodynamique pour la caractérisation des interactions.

Nos investigations sur la modélisation hydrodynamique souterraine se sont limitées à l'élaboration d'un modèle qui pourrait sans nul doute être amélioré, mais son état d'avancement s'est avéré suffisant pour nous permettre de tirer quelques conclusions.

L'application d'une recharge ponctuelle spatialement distribuée permet de simuler dans des gammes de paramètres acceptables la dynamique générale de l'évolution de la nappe phréatique dans la partie centrale de la zone d'étude. Trop d'incertitudes subsistent pour quantifier avec précision l'influence de la recharge indirecte sur la dynamique de hausse de la nappe.

La variabilité intersaisonnière n'est que partiellement représentée, l'intégration par la nappe des incertitudes annuelles élevées sur la recharge à l'échelle de l'exutoire semble ne pas suffire à les atténuer. L'application d'une recharge continue sur une durée de 4 mois est certainement à l'origine du lissage d'une part de la dynamique saisonnière, mais il est clairement montré, aux imperfections du modèle près, que l'hydrodynamique ne compense pas à elle seule la divergence entre la recharge forcée et la hausse observée. Dans ces conditions, la régionalisation des écoulements de surface n'est que partiellement validée.

Un bilan sur un domaine réduit (centre de la dépression piézométrique), moins influencé par les conditions aux limites et où le comportement de la nappe est mieux représenté serait certainement une source d'information utile pour déterminer les améliorations à apporter au modèle. L'étude plus approfondie de la répartition spatiale des incertitudes sur la recharge par bassin est une voie d'investigation à développer à l'avenir puisqu'elle semble avoir des conséquences sur la représentation de la variabilité intersaisonnière de la piézométrie simulée par le modèle souterrain.

Chapitre VI

Infiltration profonde à travers une zone d'épandage sableuse suggérée par reconnaissance géophysique, chimie de la zone non saturée et modélisation hydrologique

Résumé du chapitre

Contexte

Dès le début de l'étude, l'identification des points de recharge indirecte est apparue comme primordiale, compte tenu de notre connaissance des processus. Les conclusions du chapitre précédent (déficit de la recharge) confirment la nécessité de mieux caractériser les zones potentielles d'infiltration profonde.

L'essentiel du terrain réalisé au cours de cette thèse s'est focalisé sur l'inventaire et la mise en évidence des aires d'infiltration privilégiée. En août 2002, nous avons eu l'opportunité de réaliser une étude expérimentale en collaboration avec l'UR GEOVAST (IRD) et rendue possible grâce à un financement alloué par l'Ecole Doctorale "Sciences de la Terre et de l'Eau" de l'Université de Montpellier II. L'objectif était de déterminer si les zones d'épandage sableuses (§II.3.2) participaient à l'infiltration profonde au même titre que les mares ou les zones humides.

L'étude concerne la zone d'épandage sableuse (6 ha dont 1 ha de chenaux sableux en 1998), formée à mi-versant sur le bassin élémentaire de Wankama, et sous laquelle, la nappe phréatique se situe entre 32 et 41 m de profondeur. La modélisation hydrologique suggère que 92% des volumes alimentant la zone d'épandage s'infiltrent sur le premier hectare amont (Cappelaere *et al.*, 2003b) et qu'aucun écoulement issu de l'amont du bassin ne franchit les quelques centaines de mètres de canaux sableux.

Méthode

L'expérimentation géophysique s'appuie sur les mesures de la conductivité électrique, paramètre très influencé par l'humidité et la minéralisation des eaux contenues dans les formations (Descloitres *et al.*, 2003). Les prospections suivantes ont été menées :

- Cartes de conductivité apparente par électromagnétisme (EM) fréquentiel (EM34) à 10, 20 et 40 m d'écartement avec un maillage de mesures au pas de 10 et 40 m
- Panneau de conductivité 2D en travers de la zone d'épandage avec des dispositifs Wenner α et β (écartement inter électrode unitaire $a=4$ m)
- Diagraphies électriques sur 8 forages jusqu'à 25 m de profondeur en zone non saturée avec une sonde de diagraphie électrique, dispositif pôle-pôle (AM= 0,25 m)

Les deux sondages les plus profonds ont été réalisés en août 2002 et les six autres en mars 2003. Ils ont été forés à la tarière motorisée afin de permettre des prélèvements réguliers de sol sur lesquels les analyses physico-chimiques suivantes ont été effectuées :

- humidité pondérale,
- succion matricielle,
- granulométrie,
- diffraction X,
- conductivité,
- pH,
- analyse des ions majeurs.

Résultats et discussion

Les diagraphies de conductivité dans la zone non saturée montrent que pour certains points la conductivité électrique reste toujours inférieure à $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Alors que pour d'autres, dans une tranche située systématiquement entre 5 et 10 m de profondeur, elle peut dépasser $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Parallèlement, les mesures de conductivité électrolytique effectuées sur les prélèvements de sols dilués (20 g pour 50 ml d'eau distillée), affichent une forte corrélation avec la résistivité électrique mesurée en forage.

Les analyses de diffraction X ont montré que les niveaux stratigraphiques de deux forages distants de 230 m sont composés d'argiles de même nature, et la granulométrie suggère une continuité de la composition des dépôts sédimentaires. La teneur en eau est la même sur tous les profils, seule la teneur en électrolytes diffère entre les forages. L'analyse des ions majeurs révèle que les ions NO_3^- , Ca^{2+} et Na^+ sont responsables des conductivités électrolytiques plus élevées.

Pour les forages situés au voisinage d'un chenal sableux, les conductivités électrolytiques restent faibles sur toute la profondeur (de 0 à 25 m), représentatives d'une teneur faible en ions. Pour les autres forages, les conductivités électrolytiques sont plus élevées, entre 5 et 10 m de profondeur, indiquant une accumulation des ions. L'interprétation des panneaux de résistivité apparente 2D, à partir des observations ponctuelles des forages, révèle la présence d'une couche plus conductrice entre 5 et 10 m sous la surface, interrompue à l'aplomb du passage des chenaux sableux. Les cartes réalisées avec l'EM34 (écartement 20 m) indiquent également que les faibles conductivités apparentes coïncident avec le passage des chevelus sableux en surface. Un faible décalage est parfois observé, expliqué par la différence entre les dynamiques anciennes du lessivage et du déplacement récent en surface du lit des chenaux (cf. §II.7.2.4).

L'homogénéité, entre les forages, des facteurs influençant la conductivité électrique (teneur en eau, nature du sol), ajoutée à la corrélation établie avec la conductivité électrolytique, permettent d'interpréter cette bande plus conductrice comme une zone où la solution du sol est relativement plus minéralisée. La détermination de l'origine de l'accumulation nécessite des analyses plus approfondies, mais elle signifie que les eaux de surface ne percolent pas au-delà de cette profondeur de 5 à 10 m. Inversement, la faible minéralisation suggère un lessivage épisodique, emportant les solutés au moins au-delà de notre profondeur d'investigation géophysique (c.-à-d -25 m ; Fig.VI-1).

Conclusion

Les multiples chenaux sableux de la zone d'épandage seraient épisodiquement le siège d'une infiltration profonde. Les volumes concernés d'après la modélisation hydrologique ne sont pas négligeables, environ 1 000 à 24 000 m³ par an sur la dernière décennie (sachant que le ruissellement calculé par Zarbhy sur les 377 bassins élémentaires est en moyenne de 70 000 m³ par an.). Les volumes maximums calculés arrivant dans la zone d'épandage, sont supérieurs aux volumes minimums calculés arrivant dans la mare exutoire du bassin où une recharge saisonnière a été démontrée (Desconnets *et al.*, 1997).

Cette étude corrobore les résultats des analyses chimiques réalisées depuis plusieurs années. Dans les puits proches des zones de recharge, les crues de la nappe s'accompagnent fréquemment d'un pic de conductivité (Elbaz-Poulichet *et al.*, 2002). L'origine des pics de nitrate observés à distance de toute zone source en surface (Favreau *et al.*, 2003) pourrait être expliquée par le lessivage occasionnel de la zone d'accumulation mise en évidence entre 5 et 10 m de profondeur.

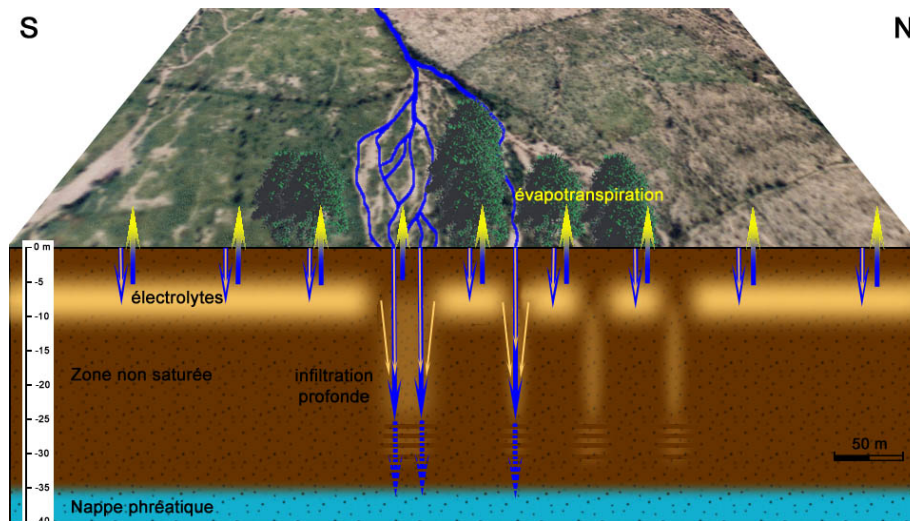


Fig.VI-1 : schéma du fonctionnement possible de la recharge profonde dans la zone d'épandage de Wankama, avec accumulation des électrolytes dans la frange de reprise évaporatoire et lessivage ponctuel sous les ravines lors de certains événements pluvieux. (cliché J.L. Rajot, 1998)

Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling

Sylvain MASSUEL ^{a*}, Guillaume FAVREAU ^a, Marc DESCLOITRES ^b,
Yann LE TROQUER ^c, Yves ALBOUY ^c, Bernard CAPPELAERE ^a

^a IRD - UMR HydroSciences, Maison des Sciences de l'Eau, B.P. 64501, 34394 Montpellier Cedex 5, France.

* to whom the correspondence should be addressed.

Fax: +33 (0)4 67 14 47 74

E-mail: sylvain.massuel@msem.univ-montp2.fr

^b IRD – UR Geovast, IFCWS, Department of Civil Engineering, Indian Institute of Science, Bangalore, India. Email: descloîtres@civil.iisc.ernet.in

^c IRD – UR Geovast, 32, av. Henri-Varagnat, 92143 Bondy cedex, France

Submitted to *Catena*
March 11th, 2005

Abstract

In semiarid southwestern Niger, most of the groundwater recharge is indirect and occurs through endoreic pools. Elsewhere in the landscape, there is no evidence of deep infiltration, with the possible exception of alluvial fans on sandy slopes. In order to verify this hypothesis, a detailed geophysical and geochemical survey was conducted on a large, representative mid-slope fan (6 hm²). At this site, distributed hydrological modelling conducted over the encompassing endoreic catchment (190 hm²) showed high losses of runoff water by infiltration. Electromagnetic mapping and 2-D electrical imaging survey were used to investigate the 35 m deep vadose zone; in addition, 8 boreholes were drilled following the geophysical survey to constrain the interpretation. Variations in apparent electrical conductivity measured in boreholes appear to be mainly linked with changes in the soil solution mineralization. An extrapolation throughout the area shows that apparent electrical conductivity of the ground is systematically lower below channels; this suggests localised leaching through the unsaturated zone. A physically-based, 2-D distributed hydrologic model was used to estimate the amount of surface water loss by infiltration for the last decade (1992-2002). Depending on year, infiltrated volumes range from 1 000 to 25 000 m³. This represents between 5 and 16 % of the runoff that reaches the final outlet of the basin, an endoreic valley bottom pool where recharge to the aquifer has been shown to occur. Because leaching of the vadose zone is observed down to a depth of 10 m below channels, episodic groundwater recharge through sandy mid-slope fans is highly probable during rainy years.

keywords: Niger; Semiarid area; Infiltration; Local recharge; Alluvial fan; Geophysical survey, Unsaturated zone chemistry

1. Introduction

In southwestern Niger, for the decade 1990-2000, hydrodynamics and geochemical methods have been applied at a regional scale (4000 km²) to estimate natural groundwater recharge to the unconfined aquifer (Leduc *et al.*, 1997; Favreau *et al.*, 2002). In this semiarid environment, most of the groundwater recharge is indirect and occurs through endoreic pools, natural outlets of a mosaic of catchments of the order of a few square kilometres (Desconnets *et al.*, 1997; Martin-Rosales and Leduc, 2003). Elsewhere in the landscape, infiltration deeper than 5 m below the soil surface has not been evidenced, and has only been suggested as possible under specific locations such as narrow banded vegetation on the plateaux (Galle *et al.*, 1999) and gullies in the sandy hillslopes (Peugeot, 1995; Peugeot *et al.*, 1997; Esteves and Lapetite, 2003). Surprisingly, whereas rainfall decreased by about 20 % since the 1950-60s, hydrodynamics investigations have revealed a continuous increase in groundwater reserves of about 4 metres for the last four decades, a phenomenon explained by the intense land clearing that has occurred in the area (Leduc *et al.*, 2001). As elsewhere in the Sahel, land clearing has enhanced hortonian runoff, thus increasing both the number of endoreic pools and the amount of surface water reaching the pools (Seguis *et al.*, 2004). Increased runoff may also have enhanced deep infiltration at some runoff collecting sites other than ponds, but those have not been identified yet.

The main objective of this study is to investigate the possibility of deep infiltration (*i.e.* typically deeper than 5 m) below the hydrographic network on the sandy slopes of this area. In semiarid areas, deep infiltration producing groundwater recharge is very localized in time and space and difficult to estimate; crossing various methods is often the key to obtain reliable estimates (Scanlon *et al.*, 1999; Simmers, 2003). Our approach is based upon a combination of sub-surface and borehole geophysics, vadose zone chemistry and physically-based hydrological modelling.

Subsurface geophysics used in this study is aimed at mapping differences in soil conductivity that could be linked to variations in water content and/or soil solution conductivities within the unsaturated zone, both laterally and vertically. Such differences are expected in the study site, a densely braided sandy channel area (Fig. 1) supposed to act as infiltrating channels (Cappelaere *et al.*, 2003). When correlated with unsaturated zone profiles of geochemical tracers, electrical conductivity mapping can provide reliable extrapolation of punctual estimate of recharge; subsurface geophysics can also help to spatially better constrain hydrological models of surface - subsurface flows. Previous investigations in semiarid areas have shown that geophysical methods based on electrical conductivity measurements are often well suited to delineate electrical properties of the subsurface. Among the methods measuring electrical conductivity at various depths, the more suitable are: (i) Direct Current (DC) resistivity mapping or sounding (*e.g.* Descloitres *et al.*, 2003) and 2D-DC electrical imaging when the ground can not be approximated by a 1D model (*e.g.* Beauvais *et al.*, 2004), (ii) Frequency-Domain Electromagnetics (FEM) mapping (*e.g.* Cook *et al.*, 1989; Scanlon *et al.*, 1999), while (iii) Time-Domain electromagnetic method (TDEM) is also considered as a suitable tool in some situations as deep aquifers and mineralised waters (*e.g.* Guérin *et al.*, 2001). Within the scope of this study, the main objective was to map the heterogeneities in apparent electrical conductivity down to depths exceeding 30 metres below a large mid-slope alluvial fan. FEM mapping was carried out at the site-scale; in addition, a 2D DC electrical imaging was performed on a representative cross-section of the fan.

Vadose zone geochemistry is a widely used approach in semiarid areas to infer mean groundwater recharge rates and estimates of its temporal changes (e.g. Edmunds *et al.*, 1991). This approach has also been frequently used as a supplementary tool in regional groundwater balance studies (e.g. Wood and Sanford, 1995). Because it provides only point-scale estimates, more representative results are obtained when it is often used with complementary approaches, including sub-surface resistivity mapping (Cook *et al.*, 1989; Scanlon *et al.*, 1999). In this study, vadose zone chemistry is used, along with other parameters (water potential, texture, water content), both to interpret the measured differences in apparent electrical conductivity and to better estimate the solute and water balance in the studied area. In semiarid regions, the difficulty in obtaining good quality data records of ephemeral and episodic floods is widely recognized (e.g. Lange *et al.*, 1999). Physically based, spatially distributed hydrological modelling is a way to overcome these difficulties, and can be used to generate data for ungaged parts of a catchment. This approach was chosen for the catchment that includes the studied mid-slope alluvial fan (Fig. 1; Peugeot *et al.*, 2003; Cappelaere *et al.*, 2003). For the present study, the water balance of the fan was computed at the rainfall-event scale through the last decade (1992-2002), thus providing consistent values of annual surface water loss by infiltration. From this set of data, a hydrological functioning of the deep unsaturated zone under sandy slopes is proposed.

This study presents an integrated approach using three complementary methodologies. All of them corroborate and clarify our initial hypothesis of deep infiltration associated with alluvial sandy fans.

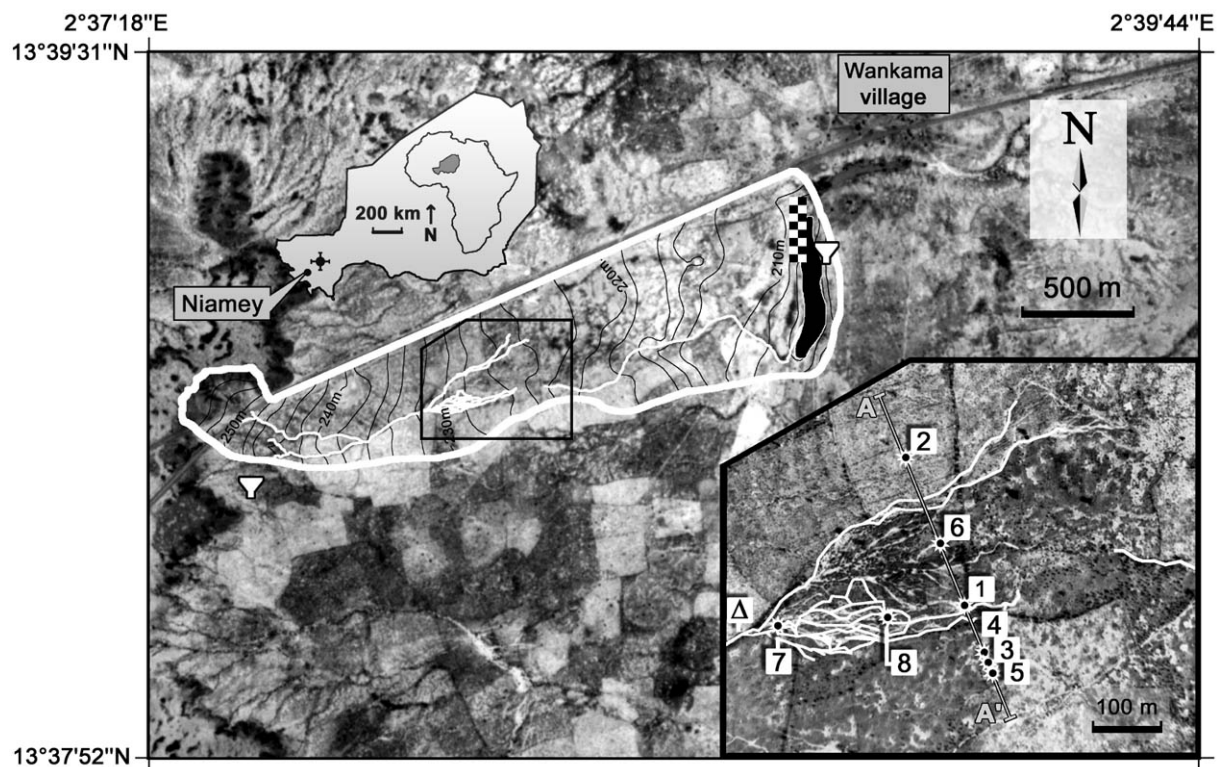


Fig. 1. The Wankama watershed with zoom in on the alluvial fan area and drill holes (small inset); the thin black lines refer to the watershed Digital Elevation Model and the white network to the main gullies recorded by GPS survey in March, 2003. Inset: AA': location of the 2D electrical profile (cf. Fig. 4). Numbers refer to the drill hole locations and Δ indicate the inlet of the alluvial fan where hydrological runoff estimations were computed. Aerial photographs from IGNN (Niamey, Niger), November, 1992.

