

THESE

présentée
pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L' UNIVERSITE PAUL SABATIER

Spécialité : TELEDETECTION SPATIALE ET HYDROLOGIE

par

Olivier AMRAM

MINISTERE DE L'AGRICULTURE
I.N.R.A. - Site AGROPARC
Unité de Bioclimatologie
Domaine Saint-Paul
84914 AVIGNON CEDEX 9
FRANCE

BIBLIOTHÈQUE

AH TH37

27 JAN. 1997

**REGIONALISATION DU BILAN HYDRIQUE
A L' AIDE DE MESURES SATELLITAIRES
POUR L' ETUDE DU FONCTIONNEMENT
DES ECOSYSTEMES D' AFRIQUE DE L' OUEST**

Soutenue le 04 avril 1996 devant le jury composé de :

Président

TALON Raoul

Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse

Rapporteurs

MASBERNAT Lucien

Professeur à l'INP, Toulouse

SEGUIN Bernard

Directeur de Recherche à l'INRA, Avignon

Examineurs

FLOUZAT Guy

Ingénieur de Recherche au CNRS, CESBIO, Toulouse

GRESILLON Jean-Michel

Professeur à l'Université Bordeaux I, Bordeaux

MENAUT Jean-Claude

Directeur de Recherche au CNRS, ENS, Paris

Préparée au Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements
et au Centre d'Etude Spatiale de la BIOSphère
9 - 13, Avenue du Colonel Roche, 31400 Toulouse

Table des Matières

INTRODUCTION	1
I. Ecosystèmes et flux hydriques	
I-1 L'eau et la biosphère continentale	5
I-2 L'observation spatiale de la végétation	6
<i>I-2.1 Indices de végétation des domaines visible (VIS) et proche infrarouge (PIR)</i> .	7
<i>I-2.2 Indices de végétation dans l'infrarouge thermique</i>	9
<i>I-2.3 Limitations des indices</i>	10
I-3 Régionalisation et intégration spatiale	11
I-4 Approche développée	13
<i>I-4.1 Modélisation de la disponibilité spatio-temporelle de l'eau dans les savanes d'Afrique de l'Ouest</i>	14
<i>I-4.2 Modélisation régionale distribuée des flux hydriques dans le bassin supérieur du Niger</i>	15
Bibliographie	16
II. Le bilan hydrique	
II-1 Approche régionale du bilan hydrique et méthodologies développées	21
II-2 Concepts physiques du bilan hydrique	24
II-2.1 Les flux entrants	24
II-2.1.a Les précipitations	24
II-2.1.b Interception - Egouttement - Ecoulement	25
II-2.2 L'eau et le sol	25
II-2.2.a Le sol réservoir hydrique	26
II-2.2.b Les transferts liquides dans le sol	29
II-2.3 L'évapotranspiration	33
II-2.3.a L'approche de type " Penman - Monteith"	34
II-2.3.b Modèles avec partition de l'humidité du sol	37

Bibliographie	38
III. Cadre naturel de l’Afrique de l’Ouest	
III-1 Régions d’étude	45
<i>III-1.1 L’Afrique de l’Ouest et les sites SALT</i>	45
<i>III-1.2 Le bassin supérieur du fleuve Niger</i>	46
III-2 Eléments du climat	47
<i>III-2.1 Circulation générale en Afrique de l’Ouest</i>	47
<i>III-2.2 Les précipitations</i>	49
<i>III-2.2.a Régime pluviométrique de l’Afrique de l’Ouest</i>	49
<i>III-2.2.b Régime pluviométrique du bassin supérieur du fleuve Niger</i>	49
<i>III-2.3 Les autres facteurs climatiques</i>	50
III-3 Les sols	50
<i>III-3.1 Les différents types de sols et les cartographies</i>	50
<i>III-3.2 Eléments de texture et de réserve en eau</i>	53
III-4 La végétation et les écosystèmes	53
<i>III-4.1 Les formations forestières</i>	54
<i>III-4.2 La savane</i>	56
III-5 Construction de la base de données régionale	59
<i>III-5.1 Données Climatologiques</i>	59
<i>III-5.2 Donnée topographique</i>	61
<i>III-5.3 Données satellitaires</i>	61
<i>III-5.3.a Données de rayonnement</i>	61
<i>III-5.3.b Indice global de végétation</i>	62
<i>III-5.3.c Température de surface</i>	63
<i>III-5.3.d Indice de végétation kilométrique</i>	64
<i>III-5.4 Conclusion</i>	65
Bibliographie	66
IV. Caractérisation hydrique des écosystèmes de l’Afrique de l’Ouest	
IV-1 Introduction	71
IV-2 Comportement de la végétation par rapport à la pluviométrie	71
<i>IV-2.1 Cartographie des grandes formations végétales</i>	71
<i>IV-2.2 Calcul du cycle moyen d’indice de végétation</i>	74
<i>IV-2.3 Analyse comparée des cycles de GVI et de pluviométrie</i>	76

<i>IV-2.3.a Résultats expérimentaux</i>	76
<i>IV-2.3.b Interprétation du déphasage Pluie - GVI</i>	79
IV-3 Estimation de la disponibilité moyenne de l'eau pour la végétation	80
<i>IV-3.1 Approche mono-réservoir</i>	81
<i>IV-3.2 Résultats</i>	88
IV-4 Amélioration de la discrétisation verticale des flux	93
<i>IV-4.1 Estimation de l'évapotranspiration à l'aide de mesures satellitaires</i>	94
<i>IV-4.1.a Méthodologie</i>	94
<i>IV-4.1.b Résultats</i>	99
<i>IV-4.2 Approche multi-réservoirs</i>	107
<i>IV-4.3 Résultats</i>	110
IV-5 Conclusion	118
Bibliographie	120
V. Modélisation hydrologique régionale à l'aide de mesures satellitaires	
V-1 Introduction	125
V-2 Le bassin supérieur du fleuve Niger	125
<i>V-2.1 Détermination du bassin et des sous bassins</i>	125
<i>V-2.2 Débits du fleuve Niger</i>	130
V-3 Le modèle hydrologique distribué CEQUEAU	133
<i>V-3.1 Description du modèle</i>	133
<i>V-3.1.a Fonction de production</i>	134
<i>V-3.1.b Fonction de transfert</i>	137
<i>V-3.2 Application directe du modèle</i>	138
V-4 Modifications apportées au modèle CEQUEAU	141
<i>V-4.1 Amélioration de la résolution et extension de la portée de CEQUEAU</i>	141
<i>V-4.2 Estimation des données physiographiques à partir d'images satellitaires</i>	141
<i>V-4.3 Introduction de l'ETR calculée à partir de l'humidité du sol</i>	145
<i>V-4.4 Résultats</i>	148
V-5 Conclusion	152
<i>V-5.1 Résultats préliminaires</i>	152
<i>V-5.2 Perspectives</i>	154
Bibliographie	155

CONCLUSION	157
ANNEXE A : Le transfert de l'eau dans la plante	161
I L'absorption racinaire	161
II La circulation dans le système vasculaire	161
III La transpiration.....	162
IV Le comportement hydrique global.....	163
ANNEXE B : L'eau dans le sol	165
I Les énergies potentielles dans le sol.....	165
II Méthode d'évaluation des transfert d'eau	167
II-1 Méthode d'évaluation de l'interception	167
II-2 Méthodes d'évaluation du ruissellement superficiel.....	168
II-3 Méthodes d'évaluation de l'écoulement.....	172
II-4 Méthode d'évaluation de l'infiltration	175
II-5 La redistribution.....	179
III Ordre de grandeur de diverses constantes	179
III-1 Infiltration finale	179
III-2 Conductivité hydraulique à saturation K_s	180
III-3 Conductivité hydraulique K	181
III-4 Capacité au champ ou capacité de rétention.....	183
IV Modèles hydrologiques	184
IV-1 Modèles déterministes	184
IV-2 Modèles empiriques	186
IV-3 Modèles stochastiques.....	186
Bibliographie	187
ANNEXE C : Le bilan radiatif et le bilan énergétique	189
I La température de surface	189
I-1 Généralités.....	189
I-2 Bases physiques	189
I-3 Méthode Split Window (SWT).....	190
I-4 SWT en fonction de la végétation	192
II Le bilan radiatif du sol: le rayonnement net.....	194
II-1 L'Albédo et le Rayonnement global	194
II-2 Le rayonnement atmosphérique	199
II-3 Le rayonnement de surface	202
III Le bilan énergétique	203
III-1 Le flux conductif (G).....	203
III-2 Les flux convectifs (H et LE).....	204
III-3 Calcul des coefficients d'échange convectif.....	206
IV Eau et vapeur d'eau	213
IV-1 Chaleur latente de vaporisation.....	213
IV-2 Pression de vapeur saturante.....	213
IV-3 Constante psychrométrique.....	214
IV-4 Masse volumique de l'air (humide).....	214

V L'évapotranspiration potentielle.....	215
V-1 Formules empiriques	215
V-2 Les formules physiques.....	217
Bibliographie.....	219

Données et Modèles

CEQUEAU : Modèle hydrologique Cequeau, Morin G., INRS-Eau, Québec

GRASS : Geographical Resources Analysis Support System, un SIG du domaine public conçu par l'U.S. Army Corps of Engineers Construction Engineering Research Laboratory (USACERL) in Champaign, IL.

Climatologie de l'Afrique de l'Ouest: Atlas climatologique de Morel R., moyenne décadaire sur 30 ans (1951-1980).

Précipitation journalière de l'Afrique de l'Ouest: Données recueillies par Morel R.

Débits du fleuve Niger:

+ GRDC (The Global Runoff Data Centre), D - 56068 Koblenz, Germany”;

+ HYDRONIGER, Niamey, Niger.

Rayonnement global satellitaire et albédo de surface: Dedieu G. - CESBIO

GVI: 1982 - 1992, GRID - Genève

NOAA / HRPT: fev. 90 - jan 91, ISPRA - Italie, prétraitées par Gond V., Meunier J.C. au CESBIO

INTRODUCTION

L'étude de la dynamique de la biosphère continentale en relation avec les grands équilibres entre Terre, Océan et Atmosphère et leurs modifications génère des problèmes spécifiques à la biosphère terrestre. En effet, les interactions de la biosphère continentale avec le sol et l'atmosphère sont conditionnées par deux éléments importants. Le premier est constitué par le caractère particulier des relations entre mécanismes physiques et phénomènes biologiques. Le second est dû à l'intensité de l'intervention de l'homme sur le milieu naturel dans lequel il vit. Il s'en suit une hétérogénéité spatiale et temporelle qu'il est indispensable de prendre en compte, surtout aux échelles régionales et locales, pour comprendre les évolutions.

Par conséquent, la description de processus dynamiques doit nécessairement intégrer les interactions entre structure et fonctionnement des écosystèmes terrestres. En effet, la modélisation qui en découle ne peut permettre la simulation de situations observées et la prévision de scénarios d'évolution que si dynamique spatiale et modifications de processus sont couplées. Or, c'est bien ce caractère prédictif qui est déterminant dans l'étude de la dynamique de la biosphère continentale.

Dans ce contexte, l'objectif des travaux décrits dans ce mémoire consiste à **relier l'observation et la compréhension des flux hydriques en milieu aride aux caractéristiques de distribution spatiale des écosystèmes de savanes d'Afrique de l'Ouest**. Les résultats présentés ici permettent de proposer des voies pour la **régionalisation du bilan hydrique** en tenant compte de la variabilité géographique inhérente à ce type d'écosystèmes.

La régionalisation de processus fonctionnels apparaît donc indispensable pour parvenir à une modélisation complète. Or, pour cela, il est nécessaire de connaître l'influence de l'hétérogénéité des écosystèmes sur la perception de leurs propres processus, tant au niveau des formations qu'au niveau des paysages. Ainsi, si l'on veut obtenir une description fine des mécanismes qui déterminent l'évolution des savanes, le couplage des processus étudiés avec des structures très variées ne peut être initialisé que par des **mesures satellitaires** permettant d'assurer la continuité spatiale.

L'observation par satellite a montré sa capacité à analyser la distribution des caractéristiques structurales et le comportement temporel de processus fonctionnels des écosystèmes terrestres et à en donner une première forme de régionalisation. Traditionnellement, les satellites à haute résolution spatiale (SPOT, LANDSAT) ont été utilisés pour l'étude de la structure alors que les satellites à haute fréquence temporelle (NOAA-AVHRR) servent à l'observation du fonctionnement.

Dans le cas de l'Afrique de l'Ouest, la disponibilité réelle de l'eau et sa répartition temporelle constituent généralement des facteurs déterminants du comportement saisonnier de la végétation. Le fonctionnement des écosystèmes de savanes dépend donc fortement des caractéristiques temporelles du bilan d'eau. Pour les régions arides et semi-arides comme les milieux sahéliens et soudano-sahéliens, la pluviométrie faible et très variable, les hautes températures du sol et de l'air, la demande évaporative élevée et des sols peu fertiles font que la disponibilité de l'eau est bien une contrainte majeure dans le comportement des peuplements végétaux.

On comprend ainsi que le bilan hydrique fait appel à de multiples disciplines. Bien que des recherches dans ces disciplines sur un ou plusieurs termes du bilan en eau des sols aient été effectuées en divers sites dans la région soudano-sahélienne, des résultats généralisables à l'ensemble de la région n'ont jamais été présentés en chainant les différents termes du bilan. Par contre, les résultats présentés dans ce mémoire sont une contribution à la régionalisation des flux hydriques faisant interagir les termes principaux. Cette régionalisation repose sur le couplage des **flux verticaux** dans le système sol-plante-atmosphère avec les **flux horizontaux** dans la structure de l'écosystème.

Dans ce contexte, le **CHAPITRE I** a pour but de montrer comment l'observation spatiale des écosystèmes terrestres peut contribuer à la régionalisation des flux et quelles sont les voies proposées dans le mémoire pour aborder cet objectif.

Le **CHAPITRE II** illustre l'aspect interdisciplinaire de ce travail puisqu'il présente succinctement les grands types d'approches du bilan hydrique et qu'il décrit ensuite les différents phénomènes physiques et biologiques intervenant dans ce bilan: les flux entrants, l'eau et le sol, l'évapotranspiration.

Le **CHAPITRE III** présente les caractéristiques de la **base de données** très diverses qu'il a été nécessaire de construire pour paramétrer et initialiser correctement les descriptions de flux hydriques: climat, végétation, topographie et sol, données satellitaires et grandeurs dérivées.

Le **CHAPITRE IV** expose les résultats obtenus à **l'échelle de l'Afrique de l'Ouest** dans la régionalisation du bilan hydrique des savanes avec une description mono-couche du sol. Il montre également l'amélioration obtenue avec le développement d'un modèle apportant une meilleure discrétisation volumique des milieux de propagation des flux hydriques.

Le **CHAPITRE V** complète ces résultats de régionalisation en présentant les apports dus à la **modélisation hydrologique distribuée** dans laquelle on a introduit trois types d'amélioration nécessaires à notre objectif: portée et résolution du modèle, initialisation déterministe des caractéristiques physiographiques et introduction de l'évapotranspiration réelle.

Trois **ANNEXES** complètent la bibliographie et les formulations mathématiques et numériques et détaillent les concepts employés et les calculs utilisés ou développés. Ces annexes sont: A: le transfert de l'eau dans la plante, B: l'eau dans le sol, C: le bilan radiatif et le bilan énergétique.

CHAPITRE I

Ecosystèmes et flux hydriques

I-1 L'eau et la biosphère continentale.....	5
I-2 L'observation spatiale de la végétation.....	6
I-3 Régionalisation et intégration spatiale.....	11
I-4 Approche développée.....	13



I-1 L'eau et la biosphère continentale

La biosphère continentale est constituée par l'ensemble des écosystèmes terrestres. La définition classique d'un écosystème comme entité fonctionnelle n'inclut pas forcément les notions d'extension spatiale ou d'homogénéité structurale. Cependant un écosystème est aussi un objet géographique: c'est donc une portion de la biosphère plus ou moins bien délimitée et identifiable par ses attributs principaux (couvert végétal, sol, unité géomorphologique, etc). Ce point de vue morphologique (Zonnenveld, 1989 [57]) montre que la compréhension des processus repose sur l'analyse des fonctions de transfert et leurs interactions avec les structures spatiales. Pour la partie des mécanismes de fonctionnement qui est traitée ici, on sait que les relations entre l'eau et les écosystèmes terrestres s'expriment traditionnellement de façon différentes selon le niveau de perception choisi (tout comme les autres facteurs déterminants de la végétation).

Aux échelles globales ou continentales, les écosystèmes terrestres sont assimilés aux grandes formations végétales dominantes: ce sont les biomes définis par le Programme Biologique International. Ces grands ensembles sont en équilibre avec les bioclimats décrits de façon synthétique. Ainsi, la classification de Holdridge (1947, [21]) repose sur une analyse du comportement saisonnier en termes de précipitations annuelles et de température pendant la période de croissance. Par ailleurs, les diagrammes embrothermiques de Bagnouls et Gaussen (1953, [3]) donnent une représentation des précipitations (P) et des températures moyennes (T) mensuelles avec une échelle $P = 2T$. Les périodes sèches sont identifiées quand $P \leq 2T$: on estime alors la durée et l'intensité de ces saisons sèches.

Différents auteurs ont cherché à améliorer l'expression de la relation bioclimat / biomes dans des modèles globaux de situations d'équilibre. A ces échelles, une tendance consiste à prendre en compte le rôle des catégories de sol pour définir la disponibilité de l'eau (Prentice et al., 1992, [33]). Une autre amélioration vient d'une meilleure définition de la composante hydrique des climats (Thorntwaite, 1948 [46]; Le Houerou, 1984 [29]).

A des échelles plus régionales, c'est le concept de série et d'étage de végétation qui décrit les successions végétales conduisant à un stade d'équilibre avec le climat. Les conditions climatiques déterminantes sont alors représentées par des aires connexes dans un espace bidimensionnel (P_{ma} , T_{ma}) de pluviométrie et température moyennes annuelles. A l'intérieur de ces régions homogènes en (P_{ma} , T_{ma}), l'altitude et la topographie font varier les apports pluviométriques.

D'une manière générale, ceci entraîne l'utilisation du principe de hiérarchie (Turner et al., 1989 [51]; Hall et al., 1988 [15]) qui met en évidence les paramètres conditionnant l'alimentation en eau à des échelles de plus en plus fines. Ainsi, la composante énergétique du climat applique une demande atmosphérique homogène pour les flux hydriques 1D sur de grandes régions. Cependant, la variabilité spatiale de la végétation et du sol introduisent une grande hétérogénéité 2D des résistances qui conditionnent les flux résultants effectifs.

L'échelle stationnelle permet de décrire ces divers aspects du cycle de l'eau qui interviennent dans le développement et la croissance des végétaux. En effet, les processus écophysologiques fondamentaux sont les éléments qui déterminent les échanges entre l'atmosphère et le système sol-végétation: l'activité photosynthétique interagit avec la transpiration en fonction des conductances et des résistances stomatiques. La régulation thermique s'y trouve donc associée en fonction de l'équilibre avec la disponibilité de l'eau dans le sol. Ce mécanisme est lui même conditionné par l'énergie de liaison eau-sol qui dépend de cette quantité d'eau et les propriétés du milieu poreux.

Une compréhension et une estimation correcte des flux hydriques dans les écosystèmes terres-

tres ne peut donc être envisagée sans prendre en compte les interactions entre leurs organisations spatiales et leurs caractéristiques fonctionnelles. Ainsi, on ne peut penser décrire les termes du cycle de l'eau qui interviennent dans la biosphère par la seule généralisation de mesures ou de modèles de flux 1D couplés à des statistiques de répartition d'objets sur la surface terrestre. Cette approche occulterait tous les mécanismes latéraux 2D qui interviennent sur les flux hydriques dans l'écosystème.

Ce principe impose donc de tenir compte des mécanismes propres aux écosystèmes terrestres pour exprimer les flux hydriques qui y ont leur siège. C'est cette approche qui a servi de cadre au déroulement de ce travail. Cette orientation s'est trouvée confortée récemment par les recommandations de la "First BAHC¹ Science Conference" qui s'est tenue en avril 1995. En effet, 2 thèmes sur 4 dans la conférence ont fait apparaître l'importance de la variabilité spatio-temporelle des surfaces terrestres dans les interactions biosphère-flux hydriques et leur modélisation. Ceci renforce l'intérêt actuel de régionaliser ces processus et de proposer les mesures par satellite pour y parvenir.

I-2 L'observation spatiale de la végétation

Historiquement, le suivi de la végétation au moyen de la télédétection a été la méthode qui a permis d'envisager la régionalisation des caractéristiques de structure et de fonctionnement des écosystèmes. Cependant, il est généralement difficile d'établir des relations directes entre les caractéristiques physiques détectées de la plante et son état fonctionnel.

Les recherches se sont donc orientées vers la mise au point de relations statistiques permettant de lier les variables biologiques importantes aux données radiométriques mesurées par les capteurs satellitaires (Tucker, 1979 [49]).

Les limitations de ces approches empiriques ont conduit les chercheurs à explorer des voies plus analytiques et moins simplificatrices. Ces approches sont basées sur des bases théoriques plus précises: modèles d'interaction du rayonnement avec le couvert végétal et modèles de fonctionnement des couverts. Or, les paramètres qui permettent de caractériser le comportement de la biosphère sous l'effet combiné des contraintes atmosphériques, édaphiques, culturelles et anthropiques ne sont donc pas toujours accessibles directement au moyen de la télédétection. Les données mesurées par les capteurs, ne peuvent pas toujours être utilisées en l'état (on mesure par exemple des réflectances et non pas un stade phénologique). Ces données doivent être intégrées dans des modèles physiques et/ou biologiques afin d'obtenir les informations pertinentes recherchées (par exemple un stade phénologique à partir de l'évolution des réflectances).

Si l'on fait exception des micro-ondes actives et passives, la recherche d'indicateurs spatiaux pertinents s'est faite surtout dans deux domaines. D'une part, elle s'est développée dans le visible et le proche infrarouge grâce à leur capacité à fournir des données en relation avec l'état de croissance et l'activité chlorophyllienne de la plante. D'autre part, dans le domaine de l'infrarouge thermique qui offre la possibilité d'estimer l'évapotranspiration du couvert observé (Jackson et Reginato, 1983 [26]; Seguin 1987 [43]; Vidal et Perrier, 1989 [55]).