2. Study site

The study site is located in the Sahelian southwestern Niger, at 60 km east of Niamey (Fig. 1). The climate is semiarid, with a mean annual temperature of 29°C, a mean potential evapotranspiration near 2500 mm.yr⁻¹ and a yearly mean precipitation of 567 mm (Niamey, 1908-2003). The rainy season from June to September (90 % of the annual rainfall) consists in intense rainfall events of convective origin. These short duration events produce hortonian runoff that rapidly (within 1-3 hours) concentrates in temporary pools, natural outlets of endoreic catchments of a few square kilometres. In this environment, all hydrological data indicate that most of the unconfined aquifer recharge is indirect and occurs by deep infiltration below the pools (Desconnets *et al.*, 1997; Leduc *et al.*, 1997; Martin-Rosales and Leduc, 2003). The geological context is sedimentary and shallow formations belong to the Continental terminal (Tertiary) made up of loosely cemented clays, silts and sands of continental origin; this formation outcrops over a surface area of 150 000 km² in southwest Niger. Dating from drier periods of the Quaternary, aeolian sand deposits occur in some places and can reach a few metres in thickness. The water table elevation exhibits a classical pattern for semiarid areas: a continuous, smooth surface (hydraulic gradients < 1 ‰), with transient potentiometric fluctuations of up to few metres below temporary pools during the rainy season (Leduc *et al.*, 1997; Favreau *et al.*, 2002). Depending on the topography, the depth to the water table varies between 75 m below the lateritic plateaux to less than 10 m below the dry valleys. The natural vegetation of the region is a wooded savannah but under increasing clearing much of the area is now a patchwork of fallow and millet field.

The Wankama catchment (Fig. 1) has been intensively studied since 1992; details about the hydrological survey and data analysis are available elsewhere (Desconnets *et al.*, 1997; Peugeot *et al.*, 2003). To summarize, the catchment area is of 190 hm², with a mean slope gradient of 1.5 % from west to east. At the lower end, the endoreic, elongated temporary pool acts as the natural outlet of water runoff of the basin; the gully reported in Fig. 1 represents its main tributary. According to runoff simulations for the 1992-2002 period, surface water reaching the pond varies between 22 000 and 149 000 m³.yr⁻¹ (Table 1). Most of this water (about 90 %) infiltrates and creates a temporary mound below the pool. At mid-slope a large sandy alluvial fan ("spreading zone") acts as a natural collector of most of the surface runoff from the upstream basin (Cappelaere *et al.*, 2003). Such large alluvial fans are a common feature in the landscape (D'Herbes and Valentin, 1997). Hillslope soils of the catchment are mainly sandy, weakly structured and can be classified as "weakly leached tropical ferruginous soils" (Peugeot *et al.*, 2003). Organic carbon content is less than 0.5%, with fine particle content typically within the range of 5-20 % (Nagumo, 1992; this study).

Within the catchment, this study focused on the alluvial fan of about 6 hm² (3% of the catchment) occurring at mid-slope; this fan represents the main outlet of the upper part of the drainage basin (Fig. 1). Its main characteristics are as follows: mean slope of 1.6 % (close to the one of 1.5 % for the whole catchment); water table depth between 32 to 41 metres; land surface occupied by shrub fallow (mainly *Guiera senegalensis*), millet fields and sandy channels (17% of the area in 2002). Whereas the main gully is narrow and reaches few metres in depth in the upper part of the catchment, the braided channels are typically large and shallow (few decimetres) within the alluvial fan. Consequently, this results in possible changes of the channels pattern after exceptionally high flooding years.

3. Methods

3.1. Electrical conductivity

The electrical conductivity of the ground (EC_g) is a complex function of the soil characteristics (mineralogy, texture, structure) and of its water and solute contents. The well-known Archie's law (Archie, 1942) originally expressed for saturated formations can be transformed for the unsaturated zone as follows (Keller, 1988):

$$EC_g = \frac{1}{a} \cdot EC_w \cdot S_w^n \cdot \phi^m \quad (1)$$

where EC_g is the ground conductivity ($S.m^{-1}$), EC_w is the soil solution conductivity ($S.m^{-1}$), ϕ is the porosity (dimensionless), S_w is the saturation (dimensionless), a is the saturation coefficient (dimensionless), m is the cementation factor (dimensionless), and n the saturation exponent. For the sandy formation, Keller (1988) proposes the values of 0.88, 1.40 and 2 for a , m and n respectively. This empirical law is valid for sandy formations; when present, clayey particles could sometimes play a role in increasing the value of the electrical conductivity, because of their possible high cationic exchange capacity (CEC). As a consequence, the electrical conductivity EC_g can vary over a wide scale of values, ranging from more than $1000 \mu S.cm^{-1}$ for clayey saturated material to less than 10 or even $1 \mu S.cm^{-1}$ for dry sand. In this study, the soil solution conductivity was measured in the laboratory by usual lixiviation protocol; this experimental soil conductivity (EC_{we}) can be considered as proportional to EC_w . In equation (1), S_w corresponds to the ratio of the volume of water divided by the volume of the voids and, considering the bulk soil density, can be directly considered as proportional to gravimetric water content (θ_w). From equation (1) it is shown that the ground conductivity EC_g given by geophysical methods is highly dependent on the saturation, the porosity and the electrical conductivity of the water in the soil.

Electromagnetic (EM) mapping was performed using a Geonics EM-34 electromagnetic device to survey the watershed with three intercoil spacings, 10, 20 and 40 m. The operating frequencies are respectively 6400, 1600 and 400 Hz. For practical reasons, the coils were aligned vertically (horizontal dipole mode), providing a stable reading of the ground conductivity at three depths of investigation. This survey design provides a good sensitivity to the upper surface layers conductivity, and an investigation depth that can be roughly comparable to the intercoil spacing. The ratio of secondary to primary magnetic field over a uniform earth is directly proportional to the ground conductivity EC_g (Mc Neill, 1980). In the case of an electrically layered ground (1D case), the reading is given as an apparent electrical conductivity EC_a , which is a function of the respective conductivities of each layer. Two campaigns of measurements were performed. In August, 2002 the entire catchment was covered using the 40 m intercoil spacing (Fig. 2). Then the survey was dedicated to a preliminary mapping of the fan area using the intercoil spacings 10 and 20 m, with measurement every 40 m (Fig.3a and b). In March, 2003, a map of the whole alluvial fan (425 x 400 m) was performed using the 20 m intercoil spacing, with measurement every 10 m. For each campaign, a base station was monitored every 2 hours to overcome any problem due to instrumental drift.

A 2D electrical imaging survey was conducted in March 2003 along the profile AA' joining the drill holes 1 and 2 (Fig. 1). We used the Syscal R2 resistivity-meter from IRIS Instruments, connected to 64 electrodes. The current is injected through a couple of electrodes (A and B) and the resulting potential difference is measured with a second couple of electrodes (M and N). The basic field procedures, electrodes arrays and interpretation technique are described in Loke (2000). For our survey, the electrodes were laid out every 4 metres. This allows a maximum spacing of 252 m. Due to the very dry sandy surface, we decreased the contact resistance by digging 20 cm deep pits, filled with a salty clayey mud. The acquisition was performed combining 2 arrays, the Wenner and Dipole-Dipole, taking advantage of their different sensitivity to 2D distribution of the ground resistivity. The Wenner and Dipole-Dipole data sets have been interpreted jointly using the RES2DINV inversion software (Loke, 2000).

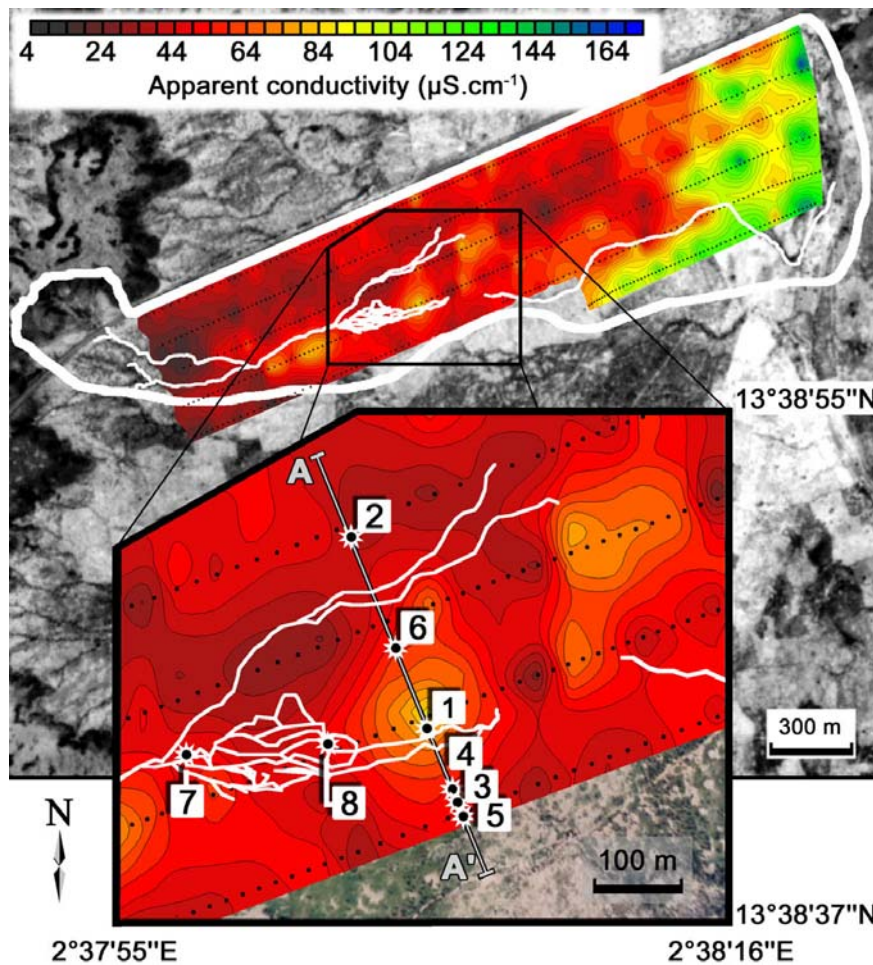


Fig. 2. EM-34 mapping at the catchment scale, intercoil spacing 40 m (August, 2002); measurement locations are at black points. Inset: zoom in on the apparent electrical conductivity changes at the fan scale; drill holes 1 and 2 are located on high and low conductivity anomalies, respectively.

An electrical conductivity logging was performed in the vadose zone using an inflatable logging tool (Descloitres and Le Troquer, 2004) into each of the 8 drill auger holes (Fig. 1); the acquisition was done using the "normal" pole-pole. This quadripole involves two inner electrodes A and M and two remote surface electrodes B and N at 150 metres away from the drill hole. The AM spacing was 0.25 m. The measurements were done every 0.5

metre down the hole. The short spacing between electrodes A and M allows measurements of the ground conductivity EC_g within an estimated radius of 20 cm around the sampling point.

3.2. Vadose zone chemistry

Only few data of the deep unsaturated zone are available in southwestern Niger. In the study area, previous data were limited to the first upper decimetres (*e.g.*, Wezel *et al.*, 2000), and for a single study, to a depth of up to few metres (Nagumo, 1992). However, tracking deep infiltration requires getting information down to 20 metres or even more. For this study, 8 boreholes of 50 mm of diameter were drilled without any fluid to depths between 5 to 25 m in August, 2002 and March, 2003 with a power engine drillmited auger (locations are shown in Fig. 1). At surface, soil samples were collected each 50 cm and rapidly poured using plastic gloves into 335 cm³ aluminium tins to preserve samples from evaporation and contamination. For this study, gravimetric water content, water potential measurement, particle-size analyses, soil solution conductivity, major ions chemistry and pH were considered. Analyses were performed in Montpellier, France, within few months after the sampling. Random duplicates showed a good reproducibility. On selected samples, X-ray diffractions were also performed to determine the soil mineralogy.

Gravimetric water content (θ_w) was measured after leaving an aliquot of about 100 g of each sample in a dry oven for 24 hours at 105°C. Water potential was estimated for some duplicate samples by the filter-paper method described in Hamblin (1981), using Whatman-42 filter paper. Solute content was obtained after elutriation of 20 g of dry sediments in 50 ml of double-deionised water ($<1 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) during 30 minutes; electrical conductivity (EC_{we}) was subsequently measured on a 0.45 μm filtered aliquot with a commercial conductimeter (WTW, Tetracon). On an unfiltered aliquot, $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ and pH_{KCl} (1 mol.L⁻¹ KCl) were measured with a commercial pH-metre (WTW, Sentix). Major ions were analysed on 0.45 μm filtered aliquots by capillary ion analyser (precision of about 5%). Particle-size analysis was also obtained by sedimentation on 25 selected samples from drill holes 1 and 2 using the pipette-method with an automatic particle-size analyser. Results were sorted according to the Atterberg's scale with 5 classes of particles.

3.3. Hydrological model

The physically based, 2D-distributed hydrologic model of Cappelaere *et al.* (2003) is used for the present study. This model was built using the abc-rwf generic model developed by these authors from the original *r.water.fea* model of Vieux and Gaur (1994). In this model, time and space are discretized consistently and finely enough to well represent the water flow dynamics of individual storm events over the whole catchment (grid resolution of 20 m). Infiltration, runoff/runoff production and routing functions (kinematic-wave with Green-Ampt and Manning equations) are fully coupled, and solved concurrently using finite elements in space and finite differences in time. The model was calibrated and validated for the Wankama catchment based on the rainfall events that occurred from 1992 to 2000 and reproduces the observed catchment behaviour satisfactorily (Cappelaere *et al.*, 2003). The alluvial fan is represented in the model by a 7.6 hm² area with the normal DEM slope.

4. Results

4.1. Electromagnetic mapping

Electromagnetic mapping was used to delineate relative differences in vadose zone conductivity. In Fig. 2 are presented the EM34 40 m-spacing mapping results at the catchment scale. Apparent conductivity values range from 10 to 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (1000 to 50 $\Omega\cdot\text{m}$ respectively) and show a general increase from upslope (west) to downslope (east). This trend is explained by a decreasing thickness of the vadose zone with decreasing elevation: when going downward, the thickness of the resistive (unsaturated) ground decreases from more than 60 m down to less than 20 m, thus raising the measured apparent conductivity value. On the sandy fan area (Fig. 2), the values lie between 36 at the north and 83 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ at the centre (between 280 and 120 $\Omega\cdot\text{m}$, respectively). The two deeper drill holes (1 and 2, Fig. 2) were implemented to explain this contrast: drill hole 1 is located at a higher apparent conductivity anomaly near a large channel, whereas drill hole 2 is located in a low apparent conductivity spot, corresponding to a gently sloping fallow (Fig. 2).

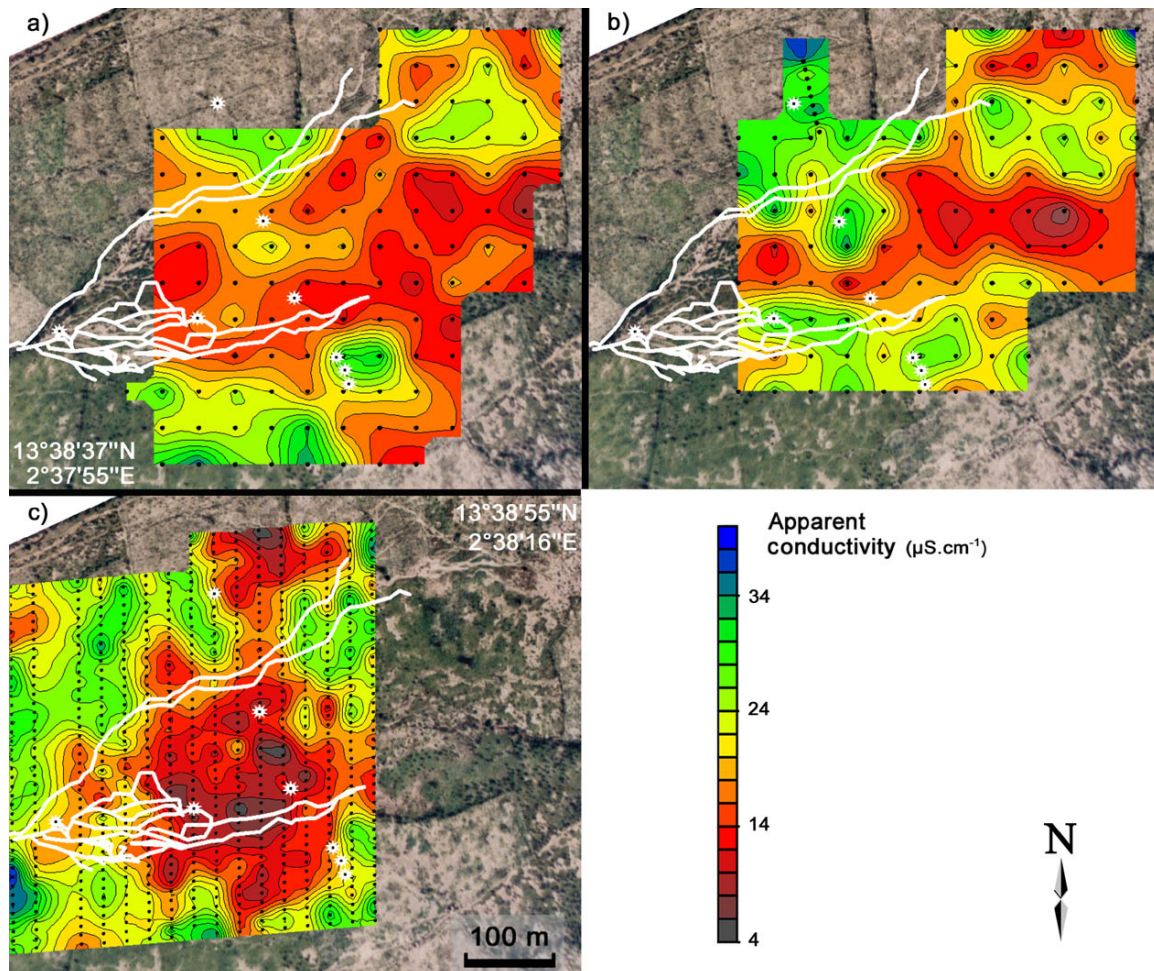


Fig. 3. EM-34 mapping in the lower part of the fan area, W – E direction, intercoil spacing 10 m (a) and 20 m (b), August 2002. c): EM-34 mapping, intercoil spacing 20 m, N - S direction, March, 2003. Background: microlight aircraft photograph of the fan area, August, 1998 (J.L. Rajot).