Dans le domaine du visible et du proche infrarouge, des paramètres clefs tels que l'indice foliaire (LAI), la géométrie du couvert et l'efficacité de l'absorption du rayonnement photo-

1. BAHC: Biospheric Aspects of Hydrological Cycle; BAHC est un core project dans International Geosphere-Biosphere Program.

synthétiquement actif deviennent accessibles par télédétection. De nombreux auteurs (Kumar et Monteith, 1981 [28]; Hatfield et al., 1984 [17]; Gallo et al., 1985 [11]; Sellers 1985 [44]; Asrar et al., 1985 [2]; Baret et al., 1988 [5]; Prince et al., 1991 [34]; Bégué et al., 1991 [7]) se sont attachés, à la suite des travaux de Monteith, à établir les relations existant entre l'efficacité d'interception ϵ_i et les réflectances. En effet, réflectance spectrale et ϵ_i sont fonction des paramètres de structure du couvert, de l'indice foliaire vert (Varlet-Grancher et al., 1979 [53], 1982 [54]), de l'angle d'inclinaison des feuilles, de la géométrie de l'éclairement (Baret et Olioso, 1989 [5]) et de la réflectance de la strate non photosynthétiquement active. Des études expérimentales (Hatfield et al., 1984 [17]; Gallo et al., 1985 [11]; Steinmetz et al., 1990 [45]) ont permis d'établir des relations empiriques entre ϵ_i et les réflectances spectrales ou les indices de végétation. Dans ces relations, l'indice de végétation est considéré comme une mesure de l'aptitude de la plante à utiliser l'énergie solaire pour sa production de biomasse. D'autres travaux (Kumar et Monteith, 1981 [28]; Sellers, 1985 [44]; Bégué et al., 1991 [44]) s'appuient sur des modèles de réflectance et d'absorption. La connaissance du LAI et de la géométrie du couvert à partir des réflectances mesurées permet d'estimer la fraction du rayonnement photosynthétiquement actif reçu par le couvert. Cependant, si les relations empiriques linéaires ne sont pas toujours suffisamment précises, les méthodes analytiques deviennent rapidement difficiles à mettre en oeuvre du fait de la complexité d'inversion des modèles. Aussi, des combinaisons linéaires de canaux conduisant aux indices de végétation ont-elles été développées pour caractériser l'état chlorophyllien et l'état de croissance de la végétation. Comme on l'a vu donc, à la suite des travaux de Tucker et al. (1979 [49]; 1981 [50]), de nombreux auteurs ont observé des relations entre les mesures radiométriques acquises dans les courtes longueurs d'onde et la production de matière végétale. L'origine de ces relations réside dans la différence de comportement de la végétation entre les longueurs d'onde visible et proche infrarouge. La réflectance visible d'un couvert végétal est d'autant plus faible que son activité photosynthétique est importante, le rayonnement incident étant presque en totalité absorbé par les pigments (chlorophylle, carotène,...) du fait du processus de photosynthèse. En revanche, dans le proche infrarouge, les parois cellulaires sont transparentes, les phénomènes de diffusion multiple importants et la réflectance prend des valeurs d'autant plus élevées que les surfaces diffusantes sont importantes.

Il existe de nombreux indices de végétation utilisant ces propriétés des réflectances comme caractéristiques du couvert. Cependant, Perry et Lautenschlager (1984 [32]) montrent que la plupart sont très étroitement corrélés, voire même fonctionnellement équivalents. Nous avons choisi de présenter ceux qui sont les plus utilisés et dont les comportements sont les mieux maîtrisés.

1-2.1 Indices de végétation des domaines visible (VIS) et proche infrarouge (PIR)

a) SR: le simple ratio proposé par Pearson et Miller (1972 [31]) se formule ainsi:

$$SR = \frac{R_{PIR}}{R_{VIS}} \quad (1.1)$$

où: R_{PIR} est la réflectance dans le proche infrarouge,
 R_{VIS} est la réflectance dans le visible.

C'est le premier indice qui a été développé. Il amplifie les écarts entre sol et végétation. Il est fonctionnellement équivalent au NDVI.

b) **NDVI**: l'indice de végétation normalisé proposé par Rouse et al. (1973 [40]) est de la forme:

$$NDVI = \frac{R_{PIR} - R_{VIS}}{R_{PIR} + R_{VIS}} \quad (1.2)$$

C'est l'indice de végétation le plus fréquemment utilisé. Il élimine en partie les variations simultanées d'éclairement dans les deux bandes dues principalement aux hétérogénéités de structure du paysage observé (pente) ou à des conditions de prise de vues différentes (d'où possibilité de comparaison sous diverses localisations) (Saint et al., 1981 [42]). La nature asymptotique de la relation limite son emploi aux couverts peu denses Holben et al., 1980 [20]). En effet, le NDVI sature beaucoup plus vite que le SR pour des forts taux de couvert (Jackson et Huete, 1991). Le NDVI est un médiocre discriminateur des déficiences hydriques dans la plante lorsque celles-ci surviennent à de hauts taux de couvert (Hatfield, 1983 [16]). En outre, il est très sensible à la diffusion atmosphérique et donc de moindre efficacité dans des situations parfois difficiles à identifier. Pour éviter d'avoir dans certains cas des valeurs négatives du NDVI, certains auteurs utilisent parfois l'indice de végétation transformé TVI (Idso et al., 1980).

L'utilisation du NDVI sur des cycles saisonniers permet de définir un indice de couverture fractionnaire I_c :

$$I_c = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (1.3)$$

Celui-ci conduit à une meilleure prise en compte de l'état de surface lorsque le niveau de perception inclue une hétérogénéité importante dans la maille de référence.

c) **GVI** (Global Vegetation Index)

Une couverture globale journalière de la surface terrestre est assurée grâce aux données NOAA-AVHRR LAC (Local Area Coverage) avec une résolution au nadir de 1.1 km et aux données GAC (Global Area Coverage) de 4 km de résolution qui sont générées à bord du satellite par un ré-échantillonnage partiel des données LAC (Kidwell, 1984 [27]; Townshend et Justice, 1986 [47]).

L'indice de végétation global (GVI) est une production dérivée à partir de 7 jours consécutifs de données GAC (compression temporelle par la méthode du «maximum value composite», c'est à dire en retenant pour chaque pixel NDVI, sa valeur hebdomadaire maximale) reprojctées dans un format stéréographique polaire (plate carrée) à la résolution 0.15° x 0.15° (Holben, 1986 [19]; Gutman et al., 1994 [13]).

d) **SAVI** (Soil Adjusted Vegetation Index) et **MSAVI** (Modified Soil Adjusted Vegetation Index) proposés respectivement par Huete (1988 [23]) et Qi et al. (1992 [35]) se formulent ainsi:

$$SAVI = \frac{R_{PIR} - R_{VIS}}{R_{PIR} + R_{VIS} + L} \cdot (1 + L) \quad (1.4)$$

$L = 0.5$ pour le SAVI dans la plupart des cas.

Dans le cas du MSAVI:

$$L = 1 - 2 \cdot NDVI(R_{PIR} - (b \cdot R_{VIS})) \quad (1.5)$$

Le SAVI a été développé pour réduire l'influence du sol. Il utilise une valeur constante de L pour n'importe quel taux de couvert. Ceci peut écraser le signal quand la végétation est bien développée et donc réduire sa dynamique (Chehbouni, 1992 [9]). Cela peut également aboutir à l'impossibilité de détecter des anomalies du signal d'une végétation bien développée qui peuvent se produire par un stress hydrique par exemple. Il est donc important que la correction du bruit du sol soit ajustée à la proportion du sol vu par le capteur. Pour cela, il a été développé le MSAVI où b est lié à la pente de la droite du sol et est fixé à 1.06 (Clevers, 1988 [10]).

Le MSAVI présente de nombreux avantages: il réduit considérablement les effets de la variation des propriétés spectrales du sol sur le signal de la végétation. Il est capable de détecter des taux de couverts très faibles alors qu'il a la même dynamique que le NDVI. De plus, il sature moins vite que le NDVI pour les couverts bien développés. Enfin, le comportement symétrique du MSAVI par rapport à l'angle de visée est intéressant pour une normalisation de la réponse au nadir et à une utilisation indépendante de la position dans le champ d'observation.

Par contre, le MSAVI présente l'inconvénient d'être plus affecté par l'atmosphère que le NDVI dans certaines conditions par perte de la linéarité entre les réflectances.

Il existe bien sûr d'autres indices de végétation. Parmi les plus utilisés, nous citerons l'indice perpendiculaire de végétation PVI (Richardson et Wiegand 1977 [38]) basé sur la distinction sol-végétation. Il correspond à la distance orthogonale d'un point représentatif d'un couvert végétal à la droite des sols. Il permet théoriquement d'avoir des informations indépendantes de l'effet du sol. En fait, il peut être influencé par l'humidité de surface du sol liée aux précipitations lorsque la couverture du sol par la végétation n'est pas totale (Jackson et al., 1983 [26]; Huete et al., 1985 [22]).

I-2.2 Indices de végétation dans l'infrarouge thermique

Ces indices sont généralement utilisés comme des indicateurs de déficience d'alimentation en eau. En effet, lorsque la température de la plante est égale ou supérieure à celle de l'air ambiant, il y a une forte présomption pour que cette plante souffre d'une mauvaise alimentation en eau. Toutefois la mesure de température ne fournit pas toujours une bonne explication de la déficience de l'alimentation en eau du couvert végétal.

a) **SDD** (Stress Degree Day): degré de stress par jour (Idso et al., 1977 [24]) donné par la formule suivante:

$$SDD = \sum_j (T_c - T_a) \quad (1.6)$$

où: T_c est la température du couvert végétal à l'heure du maximum de chaleur solaire,
 T_a est la température de l'air ambiant à l'heure du maximum de chaleur solaire,
 \sum_j est la somme journalière des mesures.

Cet indice a été conçu pour la prévision de récolte dans laquelle on peut y intégrer des données

sur les variations climatiques, prévoir l'évapotranspiration journalière, estimer l'humidité du sol (Reginato et al., 1978 [37]). Cependant, pour cela, le SDD requiert une bonne connaissance des dates d'émergence, de formation des épis, de nombreuses mesures de températures lors de la période végétative (Idso et al., 1977 [24]). C'est une approche qualifiée parfois de trop simpliste pour tenir compte de façon adéquate de toute la variabilité observée dans quelques cultures (Gardner, 1979 [12]; Walker, 1980 [56]).

b) Il existe un nombre important d'indices basés sur la mesure en infrarouge thermique. Nous citerons pour exemple ceux développés par Jackson et al. (1981 [25]; 1983 [26]):

- le CTV (Canopy Temperature Variability): la variabilité de la température observée dans une parcelle peut être une indication de stress pour la végétation de cette parcelle et le TSD (Temperature Stress Day): c'est la comparaison de la température entre une parcelle et les parcelles voisines;

- le CWSI (Crop Water Stress Index):

$$\text{CWSI} = 1 - \text{ETR} / \text{ETP} \quad (1.7)$$

où: ETR est l'évapotranspiration réelle et ETP l'évapotranspiration potentielle.

I-2.3 Limitations des indices

Outre leurs propriétés, l'intérêt des indices vient aussi de leur facilité d'utilisation de sorte qu'ils ont parfois tendance à se substituer à des connaissances plus mécanistes. En effet, les relations qui sont ainsi établies varient en fonction de la phénologie et de la nature des espèces, ce qui rend leur utilisation difficile en dehors du contexte dans lequel elles ont été définies. Il faut donc être prudent lorsqu'on envisage d'utiliser de telles relations et savoir qu'elles ne sont valables par exemple que pour une gamme limitée de variation de la matière sèche (Guyot et Seguin, 1988 [14]). Les indices n'ont donc pas de valeur universelle et, à différentes reprises, des résultats contradictoires ont été observés:

- les indices sont sensibles aux effets atmosphériques, à la géométrie de la visée, aux conditions pédologiques, notamment;
- les indices ne détecteraient pas en général la mauvaise alimentation en eau des plantes tant que cela ne se manifeste pas par un retard dans la croissance de la végétation;
- il existe parfois un manque de corrélation entre les expériences menées sur le terrain ou à partir d'avions et des données de satellites.
- de plus, ces indicateurs ne peuvent être utilisés pour **prédire** l'évolution de la végétation sous l'impact climatique. Par contre, un indicateur fonctionnel doit le permettre.

L'indice idéal devrait être particulièrement sensible au couvert végétal, insensible au sol, peu affecté par les effets atmosphériques. Il n'existe en fait pas d'indice optimal à l'heure actuelle (Jackson et al., 1983 [26]). Ces insuffisances expliquent la tendance des chercheurs à essayer de trouver d'autres indicateurs.

Ainsi, dans l'objectif de ce mémoire, la dépendance de la végétation vis à vis de l'eau, peut en climat sec ou aride, être assez étroite pour que la quantité de matière végétale produite devienne pratiquement proportionnelle à la pluviosité. L'eau jouant alors le rôle de facteur limitant: on a montré dans les steppes africaines que la productivité en herbe, c'est à dire la masse de matière végétale produite par unité de surface, était sensiblement proportionnelle à la moyenne annuelle de pluviosité.

Dans le cas général, on comprend bien que cette relation ne peut être biunivoque. De plus, même dans le cas des savanes où cet effet est déterminant, de tels indices traduisent des observations d'un état mais ne rendent pas compte des mécanismes qui conduisent à cet état.

En particulier, l'observation spatiale du déphasage du cycle chlorophyllien perceptible par rapport au manque ou à l'apport d'eau peut conduire à évoquer:

- le temps nécessaire à la redistribution de l'eau dans la couche de sol utilisée par l'épaisseur racinaire active,
- le temps nécessaire à la construction des cellules, qui accompagne la croissance du LAI (indice foliaire perçu par l'augmentation du NDVI);
- le temps nécessaire au mécanisme d'abscission (chute des feuilles dans le cas des espèces décidues ou au mécanisme de dessèchement ou de sénescence qui provoque un abaissement du LAI - abaissement du NDVI).

Par conséquent, un indicateur fonctionnel optimal devrait pouvoir délivrer une information biophysique quantitative qui soit interprétable en termes de systèmes écologiques. En outre, il devrait s'appuyer sur des concepts robustes devant les changements d'échelle et n'être sensible qu'aux variations des mesures permettant de les initialiser.

I-3 Régionalisation et intégration spatiale

Comme le montre le début de ce chapitre, les caractérisations usuelles des flux hydriques dans l'écosystème dépendent beaucoup du niveau de perception recherché. La recherche d'une régionalisation des flux hydriques est ainsi confrontée à trois problèmes majeurs:

- l'appréhension sur de grandes surfaces de processus écologiques qui se développent au niveau du peuplement,
- l'intégration de l'hétérogénéité structurale des écosystèmes étudiés,
- la signification des mesures physiques acquises par satellite et intégrant des mélanges de cibles et de phénomènes.

Le choix du niveau régional implique donc d'intégrer les mécanismes écophysiologiques à l'échelle des écosystèmes dans l'étude:

- de l'influence de la végétation sur les flux de masse et d'énergie,
- de l'influence du régime hydrique sur la végétation en fonction de l'échelle de temps retenue.

Le premier point se traduit par l'étude des échanges radiatifs entre le toit de la végétation et l'atmosphère (à des échelles spatiales qui intègrent la structure des écosystèmes). L'estimation de l'évapotranspiration y joue un grand rôle puisqu'elle indique la partie du flux de masse d'eau qui est échangée vers l'atmosphère par l'écosystème. Il doit également inclure les interactions avec le flux entrant et le rôle d'obstacle que représente la structure de la végétation. Le second point nécessite le choix d'une échelle de temps adaptée à l'objectif de compréhension du fonctionnement de la biosphère continentale: la période annuelle est celle qui est intéressante car elle correspond au cycle saisonnier. C'est celle-ci qui permet généralement de comprendre le fonctionnement des écosystèmes.

On conçoit ainsi que l'étude de la dynamique des écosystèmes terrestres pose de nombreux problèmes méthodologiques dus à la multiplicité des échelles qui sont pertinentes pour observer et décrire leur structure et leur fonctionnement. Des travaux de synthèse (Agren et al., 1991 [1]; Baker, 1989 [4]; Hall et al., 1988 [15]) ont ainsi dégagé les différents niveaux de relations entre changements spatiaux et changements temporels en fonction des échelles et des mécanismes considérés. Les relations structurales et fonctionnelles qui unissent les constituants d'un écosystème peuvent être appréhendées par une approche hiérarchique, reposant notamment sur la notion de niveau d'intégration (Rowe, 1961 [41]). A chaque niveau d'intégration, depuis l'écosystème local de quelques m² jusqu'à la biosphère, l'organisation d'un écosystème résulte de l'interaction d'éléments du niveau inférieur, modulée par des processus agissant au niveau supérieur (Urban et al., 1987 [52]; O'Neill 1988 [30]). La superposition de processus agissant à des échelles multiples conduit à un emboîtement de structures spatiales (Trangmar et al., 1985 [48]): les processus se déroulant sur de vastes étendues (climat par exemple) se trouvant modifiés au niveau local par d'autres plus limités spatialement (topographie par exemple).

Dans le cas des savanes de l'Afrique de l'Ouest, il est admis ici que les facteurs déterminants fondamentaux comme les cycles de température et le photopériodisme ne sont pas discriminants. Au niveau hiérarchique inférieur, c'est donc le bilan hydrique complet qui affecte les mécanismes écologiques. Enfin, aux échelles choisies, on considère que les données disponibles sur les caractéristiques en C et N des sols et en nutriments ne nous permettent pas d'en évaluer l'impact sur le fonctionnement pour toute une région.

Par ailleurs, les interactions structure / fonctionnement indiquées plus haut nécessitent une information structurale, c'est à dire des fonctions de répartition spatiale de la masse végétale. Les possibilités de caractérisation des structures spatiales vont ainsi dépendre fortement de l'échelle et de la fréquence des observations et agissent donc directement sur le type de modélisation.

Dans cette perspective, il apparaît que télédétection et modélisation sont des outils méthodologiques indispensables et complémentaires (Hobbs et Mooney, 1990 [18]; Roughgarden et al., 1991 [39]). En effet, il est important de retenir l'intérêt que représente l'analogie entre:

- le système conceptuel décrivant les éléments emboîtés des paysages selon le niveau de perception,
- et la télédétection offrant une capacité d'observation à différents niveaux de résolution spatiale et temporelle.

Dans l'étude de la structure des écosystèmes, la caractérisation au sol est discontinue sur le plan spatial mais elle peut être complète sur le plan des autres variables (structure verticale, physiologie locale, ...). Par contre, l'observation par télédétection est continue mais n'accède essentiellement qu'à des caractéristiques spatiales. La paramétrisation de la structure des écosystèmes (distribution, homogénéité,...) dépend alors beaucoup du niveau de perception, donc de l'échelle d'acquisition ou de synthèse des données.

Dans l'étude du fonctionnement des écosystèmes, l'analyse temporelle est déterminante. Les observations in situ peuvent être continues par des enregistrements dans le milieu naturel à des pas de temps très variables. Les mesures peuvent être localement très précises mais délicates à généraliser dans l'espace. Les observations par satellites sont nécessairement discontinues mais permettent d'accéder à des grandeurs en surface non mesurables par d'autres voies (albédo, température de surface, ...) sur des régions significatives à des fréquences temporelles néanmoins acceptables.

Ainsi, l'information extraite par télédétection, à différentes échelles d'espace et de temps sur les écosystèmes étudiés, ne saurait prétendre caractériser à elle seule des modes de fonctionne-

ment ou d'évolution (Hoobs et Mooney, 1990 [18]). Il est donc indispensable d'associer à ces données les connaissances acquises et disponibles sur l'environnement étudié. Par conséquent, une recherche spécifique sur le couplage entre les processus fonctionnels et les mesures réalisées par télédétection doit permettre de préciser les domaines de validité spatio-temporelle des modèles.

Il apparaît que les deux problèmes majeurs qui se posent à ces échelles - variabilité spatiale des processus et manque de mesures - ont une conséquence majeure: il s'agira de trouver le meilleur compromis entre la validité de la description des mécanismes visés et la minimisation du nombre de paramètres nécessaires à l'initialisation des modèles les décrivant.

Ainsi, il faut rechercher, parmi les modèles locaux donnant des solutions similaires à un problème donné, celui qui possède le moins de paramètres, et des paramètres qui interviennent de façon aussi linéaire que possible dans les équations. Par exemple, dans certains cas, on sera amené à introduire des simplifications ou des paramétrisations, opérations qui permettent de contourner les difficultés de la formalisation directe des processus, par l'introduction de modèles simples ou de relations semi-empiriques qui traduiront des liaisons observées expérimentalement. Ce "court-circuit" a pour but de diminuer le nombre de paramètres comme de s'affranchir de la forte non-linéarité de certaines relations, et de rendre le modèle d'échanges plus compatible avec les moyens de mesure et de validation disponibles.

En ce qui concerne l'intégration spatiale des échanges, les paramètres intervenant de façon linéaire dans le modèle final (par exemple, albédo et émissivité dans le bilan radiatif de surface) seront intégrés: le paramètre moyen sera la moyenne arithmétique des paramètres locaux, pondérés par la fraction de surface correspondante.

La situation n'est pas aussi simple pour les paramètres non-linéaires. Dans le meilleur des cas, on pourra trouver un moyen de calculer ces valeurs moyennes: soit numériquement, soit analytiquement, comme dans le cas des résistances intervenant dans l'équation de Penman-Monteith (Brunet, 1987 [8]). Lorsque cela s'avérera impossible, il faudra définir ces paramètres moyens comme ceux qui seront précisément la solution du problème inverse; ce qui suppose que les autres paramètres sont mesurés ou estimés à la même échelle. La pertinence de ce concept de paramètre d'inversion à grande échelle, peu évidente au premier abord, semble assurée par différents résultats: Raffy (1985, [36]) et Becker et Raffy (1986, [6]) ont montré à partir d'exemples théoriques, que même si de tels paramètres ne peuvent conduire à une solution exacte des équations à cause de leur non-linéarité, ils conduisent en fait à une représentation optimale des phénomènes à l'échelle considérée. Insistons cependant bien sur le fait que, lors de la procédure d'inversion, c'est sur ces paramètres que va se reporter tout le poids des erreurs de mesure, des approximations et des non-linéarités du modèle. Conséquence immédiate et importante: la signification d'un tel paramètre dépendra fortement du modèle lui-même, et il devra être considéré comme un paramètre d'ajustement probablement sans grande réalité physique.

En définitive, on assurera correctement la régionalisation des flux hydriques en s'assurant de la proximité des échelles significatives pour les modèles, pour les mesures spatiales ou leur intégration et pour les paramètres invariants (ou peu variables) du milieu.

I-4 Approche développée

L'approche développée pour régionaliser le bilan hydrique dans des conditions adaptées à l'étude du fonctionnement des écosystèmes de savanes se présente en deux méthodologies complémentaires.

La première concerne le développement d'un indicateur fonctionnel de la végétation fondé sur la disponibilité de l'eau pour les peuplements végétaux.

La seconde consiste à coupler flux verticaux et flux horizontaux, ce qui permet d'améliorer la description des différents termes de flux hydriques dans un bassin versant.

I-4.1 Modélisation de la disponibilité spatio-temporelle de l'eau dans les savanes d'Afrique de l'Ouest

Dans la perspective d'améliorer la compréhension du fonctionnement d'un écosystème à l'échelle régionale, on choisit généralement une approche de modélisation qui intègre les différents facteurs déterminant les mécanismes écologiques.

Dans le cas des savanes de l'Afrique de l'Ouest, le facteur hydrique tient évidemment une place fondamentale comme pour tous les écosystèmes en milieux arides. Le présent travail propose un modèle d'eau efficace qui consiste à estimer l'alimentation en eau des peuplements végétaux de savanes. Comme il s'agit de ne décrire que l'action de l'un des déterminants, on peut considérer que cette approche correspond à une partie d'un modèle de fonctionnement (ou modèle élémentaire). C'est la raison pour laquelle ce modèle d'eau efficace est appelé indicateur fonctionnel.

Le principe de cette notion d'eau efficace a semblé intéressant comme contribution à la modélisation du fonctionnement des savanes puisqu'il fait appel simultanément à:

- des mécanismes physiques: approvisionnement de la réserve totale en eau et communication entre les réservoirs correspondants,
- des mécanismes biologiques: évapotranspiration réelle et extraction de l'eau du sol.

Pour parvenir à une description de la partie hydrique du fonctionnement des savanes qui puisse être validé, il est nécessaire de disposer d'un bilan hydrique régionalisé. En effet, dans ces conditions, les sorties d'un tel indicateur fonctionnel peuvent être évaluées tant sur le plan spatial que sur le plan temporel.