Results from shallow sub-surface were obtained using shorter intercoil spacings. In Fig. 3 are presented the results of the EM mapping focusing on the downward part of the sandy fan area, using intercoil spacings of respectively 10 (Fig. 3a) and 20 m (Fig. 3b, 3c). The 10 m spacing map shows apparent conductivities lying between 11 and 50 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (from 900 to 200 $\Omega\cdot\text{m}$ respectively). The distribution of the poorly conductive zones appears complex: in the centre, they are possibly combined with dense channel distribution. Except for the middle part of the northern gully, large spots of higher apparent conductivity occur apart from the main gullies. The 20 m spacing map shows the same range of values, from 11 to 50 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Fig. 3b). The less conductive spots (below 17 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) are distributed at the centre and in the northeastern part of the area, and higher apparent conductivities are observed in the southern and northwestern parts. In details, significant differences appears with the 10 m intercoil spacing map; this may be due to the time-lag between the two field measurements (~ 1 month) and to subsequent surface water infiltration (see 4.4 end section) and/or to locally heterogeneous distribution of apparent conductivities with depth.

In March, 2003 was performed a larger EM-34 survey of the whole fan (18 hm^2 , intercoil spacing of 20 m, north-south tracking, measurement each 10 m). This survey confirmed the observations obtained in the lower part of the fan (Figs. 3a and 3b); in particular, (i) though the measurements took place by the end of the dry season, the same range of values was observed and (ii) large spots of higher apparent conductivity occur apart from the fan, with, in details, a more complex zonation (Fig. 3c).

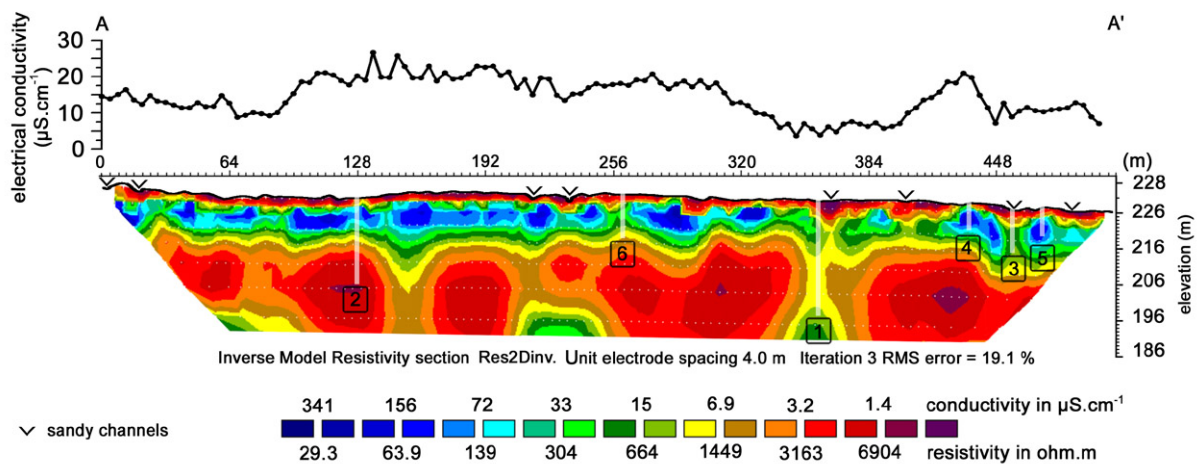


Fig. 4. Joint analysis of Wenner α and β profiles (mutual inversion) by Res2Dinv. A higher conductivity layer is displayed (blue colours) between 5 and 10 metres deep. Below most of present sandy channels the more conductive layer is broken (In accordance with the conventional geophysical presentation, the scale is also noted using the corresponding resistivity values). Upper part of the figure: apparent conductivity measured by EM-34 survey with intercoil spacing 20 m and measurement each 4 m, March 2003.

In order to compare methods, EM-34 measurements with intercoil spacing of 20 m were performed simultaneously to the 2D electrical imaging on a single profile (AA' in Fig. 1; Fig. 4). In accordance with EM-34 mapping results, relatively lower apparent conductivity is observed straight above the main gullies.

4.2. 2D electrical imaging

A 2D, 508 m-long electrical imaging profile was performed perpendicularly to the fan area (Fig. 1). In Fig. 4 is reported the calculated conductivity versus depth obtained by joint inversion of the Wenner and Dipole-Dipole 2D data sets. The number of iterations was limited to three because there was no significant decrease of the RMS criteria for further inversions; because the inversion has to comply with two sets of data, the corresponding RMS is relatively high (19%). The values range from 1.25 to 330 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (8 000 to 30 $\Omega\cdot\text{m}$, respectively). From the surface down to 2-3 metres a resistive layer is noted, and corresponds to a dry sandy layer (March 2003, dry season); downward, from 3 metres down to 10 metres, a conductive layer is present. Its conductivity ranges from 60 to more than 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ in a discontinuous way, forming patches with higher conductivity separated by lower conductivity ones. Below this level, from 10 metres down to 35 metres (maximum depth of investigation), the vadose zone is mostly resistive. Its conductivity mostly ranges from 1.25 to 3.3 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Within this short range of values, some more conductive patches are observed.

4.3. Electrical conductivity logging and vadose zone analysis

Results of electrical conductivity logging are showed on Figs. 5a and 6a for the two deepest drill holes (1 and 2) and on Fig. 7a for the others. Each of these two drill holes represents a distinct pattern of electrical conductivity change with depth. For the drill hole 1, apparent electrical conductivities are ranging from 0.8 to 15.3 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (12 500 to 650 $\Omega\cdot\text{m}$). Those values are typical from an unsaturated sandy formation, with low water content. Drill holes 3, 6 and 8 display the same behaviour as the drill hole 1 with apparent electrical conductivity below 20 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (500 $\Omega\cdot\text{m}$) all along the logging profile (Fig. 7a). For the drill hole 2, the range is wider, from 1.6 to 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (6250 to 50 $\Omega\cdot\text{m}$). Apparent electrical conductivity rapidly increases from surface to 4 m deep. From 5 to 10 m deep, the soil is more conductive, values are over 150 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (below 65 $\Omega\cdot\text{m}$) with a maximum at 8 m deep. These higher values typically indicate that the formation is either more clayey, contains more water or presents an increase in the water solute content. Drill holes 4, 5 and 7 have the same behaviour as the drill hole 2 with apparent electrical conductivity over 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (below 100 $\Omega\cdot\text{m}$) when reaching 4 m deep (Fig. 7a).

Grain size distribution analysis shows that there are no significant differences between sedimentary formations of the drill holes 1 and 2 (Fig. 5d, Fig. 5e). Grounds are essentially sandy (33 to 90%) to silty (3 to 28%) with variable content of clay (3 to 41%); pebbles occur between 5 and 10 m in small proportion (< 10%). Two stratums are more clayey and occur at depths lying from 5 to 7 m and 10 to 12 m for the two drill holes. For these layers, X-ray diffractions confirm the abundance of quartz (sand) and show that clay fraction is made almost exclusively of kaolinite (goethite is also present as ferrous hydroxide). For the whole profiles, such a similar grain size distribution suggests that porosity could be the same for the two drill holes. Consequently, the influence of porosity Φ in Equation (2) may be similar for the two drill holes. Because kaolinite is known to have a low CEC, influence of the clay content on the apparent electrical conductivity is expected to be low.

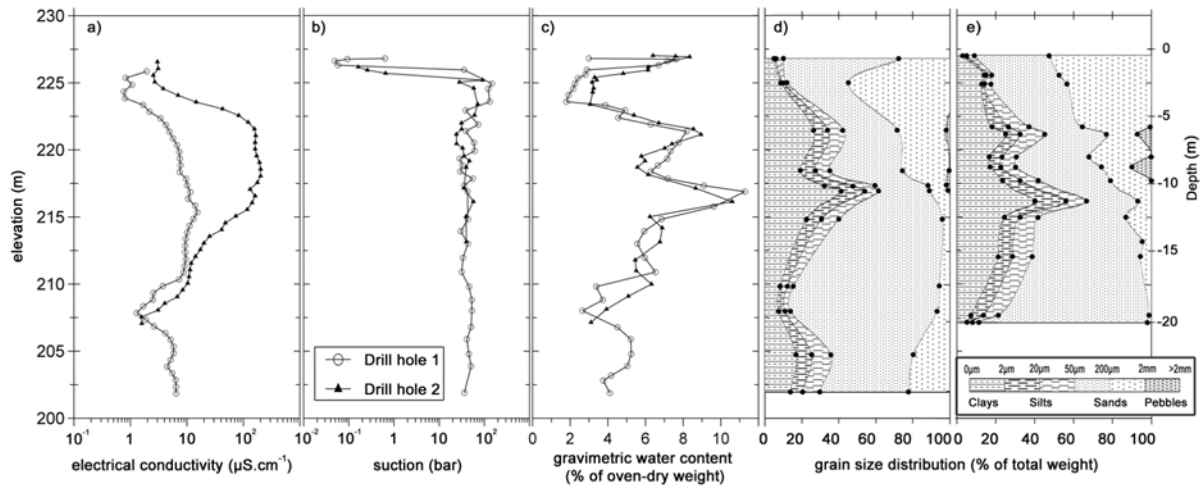


Fig. 5. Physical parameters measured in drill holes 1 and 2; a) electrical conductivity of the ground ECg, b) matrix suction, c) water content and d), e) granulometry.

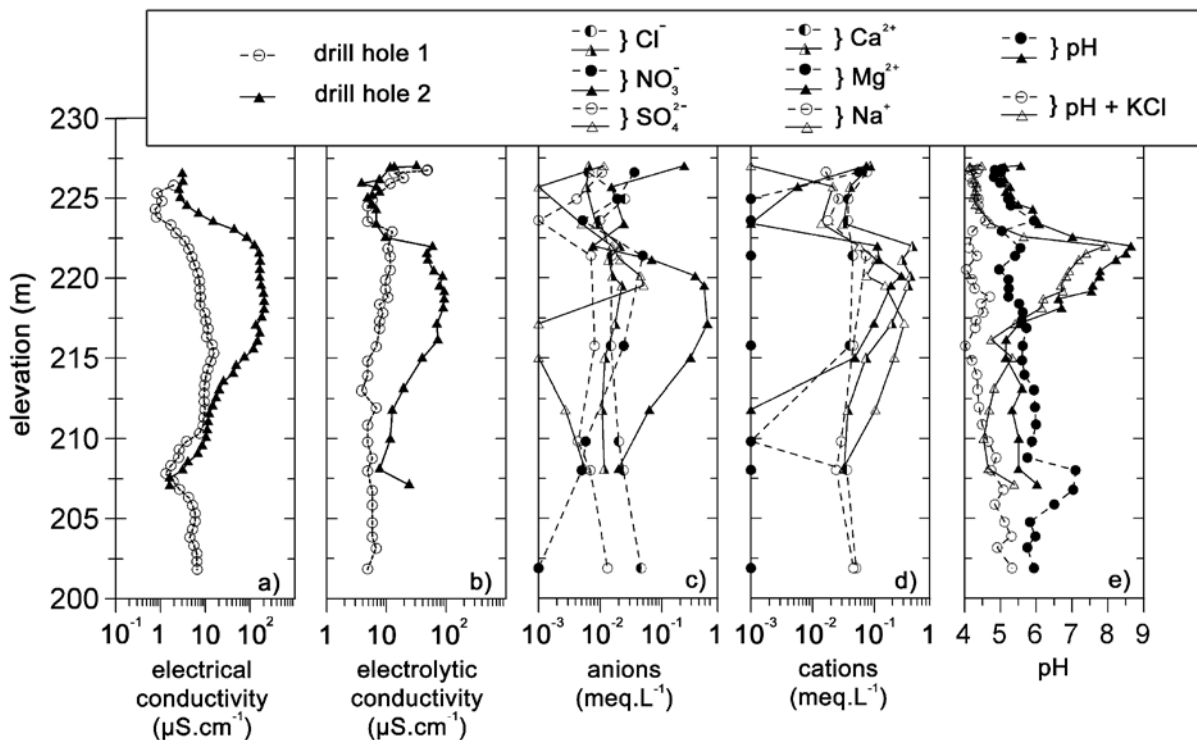


Fig. 6. Chemical parameters measured in drill holes 1 and 2; a) electrical conductivity (reported from figure 5), b) electrolytic conductivity, c) anions, d) cations; e) pH. (Chemical values are reported as measured in 0.45 µm filtered water after elutriation in a 2:5 soil/water ratio by weight).

Matrix suction measurements were performed on dedicated duplicates for drill holes 1 and 2. For both profiles, deeper than 4 m, values are high and lie between 25 to 75 bar; around 2 to 3 m, matrix suction is even higher and can reach 150 bar (Fig. 5b). At surface, it displays a rapid decrease, down to 0.05 bar at 0.1 - 0.7 m below the soil surface, followed by a steep rise in the top cm for drill hole 1 (Fig. 5b). Considering that sampling occurred during the rainy season (August, 2002), such a typical "S" shape can be explained by recent infiltration of rain water at small depth, followed by incomplete re-evaporation. However, though the two

holes are located at various distances from gullies (Fig. 1), very similar water potential profiles are obtained and no noticeable difference in infiltration at the time of sampling can be inferred. This can be explained by the low amount of rainfall and runoff that occurred in 2002 (see 4.4 end section), thus preventing any significant infiltration through gullies.

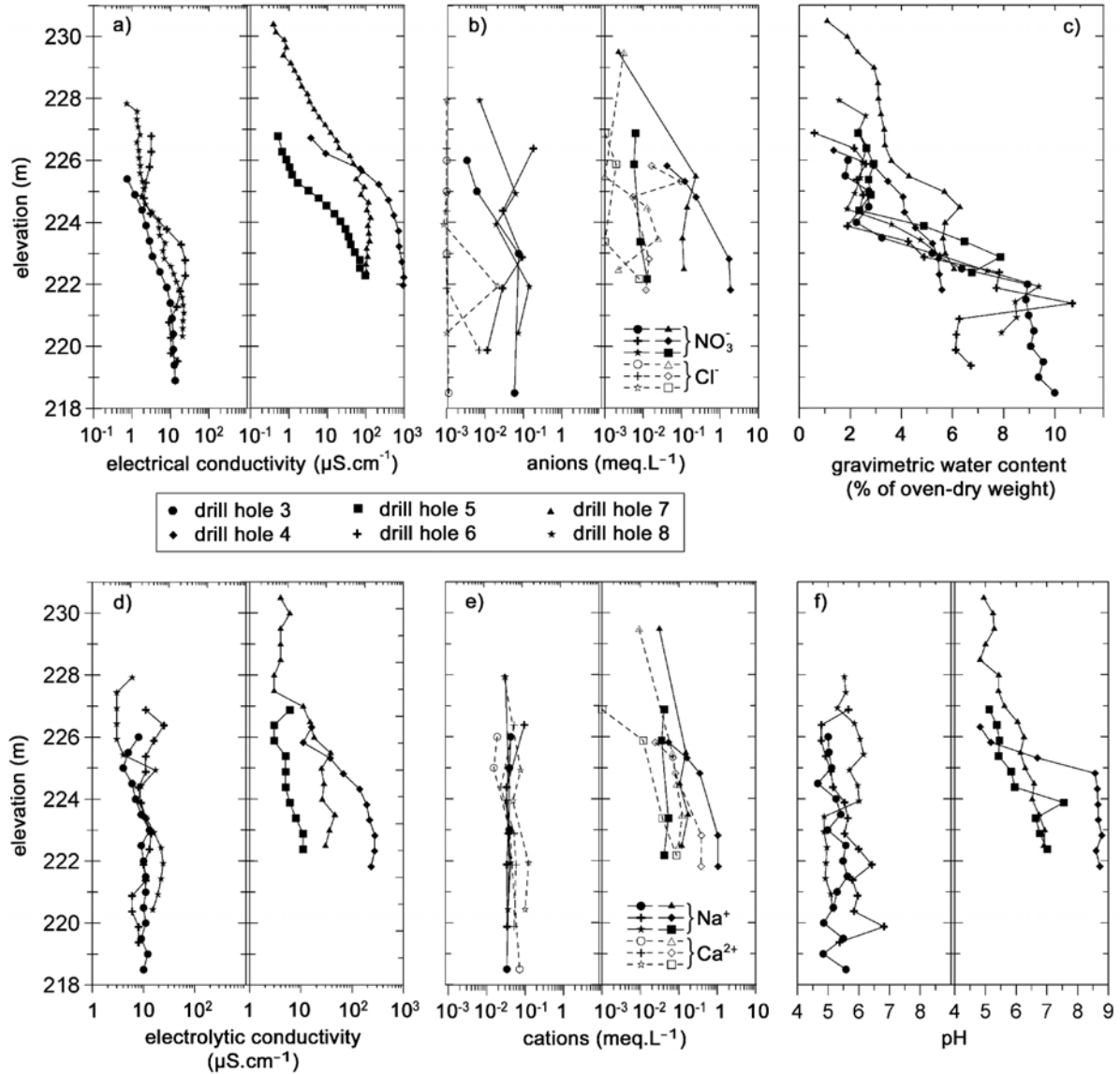


Fig. 7. Physical and chemical parameters measured in drill holes 3 to 8. a) electrical conductivity of the ground ECg; b) anions; c) water content; d) electrolytic conductivity; e) cations; f) pH. Because both Ca vs. Mg, and pH-H₂O vs. pH-KCl appeared to be well correlated (r^2 of 0.98 and 0.87, respectively), Ca and pH-H₂O were chosen to represent their changes with depth for drill holes 3 to 8. (Chemical values are reported as measured in 0.45 μ m filtered water after elutriation in a 2:5 soil/water ratio by weight).

Moisture content profiles appear very similar for drill holes 1 and 2 (Fig. 5c). The measured θ_w range from 1.8 to 11.3% and are closely related to the grain size distribution (Fig. 5d and 5e). Except for the top metre where θ_w partly represents recent infiltration (as shown by matrix suction values), higher values systematically correspond to increases in clay

content, and conversely lower values to decreases in clay content. Almost the same range of values (0.6 – 10.7 %) is observed for drill holes 3 to 8 that present a single pattern of increasing moisture with depth (for these holes, the lower moisture content near the soil surface can be explained by sampling during the dry season; Fig. 7c). Consequently, the influence of the saturation parameter S_w in Equation (1) could be considered as invariant in time, space and depth (>2 m).

Experimental electrolytic conductivity (EC_{we}), pH and ionic contents profiles are reported in Fig. 6 for drill holes 1 and 2 and in Fig. 7 for drill holes 3 to 8, respectively. For each profile, EC_{we} appears to be well correlated to electrical conductivity (EC_g). As for EC_g profiles, two distinct families of EC_{we} change with depth can be distinguished, being respectively represented by drill holes 1 and 2 (Fig. 6b; Fig. 7d). For profiles of the first group (drill holes 1, 3, 6, 8) EC_{we} is rather constant with depth (except for the first top four metres) and ranges from 4 to 24 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; this implies a low mineral content. For profiles of the second group (drill holes 2, 4, 7), the maximum EC_{we} lies within the range 46 to 276 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Drill holes 5, though related to high EC_g values, display relatively low EC_{we} at depth and represents an exception (Fig. 7d); this may be due to local small-scale heterogeneity at the sampling location, the EC_g value representing a larger ground volume.