Cet indicateur fonctionnel consiste à:

- estimer la variabilité temporelle (variations saisonnières) de la disponibilité en eau pour la plante, ce qui dépend donc effectivement du bilan hydrique;
- tenir compte des interactions entre les paramètres structuraux des écosystèmes et les flux hydriques successifs qui s'y développent.

L'interprétation des résultats de ce modèle d'eau efficace est obtenue en comparant le résultat du comportement spatio-temporel de cette interaction biophysique avec l'observation de l'état de croissance des savanes correspondantes.

Pour cela, le besoin de régionalisation a conduit à construire une base de données contenant:

- les invariants du milieu (caractéristiques physiques de terrain),
- les grandeurs de flux de masse et d'énergie à l'interface sol- végétation- atmosphère,
- l'état chlorophyllien des écosystèmes.

Cette base fournit donc les grandeurs nécessaires à la paramétrisation à partir d'observations et de mesures in situ, de cartographies de terrain et de données acquises par satellite.

Ce modèle d'eau efficace apporte une description mécaniste de l'alimentation en eau des savanes à une échelle sous-continentale tout en ayant une signification spatiale. Son intérêt repose sur l'amélioration de la description du bilan hydrique local et sur sa validation.

Enfin, il est possible d'envisager l'utilisation d'un tel modèle élémentaire comme niveau hiérarchique supérieur pour des phénomènes plus locaux.

I-4.2 Modélisation régionale distribuée des flux hydriques dans le bassin supérieur du Niger

Lorsque les flux horizontaux de ruissellement et d'écoulement deviennent importants dans le bilan hydrique à l'échelle régionale, il est nécessaire de les incorporer dans la description des transferts au sein des écosystèmes. En effet, la connaissance de ces flux permet d'estimer la quantité d'eau libre qui va sortir d'un écosystème par l'exutoire d'un bassin versant sans participer réellement au fonctionnement de ses peuplements végétaux.

Cette seconde partie de la régionalisation des flux hydriques propose ainsi une modélisation qui va reposer sur:

- le couplage des flux verticaux (fonction de production) avec les flux horizontaux (fonction de transfert),
- l'interaction spatiale et temporelle de ces flux avec la structure de l'écosystème.

L'évaluation des fonctions de transfert surfacique implique la régionalisation des quantités en cause, c'est à dire l'estimation à une résolution donnée de ces flux en tout point du bassin versant considéré.

Le principe de la régionalisation proposée ici réside en une modélisation hydrologique distribuée qui assure cette description par une discrétisation spatiale spécifique. Elle est mise en oeuvre sur le bassin supérieur du fleuve Niger. Cette description des différents termes de flux hydriques est donc exécutée selon un réseau maillé où la structure et l'état de croissance de la végétation dans le modèle sont connus dans chaque carreau. Chacune de ces mailles est dotée de ses flux 1D et fait communiquer les termes résultants à la surface avec les mailles voisines. Les forces de gravité responsables de ces transferts sont générées à partir d'un modèle de sol et appliquées en 3 D aux écosystèmes considérés.

Cette modélisation utilise le modèle CEQUEAU auquel deux parties ont donc été ajoutées: d'une part, la description structurale et fonctionnelle des écosystèmes occupant les mailles gère les flux entrants et sortants de pluie et d'évapotranspiration réelle; d'autre part, un modèle de sol muni de propriétés physiques explicite les transferts dans les mailles et entre les mailles. La validation de cette approche dépend traditionnellement des résultats de la comparaison aux données hydrométriques des valeurs de flux résultant en différents points du réseau hydrographique. Dans le cas présent, elle s'appuie principalement sur l'analyse des variations spatio-temporelles des grandeurs prédites.

La paramétrisation du modèle hydrologique distribué par couplage aux flux 1D fait appel à une base de données du même type que celle utilisée pour la régionalisation du modèle d'eau efficace. Cependant, deux éléments sont précisés pour la modélisation hydrologique:

- les invariants permettant de paramétrer le modèle de sol sont complétés par un modèle numérique de terrain qui assure la topologie des transferts entre mailles voisines,
- le réseau hydrographique qui assure les écoulements libres est ajouté aux carreaux du modèle; il s'en suit un traitement spécifique des mailles concernées.

L'intérêt du modèle de flux hydriques régionalisé repose sur l'aspect générique de cette approche par couplage des différents termes de flux hydriques qui est régionalisée par définition; son niveau de perception ne dépend que de la résolution spatiale et temporelle des paramètres d'entrée.

Bibliographie

- [1] Agren, G. I., McMurtrie, R. E., Parton, W. I., Pastor, J., Shugart, H. H., State of the art of models of production - decomposition linkages in conifer and grass land ecosystems. *Ecological applications*. Vol. 1, N°2, pp. 118-138, Ecol. Soc. of America, May 1991.
- [2] Asrar G., Kanemasu E.T., Jackson R.D., et Pinter J.R., Estimation of total above-ground phytomass production using remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 17, pp. 211-220, 1985.
- [3] Bagnouls P., Gaussen H., Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Geo.*; Vol., 255, pp. 193-220, 1953.
- [4] Baker, W; L; A review of models of landsape ecology, Vol. 2, N°2, pp. 111-133. SPB Acad. Publishing, The Hague, 1989.
- [5] Barèt F. et Oliosio A., Estimation à partir de mesures de réflectance spectrale du rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par une culture de blé. *Agronomie*, vol. 9, pp. 885-895, 1989.
- [6] Becker F., et Raffy M., Determination des parapètres sol de surface à partir des satellites et les problèmes inverses associés. *Proc. 3rd Int. Coll. Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*, Les Arcs, ESA-SP 247, 95-92, 16-20 Dec. 1985.
- [7] Bégué A., Estimation de la production primaire en zone sahélienne à partir de données radiométriques, cas d'un couvert discontinu: le mil. Thèse de doctorat, Université Paris 7, France, 1991.
- [8] Brunet Y., Variabilité spatiale des transferts sol-plante-atmosphère: deux études de cas 'échelle de la parcelle, échelle de la région). In : "L'hétérogénéité en Télédétection", Atelier CNES/GSTS, Starsbourg, 07-08 mai, CNES, Paris, 1987.
- [9] Chehbouni G., Qi J., Kerr Y.H., et Huete A.R., The modified soil adjusted vegetation index : MSAVI (part 2: validation and sensitivity analysis). *Remote Sensin of Environment*, Vol. , No. , 1992.
- [10] Clevers J.G.P.W., The derivation of a simplified reflectance model for the estimation of leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 25, No. 1, pp. 53-70, 1988.
- [11] Gallo K., Daughtry C.S.T., Bauer M.E., Spectral estimation of absorbed photosynthetically active radiation in corn canopies. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 17, pp. 221-232, 1985.
- [12] Gardner B.R., Plant and canopy temperatures in corn as influenced by differential moisture stress. M.S. Thesis, University of Nebraska, 119p, 1979.
- [13] Gutman G.G., Ignatov A.M., Olson S., Towards better quality of AVHRR composite images over land: reduction of cloud contamination, *Remote Sens. Environ.*, 50, pp. 134 - 148, 1994.
- [14] Guyot G., et Seguin B., Possibilités d'utilisation de la télédétection satellitaire en agrométéorologie. *Agronomie*, Vol. 8, No. 1, pp. 1-13, 1988.
- [15] Hall C.F., Strebel D.E., Sellers P.J., Linking knowledge among spatial and temporal scales: vegetation, atmosphere and remote sensing. *Land Ecol.*, Vol., 2, pp. 3-22, 1988.
- [16] Hatfield J.L., Remote Sensing estimators of potential and actual crop yield. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 13, No. 4, pp. 301-311, 1983.
- [17] Hatfield J.L., Asrar G., Kanemasu T., Intercepted photosynthetically active radiation estimated by spectral reflectance. *Remote Sensing of Environment*, vol. 14, pp. 65-75, 1984.
- [18] Hobbs R. J., Mooney H. A. (Eds), *Remote Sensing of Biosphere functioning*. Springer-

Verlag, New-York, 312 p, 1990.

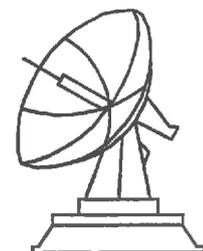
- [19] Holben B.N., Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data, *IJRS*, Vol. 7, No 11, pp. 1417 - 1434.
- [20] Holben B.N., Tucker C.J., Robinson J.W., Limitations on the application of a ground-based spectral technique for determining rain forest leaf area index. *Photogrammetric engineering and Remote Sensing*, Vol. 46, No. 12, pp. 1555-1561, 1980.
- [21] Holdridge L R., Determination of world formations from simple climatic data. *Science*, Vol., 105, pp. 367-368, 1947.
- [22] Huete A.R., Jackson R.D., Post D.F., Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds. *Remote Sens. Environment*, Vol. 17, pp. 37-53, 1985.
- [23] Huete A.R., A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sens. Environ.*, Vol. 25, pp. 295-309, 1988.
- [24] Idso S.B., Jackson R.D., Reginato R.J., Remote Sensing of crop yields. *Science*, Vol. 196, pp. 19-25, 1977.
- [25] Jackson R.D., Idso S.B., Reginato R.J., Pinter P.J., Canopy temperature as a crop water stress indicator, *Water Res. Research.*, Vol. 17, No 4, pp. 1133 - 1138, 1981.
- [26] Jackson R.D., Reginato R.J., Agronomic aspects of thermal infrared measurements. *Second International Colloquium on spectral signature*. ED. INRA, Vol. 23, pp. 447-457, 1983.
- [27] Kidwell K.B., NOAA polar orbital data user's guide (TIROS-N, NOAA 6, 7, 8), NOAA National Climate Center, Washington D.C, 1984.
- [28] Kumar M., Monteith J.L., Remote Sensing of crop growth. *Plants and the daylight spectrum*. Proceedings of the first international symposium of the British photobiology society held in leicester, edit by Smith (London Academic Press), pp. 133-144, 5-8 January 1981.
- [29] Le Houerou H. N., Rain use efficiency: an unifying concept in arid land ecology. *Journal Arid Ecol.*, Vol., 7, pp. 213-247, 1984.
- [30] O'Neill R. V., Hierarchy theory and global change. in : *Scales and Global Change* (T. Rosswall, R. G. Woodmansee and P. G. Risser eds), SCOPE 35, John Wiley & Sons Ltd publ., pp. 29-45, 1988.
- [31] Pearson R.L., Miller L.D., Remote mapping of standing crop biomass for estimation of the productivity of the short-grass prairie, Pawnee National Grasslands, Colorado. Proceedings of the 8th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, pp. 1357-1381, 1972.
- [32] Perry C.R. et Lautenschlager L.F., Functional equivalence of spectral vegetation indices. *Remote Sensing Environment*, Vol. 14, pp. 179-182, 1984.
- [33] Prentice K.C., Cramer W., Harrison S.P., Leemans R., Monserud R.A., Solomon A.M., A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Jour. Biogeol.*, Vol., 19, pp., 117-134, 1992.
- [34] Prince S.D., and Justice C.O., Editorial. *Int. J. Remote Sensing*, vol. 12, pp. 1137-1146, 1991.
- [35] Qi J., Chehbouni A., Huete A.R., and Kerr Y.H., A Modified Soil Adjusted Vegetation Index: MSAVI, Part 1: Theory. *Remote Sensing of Environment*, 1992.
- [36] Raffy M., Contribution à l'étude du problème inverse thermique en télédétection sur des milieux homogènes et hétérogènes. Thèse de Doctorat des Sciences, Strasbourg, 1985.
- [37] Reginato R.J., Idso S.B., Jackson R.D., Estimating forage crop production : a technique adaptable to remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 7, No. 1, pp. 77-80, 1978.
- [38] Richardson A.J., Wiegand C.L., Distinguishing vegetation from soil-background information. *Photogram. Eng. and Remote Sens.*, Vol. 43, pp. 1541-1542, 1977.