EC_{we} represents an integrated value of the ionic water content. In order to determine the chemical composition of the solute content, major ion analysis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , for cations, SO_4^{2-} , NO_3^- and Cl^- for anions) were performed for each sample; pH- H_2O and pH-KCl were also performed to determine free and exchangeable H^+ , respectively. For these two parameters, values range between 4.6 and 8.8 upH (pH- H_2O) and between 3.9 and 8.2 upH (pH-KCl), the positive difference ranging between 0.1 and 2.4 upH (Fig. 6e; Fig. 7f). Ionic contents are reported graphically on Figs. 6c and 6d for drill holes 1 and 2 and on Fig. 7b and 7e for drill holes 3 to 8. Increases in EC_{we} appear to be mainly linked with increases in NO_3^- for anions, and in Ca for cations; for the highest solute contents (drill hole 4), NO_3^- and Ca reach respectively 1.86 $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (288 ppm) and 1.05 $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (53 ppm). Mg, as an alkaline earth element, appears to be highly correlated with Ca and follows the same variations with lower content. Some higher levels in Ca and Mg correspond with increases in pH values up to 8.6 or 8.8 upH (drill holes 2 and 4, respectively), thus suggesting the presence of carbonate minerals. SO_4 content is always low (nearly 2/3 of the analyses are below the detection threshold) and never exceed 15% of the anion content. Cl and K contents are always low (< 0.1 $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, *i.e.* < 9 ppm) and do not show any correlation with bulk mineralization. In details, the vadose zone chemistry displays important changes in chemical composition with depth, with Na for cations and Cl for anions being dominant for some drill holes at discrete depths (Fig. 6; Fig. 7). These results are in good agreement with previous findings in the same region of an important small scale chemical heterogeneity within the first upper metres of the ground (Nagumo, 1992).

4.4. Hydrological modelling

The Wankama catchment model was run on an event basis from 1992 to 2002 (Table 1). According to the model, for the whole period, all of the incoming flow was lost in the alluvial fan by infiltration. Runoff volumes (V_A) computed at point Δ (the point of inflow for the alluvial fan, see Fig. 1) are compared with runoff volumes computed at the downslope endoreic pool (V_p), where recharge has been shown to occur (Desconnets *et al.*, 1997; Leduc

et al., 1997). V_A ranges between 5.1 to 16.3 % (mean 12.9 %) of the total surface flow production computed in the pool; this represents between 1100 and 24 300 m³ of surface water infiltrating through a sandy channel area estimated near 1 hm² (17% of the active part of the alluvial fan). Compared to the surface of the pond, the infiltrating fan area appears smaller (the maximum surface of the pond is near 9 hm²). However, as reported in Table 1, the maximum annual V_A entering the fan (24 300 m³) exceeds the minimum V_p value (22 500 m³), for which groundwater recharge was indeed observed. Therefore, all other things being equal, it could be concluded that groundwater recharge may have occurred through the alluvial fan for the 1992-2002 period, at least for the highest computed yearly runoff.

Two other points inferred from the hydrological modelling approach lie (i) in the relative importance of V_A vs. V_p depending on years and (ii) in the non-linear relationship between rainfall and runoff. According to computed values reported in Table 1 (and beyond the logical observation that high V_A are positively correlated with high V_p) the relative contribution of V_A increases with total runoff ($V_A + V_p$); in other words, the higher the runoff is, the more (in relative part) the fan area may contribute to deep infiltration.

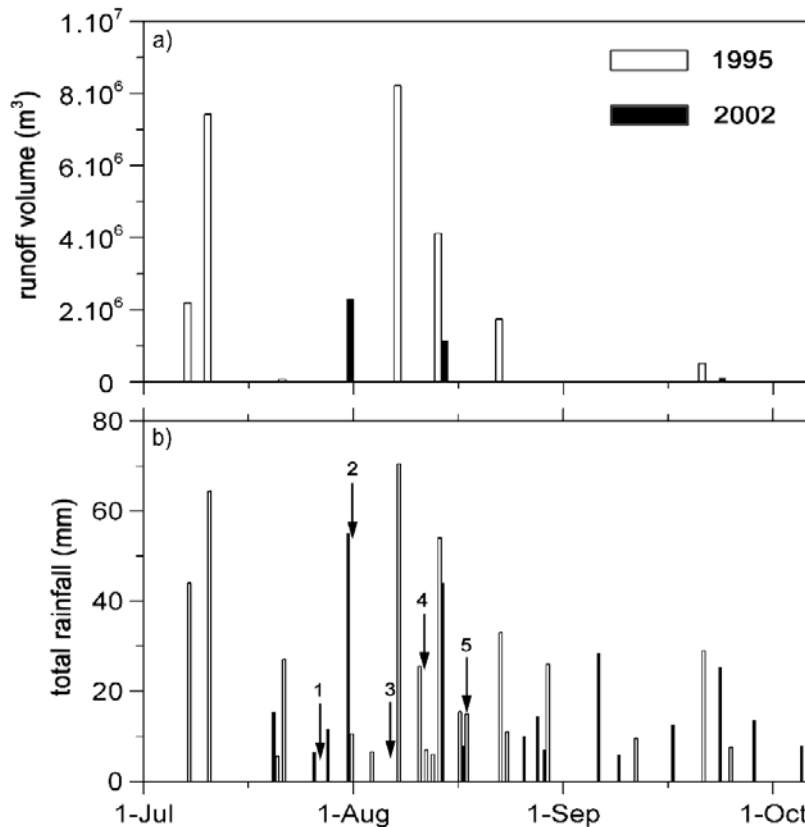


Fig. 8. a) Runoff volumes computed by hydrological modelling at point Δ for 1995 (wet year) and 2002 (dry year). b) Total rainfall events measured at rain gauge for these two years; vertical arrows (1 to 5) indicate dates of measurements for 2002: 1: EM-34 with 40 m intercoil spacing mapping, 2: EM-34 with 10 m intercoil spacing mapping, 3: drilling of hole 1, 4: drilling of hole 2, 5: EM-34 with 20 m intercoil spacing mapping.

In Fig. 8a are displayed computed V_A as a function of time for respectively a wet (1995) and dry year (2002). Fig. 8b displays total rainfall events for the same two years. Though rainfall in 1995 (513 mm) is only 1.8 times higher than in 2002 (291 mm) both the

number of runoff events (7 vs. 2) and the runoff volumes V_{Δ} reaching the fan (24 300 vs. 3600 m³) vary in greater proportion (respectively by a factor of 3.5 and 6.8; Table 1; Fig. 8a). This further emphasizes the fact that depending on years, larger changes in runoff and eventually deep infiltration can be expected than simply inferred from changes in rainfall (Table 1).

Table 1 : Computed runoff at point Δ (V_{Δ}) and at the pool (V_p) for the 1992-2002 period (rainfall is reported as the sum of the recorded events used for hydrological modelling).

<i>year</i>	<i>rainfall (mm)</i>	$V_{\Delta}(10^3 \cdot m^3)$	$V_p (10^3 \cdot m^3)$	$V_{\Delta}V_p$
1992	485	17.2	117.0	14.7%
1993	474	20.9	128.8	16.2%
1994	541	7.6	74.9	10.2%
1995	513	24.3	149.0	16.3%
1996	537	9.8	91.0	10.8%
1997	353	12.8	84.3	15.2%
1998	510	17.5	127.4	13.7%
1999	489	11.7	83.5	14.1%
2000	433	16.2	106.6	15.2%
2001	247	1.1	22.5	5.1%
2002	291	3.6	35.8	10.0%
<i>mean</i>	<i>443</i>	<i>13.0</i>	<i>92.8</i>	<i>12.9%</i>

5. Discussion

5.1. Electrical conductivity (EC_g) interpretation

In the study area, direct measurements in drill holes have shown a good relationship between EC_g and EC_{we} (Fig. 6a and 6b; Fig. 7a and 7d). In our case, EC_{we} is relatively high compared to the contribution expected from a solid matrix made of quartz and kaolinite with low CEC (estimated about 7.5 meq / 100 g; Nagumo, 1992). Other matrix terms involved in EC_g values, such as porosity Φ and granulometry do not seem to act significantly upon its observed changes (Fig. 5). Consequently, the transformed Archie empirical law (Eq. 1) can be properly applied to our experimental data. Matrix terms Φ , a and m can be agglomerated together through a single dimensionless parameter K (Eq. 3). In log-values, Equation 1 becomes:

$$\log EC_g = K + \alpha \log EC_{we} + \beta \log \theta_w \quad (2)$$

with:

$$K = \log \left(\frac{1}{a} \right) + m \cdot \log \Phi \quad (3)$$

where α and β are dimensionless parameters ($\alpha=1$ in Eq. 2). The K , α and β parameters are estimated by linear regression of Equation 2 from the drill hole data, yielding $K=0.89$, $\alpha=1.3$ and $\beta=0.87$. The resulting R^2 is 0.82 with a contribution by EC_{we} and θ_w to the expressed variance respectively of 63% and 19%. This simple analytical model confirms that EC_{we} values play a prominent part on the EC_g measurements; this observation is valid for the whole scale of EC_g measurements, with no significant change in the Nash criterion with the EC_g range considered.

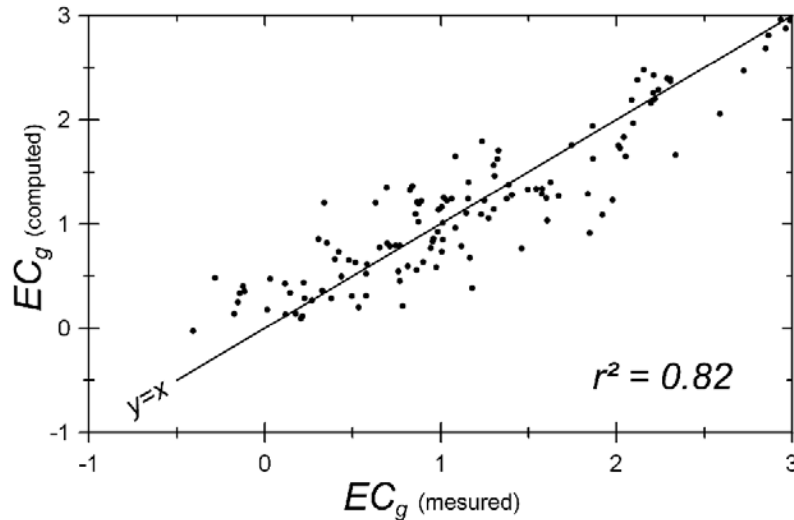


Fig. 9. EC_g measured as a function of EC_g computed for the 127 measurements of the 8 drill holes with $EC_g = 10^K \cdot EC_w^\alpha \cdot \theta_w^\beta$ and $K=0.89$, $\alpha=1.3$ and $\beta=0.87$ (the measured EC_g are reported as a function of depth in Fig. 5a and 7a; for drill holes 1 and 2, measurements at surface (0-2 m) were excluded from the data set due to broadening of the upper part of the hole after repeated sediment withdrawals).

In the study area, the quasi-exclusive EC_g / EC_w relationship is in accordance with (i) the large, two order in magnitude change in EC_{we} (Fig. 6b; Fig. 7d), (ii) the kaolinic nature of the clay fraction, with consequently very low CEC and (iii) the lack of any deep infiltration during the 2002 rainy season (Fig. 5b; Fig. 9). Elsewhere in the landscape, such a simple correlation between EC_g and EC_w may not be observed, particularly in clayey bottom valley (closer water table, higher θ_w , smaller range of EC_w and presence of vermiculite / smectite within the clay fraction; Nagumo, 1992), and for more humid periods of measurements (possibly high and transient θ_w signal). Within the investigated alluvial fan area, EC_g changes measured by sub-surface geophysics (EM-34, DC) are interpreted in terms of changes in EC_w .

EM-34 mapping at 40, 20 and 10 m intercoil spacing show significant changes at small scale within the studied fan area (Fig. 2 and 3). Even if the EM34 device measures only an apparent conductivity EC_a in non uniform ground, the apparent conductivity variations measured with EM34 can be roughly related to EC_g calculated from 2D electrical imaging inversion along the DC profile (Fig. 4). The EM34 apparent conductivity variations are a representation of various vadose zone leaching intensities. Because the resolution is decreasing with depth, these differences are probably more related to leaching of the upper part of the investigated zone (depending on the intercoil spacing considered). Higher leaching is observed below the densely braided channel area, whereas lower leaching is observed at distance, below fallow and millet fields. The generally lower conductivity observed within the fan area expresses its hydrological functioning as a deep infiltration area. In Fig. 3b (August

2002), small changes in EC_a can be noticed within the fan and could be linked with transient changes in θ_w ; however, in most parts of the fan, the general distribution of EC_a remains constant for the survey period and express a stable leaching pattern.

2D DC electrical imaging (Fig. 4) highlighted the spatial extent of changes in solute contents already characterized by EM-34 and drill hole measurements. At surface, a leached sandy layer of about 2 to 3 m in thickness is observed throughout the transect, and could represent the mean annual depth of rain water infiltration. More in depth, a high solute content layer appears as a general feature for the studied area, and is mostly present between 4 to 10 m. Different hypotheses about this solute accumulation are developed in conclusion. To the best of our knowledge, no previous evidence of a high mineralized vadose zone layer had been reported before in the region, as soil studies were restricted to the first top metres of the ground. This deep mineralized layer is interrupted at discrete places, below the main sandy channels (Fig. 4). This denotes occasional deep leaching, down to depth of at least 10 m. Between this depth down to more than 25 m (the maximum drilling depth, at hole 1), the vadose zone displays lower solute contents, as reported in DC modelling (Fig. 4). A calculation of model uncertainty (not shown here) using RES2DINV software displays an uncertainty percentage ranging between 20 and 30% below depth of 20 metres. This value remains probably a little bit underestimated: indeed, for the drill hole 1, the inversion displays a value of 900 $\Omega.m$, while the resistivity logging displays a value of 1250 $\Omega.m$, indicating a 38% difference. However, those uncertainties remain low and we conclude that the 2D electrical imaging is able to give a reliable estimate of the bulk conductivity down to 30 metres.

5.2. Dynamics of deep infiltration

One of the main challenges when dealing with groundwater in semiarid areas is to determine the main process in play for deep infiltration and eventually groundwater recharge (Simmers, 2003). The results from this study, using sub-surface geophysics and vadose zone chemistry, confirm previous conclusions obtained with other methods in southwestern Niger: deep infiltration and groundwater recharge follow an indirect process, occurring only where surface runoff concentrates (Leduc *et al.*, 1997; Desconnets *et al.*, 1997; Favreau *et al.*, 2002). For the studied fan area, hydrological modelling shows that runoff and deep infiltration are largely discontinuous, both at an intra-seasonal and inter-annual scale (Fig. 8). This result, already described in previous studies for the whole catchment (Cappelaere *et al.*, 2003) is also valid for the alluvial fan area, for which runoff and deep infiltration vary by about one order of magnitude for the investigated decade (Table 1). Next to the study area, infiltration capacity of sandy gullies was reported in Peugeot *et al.* (2003) at 450 $mm.h^{-1}$. On the 1 hm^2 area sandy channels of the alluvial fan, the infiltration capacity could reach 4500 $m^3.h^{-1}$ and easily infiltrate the event mean runoff of 1600 m^3 computed at point Δ during the decade.

A changing pattern of deep infiltration has also to be considered for the fan area, considering its long-term dynamics. Following land clearance for the last decades, a general runoff increase by about a factor close to three has been computed at the catchment scale (Seguis *et al.*, 2004). This increase in runoff has led to an upslope shifting of the Δ point (Fig. 1) due to the progradation of sandy deposits. Aerial photographs from 1950, 1992 and 1998 show that it moved westwards by about 143 m between 1950 and 1992, and of 79 m between 1992 and 1998. In Fig. 3c, the large, lower conductive area, interpreted as being the

most leached zone of the fan, appears to be located downslope of the densely braided gully zone, where the most active infiltration is supposed to occur. Considering the westwards move of the fan for the last decades, the downslope location of the most leached zone within the study area can be interpreted as an integrated result of past leaching and deep infiltration in the downward part of the fan.

5.3. Solute content of the vadose zone

Chemical analyses of the vadose zone solute contents were performed in order to decipher their possible origin. A comparison with the dry and wet deposition reported for the area (Ca and N dominated; Freydier *et al.*, 1998; Galy-Lacaux and Modi, 1998) show that the chemical composition of the most mineralized part of the vadose zone (Ca, Na and NO₃ dominate, in various proportions) could only partly be explained by a simple rainfall infiltration – re-evaporation process. On the other hand, the matrix mineralogy is mostly made of quartz and kaolinite and its incongruent dissolution could not lead to the observed vadose zone chemistry. Considering that all of the solute content stored in the vadose zone originates from atmospheric deposits, calculations based on published inputs (Freydier *et al.* 1998; Galy-Lacaux and Modi, 1998) show large discrepancies for the timescale required for accumulation, depending on the element considered. For instance, for the most mineralized part of drill hole 2 (the vadose zone between 5 and 11 m, representing 75% of the solute content of the profile; Fig. 6), the equivalent timescale for the accumulated solute content would range from about 100 years for Cl, up to 1200 years for Na (marine constituents), while of about 400 years for Ca (terrigenous constituent). Obviously, other sources and processes may be involved.

In the study region, in cultivated areas and fallows with the same dominant shrub species (*Guiera senegalensis*) Wezel *et al.* (2000) described an important small scale variability of the chemical properties of the top 10 cm of the soil; they shown that the chemical composition of the shrub litter seems to influence the degree of soil enrichment. In southwestern Niger, another possible source of nutrients lies in the nitrogen fixing process, either by leguminous woody plants (*Acacia sp.*) or by microbial crusts at the soil surface (Malam Issa *et al.*, 2001). All of these sub-surface processes can contribute to the complex, nitrogen-rich solute content observed at depth within the unsaturated zone. A detailed study of the deep unsaturated zone, that could include isotope analysis for the biogenic constituents (¹⁵N-NO₃, ¹⁴C/¹³C of organic C) or transient neutron probe measurements would be necessary to determine whether processes having led to this deep accumulation of solute are still active (*e.g.* by occasional deep infiltration followed by transpiration through deep rooting) or represent paleo-conditions dating back to the humid periods of the late quaternary. Though deep rooting can not be ruled out, most studies have shown that *Guiera senegalensis* mostly extract water from the top two metres of the soil (Brunel *et al.*, 1997; Gaze *et al.*, 1998). Further analyses are obviously needed to better interpret the vertical distribution and solute fluxes within the deep vadose zone.

6. Conclusion

This local scale study of an alluvial fan in southwestern Niger combines sub-surface geophysics, vadose zone analysis and hydrological modelling. Two main conclusions can be outlined:

(1) Channels in the alluvial fan act as preferential pathways for deep infiltration. By exploring the deep part of the unsaturated zone, our results confirm the occurrence of leaching down to 10 m below sandy channels. On the basis of hydrological modelling at the catchment scale for the last decade (1992-2002), computations show that infiltration through the fan range from 1000 to 25 000 m³, *i.e.* between 5 and 16% of surface water reaching the final outlet of the basin, an endoreic pond where recharge to the aquifer occurs annually. In the study area, deep infiltration and eventually groundwater recharge was reported to occur only through endoreic ponds, where surface runoff concentrates (Desconnets *et al.*, 1997; Martin-Rosales and Leduc, 2003). This study demonstrates that deep infiltration can also occur episodically through alluvial fans on sandy slopes, thus representing additional potential sites for groundwater recharge. This result confirms previous hydrological investigation in nearby catchments that showed important surface water losses through sandy gullies for intense runoff events (Peugeot, 1995; Esteves and Lapetite, 2003). However, our conclusion differs from a similar study in Burkina-Faso (granitic context with very clayey regolith), where surface water was reported to infiltrate not deeper than 80 cm below main gullies (Descloitres *et al.*, 2003). As outlined by Poesen *et al.* (2003), further studies are needed to better understand how gullies interact with hydrological processes and to determine their importance in hydrological balances.