- [39] Roughgarden J., Running S. W., Matson P.A., What does remote sensing do for ecology ? Ecology, Vol. 72, pp. 1917-1922, 1991.
- [40] Rouse J.W., Hass R.H., Schell J.A., Deering D.W., Monitoring vegetation systems in great plains with ERTS. 3rd ERTS Symposium. NASA SP 351, Déc, I, pp. 309-317, 1973.
- [41] Rowe J. S., The level-of-integration concept and ecology. Ecology, Vol. 42, pp. 420-427, 1961.
- [42] Saint G., Podaire A., Anglade I., Simulation radiométrique de SPOT : résultats d'expérimentation sur la végétation et les sols. Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection. Colloque international, Avignon, pp. 73-83, 1981.
- [43] Seguin B., Estimation de l'évapotranspiration par télédétection satellitaire dans l'infra-rouge thermique. C.R. Acad. Agric Fr., n°6, p 55 - 60, 1987.
- [44] Sellers P.J., Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. International Journal of Remote Sensing, vol. 6, no. 8, pp. 1335-1372, 1985.
- [45] Steinmetz S., Estimation de l'efficacité de conversion en matière sèche du rayonnement solaire intercepté par une culture de blé à partir de la réflectance spectrale. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 266p, Montpellier, 1990
- [46] Thornthwaite C.W., An approach towards a rational classification of climate. Geo. Rev., Vol., 38, pp. 55-94, 1948.
- [47] Townshend J.R.G, Justice C.O., Analysis of the dynamics of African vegetation using the normalized difference vegetation index Int. J. Remote Sensing, 7, pp. 1435.
- [48] Trangmar B. B., Yost R. S., Uehara G., Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. Advances in Agronomy, Vol. 38, pp. 45-94, 1985.
- [49] Tucker C.J., Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation Remote Sensing of Environment, Vol. 8, 1979.
- [50] Tucker C.J., VANPRAET C.L., SHARMAN M.J., et VAN ITTERSUM G., Satellite remote sensing of total herbaceous biomass production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. Remote Sens. Environment, vol. 17, pp. 233-249, 1985
- [51] Turner M.G., Dale V.H., Gardner R.H., Predicting across scales: theory development and testing land. Ecol., Vol., 3, pp. 245-252, 1989.
- [52] Urban D. L., O'Neill R. V., Shugart JR H. H., Landscape Ecology. A hierarchical perspective can help scientists understand spatial patterns. BioScience, Vol. 37, pp. 119-127, 1987.
- [53] Varlet-Grancher C., Bonhomme R., Application aux couverts végétaux des lois de rayonnement en milieu diffusant. Ann. Agron., Vol. 30, No. 1, pp. 1-26, 1979.
- [54] Varlet-Grancher C., Bonhomme R., Chartier M., et Artis P., Efficacité de la conversion de l'énergie solaire par un couvert végétal. Acta OEcologica. OEcol. Plant., vol. 3, no. 17, pp. 3-26, 1982.
- [55] Vidal A., Perrier A., Analysis of a simplified relation used to estimate daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. IJRS, Vol. 10, No. 8, pp. 1327-1337, 1989.
- [56] Walker G.K., Relation between crop temperature and the growth and yield of kidney beans. Ph. D Thesis, University of California, 203p, 1980.
- [57] Zonnenveld I. S., The land unit. A fundamental concept in landscape ecology, and its applications. Landscape ecology, Vol. 3, pp. 67-86, 1989.

CHAPITRE II

Le bilan hydrique

II-1 Approche régionale du bilan hydrique et méthodologies développées	21
II-2 Concepts physiques du bilan hydrique	24



II-1 Approche régionale du bilan hydrique et méthodologies développées

Dans l'étude du fonctionnement des écosystèmes, le bilan hydrique vise principalement à déterminer la résultante des échanges entre sol, végétation et atmosphère dans le but notamment d'évaluer les fluctuations des réserves d'eau disponibles pour les peuplements végétaux. Le bilan hydrique, illustré Figure 2-1, s'écrit souvent de la manière suivante:

$$P+I \pm R + R_c - D - ETR = \Delta S \quad (2.1)$$

Dans cette expression: *ETR* est l'évaporation réelle du couvert pour un pas de temps donnée; *P*, la pluie reçue sur la parcelle pendant le même intervalle de temps; *I*, les apports par irrigation; *R*, les pertes ou apports latéraux par ruissellement superficiel; *R_c*, la remontée capillaire ou mouvement ascendant de l'eau; *D*, le drainage ou mouvement descendant de l'eau; ΔS , la variation de stock hydrique pour une tranche de sol (Δz) comprise entre la surface et une profondeur de référence *z*.

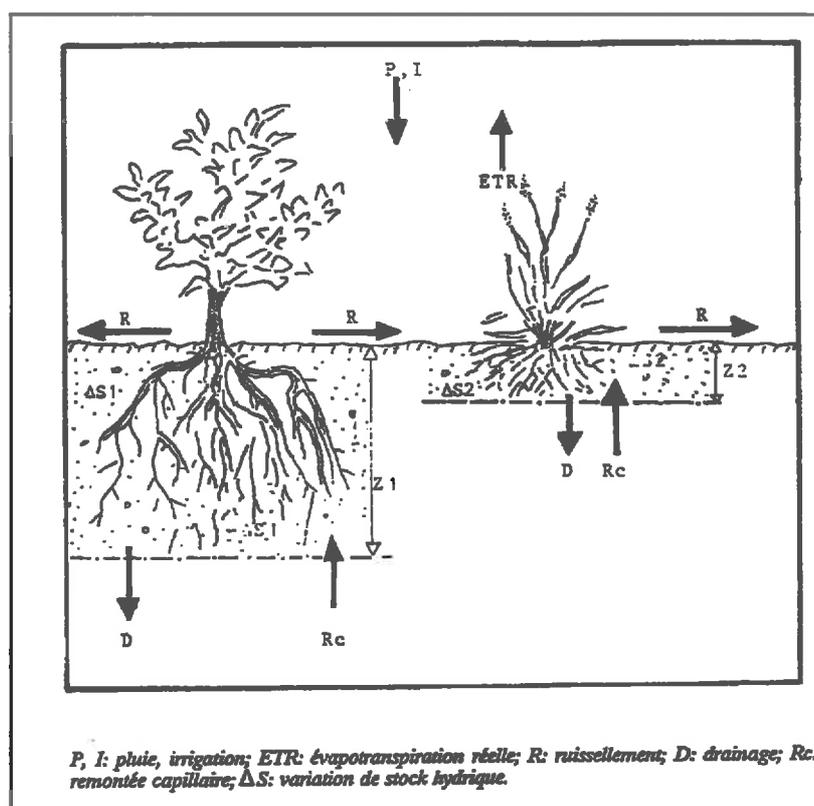


Figure 2-1 : Schéma du bilan hydrique du sol (Goue et al., 1991 [29]).

C'est ainsi principalement sur le processus d'infiltration et d'évaporation, leurs caractéristiques et leurs mesures, que va reposer l'analyse du bilan hydrique. Les variations de stock en eau du sol sont pour leur part déterminées sur la base de profils hydriques.

La disponibilité de l'eau du sol pour les végétaux n'est pas seulement affaire quantitative mais également qualitative dans le sens où elle dépend de la position et de l'état de succion de l'eau dans le sol. Dans cette optique, le processus de redistribution qui fait suite à l'infiltration joue un rôle essentiel et sera de ce fait intégré à l'analyse, bien que n'intervenant pas, stricto sensu,

dans le bilan hydrique.

Le processus d'évaporation, impliquant la consommation d'énergie par vaporisation de l'eau, s'intègre dans le bilan énergétique global du système écologique considéré. Dans un système sol-végétation, ce principe peut s'exprimer par l'égalité entre le bilan des échanges radiatifs et le bilan des échanges thermiques. La différence entre les énergies radiatives absorbées et émises par le système, soit par le rayonnement net, correspond ainsi à la somme des énergies emmagasinées par le système et échangées avec l'extérieur, sous forme de chaleur sensible et latente.

L'analyse de ce bilan d'eau repose donc sur l'appréciation quantitative des différents termes impliqués dans les échanges entre les diverses composantes du système sol-plante-atmosphère. Un bilan de ces termes est déterminé par des limites spatiales et temporelles et le bilan hydrique peut porter aussi bien sur un simple échantillon de sol que sur l'ensemble d'un bassin versant (sur une courte durée comme sur une période d'une année ou plus).

Ainsi, un premier niveau de généralisation spatiale a souvent reposé sur l'extension du bilan hydrique stationnel à des bassins versants pour produire une information de ruissellement. Cette approche s'appuie sur des modèles hydrologiques à fonction de production et de transfert couplées (voir ANNEXE B).

Pour ce qui concerne le bilan hydrique, deux modèles sont à l'origine de la plupart de ces travaux: ce sont les travaux de Thornthwaite (1948 [72]) et de Thornthwaite et Mather (1955 [73]). La seconde approche a donné lieu à des applications qui ont été souvent restreintes à trois types de réserve en eau dans le sol pour décrire des situations très diverses. Il nous a semblé qu'une application complète de ce modèle pouvait être intéressante si elle était modifiée par faire agir dans le bilan une estimation de l'évapotranspiration réelle (voir CHAPITRE IV). Le type de description des bilans hydriques le plus développé concerne l'estimation et parfois la prévision des débits de rivières à partir du ruissellement en surface. Ces modèles sont généralement orientés vers l'estimation des situations de crues. C'est le cas de la méthode ORSTOM (Rodier et Auvray, 1965 [63]) qui est valide pour des petits bassins versants (jusqu'à 120 km²) et qui peut être enrichie en tenant compte des capacités de ruissellement des états de surface (Casenave et Valentin, 1988 [10]). De même, la méthode du CIEH (Puech et Chabi-Gonni, 1984 [61]) transforme également des lames ruisselées en débit pour des bassins versants pouvant aller jusqu'à 2000 km². A des échelles plus locales, des petits bassins versants jusqu'à la parcelle, la méthode de l'US Soil Conservation Service (SCS, 1972) détermine l'écoulement des crues à partir des lames précipitées et ruisselées. Une paramétrisation du sol et de la végétation est utilisée pour initialiser cette approche. De manière encore plus locale, le modèle de l'IRAT-CIRAD (Forest, 1984 [24]) délivre un potentiel de ruissellement significatif au niveau de la parcelle pour des pentes faibles. Toutes ces approches nécessitent généralement un calage expérimental préalable pour être adaptées au paysage ou au bassin versant traité; cela en limite évidemment la généralisation.

Un type de description plus déterministe a été proposé par Choisnel (1985 [14]) avec un transfert de l'eau dans le sol décrit en 2 réservoirs. Lorsque les précipitations atteignant le sol restent supérieurs à l'évapotranspiration, la réserve reste à son niveau maximum. Cette configuration provoque le ruissellement de la partie du flux entrant qui ne peut s'infiltrer. Lorsque cette situation s'inverse, le modèle fait apparaître deux zones de comportements différents dans le sol compte tenu du dessèchement de la couche de surface. On notera que cette approche peut être couplée avec une description de la couche de surface selon Deardorff (1977

[20]) pour améliorer la représentation de l'humidité du sol et tenir compte séparément de l'évaporation et de l'évapotranspiration.

Plus récemment, la méthode à 3 paramètres - précipitation efficace, capacité de stockage du bassin, évapotranspiration- de Arnell (1992 [2]) a été mise en oeuvre pour estimer à l'échelle mensuelle les débits et les facteurs qui les gouvernent. Le même principe était utilisé par Gleick (1987 [28]) mais en tenant compte de la variabilité saisonnière pour estimer le ruissellement et l'humidité du sol. De la même façon, Shaake (1990 [67]) a développé un modèle non linéaire de bilan hydrique au pas mensuel qui met en action une évapotranspiration potentielle lorsque le sol ne présente pas de déficit hydrique et une évapotranspiration réelle lorsque l'alimentation en eau est déficitaire.

Dans ces différentes approches, le bilan hydrique est donc appréhendé en considérant les différents termes impliqués et leurs interactions qui constituent des processus interdépendants dans la circulation de l'eau, comme les maillons d'une chaîne.