(2) Next to recharge areas, there is a continuous layer, approximately located between 5 and 10 m below the soil surface, where the vadose zone displays high solute concentrations. This second conclusion is of much interest for the hydrological and geochemical balance of soil studies. To the best of our knowledge, the presence of a (quasi) continuous mineralized soil layer at depth between about 5 and 10 m below the soil surface was unknown in the area. Buerkert and Hiernaux (1998) have emphasized the complex pattern of nutrient transfers in the West African Sahelian zone. Considering the possibility for some Sahelian trees to reach several ten metres below the soil surface (*e.g.*, *Acacia albida*; Canadell *et al.*, 1996) there is obviously the need to take into account a deeper part of the vadose zone to balance hydrological and nutrient cycles for the Sahelian biome.

For groundwater recharge and salinity, the existence of a nitrate-rich layer at depth within the vadose zone appears as a key information to explain some observed changes with time. In southwestern Niger, some seasonal and long-term changes in groundwater chemistry have been observed near infiltrating ponds (Elbaz-Poulichet *et al.*, 2002); these changes have been explained by seasonal recharge and leaching of the thick unsaturated zone. Our results, by identifying an important source of solute for the hydrological cycle, confirm and clarify this interpretation. In particular, some important increases in nitrate content that occurred during exceptional recharge events, at distance from any usual source of pollution (Favreau *et al.*, 2003), could be explained by leaching of nitrate-rich layers of the vadose zone by massive infiltration of surface water.

From a methodological point of view, the absence of any relationship between chloride and bulk mineralization is another puzzling observation. In semiarid areas, the Chloride Mass Balance (CMB) method has been widely used to infer groundwater recharge rates, assuming that the Cl content closely represents the bulk salinity of the vadose zone under piston-flow recharge process (*e.g.*, Bromley *et al.*, 1997). However, in our study area, considering deep infiltration and groundwater recharge as a steady piston-flow process is

probably not relevant. As for soil studies, a better description of the deep unsaturated zone appears as a basic prerequisite for groundwater recharge studies in semiarid areas.

This study has shown the importance of combining various methods to obtain reliable results on deep infiltration through a thick unsaturated zone. In our zone, a simple relation between soil apparent conductivity (deduced from soils samples) and an apparent conductivity measured by geophysics has been evidenced. As outlined in other semiarid areas (Cook *et al.*, 1989; Scanlon *et al.*, 1999) apparent conductivity mapping used to delineate changes in recharge rates and process appears as a powerful method that should be used more systematically for groundwater recharge studies. When adding more sophisticated geophysical tools such as 2D electrical imaging or vadose zone electrical logging, quantification between electrical conductivity and other pertinent parameters becomes a definite advantage to better understand the processes of deep infiltration and groundwater recharge.

Acknowledgements

This study was funded by IRD and partly by a PhD grant from the University of Montpellier II. O. Ribolzi, H. Robain, J. Touma, L. Barbiéro and L. Ruiz (IRD) are thanked for helpful discussions that improved the data interpretation. The collaboration of Sandrine Caquineau (IRD – Bondy), Monique Oï (HSM Montpellier), François Monat and Abdoulaye Koné (IRD, Niamey) and of the DRE in Niger (Direction of Hydraulic Resources, Ministry of Water Resources, Niamey) are warmly acknowledged.

References

- ARCHIE, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Am. Inst. Min. Metallurg. Petr. Eng. Tech., paper 1422.
- BEAUVAIS, A., RITZ, M., PARISOT, J.C., BANTSIMBA, C., DUKHAN M., 2004. Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma* 119, 121–132.
- BROMLEY, J., EDMUNDS, W. M., FELLMAN, E., BROUWER, J., GAZE, S. R., SUDLOW, J., TAUPIN, J.-D., 1997. Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *J. Hydrol.* 188-189, 139-154.
- BRUNEL, J.P., WALKER, G.R., DIGHTON, J.C., MONTENY, B., 1997. Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration. A case study from HAPEX-Sahel. *J. Hydrol.* 188-189, 466-481.
- BUERKERT, A., HIERNAUX, P., 1998. Nutrients in the West African Sudano-Sahelian zone: losses, transfers and role of external inputs. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 161, 365-383.
- CANADELL, J., JACKSON, R.B., EHLERINGER, J.R., MOONEY, H.A., SALA, O.E., SCHULZE, E.D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108, 583-595.
- CAPPELAERE, B., VIEUX, B. E., PEUGEOT, C., MAIA, A., SEGUIS, L., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *J. Hydrol.* 279, 244-261.
- COOK, P.G., WALKER, G.R., JOLLY, I.D., 1989. Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *J. Hydrol.* 111, 195-212.
- DESCLOITRES, M., RIBOLZI, O., LE TROQUER, Y., 2003. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Catena* 53, 229-253.
- DESCLOITRES, M., LE TROQUER, Y., 2004. "Sonde de diagraphie électrique pour la mesure de la résistivité sur la paroi d'un forage" French Patent n° 2845 416, INPI, Bulletin Officiel de la Propriété Industrielle.
- DESCONNETS, J.-C., TAUPIN, J.-D., LEBEL, T., LEDUC, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super Site: Surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrol.* 188-189, 155-178.
- D'HERBES, J.-M., VALENTIN, C., 1997. Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. *J. Hydrol.* 188-189, 18-42.
- EDMUNDS, W.M., GAYE, C.B., FONTES, J.C., 1991. A record of climatic and environmental change contained in interstitial waters from the unsaturated zone of northern Senegal. In : *Isotope Techniques in Water Resources Development*. IAEA Proceedings Series, Vienna, pp. 533-549.
- ELBAZ-POULICHET, F., FAVREAU, G., LEDUC, C., SEIDEL, J.-L., 2002. Major ion chemistry of groundwaters in the Continental Terminal water table of southwestern Niger (Africa). *Appl. Geochem.* 17, 1343-1349.
- ESTEVEZ, M., LAPETITE, J.-M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *Catena* 50, 255-271.
- FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., DRAY, M., TAUPIN, J.-D., MASSAULT, M., LE GAL LA SALLE, C., BABIC, M., 2002. Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from ³H and ¹⁴C modeling. *Ground Water* 40, 144-151.

- FAVREAU, G., LEDUC, C., SEIDEL, J.-L., OUSMANE, S.D., MARIOTTI, A., 2003. Land clearance and nitrate-rich groundwater in a Sahelian aquifer, Niger. *Int. Conf. Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions*, Montpellier, France, 2003. (Servat E., Najem W., Leduc C. and Ahmed S.). IAHS Publ. n° 278, 163-167.
- FREYDIER, R., DUPRÉ, B., LACAUX, J.P., 1998. Precipitation chemistry in intertropical Africa. *Atmos. Environ.* 32, 749-765.
- GALLE, S., EHRMANN, M., PEUGEOT, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. A case study of tiger bush in western Niger. *Catena* 37, 197-216.
- GALY-LACAUX, C., MODI, A.I., 1998. Precipitation chemistry in the sahelian savanna of Niger, Africa. *J. Atmos. Chem.* 30, 319-343.
- GAZE, S.R., BROUWER, J., SIMMONDS, L.P., BROMLEY, J., 1998. Dry season water use patterns under *Guiera senegalensis* L. shrubs in a tropical savanna. *J. Arid Environ.* 40, 53-67.
- GUÉRIN, R., DESCLOITRES, M., COUDRAIN, A., TALBI, A., GALLAIRE, R., 2001. Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrol. Process.* 15, 3287-3301.
- HAMBLIN, A. P., 1981. Filter-paper method for routine measurement of field water potential. *J. Hydrol.* 53, 355-360.
- KELLER, G.V., 1988. Rock and mineral properties. In *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*, vol.1, Nabighian, M., Editor. Society of Exploration Geophysicists.
- LANGE, J., LEIBUNDGUT, C., GREENBAUM, N., SCHIK, A.P., 1999. A non-calibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resour. Res.* 35, 2161-2172.
- LEDUC, C., SCHROETER, P., BROMLEY, J., 1997. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: Some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *J. Hydrol.* 188-189, 123-138.
- LEDUC, C., FAVREAU, G., SCHROETER, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* 243, 43-54.
- LOKE, M.H., 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. Technical note of Geotomo Software, available on line at www.geoelectrical.com.
- MALAM ISSA, O., STAL, L.J., DÉFARGE, C., COUTÉ, A., TRICHET, J., 2001. Nitrogen fixation by microbial crusts from desiccated Sahelian soils (Niger). *Soil Biol. Biochem.* 33, 1425-1428.
- MARTIN-ROSALES, W., LEDUC, C., 2003. Dynamics of emptying of a temporary pond in the Sahel: The case study of Banizoumbou (southwestern Niger). *C. R. Geoscience* 335, 461-468.
- MC NEILL, D.J., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction number. Technical note TN 6 available from Geonics Limited, 1745 Meyerside Drive, Unit 8, Mississauga, Ontario, Canada.
- NAGUMO, F., 1992. Pedological environment and agro-ecological system of the Sudano-Sahelian zone, in Niger, West Africa. Hokkaido University, Japan, 101 pp.
- PEUGEOT, C., 1995. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation. Thèse sciences, Université Joseph Fourier, Grenoble, 356 pp.
- PEUGEOT, C., ESTEVES, M., GALLE, S., RAJOT, J.-L., VANDERVAERE, J.P., 1997. Runoff generation processes: Results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.* 188-189, 179-202.
- PEUGEOT, C., CAPPELAERE, B., VIEUX, B. E., SEGUIS, L., MAIA, A., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa. 1. Model-aided data analysis and screening. *J. Hydrol.* 279, 224-243.

- POESEN, J., NACHTERGAELE, J., VERSTRAETEN, G., VALENTIN, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50, 91-133.
- SCANLON, B.R., LANGFORD, R.P., GOLDSMITH, R.S., 1999. Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resour. Res.* 35, 983-999.
- SEGUIS, L., CAPPELAERE, B., MILESI, G., PEUGEOT, C., MASSUEL, S., FAVREAU, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchement. *Hydrol. Process.* 18, 3401-3413.
- SIMMERS, I., 2003. Understanding water in a dry environment. Hydrological processes in arid and semi-arid zones. IAH Publ. 23, Balkema Publishers, the Netherlands.
- VIEUX, B.E., GAUR, N., 1994. Finite-element modeling of storm water runoff using *Grass* GIS, *Microcomput, Civil Engng* 9 (4), 263-270.
- WEZEL A., RAJOT J.L., HERBRIG C., 2000. Influence of shrubs on soil characteristics and their function in Sahelian agro-ecosystems in semi-arid Niger. *J. Arid Environ.* 44, 383-398.
- WOOD, W.W., SANFORD, W.E., 1995. Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment. *Ground Water* 33, 458-468.

Chapitre VII

Conclusion générale

Les différents travaux présentés dans ce mémoire sont issus d'une même thématique : la caractérisation des interactions entre la surface et le souterrain dans le contexte très particulier des milieux semi-arides. Son origine provient de la mise en évidence d'une hausse spectaculaire de la nappe phréatique depuis 1950 dont le moteur principal est l'augmentation d'un facteur 10 de la recharge locale (Leduc *et al.*, 2001 ; Favreau, 2002a). La caractérisation de l'élévation piézométrique doit nécessairement s'effectuer par l'analyse des facteurs conditionnant ce type de recharge. Si les variations de la pluviométrie jouent un rôle à court terme sur les fluctuations interannuelles de la nappe, la dynamique de hausse généralisée pluridécennale est le résultat de modifications climatiques et environnementales profondes.

Les tentatives de relier significativement l'élévation de la nappe avec la pluviométrie à des échelles locales sont jusqu'à présent restées vaines. L'étude du ruissellement à l'échelle des processus hydrologiques est attendue comme le révélateur des relations entre la pluie et la recharge de la nappe. Cependant, la hausse des écoulements modélisés en surface sur le bassin versant expérimental de Wankama durant la période 1950-1992 suggère une augmentation du ruissellement d'un facteur inférieur à 3 (Séguis *et al.*, 2004).

Là où, séparément, chaque discipline se heurte à des limites propres aux zones sahéliennes, l'approche conjointe surface - souterrain apporte de nouvelles perspectives. Une des difficultés majeures rencontrées au cours de ce travail de doctorat a été de mettre en concordance les deux approches.

L'échelle de caractérisation des processus en surface est le bassin versant endoréique élémentaire et l'événement pluvieux. En souterrain, le domaine d'intérêt est l'évolution saisonnière de la dépression piézométrique centrée sur le kori de Dantiandou. En surface, la variabilité des processus est extrême. La notion d'impluvium rattaché à un exutoire défini est rendue impropre par l'apparition ou la disparition des aires d'accumulation du ruissellement endoréique en fonction de la pluviométrie. Parallèlement, la collecte des données hydrométriques n'est rendue possible que localement du fait de la discontinuité du réseau hydrographique. Les données piézométriques de la nappe phréatique apportent quant à elles une certaine intégration spatiotemporelle de la variabilité hydrologique. En revanche, l'acquisition des informations sur les caractéristiques hydrodynamiques du milieu aquifère est souvent restreinte à des points de représentativité très localisée.

La stratégie de base de notre travail est sous tendue par la nécessité de tester, avant toute approche plus approfondie, si le ruissellement simulable à partir des moyens actuellement disponibles sur la zone d'étude pouvait caractériser de façon pertinente l'évolution de la hausse observée de la nappe durant la dernière décennie. Réciproquement, les résultats du test statuent sur la validité de nos capacités à reproduire de façon satisfaisante les écoulements en surface.

La méthode retenue est la régionalisation du modèle hydrologique pluie-débit *abc-rwf* calé et validé à l'échelle du bassin versant expérimental (Cappelaere *et al.*, 2003b ; Peugeot *et al.*, 2003) et le forçage de la recharge de la nappe par le produit de cette modélisation. Les

simulations hydrodynamiques des réponses de l'aquifère déterminent la concordance de la contrainte avec les données observées. Parallèlement, une caractérisation *in situ* étaye nos connaissances sur les processus de l'infiltration profonde vers la nappe et apporte des éléments de réponse nécessaires aux interprétations.

VII.1 Principaux résultats

VII.1.1 En hydrologie

L'identification de 377 zones d'accumulation des écoulements endoréiques a permis la discrétisation du bassin de la vallée du kori de Dantiandou en bassins versants endoréiques élémentaires de 6 km² en moyenne. Les surfaces contributives au ruissellement concentré ont été estimées à 2200 km², soit près de 60% des surfaces hors plateaux latéritiques du bassin général. L'incertitude sur le nombre d'exutoires endoréiques identifiés (au sens défini dans l'étude) ne se traduit pas par une variation des surfaces contributives mais par une modification de la taille moyenne des bassins élémentaires dont les conséquences sur le ruissellement sont multiples.

La caractérisation de ces bassins a permis la mise en évidence, sur un jeu de 50 individus, d'un certain nombre de relations significatives entre leurs descripteurs physiographiques et les écoulements modélisés par le modèle *abc-rwf* à fine échelle.

Ce résultat a constitué la base de la méthode employée pour la régionalisation du ruissellement à partir du jeu de 50 bassins. La formulation d'une fonction f_1 , de type SCS modifiée, s'est avérée pertinente pour l'élaboration du modèle de méso-échelle *Zarbh* (HYdrologie des Bassins du pays ZARma) à partir du modèle existant à fine échelle *abc-rwf*. Cette fonction f_1 à 2 paramètres reproduit de façon très satisfaisante le ruissellement des 50 bassins modélisés individuellement à partir d'une variable de pluie transformée (filtre f_0 : intensité tronquée horizontalement au pas de temps de 5 min). Son application à un ensemble de bassins a pu être réalisée par l'adjonction de fonctions de transfert des paramètres, f_2 , basées sur un petit nombre de descripteurs physiographiques (5). *Zarbh* représente une importante simplification du modèle *abc-rwf* tout en limitant les apports d'incertitude supplémentaire. La mise au point de cet outil constitue l'un des apports principaux du travail présenté.

En surface, la part de variabilité hydrologique due au caractère sporadique des écoulements devient négligeable à l'échelle régionale. De la même manière, les erreurs souvent très importantes à l'échelle du bassin versant élémentaire se compensent à l'échelle régionale ou pluriannuelle. Étonnamment les incertitudes globales sur le ruissellement calculé engendrées par la pluie krigée seraient plus faibles que celles engendrées par les variables prédictives. L'ordre de grandeur des erreurs finales globales annuelles est estimé à moins de 10%. Cependant un certain nombre de sources d'incertitudes intervenant dans la régionalisation du modèle restent encore à quantifier moyennant l'acquisition de connaissances nouvelles. L'erreur sur la transposabilité d'un bassin expérimental vers un bassin non jaugé n'est pas déterminée à ce stade de nos connaissances.

VII.1.2 En hydrogéologie

Une hausse générale de $0,18 \text{ m.an}^{-1}$ des niveaux de la nappe phréatique a été déterminée sur la période 1992-2003 avec semble-t-il l'apparition d'un léger ralentissement depuis 2001. Ce ralentissement s'accorderait avec le paroxysme atteint par la dégradation environnementale durant la décennie, ou avec l'importance croissante de l'évapotranspiration due à l'amincissement de la zone non saturée ou encore avec l'augmentation du colmatage argileux du fond de mares s'opposant à l'infiltration profonde, et cela dans un contexte de sécheresse persistante.

Le forçage de la recharge à partir du ruissellement calculé ne permet pas de reproduire de manière satisfaisante sur toute la zone d'étude la hausse de la nappe par modélisation hydrodynamique dans des gammes de paramétrisation admissibles. Si l'évolution piézométrique de la partie centrale de la dépression peut être représentée, trop d'incertitudes subsistent quant à la détermination de la variabilité interannuelle. L'application d'une recharge ponctuelle spatialement distribuée est parfaitement compatible avec la modélisation hydrodynamique réalisée, qui dans son état actuel ne permet cependant pas de quantifier avec précision l'influence de la recharge indirecte sur la dynamique de hausse de la nappe.

La régionalisation du ruissellement calculé par *Zarby* n'est par conséquent que partiellement validée. Le déficit du ruissellement calculé pour certaines années mis en évidence par le forçage peut avoir *a priori* trois origines possibles : (i) les processus décrits par le modèle hydrologique *abc-rwf* sur le bassin expérimental de Wankama sont différents des processus des systèmes en présence sur le domaine régionalisé, (ii) la description du milieu étudié n'est pas convenable ou comporte des approximations abusives, (iii) l'entrée pluie du modèle n'est pas représentative et occulte une partie essentielle de l'information. Parmi ces hypothèses, le point (iii) nécessite d'être en priorité précisé à l'avenir dans la mesure où le réseau invariant utilisé pour l'étude a montré d'importants manquements dans la description de la pluie spatialisée à l'échelle du bassin élémentaire. Les points (i) et (ii) nécessitent une redéfinition des concepts d'approche des systèmes étudiés qui, avant d'être effectuée, doit être précédée d'une analyse critique des lacunes sur les connaissances acquises. C'est précisément dans cette optique qu'une étude expérimentale multidisciplinaire a été menée au cours de ce travail de thèse.

VII.1.3 Résultats expérimentaux

Conformément au point (ii) évoqué précédemment, les lacunes dans l'identification des zones de recharge de la nappe figurent certainement parmi les sources essentielles d'incertitudes illustrées par notre travail. Les expérimentations géophysiques et géochimiques effectuées sur une zone d'épandage sableuse du bassin versant de Wankama identifiée comme potentiellement infiltrante, amorce des débuts de réponses sur certains mécanismes encore méconnus de l'infiltration profonde.

A notre connaissance, pour la première fois sur la zone d'étude, un horizon étendu d'accumulation des électrolytes entre 5 et 10 m de profondeur a été caractérisé. Le lessivage de cet horizon à l'aplomb des multiples chenaux à fond sableux suggère l'existence d'une infiltration profonde occasionnelle, au moins supérieure à 25 m. D'après la modélisation hydrologique à fine échelle, les volumes concernés seraient loin d'être négligeables.

Si l'existence d'une telle zone fortement minéralisée s'avère généralisée, les conséquences sur la ressource en eau que constitue la nappe phréatique pourraient devenir non négligeables. La présence en abondance de nitrates est une source potentielle de risque sanitaire. Dans un milieu où la ressource en eau représentée par le puits est vitale, une salinisation excessive de la nappe doit absolument être anticipée ou évitée.

Outre le fait que ces expérimentations corroborent certaines études géochimiques antérieures, elles représentent ici un point de départ à la réflexion sur l'importance de la détermination des zones de recharge pour la mise en concordance des approches de surface et souterraine.

VII.1.4 Quelques apports dans le cadre de l'étude

Pour les besoins de l'étude un système d'information géographique (SIG) a été largement documenté sur les 7700 km² zone d'étude. L'expansion d'un MNT à fine échelle (40 m), le géoréférencement de nouvelles cartes topographiques et de photographies aériennes ou l'extension des cartes d'états de surface sont autant d'apports essentiels pour les travaux à venir.

Ces outils de spatialisation ont notamment permis la définition de descripteurs physiographiques inédits sur la zone qui se sont avérés extrêmement pertinents vis-à-vis de la caractérisation du ruissellement.

VII.2 Perspectives

Au-delà d'une application sur la dernière décennie, le modèle *Zarby* pourrait fournir quelques informations intéressantes sur la réponse hydrologique des bassins versants soumis à différents scénarios climatiques ou environnementaux. La connaissance, même imprécise des évolutions passées du ruissellement est un élément important dans la perspective de quantification de l'impact de la variabilité climatique sur la réponse des systèmes hydrologiques de la zone.

Dans un contexte où les rétroactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère sont des questions clefs d'actualité pour la compréhension de la variabilité climatique et de son impact sur la ressource en eau, le modèle *Zarby* représente un outil de choix pour la représentation des écoulements à plus larges échelles.

Des applications ont d'ores et déjà été entreprises quant à la caractérisation de l'impact de la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens (Vischel *et al.*, 2005).

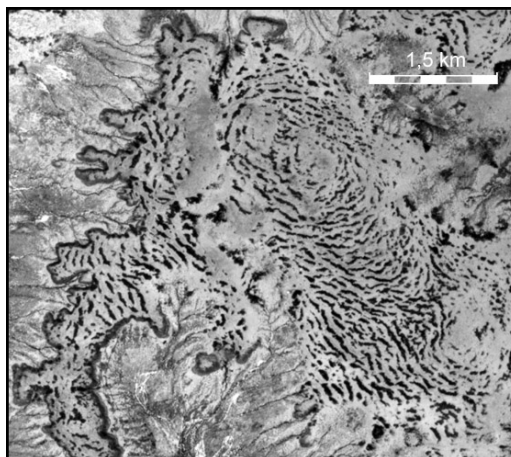
Si la plupart des travaux présentés ici semblent quelque peu éloignés des préoccupations quotidiennes des principaux concernés, nous espérons que les apports de cette étude à la compréhension des mécanismes hydrologiques puissent dans un futur proche profiter à la population nigérienne.

Lexique

Sont définis ici quelques termes au sens spécifique employé dans le manuscrit.

brousse tigrée :

formation végétale constituée de faibles bandes de végétation dense collectant les écoulements générés par une large bande de sol nu en amont (Galle *et al.*, 1999, Valentin *et al.*, 1999). Ce système est typique des sols peu perméables à très faible pente en milieu semi-aride. Dans la partie amont de la bande végétale qui recueille en priorité le ruissellement, se développent les plus grands individus. En aval, la population dégénère. Ces écosystèmes végétaux adoptent donc des formes caractéristiques et sont en renouvellement ainsi qu'en mouvement continu (Couteron et Lejeune, 2001). (Cliché IGNN, 1992)



cône de déjection :

partie la plus basse des ravines où s'accumulent les matériaux détritiques érodés et transportés depuis l'amont (sables). Le cône de déjection est le témoin dans la zone d'étude d'un arrêt brutal de l'écoulement concentré. Plusieurs cônes peuvent alimenter une même mare.



dallol :

large vallée fossile (Peul).

exutoire endoréique :

marque géomorphologique significative de l'accumulation et de l'arrêt des écoulements de surface. Voir *mare*, *zone humide*, *cône de déjection* et *zone d'épandage sableuse*.

kori :

lit de cours d'eau temporaire (Haoussa).

mare :

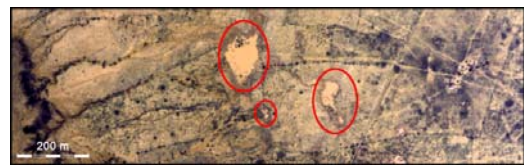
accumulation d'eau libre formée à la faveur de l'arrivée des écoulements de surface dans une microdépression. Le plan d'eau libre a une durée de vie de quelques jours à plusieurs mois. Plusieurs types sont différenciés selon leur position au sein de la toposéquence : (Desconnets, 1994)



(1) **mare de kori** : accumulation d'eau libre dans le lit d'un kori fossile. L'impossibilité du collecteur principal (kori) de charrier la charge sédimentaire apportée par les collecteurs secondaires (voir : cônes de déjection) engendre un fractionnement de l'ancien lit en une succession de cuvettes allongées. Il s'en suit la formation de chapelets de mares dont la connexion est rendue possible par déversement lors d'événements exceptionnels. Les mares de kori épousent la forme allongée du chenal et peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de long. Situées au bas de la toposéquence, elles sont généralement partiellement colmatées par des dépôts argileux.



(2) **mare de versant** : accumulation d'eau libre au bas des versants sableux (glacis de piémont). Les tailles et les formes sont variées : de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de diamètre. (Cliché MEVHYS)



(3) **mare de plateau** : accumulation d'eau libre sur les plateaux latéritiques. Les mares de plateaux sont généralement peu étendues (quelques dizaines de mètres de diamètre) et peu profondes (de l'ordre du mètre). (Cliché SPOT5, 2003)



ravine : drain formé par érosion des terrains encaissants. Généralement de largeur inférieure à 3 m et de profondeur variant de 0,10 m à 2,50 m, le fond des ravines est constitué de matériaux détritiques meubles (sables roux ou blancs), propices à l'infiltration.



zone d'épandage sableuse : aire d'anastomose d'un drain, généralement située à mi-versant, créant des épandages sableux très localisés bordés de végétation dense. A la sortie de ces zones, le ruissellement concentré disparaît totalement avant de réapparaître plus à l'aval. (Cliché J.L. Rajot, Pixy, 2004)



zone humide : aire de végétation dense accumulant le ruissellement sans aucun plan d'eau libre identifié. L'accumulation d'eau est visible par les laisses de crues (boue) pouvant atteindre plusieurs décimètres au-dessus du sol. (Cliché IGNN, 1992)



Remerciements

Je tiens à remercier ici toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont participé à l'enrichissement et à l'aboutissement de ce travail.

Au sein de l'équipe Mévhysa, ma reconnaissance la plus profonde s'adresse à Bernard Cappelaere, devenu mon encadrant principal avec lequel j'ai énormément appris et à qui je dois beaucoup. Je remercie Christian Leduc et Luc Séguis pour leur contribution à l'élaboration du sujet de cette thèse et pour la confiance qu'ils m'ont accordée. Je remercie également Guillaume Favreau dont les nombreux conseils m'ont souvent été profitables.

Je suis heureux d'avoir eu l'occasion de travailler avec Marc Descloitres, expérience enrichissante. Merci à Mehrez Zribi et Abdelaziz Kallel pour leur contribution à la partie télédétection de cette étude ainsi qu'à Marc Leblanc.

Je tiens également à exprimer ma sincère reconnaissance envers tous les membres du jury, et parmi eux : Michel Desbordes qui en a cordialement accepté la présidence, Pierre Ribstein et Moumtaz Razack, rapporteurs de ce travail et Barbara Mahler, brillante examinatrice.

J'ai passé de très bonnes années au sein de l'unité Hydrosociences Montpellier et je tiens à en remercier tous les membres, notamment son directeur, Eric Servat, qui a permis une participation d'HSM au financement de mes derniers mois de thèse. Je remercie l'école doctorale Sciences de la Terre et de l'Eau et son directeur Marc Daignières qui a autorisé un soutien financier à certaines parties de ce travail. Merci à Marie-France Roch et Kristine Gujda pour leur gentillesse et leur disponibilité.

Je n'oublierai pas non plus les rencontres faites au centre IRD de Niamey et au Ministère de l'Hydraulique, parmi elles celles d'Abdoulaye Koné, Bodo Seyni, Abdoulaye Oumarou, Yacouba Seydou et Martial Bonkougou. Merci à François Monat pour sa sympathie et son assistance précieuse aux travaux souvent pénibles de terrain.

Enfin, de manière moins protocolaire je remercie tout ceux qui m'ont tant apporté et sans qui cette page n'existerait certainement pas. Delphine et Lou-Anne mes deux amours, Paco et Pauline (na) compagnons ô combien admirables des bons et des mauvais jours, non pas la fromagerie Morel mais bien sûr Etienne, rencontre prodigieusement indélébile, Monsieur François, Erwann, Stéphanie, leur fiston Elian, Stéphane, Sati, Marion, Julien et l'autre Julien qui nous accompagne toujours je l'espère, Romain, Thom et les autres, et enfin mes parents, grands parents et ma petite grande sœur, je leur dois tant.

Références bibliographiques

- ABDOULKARIMOU, T., **1988**. Détermination géologique des réservoirs du Continental Terminal à l'ouest du dallol Bosso (Niger). Mémoire de DEA, 54 p. Université de Bordeaux III, France.
- ALI, A., LEBEL, T., AMANI, A., **2003**. Invariance in the spatial structure of Sahelian rain fields at climatological scales. *Journal of Hydrometeorology*, 4 (6), p.996-1011.
- AMANI, A., NGUETORA, M., **2002**. Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey. In: Van Lannen, H., Demuth, S. (eds.), Proceedings of FRIEND 2002 Conference "Regional Hydrology: Bridging the Gap Between Research and Practice, Proceedings", Cape Town, South Africa, IAHS Publ. 274, p. 449-456.
- AMA-SALAH, I., LIEGEOIS, J.-P., POUCKET, A., **1996**. Évolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géologie, géochronologie et géochimie, *Journal of African Earth Sciences* 22, p. 235–254.
- D'AMATO, N., LEBEL, T., **1998**. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.* 18 (9), p. 955-974.
- AMBROSEYS, N.N., ADAMS, R.D., **1986**. Seismicity of West Africa. *Ann. Geophys.*, 4, B, 6, p. 679-702.
- AMMA home page: <http://amma.mediasfrance.org/>
- BALME-DEBIONNE, M., **2004**. Analyse du régime pluviométrique sahélien dans une perspective hydrologique et agronomique. Etude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil. Thèse Sciences, Institut National Polytechnique de Grenoble, France, 154 p.
- BARNES, C.J., ALLISON, G.B., **1983**. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils 1. Theory. *J. Hydrol.*, 60, p. 141-156.
- BEVEN, K., **1995**. Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes* 9, p. 507-525.
- BLÖSCHL, G., SIVAPALAN, M., **1995**. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* 9, 251-290.
- BOECKH, E., **1965**. Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la république du Niger. Ministère des Travaux publics et des Mines de la république du Niger. Rapport technique BRGM / BFBH, DAK 65-A 20. Dakar, Sénégal.
- BORMANN, H., DIEKKRÜGER, B., RENSCHLER, C., RICHTER, O., **1999**. Regionalization scheme for simulation of regional water balances using a physically based model system. *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol. 24, No. 1-2, p. 43-48.

- BOULAIN, N., **2004**. Effet des facteurs climatiques et anthropiques dans l'évolution récente des écosystèmes tropicaux : modélisation spatialisée du bilan hydrique d'un petit bassin versant sahélien. Thèse sciences, Université Jussieu Paris VI, 171 p.
- BROMLEY, J., EDMUNDS, W.M., FELLMAN, E., BROUWER, J., GAZE, S.R., SUDLOW, J., TAUPIN, J.D., **1997**. Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *Journal of Hydrology*, 188-189, p. 139-154.
- BUISSON, M.E., **2000**. Analyse hydrologique d'un paysage sahélien (région de Niamey, Niger) - utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG). Mémoire de maîtrise, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, 63 p.
- CAPPELAERE, B., **2001**. http://www.mpl.ird.fr/~cappelae/logiciels/#_outils_Grass_
- CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., MAIA, A., **2001**. abc. http://www.mpl.ird.fr/~cappelae/logiciels/#_abc__
- CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., SEGUIS, L., MAIA, A., **2003a**. Associer données et modèle incertains: une expérience en petit bassin sahélien. In *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*, Montpellier, April 2003, IAHS publ. 278, p. 151-156.
- CAPPELAERE, B., VIEUX, B. E., PEUGEOT, C., MAIA, A., SEGUIS, L., **2003b**. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* 279, p. 244-261.
- CASENAVE, A., VALENTIN, C., **1989**. Les états de surface de la zone sahélienne. Influences sur l'infiltration. Éditions ORSTOM, Paris.
- CASENAVE, A., VALENTIN, C., **1992**. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semiarid areas of West Africa. *Journal of Hydrology* 130, p. 231-249.
- CHASE, T.N., KNAFF, J.A., PIELKE, R.A., KALNAY, E., **2003**. Changes in global monsoon circulations since 1950.
- CHEILLETZ, A., BARBEY, P., LAMA, C., PONS, J., ZIMMERMANN, J.-L., DAUTEL, D., **1994**. Âge de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d'Afrique de l'Ouest, Données U/Pb et K-Ar sur les formations à 2,1 Ga du SW du Niger, *C. R. Acad. Sci. Paris*, Ser. II 319, p. 435-442.
- CHOW, V.T., **1959**. Open Channel Hydraulics, McGraw-Hill, New York.
- CLARK, D.B., TAYLOR, C.M., THORPE, A.J., **2004**. Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *Journal of Hydrometeorology*, 5 (4), p. 625-639.

- COSTE, S., **1998**. Inventaire des mares et des ravines par télédétection pour l'élaboration d'un modèle hydrologique en zone sahélienne (Kori de Dantiandou, Niger). Mémoire de DEA, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- COUDRAIN-RIBSTEIN, A., PRATX, B., TALBI, A., JUSSERAND, C., **1998**. L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ? *C. R. Acad. Sci. Paris ZZ a*, 326, p. 159-165.
- COURAULT, D., D'HERBES, J.M., VALENTIN, C., **1990**. Le bassin versant de Sama Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Programme HAPEX-SAHÉL. Rapport ORSTOM, Bondy, France, 31 p.
- COURAULT, D., D'HERBES, J.M., VALENTIN, C., REMY, D., **1991**. Physical measurements and signatures in remote sensing. International Colloquium. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, 14-18 janvier 1991, Courchevel, France, ESA, Noordwijk (NLD), p. 601-604.
- COUTERON, P., LEJEUNE, O., **2001**. Periodic spotted patterns in semi-arid vegetation explained by a propagation-inhibition model. *Journal of Ecology*, Vol. 89 (4), p. 616-628.
- DERIVE, G., **2003**. Estimation de l'évapotranspiration en région sahélienne. Synthèse des connaissances et évaluation de modélisations (SISVAT, RITCHIE). Application à la zone d'HAPEX-Sahel (Niger). Thèse sciences, Institut national polytechnique de Grenoble, France, 172 p.
- DESCLOITRES, M., RIBOLZI, O., LE TROQUER, Y., **2003**. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Catena* 53, p. 229-253.
- DESCONNETS, J.C., **1994**. Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger - Degré carré de Niamey). Thèse sciences, Université de Montpellier II, France, 326 p.
- DESCONNETS, J.C., GALLE, S., LEDUC, C., PEUGEOT, C., **1996**. Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel. Pub. AISH (GBR), No 238) - 11. Journées Hydrologiques de l'ORSTOM : Conférence de Paris, 02-04 mai 1995, Paris, France, p. 125-137.
- DESCONNETS, J.C., TAUPIN, J.D., LEBEL, T., LEDUC, C., **1997**. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189, p. 155-178.
- DIENG, B., LEDOUX, E., DE MARSILY, G., **1990**. Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin: a tentative explanation of the piezometric depressions. *Journal of Hydrology*, 118 (1-4), p. 357-371.
- DUPUIS, D., PONS, J., PROST, A.E., **1991**. Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental, *C. R. Acad. Sci. Paris*, Ser. II 312, p. 769-776.

- EHRMANN, M., **1999**. Etude du fonctionnement et de la dynamique de la brousse tigrée nigérienne. Thèse sciences, Université de Paris VI, France, 178 p.
- ELBAZ-POULICHET, F., FAVREAU, G., LEDUC, C., SEIDEL, J.-L., **2002**. Major ion chemistry of groundwaters in the Continental Terminal water table of southwestern Niger (Africa). *Appl. Geochem.* 17, 1343-1349.
- ELIZONDO, D., CAPPELAERE, B., FAURE, C., **2002**. Automatic versus manual model differentiation to compute sensitivities and solve non-linear inverse problems. *Computers & Geosciences*, 28 (3), p. 309-326.
- ESTEVEES, M., GUALDE, R., LAPETITE, J.M., **1993**. Bassins versants expérimentaux. Rapport des campagnes hydrologiques 1991 et 1992, Rapport ORSTOM, 42 p.
- ESTEVEES, M., **1995**. Rapport de campagne hydrologique, saison 1994. Rapport ORSTOM, Niamey, Niger.
- ESTEVEES, M., FAUCHER, X., GALLE, S., VAUCLIN, M., **2000**. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology*, 228 (3-4), p. 265-282.
- EVANS, J., **2003**. Measuring spatio-temporal land cover change in the sahel using historical aerial photographs. Honours report. School of Ecology and Environment, Deakin University, 35 p.
- FAVREAU, G., **2000**. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Thèse Sciences de la Terre, Université de Paris XI, Orsay, France, 348 p.
- FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., **2000**. Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride. *Journal of African Earth Sciences*, 31, p. 669-678.
- FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., DRAY, M., TAUPIN, J.D., MASSAULT, M., LE GAL-LA SALLE, C., BABIC, M., **2002a**. Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from H-3 and C-14 modeling *Ground Water*, 40 (2), p. 144-151.
- FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., GUERO, A., **2002b**. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). A rising piezometric depression in the Sahel (southwestern Niger). *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 334 (6), p. 395-401.
- FAVREAU, G., LEDUC, C., SCHROETER, P., **2002c**. Reply on "Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger" by Leduc *et al.* (2001). *Journal of Hydrology* 255, p. 263-265.