Aussi, trois termes essentiels du bilan hydrique sont décrits dans ce mémoire:

- 1- les flux entrants sont produits par la pluie diminuée de l'interception par le couvert,
- 2- le sol est considéré comme un réservoir mais également comme un milieu de transfert: flux entrants et flux sortants y ont donc leur siège en partie,
- 3- les flux sortants sont déterminés par l'évapotranspiration réelle, elle-même résultant de la demande atmosphérique et de l'alimentation dans la zone racinaire.

Ces concepts biophysiques sont valides indépendamment de l'échelle à laquelle ils sont utilisés. Par contre, il est évident que les mesures et les modèles conduisant à l'extension spatiale de leur estimation ne peuvent pas toujours être les mêmes. Afin d'en décrire la régionalisation, on a choisi de développer deux approches permettant de modéliser le bilan hydrique à deux échelles très différentes. La modélisation de la disponibilité spatio-temporelle de l'eau dans les savanes à l'échelle régionale est traitée dans une maille de 250 km² au chapitre IV. La modélisation régionale distribuée des flux hydriques dans le bassin supérieur du Niger est développée dans une maille de 25 km² (CHAPITRE V).

La première approche mise en oeuvre pour estimer la disponibilité de l'eau pour les peuplements végétaux à l'échelle régionale s'appuie, en fait, sur deux modèles:

- le modèle mono-réservoir complet de Thornthwaite
- le développement d'un modèle multi-réservoir qui décrit le bilan hydrique et les transferts locaux.

La seconde approche qui a pour but d'estimer la distribution des flux hydriques à l'échelle d'un grand bassin versant affine la prise en compte des mécanismes biophysiques. La régionalisation à cette échelle repose sur l'extension d'un modèle hydrologique distribué:

- dans une première phase, la résolution et la portée du modèle sont sensiblement améliorées
- dans une deuxième phase, la physiographie de la surface est quantifiée et interagit avec la pluie et le ruissellement
- dans une troisième phase, on introduit dans chaque maille un sous-modèle de calcul de l'évapotranspiration réelle forcé par des mesures satellitaires.

Pour initialiser ces méthodes de régionalisation du bilan hydrique, on injecte deux types de

données en entrée des calculs.

D'une part, des mesures par satellite permettent de déterminer la répartition de l'occupation du sol (structure horizontale). L'état de croissance de la végétation peut ensuite être précisé par un indice de végétation dont on a montré plus haut les limites comme indicateur fonctionnel.

D'autre part, des données de cartographie numérique des invariants (sol, relief, hydrographie) permettent de paramétrer les processus physiques des transferts dans la zone non saturée. L'approche conceptuelle traditionnelle se voit ainsi substituer une description plus physique.

Cette démarche étant plus déterministe, elle semble mieux à même de permettre le passage de l'échelle locale du bilan hydrique à l'échelle régionale de ce bilan qui est déterminante pour une meilleure description du fonctionnement hydrique des écosystèmes.

Dans les deux approches développées, on a choisi de décrire le bilan hydrique en tout point du bassin autant que l'estimation de la lame ruisselée en sortie de ce bassin. Les développements proposés dans ce mémoire ne cherchent donc pas à reproduire uniquement des simulations de débits hydrologiques mais bien à décrire également les flux hydriques agissant au sein des écosystèmes.

II-2 Concepts physiques du bilan hydrique

Cette partie présente une description des phénomènes physiques et biologiques intervenant dans le bilan hydrique. Des compléments plus précis sur certaines parties et les principales méthodes de calcul des différents termes du bilan sont données en ANNEXE B-II, page : 167.

II-2.1 Les flux entrants

II-2.1.a Les précipitations

Dans les écosystèmes considérés, on admet que le flux hydrique entrant est dû uniquement à la pluie qui représente donc le terme positif du bilan.

La connaissance de la pluviométrie repose pratiquement toujours sur les mesures réalisées au sol par un réseau de pluviomètres. Deux types d'exploitation de ces données peuvent être mis en oeuvre; soit on réalise une collecte spécifique pendant une période d'expérimentation, soit on utilise les données fournies par les synthèses réalisées systématiquement dans des compilations.

Cependant, quelle qu'en soit la forme, ces mesures sont acquises ponctuellement et les besoins de connaissance régionalisée imposent d'avoir des champs de pluviométrie continue. Or, les stations de mesure sont réparties de façon inhomogène et les précipitations ont une variabilité spatiale importante.

Il se pose alors le problème de l'interpolation de mesures ponctuelles. La plupart des travaux engagés sur ce point s'appuient sur des méthodes géostatistiques dérivées de Matheron (1965, [42]). Les techniques de krigeage tirées des "variables régionalisées" créent des champs de valeurs dont on s'assure des propriétés de bruit de mesure et de stationarité avec un réseau de validation (Creutin et Obled, 1982 [19]; Chirlin et Wood, 1982 [13]). De plus, la construction des cartes d'isohyète peut:

- incorporer des connaissances climatologiques locales; ce qui revient à introduire plus d'informations sur la répartition des phénomènes;
- modifier les statistiques locales qui ne représentent pas toujours la moyenne de la région où sont installées les stations. Ces stations ne sont pas la plupart du temps choisies pour

leur représentativité locale mais bien pour des besoins ponctuels (conditions météorologiques aux abords des aéroports ou des ports, études agronomiques locales, ...).

Plus récemment, les techniques de sondage radar ont permis une régionalisation des pluies fondée sur les échos mesurés par un sondeur atmosphérique travaillant aux longueurs d'onde centimétriques. Une action de ce type a été réalisée au Sahel à partir du radar situé à Niamey pour l'expérience EPSAT-Niger (Lebel et al., 1992 [38]). La généralisation de cette approche nécessite un réseau de sondeurs qui couvre une région, ce qui n'existe pas actuellement en Afrique de l'Ouest.

On propose donc d'utiliser, pour la suite du travail, des données ponctuelles et interpolées pour disposer des champs de pluie qui déterminent les quantités entrantes dans les écosystèmes. Dans la construction de la base de données (voir chap.III), on a donc porté une attention particulière à la construction des champs de pluviométrie.

II-2.1.b Interception - Egouttement - Ecoulement

Une partie des précipitations qui arrivent sur la canopée est retenue par la couverture végétale pour ensuite s'évaporer ou atteindre le sol par égouttement ou écoulement le long des troncs.

La quantité d'eau interceptée est fonction:

- des caractéristiques de la pluie,
- des espèces et de la structure de la végétation,
- de la phénologie de la végétation.

Dans certaines régions forestières, le volume d'eau intercepté peut atteindre 25% des précipitations annuelles. En milieu tempéré, des forêts de hêtres et de tsugas arrêtent 3 à 4 mm d'eau (Aussenac et Boulangeat, 1980 [3]) et des forêts tropicales peuvent intercepter jusqu'à 1 cm de lame d'eau.

Viessman (1989, [75]) indiquent que 10 à 20% des pluies tombant pendant la saison de croissance des plantes, sont interceptées et retournent au cycle de l'eau par évaporation. Lull (1964, [41]) et Linsley (1982, [40]) donnent respectivement la fourchette de: 0 à 5 mm et 0.5 à 2.5 mm, pour l'interception au cours d'un événement pluvieux. Dans des formations herbacées denses en savanes ou dans certaines cultures, ces valeurs représentent une importante part de la pluie incidente.

II-2.2 L'eau et le sol

Dans le cycle de l'eau, le sol joue un rôle prépondérant dû à sa position d'interface entre l'atmosphère, la plante et le substrat géologique sous-jacent. C'est en effet le sol qui, à la surface terrestre, reçoit la pluie efficace (après la fonction interception) et commande le partage entre le ruissellement et l'infiltration. Il constitue un lieu de stockage de l'eau et intervient ainsi à la fois dans le fonctionnement de l'écosystème et dans la régulation du cycle hydrologique. Il est donc le lieu de transit du flux hydrique vers les réserves profondes et vers l'atmosphère.

Ces fonctions du sol à l'égard de l'eau sont liées aux propriétés générales des matériaux qui le constituent et qui représentent des milieux poreux offrant une surface de contact considérable (la surface spécifique). L'importance de cette surface de contact conduit à faire du sol un milieu fortement réactionnel avec l'eau. La non-rigidité du milieu poreux entraîne son évolution sous l'influence du facteur hydrique: en effet, si la configuration de l'espace poreux commande le fonctionnement instantané à l'égard de l'eau, il est en retour modifié par les effets des variations de teneur en eau.

Dans les pages qui suivent, on propose de décrire ces relations entre le sol et l'eau sous deux angles:

- d'une part, le sol comme réservoir avec ses caractéristiques hydrostatiques,
- d'autre part, les transferts liquides dans le sol avec leurs propriétés hydrodynamiques.

II-2.2.a Le sol réservoir hydrique

Lors d'une précipitation, une certaine quantité d'eau arrive à la surface du sol. Une partie de cette eau est susceptible d'être ensuite utilisée par les plantes lors de périodes sans pluie. Le sol joue donc un rôle de réservoir en assurant la satisfaction de leurs besoins en eau. La quantité d'eau que le sol peut stocker et mettre à disposition des plantes constitue la réserve utile. Cette fonction de réservoir est particulièrement importante dans les régions où la pluviométrie est peu abondante ou irrégulière, comme c'est le cas au sahel.

Lorsqu'une quantité d'eau occupe une partie ou tout l'espace poreux d'un sol, la répartition de la phase liquide au détriment de la phase gazeuse dépend de la structure du matériau. Cette structure découle d'abord de la pédogénèse (formation du sol) qui organise le profil pédologique en horizons (ou couches) de propriétés physico-chimiques différentes.

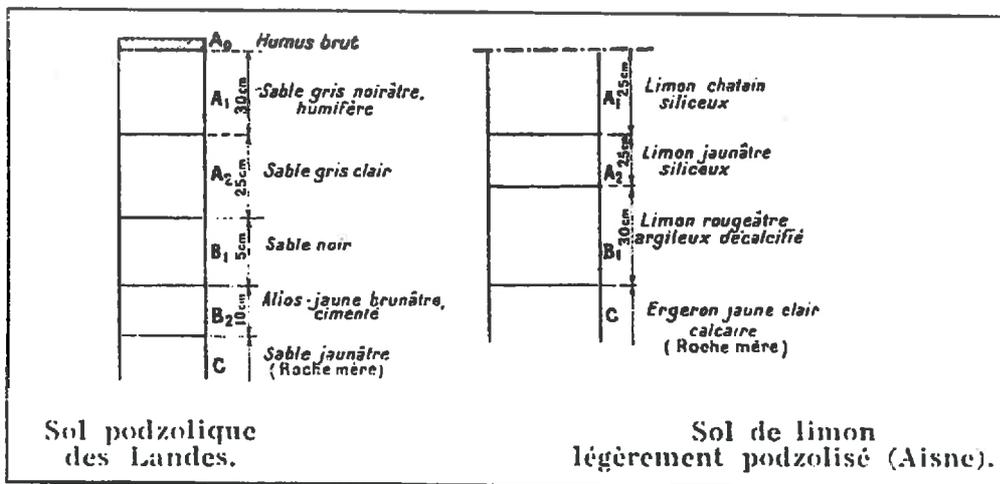


Figure 2-2 : Schéma de profils de sols montrant différentes organisations en horizons (Demolon, 1966 [21]).