- FAVREAU, G., LEDUC, C., SEIDEL, J.-L., OUSMANE, S.D., MARIOTTI, A., **2003**. Land clearance and nitrate-rich groundwater in a Sahelian aquifer, Niger. Int. Conf. Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions, Montpellier, France, 2003. (Servat E., Najem W., Leduc C. and Ahmed S.). IAHS Publ. n° 278, p. 163-173.
- FOURCADE, J.N., **2000**. Hydrologie d'une zone endoréique sahéenne : dynamique des vidanges des mares temporaires et alimentation de la nappe phréatique (région de Niamey, Niger). Mémoire de DEA, Université de Montpellier II, 69 p.
- FRYER, J.G., SCARMANA, G., **2002**. Dem generation by enhancing the resolution of remotely sensed digital imagery. Proceedings of the *Open source GIS - GRASS users conference 2002* - Trento, Italy, 11-13 September 2002, 13p.
- GALLE, S., EHRMANN, M., PEUGEOT, C., **1999**. Water balance in a banded vegetation pattern: A case study of tiger bush in western Niger, *Catena*, 37, p. 197-216.
- GALLEE, H., MOUFOUMA-OKIA, W., BECHTOLD, P., BRASSEUR, O., DUPAYS, I., MARBAIX, P., MESSEGER, C., RAMEL, R., LEBEL, T., **2004**. A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109 (D5), Art. No. D05108.
- GAULTIER, G., **2004**. Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahéien (Niger oriental) : approches géochimique et hydrodynamique. Thèse Sciences, Université de Paris XI, Orsay, France.
- GAVAUD, M., **1965**. Etude pédologique du Niger occidental. Rapport général, vol. II. Rapport ORSTOM., Dakar, Sénégal, 520 p.
- GAVAUD, M., **1977**. Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. Travaux et documents de l'ORSTOM, Paris, France, 102 p.
- GIANNINI, A., SARAVANAN, R., CHANG, P., **2003**. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302 (5647), p. 1027-1030.
- GOUTORBE, J. P., LEBEL, T., DOLMAN, A. J., GASH, J. H. C., KABAT, P., KERR, Y. H., MONTENY, B., PRINCE, S. D., STRICKER, J. N. M., TINGA, A., WALLACE, J. S., **1997**. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification, *Journal of Hydrology* 188-189, p. 4-17.
- GRAEF, F., **2000**. Geology of West Niger. *Adapted Farming in West Africa: Issues, Potentials and Perspectives*. p. 35-37.
- GREIGERT, J., **1961**. République du Niger. Carte géologique de reconnaissance du Bassin des Iullemeden 1:1 000 000. BRGM, Niamey, Niger.
- GREIGERT, J., POUGNET, R., **1965**. Carte géologique de la République du Niger au 1:2 000 000. BRGM éd. Paris, France.

- GREIGERT, J., **1966**. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemeden (Afrique occidentale). Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Direction des mines et de la géologie, 2. BRGM éd., 229 p. Paris, France.
- GREIGERT, J., POUUNET, R., **1967**. Notice explicative sur la carte géologique de la République du Niger à l'échelle du 1 : 2 000 000. Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. BRGM éd., Paris, France, 62 p.
- GREIGERT, J., **1968**. Les eaux souterraines de la république du Niger. Ministère des Travaux Publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Rapport BRGM, 68 ABI 006 NIA, 2 volumes, Niamey, Niger, 407 p.
- GREIGERT, J., BERNERT, G., **1979**. Atlas des eaux Souterraines de la république du Niger. État des connaissances. Rapport BRGM, 79 AGE 00 1. Orléans, France.
- GRIST, J.P., NICHOLSON, S.E., **2001**. A study of dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of Climate*, 14 (7), p. 1337-1359.
- GUERO, A., **2003**. Etude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Iullemeden (Niger) - Approches géochimiques et hydrodynamiques. Thèse Sciences, Université de Paris XI, Orsay, France, 238 p.
- GUIRAUD, R., ALIDOU, A., **1981**. La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini-crétacé d'un accident majeur a l'échelle de la plaque africaine. *C.R. Acad. Sci. Paris* 293, p. 779-782.
- GUNTNER, A., BRONSTERT, A., **2004**. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, 297 (1-4), p. 136-161.
- D'HERBÈS, J.M., VALENTIN, C., **1997**. Land surface conditions of the Niamey region; ecological and hydrological implications, *Journal of Hydrology*, vol.188-189, no.1-4, p. 18-42.
- HEUVELINK, G.B.M., **1998**. Error propagation in environmental modelling with GIS. Taylor & Francis, London, 127 p.
- HEUVELINK, G.B.M., PEBESMA E.J., **1999**. Spatial aggregation and soil process modelling. *Geoderma* 89, p. 47-65.
- L'HOTE, Y., MAHE., G., **1996**. Afrique de l'ouest et centrale: carte des précipitations moyennes annuelles au 1/6 000 000^{ème} (période 1954-1989). ORSTOM éd., Paris, France.
- L'HOTE, Y., MAHE, G., SOME, B., TRIBOULET, J.P., **2002**. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000, the drought continues. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 47 (4), p. 563-572.

- HUNDECHA, Y., BÁRDOSSY, A., **2004**. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology* 292, p. 281-295.
- KILIAN, C., **1931**. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 109-111.
- KING, D., FOX, D.M., DAROUSSIN, J., LE BISSONNAIS, Y., DANNEELS, V., **1998**. Upscaling a simple erosion model from small areas to a large region. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 50, p. 143-149.
- KONATE, M., GUIRAUD, M., LANG, J., YAHAYA, M., **2003**. Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger): fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 36, p. 185-206.
- LANGE, J., LEIBUNDGUT, C., GREENBAUM, N., SCHICK, A.P., **1999**. A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resources Research*, Vol. 35(7), p. 2161-2172.
- LAURENT, H., D'AMATO, N., LEBEL T., **1998**. How important is the contribution of the Mesoscale Convective Complexes to the Sahelian rainfall? *Phys. Chem. Earth*, 23, p. 629-633.
- LAURENT, N., 2000. Analyse statistique de variables hydrologiques en zone sahélienne. Mémoire de DESS, Université de Montpellier II, France.
- LEBARBE, L., LEBEL, T., TAPSOBA, D., **2002**. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15 (2), p. 187-202.
- LEBEL, T., SAUVAGEOT, H., HOEPFFNER, M., DESBOIS, M., GUILLOT, B., HUBERT, P., **1992**. Sahelian Rainfall Estimation: The EPSAT-Niger Experiment. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 37, p. 201-216.
- LEBEL, T., LE BARBE, L., **1997**. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel .2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology*, 189 (1-4), p. 97-122.
- LEBEL, T., DIEDHIOU, A., LAURENT, H., **2003**. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108 (D8), Art. No. 8389.
- LEBLANC, M., **2002**. The Use of Remote Sensing and GIS for Water Resources Management of Large Semi-Arid Regions : a Case Study of the Lake Chad Basin, Africa. Thèse Sciences, Université de Glamorgan - UK et Université de Poitiers - France.

- LEDUC, C., LENOIR, F., **1995**. Étude de la recharge de la nappe du Continental Terminal 3 en rive gauche du Niger. *in* : "Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans Hapex-Sahel, dispositif de mesures au sol et premiers résultats". ORSTOM éd., Bondy, France, p. 115-159.
- LEDUC, C., TAUPIN, J.D., LE GAL LA SALLE, C., **1996**. Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium. *Comptes Rendus Geosciences*, Paris IIA, 323, p. 599-605.
- LEDUC, C., BROMLEY, J., SCHROETER, P., **1997**. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188-189, p. 123-138.
- LEDUC, C., LOIREAU, M., **1997**. Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahéenne (sud-ouest du Niger). *in*: "Sustainability of water resources under increasing uncertainty", Rabat symposium S1, 1997. AISH Publ., 240, p. 193-200.
- LEDUC, C., TAUPIN, J.D., **1997**. Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger), *in*: "Hydrochemistry", Rabat symposium, 1997. AZSH Publ., 244, p. 235-243.
- LEDUC, C., FAVREAU, G., SCHROETER, P., **2001**. Long-term rise in a sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243 (1-2), p. 43-54.
- LE GAL LA SALLE, C., **1994**. Circulation des eaux souterraines dans l'aquifère captif du Continental Terminal, bassin des Iullemeden, Niger. Méthodologie et application : isotopes stables de la molécule d'eau, carbone-14, chlore-36, uranium et gaz nobles. Thèse sciences, Université de Paris-sud, Orsay, France, 127 p.
- LE GAL LA SALLE, C., FONTES, J.C., ANDREWS, J.N., SCHROETER, P., KARBO, A., FIFIELD, K.L., **1995**. Old groundwater circulation in the Iullemeden basin (Niger): preliminary results of an isotopic study. *in*: "Application of tracers in arid zone hydrology", Vienna symposium, 1994. AISH Publ., 232, p. 129-139.
- LE GAL LA SALLE, C., MARLIN C, LEDUC C, TAUPIN JD, MASSAULT M, FAVREAU G., **2001**. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (H-3, C-14) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. *Journal of Hydrology*, 254 (1-4), p. 145-156.
- LEONARD, J., PERRIER, E., RAJOT, J.L., **2004**. Biological macropores effect on runoff and infiltration: a combined experimental and modelling approach. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 104 (2), p. 277-285.
- LOIREAU, M., **1998**. Espaces, Ressources, Usages : Spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. Thèse, Université de Montpellier III, 411 p.

- LOMBRY, T., **2000**. Météorologie élémentaire. <http://www.astrosurf.org/lombry/meteo-tropicale.htm>, Aegeus.
- LUCIBELLO, R., **2003**. Simulation de la ressource en eau sur un petit bassin versant sahélien : évaluation de la transposabilité d'un modèle hydrologique. Mémoire de DEA, Université de Montpellier II, 54 p.
- MAHE, G., LEDUC, C., AMANI, A., PATUREL, J.E., GIRARD, S., SERVAT, E., DEZETTER, A., **2003**. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. In: Hydrology of Mediterranean and semiarid regions, Servat E., Najem W., Leduc C. and Shakeel A. (eds.). IAHS Publ. 278, p. 215-222.
- MAHE, G., PATUREL, J-E., SERVAT, E., CONWAY, D., DEZETTER, A., **2005**. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300, p. 33-43.
- MANSOUR-ALHOURI, R., **2000**. L'anthropisation d'un petit bassin versant sahélien : influence sur le ruissellement et l'infiltration. Thèse sciences, Université de Montpellier II, France.
- MARTIN-VIDE, J.P., NINEROLA, D., BATEMAN, A., NAVARRO, A., VELASCO, E., **1999**. Runoff and sediment transport in a torrential ephemeral stream of the Mediterranean coast. *Journal of Hydrology*, 225 (3-4), p.118-129.
- MARTIN-ROSALES, W., LEDUC, C., **2003**. Dynamiques de vidange d'une mare temporaire au Sahel : l'exemple de Banizoumbou (Sud-Ouest du Niger). Dynamics of emptying of a temporary pond in the Sahel: the case study of Banizoumbou (southwestern Niger). *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 335 (5), p. 461-468.
- MASSUEL, S., **2001**. Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. Mémoire de DEA. Université de Montpellier - Université d'Avignon et des pays du Vaucluse, France, 77 p.
- MASSUEL, S., SEGUIS, L., NIEL, H., CAPPELAERE, B., DELCLAUX, F., PEUGEOT, C., **2003a**. Development of a catchment classification in semi-arid Niger: a help for a water resource estimate. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 2003. Volume 5, EAE03-A-04146.
- MASSUEL, S., SEGUIS, L., NIEL, H., CAPPELAERE, B., DELCLAUX, F., PEUGEOT, C., **2003b**. Typologie de petits bassins versants sahéliens en vue de la modélisation du ruissellement (Niamey, Niger). In : Hydrology of Mediterranean and semiarid regions, Servat E., Najem W., Leduc C. and Shakeel A., eds. Publ. IAHS n° 278, p. 157-162.
- MASSUEL, S., FAVREAU, G., DESCLOITRES, M., LETROQUER, Y., ALBOUY, Y., CAPPELAERE, B., **2005**. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger: evidence using electrical resistivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *Catena* (soumis).

- MASSUEL, S., CAPPELAERE, B., SEGUIS, L., **2005**. Upscaling a small-catchment model for surface water regionalization in Sahelian endoreic landscape. *J. Hydrol.*, (soumis).
- MATHON, V., DIEDHIOU, A., LAURENT, H., **2001**. Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophysical Research Letters*, 29 (8), Art. No. 1216.
- MATHON, V., LAURENT, H., LEBEL, T., **2002**. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology*, 41 (11), p. 1081-1092.
- MCDONALD, M.G., HARBAUGH, A.W., **1988**. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. USGS, book 6 modeling techniques, Al. Washington, USA.
- MESSAGER, C., GALLÉE, H., BRASSEUR, O., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., SEGUIS, L., **2005**. Importance of temporal rain disaggregation of an atmospheric model precipitation field to force a hydrologic model applied over a Sahelian watershed. European Geosciences Union-Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, EGU05-A-08538S.
- MICHAUD, J.D., SHUTTLEWORTH, W.J., **1997**. Executive summary of the Tucson aggregation workshop. *Journal of Hydrology* 190, p. 176-181.
- MOCKUS, V. **1964**. Estimation of direct runoff from storm rainfall. SCS National Engineering Handbook (rev. 1972), Section 4 - Chapter 10, NEH notice 4-102, USDA, 24 p.
- MONFORT, M., **1996**. Reconstitution géologique des aquifères du Continental Terminal dans la région de Niamey. Mémoire de Maîtrise, Université de Montpellier II, France, 50 p.
- MONFORT, M., **1997**. Étude des relations entre les aquifères du Continental terminal au nord de Niamey (Niger) : approche géologique, géochimique et hydrodynamique. Mémoire de DEA, Université de Paris-sud, Orsay, France, 121 p.
- NICHOLSON, S.E., SOME, B., KONE, B., **2000**. An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Nino and the 1998 La Nina years. *Journal of Climate*, 13 (14), p. 2628-2640.
- NICHOLSON, S.E., **2001**. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research*, 17 (2), p. 123-144.
- PARSONS, A.J., WAINWRIGHT, J., ABRAHAM, S. A.D., SIMANTON, J.R., **1997**. Distributed dynamic modelling of interrill overland flow. *Hydrological Processes*, 11 (14), p. 1833-1859.
- PEUGEOT, C. **1995**. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant sahélien (Niger). Expérimentations in situ et modélisation. Thèse sciences, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 305 p.

- PEUGEOT, C., ESTÈVES, M., GALLE, S., RAJOT, J.-L., VANDERVAERE, J.P., **1997**. Runoff generation processes: Results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology* 188-189, p. 179-202.
- PEUGEOT, C., CAPPELAERE, B., VIEUX, B. E., SEGUIS, L., MAIA, A., **2003**. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* 279, p. 224-243.
- PLOT, H., **1961**. Reconnaissance hydrogéologique du Liptako et des régions adjacentes. Ministère des Travaux publics, des Mines et de l'Hydraulique de la république du Niger. Rapport BRGM, Paris, France, 95 p.
- RAJOT, J.L., **2001**. Wind blown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 172 (5), p. 523-531.
- REFSGAARD, J.C., **1997**. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 198, p. 69-97.
- REFSGAARD, J.C., THORSEN, M., JENSEN, J.B., KLEESCHULTE, S., HANSEN, S., **1999**. Large scale modelling of groundwater contamination from nitrate leaching. *Journal of Hydrology* 221, p. 117-140.
- RIBSTEIN, P., **1992**. Flood modelling on small watersheds in the Sahel. *La Houille Blanche*, 1992(1), p. 85-91.
- ROCA, R., LAFORE, J.P., PIRIOU, C., REDELSPERGER, J.L., **2005**. Extratropical dry-air intrusions into the West African monsoon midtroposphere: An important factor for the convective activity over the Sahel. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62 (2), p. 390-407.
- ROUSE, J.W., HAAS, R.H., SCHELL, J.A., DEERING, D.W., HARLAN J.C. **1974**. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. Final report type iii, NASA/GSFC.
- SAULNIER, G.M., BEVEN, K., OBLED, C., **1997**. Digital elevation analysis for distributed hydrological modelling: Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values. *Water Resources Research*, Vol. 33(9), p. 2097-2101.
- SCANLON, B. R., LANGFORD R. P., GOLDSMITH R. S., **1999**. Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resources Research*, Vol. 35(4), p. 983-1000.
- SCHROETER, P., **1993**. Les fluctuations des niveaux d'eau dans les nappes du Continental Terminal et de la formation du Tchad. Premières interprétations, période 1987- 1993. Rapport technique. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger, 43 p.

- SEGUI, L., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., VIEUX, B., **2002**. Impact on Sahelian runoff of stochastic and elevation-induced spatial distributions of soil parameters. *Hydrological Processes*, 16 (2), p. 313-332.
- SEGUI, L., CAPPELAERE, B., MILESI, G., PEUGEOT, C., MASSUEL, S., FAVREAU, G., **2004**. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes* 18, p. 3401-3413.
- SELLERS, P.J., HEISER, M.D., HALL, F.G., VERMA, S.B., DESJARDINS, R.L., SCHUEPP, P.M., MACPHERSON, J.I., **1997**. The impact of using area-averaged land surface properties – topography, vegetation condition, soil wetness – in calculations of intermediate scale (approx. 10 km²) surface-atmosphere heat and moisture fluxes. *Journal of Hydrology* 190(3-4), p. 269-301.
- SERVAT, E., NAJEM, W., LEDUC, C., SHAKEEL, A., **2003**. Hydrology of Mediterranean and semiarid regions. *Publ. IAHS n° 278*, 498 p.
- SOU, M., **2003**. Variabilité temporelle de la recharge de la nappe au Niger semi-aride. Etude de la mare endoréïque de Banizoumbou (1996-2002). Mémoire de Maîtrise, Université de Montpellier II, 20 p.
- SOUMAILA, A., **2000**. Étude structurale, pétrographique et géochimique de la ceinture birimienne de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger occidental (Afrique de l'Ouest). Thèse sciences, Université de Franche-Comté, France, 253 p.
- SOUMAILA, A., HENRY, P., ROSSY, M., AFFATON, P., **2001**. Geochemical and isotopic (Sm–Nd, U–Pb) study on the Diagorou-Darbani Birimian crust (Liptako, Niger, West Africa): oceanic plateau *versus* arc magmatism, EUG XI, 8–12 April 2001, Strasbourg, France, *J. Conf. Abs.*, p. 609.
- SOUMAILA, A., HENRY, P., ROSSY, M., **2004**. Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimienne de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger, Afrique de l'Ouest) : plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrière-arc océanique. *Comptes Rendus Geosciences*, 336, p. 1137–1147.
- SRTM, **2005**. Digital Elevation Models. <http://www.cartographic.com/products/dem/srtm.asp>
- SULTAN, B., JANICOT, S., **2003**. The West African monsoon dynamics. Part II: The "preonset" and "onset" of the summer monsoon. *Journal of Climate* 16 (21), p. 3407-3427.
- SULTAN, B., JANICOT, B., DIEDHIOU, A., **2003**. The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate* 16 (21), p. 3389-3406.
- TAPSOBA, D., **1997**. Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques ouest africains et de leur récent changement. Thèse sciences, Université de Paris VI, Orsay, France, 145 p.

- TAYFUR, G., KAVVAS, M.L., **1998**. Area averaged overland flow equations at hillslope scale. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques* 43(3), p. 361-378.
- TAYLOR C.M., LAMBIN E.F., STEPHENNE N., HARDING R.J., ESSERY R.L.H., **2002**. The influence of land use change on climate in the Sahel. *Journal of Climate*, 15 (24), p. 3615-3629.
- THORBURN, P.J., WALKER, G.R., WOODS, P.H., **1992**. Comparison of diffuse discharge from shallow water tables in soils and salt flats. *J. Hydrol.*, 136, p. 253-274.
- USACE, **1993**. Grass 4.1 User's Reference Manual, US Army Corps of Engineers Construction Engineering Research Laboratories, Champaign, IL, USA, 556 p.
- TIRAT, M., **1964**. Contribution à l'étude hydrogéologique du Continental Terminal. Rapport BRGM, NIA.64.A1, Niamey, Niger, 77 p.
- VALENTIN, C., D'HERBES, J.M., **1999**. Niger tiger bush as a natural water harvesting system. *Catena*, 37 (1-2), p. 231-256.
- VALENTIN, C, D'HERBES, J.M., POESEN, J., **1999**. Soil and water components of banded vegetation patterns. *Catena*, 37 (1-2), p. 1-24.
- VALENTIN, C., RAJOT, J.L., MITJA, D., **2004**. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 104 (2), p. 287-302.
- VIEUX, B.E., GAUR, N., **1994**. Finite-element modeling of storm water runoff using Grass GIS. *Microcomput. Civil Engng* 9 (4), p. 263-270.
- VIEUX, B.E., **2001**. Distributed hydrologic modeling using GIS. *Water Science and Technology Library*, vol. 38. Kluwer Academic, London, U.K., 293 p.
- VINEY, N.R., SIVAPALAN, M., **2004**. A framework for scaling of hydrologic conceptualizations based on a disaggregation-aggregation approach. *Hydrological Processes* 18, p. 1395-1408.
- VISCHEL, T., MASSUEL, S., PEUGEOT, C., CAPPELAERE, B., LEBEL, T., **2003**. Impact de la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens. Troisième conférence COPROMAPH (COntemporary PROblems in MATHematical PHysics), 3-7 nov. 2003, Cotonou, Bénin.
- VISCHEL, T., LEBEL, T., MASSUEL, S., **2005**. Potential climate changes and their impacts on the response of an endoreic hydrological landscape in the Dantiandou Kori. EGU General Assembly 2005, Vienna, Austria, AS1.11-1TH5P-0067.
- VIZY, E.K., COOK, K.H., **2002**. Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107 (D3): Art. No. 4023.

- VOUILLAMOZ, J-M., **2003**. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Thèse sciences, Université de Paris XI, Orsay, France, 210 p.
- WARD, J.H., **1963**. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, 58, p. 238-244.
- WARREN, A., OSBAHR, H., BATTERBURY, S., CHAPPELL, A., **2003**. Indigenous views of soil erosion at Fandou Beri, southwestern Niger. *Geoderma*, 111 (3-4), p. 439-456.
- WATERLOO HYDROGEOLOGIC, **1999**. Visual MODFLOW version 2.8.1. Waterloo, Ontario, Canada.
- WEN, X.H., GOMEZ-HERNANDEZ, J.J., **1996**. Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous porous media: an overview. *Journal of Hydrology* 183, ix-xxxii.
- WESTERN, A.W., GRAYSON, R.B., BLÖSCHL, G., WILLGOOSE, G.R., MCMAHON, T.A., **1999**. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resources Research*, Vol. 35(3), p. 797-810.
- WOOLHISER, D. A., SMITH, R. E., GIRALDEZ, J.V., **1996**. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resources Research*, Vol. 32, No. 3, p. 671-678.
- YE, W., BATES, B.C., VINEY, N.R., SIVAPALAN, M., JAKEMAN, A.J., **1997**. Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 1, p.153.
- ZHU, J., MOHANTY, B.P., **2002**. Upscaling of soil hydraulic properties for steady state evaporation and infiltration. *Water Resources Research*, Vol. 38(9), 1178, 17, 13 p.

ANNEXE 1

Liste des points de contrôle de la piézométrie 1992-2003 et distance à l'exutoire identifié le plus proche.

- puits à la piézométrie non fluctuante

~ puits à fluctuations piézométriques

puits*	Longitude E UTM31**	Latitude N UTM31**	distance (m)	fluctuation
Wankama(P07)	462252	1509308	11	~
Guileyn(U10)	468461	1485946	34	~
Maourey(P08)	462332	1502322	51	~
Banikos(K03)	467376	1512988	88	~
Kolobos(J04)	455832	1518369	115	~
Ninefou(K04)	471071	1513112	131	-
Kodjiri(P18)	447198	1499178	142	-
Garbeyt(J06)	460329	1512961	150	~
Boundou(P14)	461424	1497421	161	~
Garbeyt(J09)	459932	1512869	169	~
Gagare(O18)	439431	1493407	173	~
Goguiei(P01)	448995	1505128	187	~
Saboude(P13)	454884	1501136	202	-
Bokossa(U12)	477246	1484186	228	~
Kortodo(U01)	466610	1491829	232	~
Touliel(U19)	472135	1479473	250	~
Banizou(P17)	463405	1495906	256	~
Tokobin(O05)	428876	1505433	317	~
Birniko(I07)	442092	1513935	318	-
Bankade(P12)	456967	1495805	454	-
Maourey(Q01)	465492	1505986	472	~
Birniko(I05)	441697	1513851	486	-
Dantian(P10)	456927	1504653	514	-
Gassank(T01)	450575	1492148	553	-
Karbang(Q02)	472470	1506641	608	~
Kalassi(P20)	454712	1495791	632	-
Kolodio(J05)	457055	1516671	675	~
Yelouma(T07)	447065	1486552	680	~
DeyTegu(H10)	425652	1512834	696	~
Nazey(D06)	447322	1533628	698	-
Djoure(K02)	471515	1524042	721	-
Tondiki(Q07)	466217	1494557	756	~
Kokorbe(D07)	457351	1532301	761	~
Hamdall(O01)	436053	1498742	786	~

* nom tronqué(n° Hapex)

** datum point58 (m)

ANNEXE 1 (suite)

Liste des points de contrôle de la piézométrie 1992-2003 et distance à l'exutoire identifié le plus proche.

- puits à la piézométrie non fluctuante

~ puits à fluctuations piézométriques

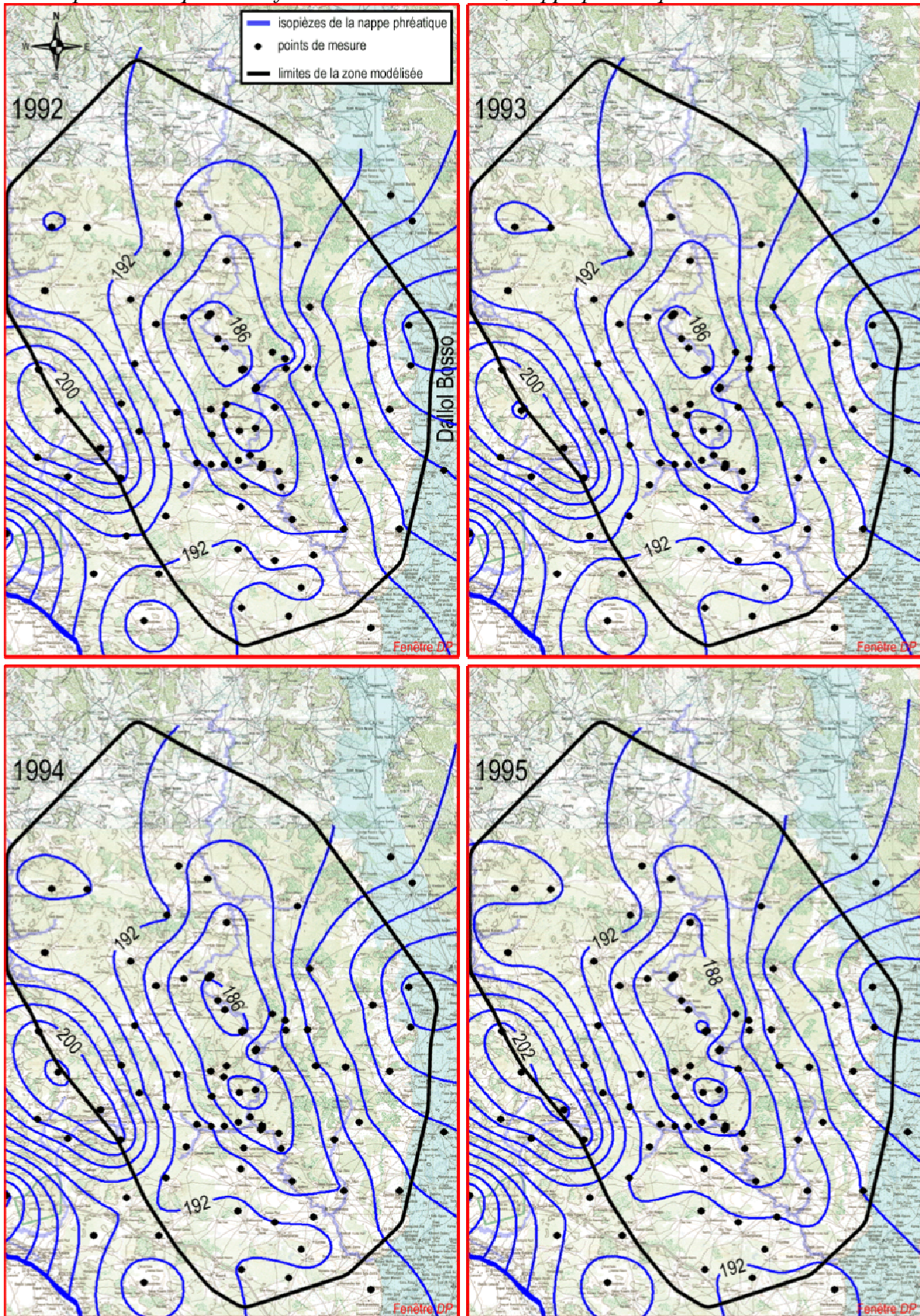
puits*	Longitude UTM**	Latitude UTM**	dist (m)	fluctuation
Komakou(T02)	460243	1491948	792	-
Tongom(C05)	433863	1538286	823	-
Boundou(O04)	439588	1506696	912	-
TilokaKa(C01)	440628	1543579	942	-
OuraTon(I01)	441198	1525310	1124	-
Banikos(K10)	467324	1514757	1213	-
Banikan(P11)	459537	1501829	1236	-
Boundou(R05)	484926	1505673	1294	-
LogaKol(J02)	454290	1522371	1352	-
TigoTeg(Q08)	475612	1493422	1383	-
OuraTon(B10)	427723	1538303	1401	~
Kidataf(P05)	457381	1506625	1422	-
Youloua(P36)	459348	1496557	1507	-
Habakap(K11)	465109	1515885	1511	-
Tekobab(D01)	449249	1542454	1577	-
Fetokad(T05)	459786	1488115	1580	-
Kogorit(L05)	488517	1513523	1620	~
Fandoub(P19)	452332	1496108	1795	-
Zouraga(J01)	450182	1522213	1797	-
Kiribka(E05)	469367	1535215	1856	-
Kiranfa(I03)	445476	1520895	1941	-
Sourgou(U21)	465529	1478577	2285	-
Koberik(O11)	442660	1501713	2400	-
Ouindit(L03)	488214	1520785	2573	~
Katanga(Q06)	479799	1496515	2760	-
Babakaï(H01)	426629	1526951	3214	-
Boulada(Q04)	477499	1506434	3773	-
DeyTegu(D03)	454141	1540159	3889	~
Agharou(L01)	482122	1517545	3973	-
Babouss(T11)	459324	1480595	4389	-
Tollo(X01)	470089	1473687	5937	-
Tioubir(W04)	459868	1470106	7791	-
ZouzouS(V06)	486610	1484235	9494	~

* *nom tronqué(n° Hapex)*

** *datum Point58 (m)*

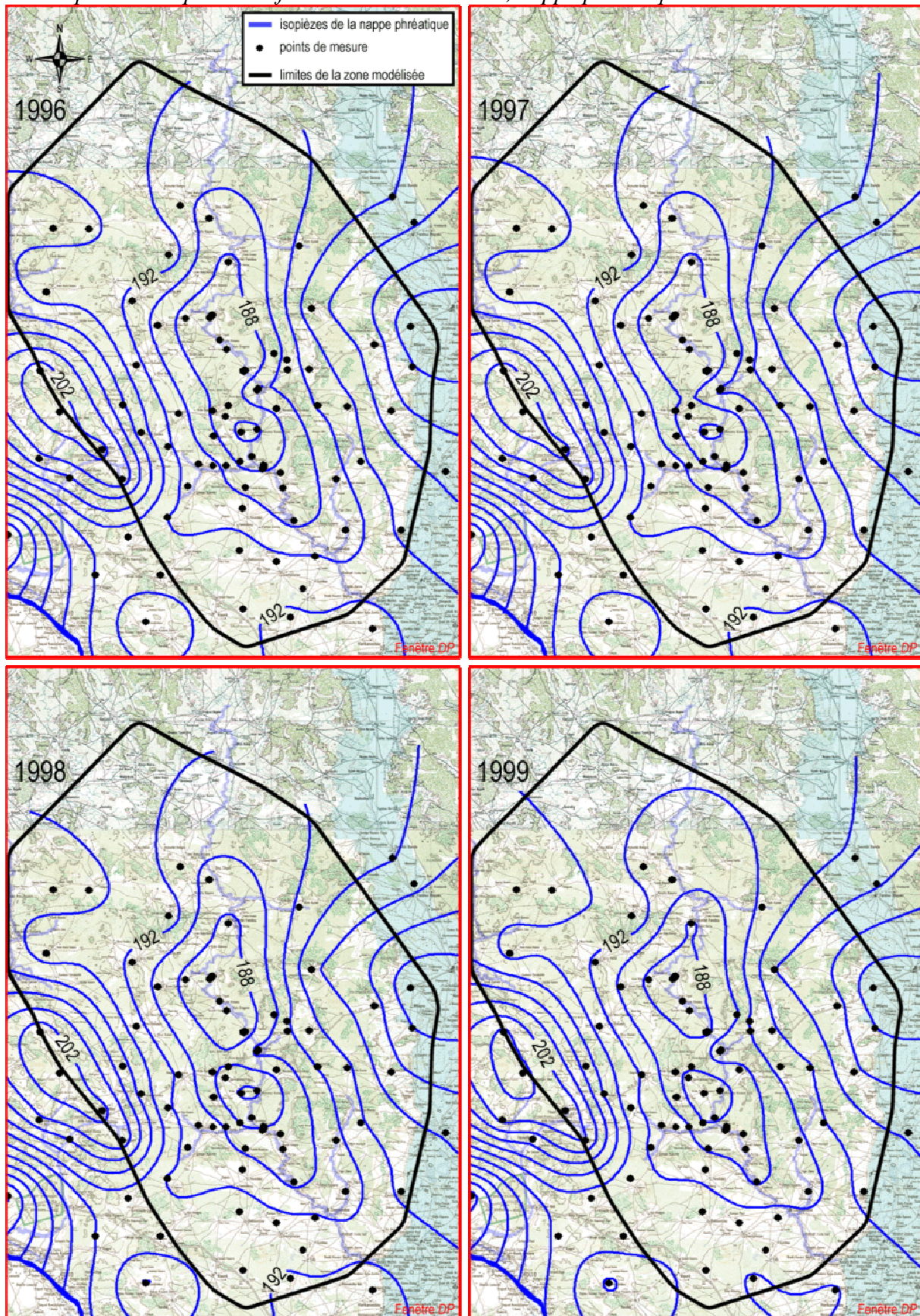
ANNEXE 2

Cartes piézométriques de référence de 1992 à 1995, nappe phréatique du CT3.



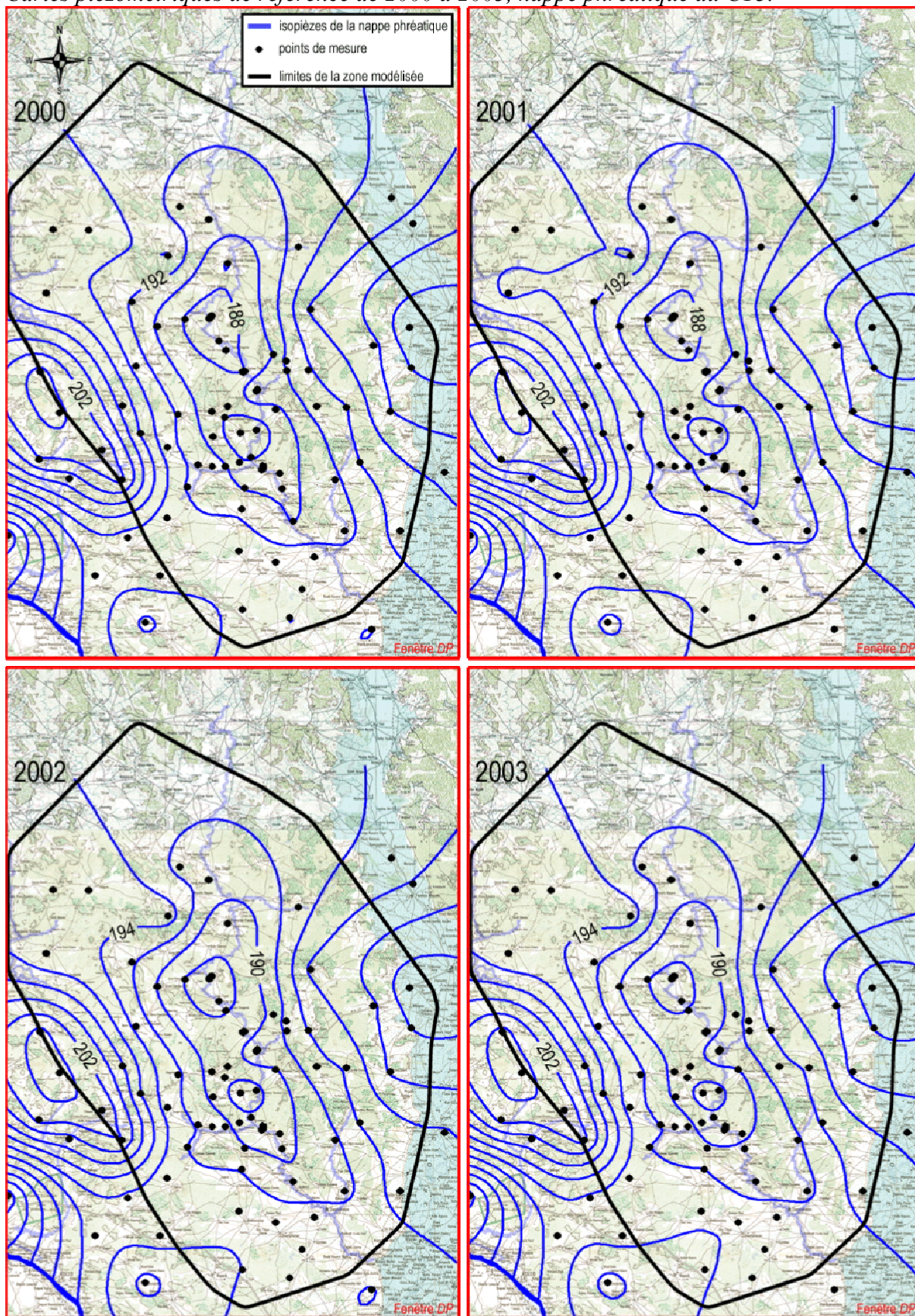
ANNEXE 2 (suite)

Cartes piézométriques de référence de 1996 à 1999, nappe phréatique du CT3.



ANNEXE 2 (suite)

Cartes piézométriques de référence de 2000 à 2003, nappe phréatique du CT3.



ANNEXE 3

Carte piézométrique "étendue" du début des années soixante. Référence piézométrique de l'état stable de la nappe phréatique.