Ensuite, chacune de ces couches a une texture particulière (argileuse, limoneuse, sableuse) qui s'exprime quantitativement par une granulométrie: ensemble des quantités relatives en poids par fractions de taille des grains et particules. Le Tableau 2-1 donne la décomposition des fractions selon les tailles qui est généralement utilisée pour une analyse granulométrique complète (Cette classification des fractions granulométriques a été formulée par la Société Internationale de Science du Sol):

Le bilan hydrique
Concepts physiques du bilan hydrique

Argiles	Limons		Sables					
	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins			Sables grossiers		
A	LF	LG	SF1	SF2	SF3	SG1	SG2	SG3
0 - 2 μ	2 - 20 μ	20 - 50 μ	50 - 100 μ	100 - 200 μ	200 - 500 μ	500 - 1000 μ	1000 - 2000 μ	+2 mm

Tableau 2-1: Fractions minérales

Cette donnée est simplifiée par les 3 quantités d'argiles (A), de limons (L) et de sables (S) lorsque le sol est décrit de façon moins détaillée à de petites échelles. Ce sont les valeurs de A, L et S qui servent à positionner le sol correspondant dans le triangle des textures. C'est cette représentation qui est souvent utilisée pour décrire les sols sur de grands territoires.

La structure résultant de l'organisation de ces différentes fractions de particules se traduit par une porosité caractéristique ($Po_{(\mu,M)}$). C'est cet espace poreux qui reçoit l'eau en fonction de l'infiltration, du drainage et de l'évapotranspiration. Sa description repose généralement sur une partition en 2 volumes: la microporosité (Po_{μ}) et la macroporosité (Po_M). La microporosité est le volume des capillaires du sol de diamètres $d < 8 \mu m$. Dans un sol sec, la porosité $Po_{(\mu,M)} = Po_{\mu} + Po_M$ est donc occupée par la phase gazeuse (l'air) qui permet l'aération dans la couche racinaire.

Pour 2 stations, l'une en sol sableux (station 1) et l'autre en sol argileux (station 2), le Tableau 2-2 donnent ces caractéristiques de texture et de structure:

	A	LF	LG	SF1,2	SF3	SG1	SG2	SG3
Station 1	4	14	10	8.5	6.9	27.4	22.4	6.7
Station 2	40	34	11.2	2.2	1.8	4.2	4.1	2.1

Tableau 2-2: Exemple d'analyse granulométrique en %.

Le sol apparaît ainsi comme un système dispersé à trois phases: air, eau, solide. L'organisation volumique du matériau dans une couche donnée donne naissance à un réseau complexe de capillaires dont la surface développée, la surface spécifique, peut être très variable: de moins de $1 m^2 / g$ pour un sable à environ $750 m^2 / g$ pour une argile formée de montmorillonite complètement dispersée.

En milieu naturel, la stratification en horizons, la texture et la surface spécifique d'un sol sont considérés comme des constantes. Par contre, la structure résultant de l'arrangement des particules est dynamique. Cependant, comme il n'existe pas de mesure directe de la structure, celle-ci est généralement décrite de façon qualitative: particules isolées, en agrégats ou massive.

L'organisation du matériau qui résulte de ces différents termes est donc un milieu poreux dont les caractéristiques conditionnent les différents états hydriques de la zone accessible à la végétation. Ainsi l'énergie potentielle de l'eau et ses variations en position et en état déterminent

les forces de liaison avec le système capillaire. Ce concept de potentiel hydrique exprime donc la différence d'énergie potentielle propre à la quantité d'eau observée relativement à l'eau d'un système de référence. Cette référence est celle d'un réservoir d'eau libre et pure à la pression atmosphérique.

La différence d'énergie potentielle est due aux champs de forces que subit l'eau dans le sol. Le potentiel total Ψ_{total} peut s'estimer par:

$$\Psi_{\text{total}} = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_{\text{os}} \quad (2.2)$$

où: Ψ_g est le potentiel de gravité,
 Ψ_m est le potentiel de pression (ou matriciel),
 Ψ_{os} est le potentiel osmotique.

Ces différentes grandeurs sont détaillées en ANNEXE B-I, page : 165.

A un même niveau de profondeur, c'est la relation entre le pF et l'humidité du sol (θ) qui exprime les caractéristiques hydrostatiques d'une station; la forme de celles-ci donne le type de variation de l'énergie de liaison de l'eau contenue dans la structure du sol et la matrice capillaire en fonction de l'humidité. Ces relations sont généralement de la forme donnée par les deux graphes suivants (Figure 2-3) qui proviennent des stations 1 et 2 dont les granulométries sont données plus haut (Tableau 2-2).

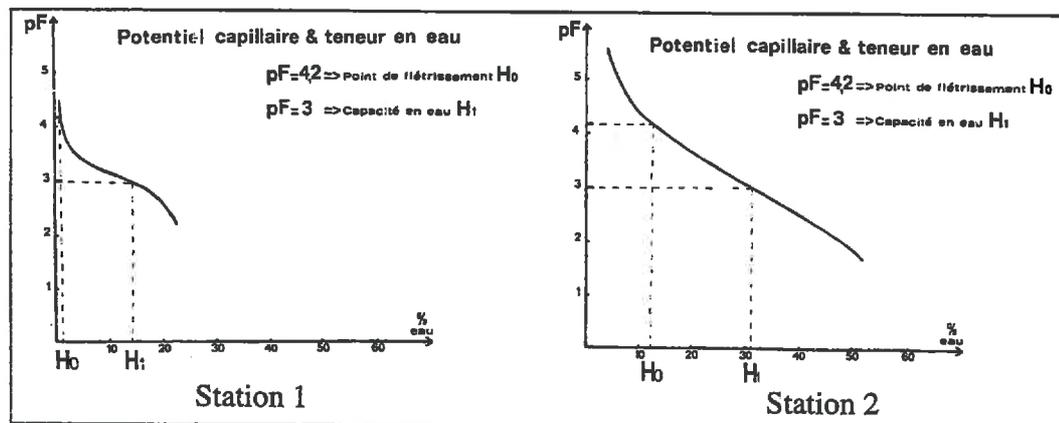


Figure 2-3 : Courbes potentiel matriciel (il faut lire H comme étant égale à θ , l'humidité).

Ces courbes ne sont pas uniques selon que la variation d'humidité se fait en humidification ou en dessèchement. Il y a un phénomène d'hystérésis qui est causé principalement par les discontinuités et les ruptures de tailles des capillaires et des pores. En milieu naturel, les variations d'humidité provoquent souvent des situations intermédiaires entre les 2 courbes de l'hystérésis. Des modèles ont été proposés pour prédire théoriquement les relations $pF = f(\theta)$ avec des paramètres d'entrée provenant des propriétés fondamentales du sol. Par exemple, l'équation de Visser (1966) est:

$$\Psi = \frac{a(Po_{\mu, M} - \theta)^b}{\theta^c} \quad (2.3)$$

où: Ψ est la succion matricielle, Po la porosité et θ la teneur en eau volumique; a , b et c

sont des constantes.

De même la relation de Gardner (1970, [27]):

$$\Psi = a \cdot \theta^b \quad (2.4)$$

fait appel à 2 coefficients. D'une manière générale, ces expressions ne sont validées que pour des sols précis et sur des domaines restreints de succion à cause des problèmes posés par l'adsorption et la capillarité.

La forme des courbes de potentiel matriciel renseigne sur les propriétés hydrostatiques des sols et donne les valeurs d'humidité pour des succions particulières qui sont importantes pour la végétation.

Ainsi, lorsque le sol est saturé et en équilibre avec la nappe ($\theta_{vol} = P_0$), la succion est nulle: le système est alors uniquement diphasique (liquide + solide). Si une formation végétale est présente, sa partie souterraine se trouve alors dans une situation anaérobie qui est donc asphyxiante pour les racines.

En l'absence de réalimentation, il y a percolation par gravité jusqu'au moment où les forces de tension superficielle développent une succion égale à un atmosphère ($pF = 3$). On dit que le sol est réssuyé et se trouve à sa capacité de rétention en eau (θ_1 dans la Figure 2-3). Cette situation d'équilibre correspond à un volume de la phase liquide égal à la microporosité ($P_{0\mu}$): le système est alors triphasique (air + liquide + solide) et dépend largement de la structure du sol. Si les forces externes appliquent une pression > 1 atmosphère, il y a évaporation ou s'il y a transpiration de la végétation, l'augmentation du potentiel matriciel va vider des pores de plus en plus petits ($-p = 2 \gamma / r$). Le système racinaire a donc besoin de développer une concentration osmotique de plus en plus forte pour extraire l'eau du sol au travers de ses membranes.

Lorsque la succion est égale à 16 atmosphères ($pF = 4.2$), on estime qu'une végétation est en état de sécheresse physiologique: cette valeur d'humidité (θ_0 dans la Figure 2-3) est appelée point de flétrissement permanent. Pour cette énergie de liaison, la quantité d'eau présente correspond à environ 10 couches mono-moléculaires. Ce volume dépend donc de la surface spécifique. Un sol peut donc être physiologiquement sec pour une quantité d'eau significative (voir Figure 2-3). La connaissance de la texture est donc déterminante pour comprendre cette situation.

II-2.2.b Les transferts liquides dans le sol

Lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, l'eau s'accumule à la surface et éventuellement s'écoule jusqu'à atteindre le réseau hydrographique du bassin. Ce mécanisme fait appel à l'écoulement superficiel ou au ruissellement. La distinction entre les deux termes est la suivante: tandis que le ruissellement représente le mouvement de l'eau sur une surface (région ou superficie donnée), l'écoulement exprime le mouvement de l'eau à travers une section transversale quelconque. Le ruissellement est exprimé en volume (m^3) ou en hauteur d'eau (mm) par rapport à une superficie, tandis que l'écoulement est mesuré en volume par unité de temps ($m^3 \cdot s^{-1}$).

Le ruissellement de surface se produit seulement lorsque l'intensité de la pluie dépasse le régime d'infiltration, mais il ne s'amorce pas immédiatement, car l'excédent des précipitations remplit d'abord les dépressions de surface.

A la fin de la pluie, ce stock d'eau peut soit s'infiltrer, soit donner lieu à un écoulement superficiel retardé (Kauark Leite, 1990 [35]). Cette accumulation dépend donc principalement de la

texture et de la structure du sol, de la pente et de la morphologie de la surface. Elle est également influencée par la végétation. En effet, le sol réagit selon l'état de la matière organique dans l'horizon A qui peut alors avoir des propriétés d'absorption très variables. Une estimation précise de cette réserve est généralement très délicate.

Hicks, cité par Chorley (1980, [15]), indique pour des pluies intenses sur des sols nus et réguliers, des rétentions de 5 mm, 3.8 mm et 2.5 mm selon qu'il s'agisse de sable, de limon ou d'argile. Horton, cité par Chorley (1980, [15]), estime que le stockage varie entre 3 et 20 mm pour des surfaces plates, et de 13 à 38 mm pour des surfaces cultivées. Kouark Leite (1990, [35]) donne cette réserve en fonction du type de culture et de la pente (Figure 2-4).

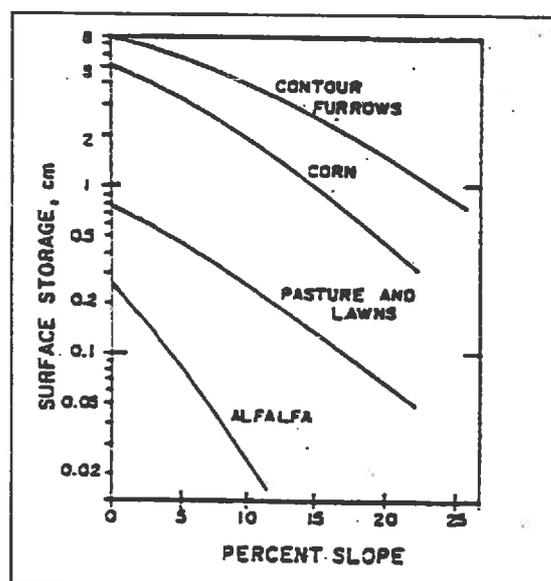


Figure 2-4 : Stockage superficiel en fonction du type de culture et de la pente (Kouarke Leite, 1990 [35]).

- **Le ruissellement superficiel**

Lorsque la rétention augmente fortement, le phénomène de ruissellement commence. Il peut exister un temps long entre l'instant où les premières gouttes d'une averse tombent sur le bassin et celui où on observe une augmentation appréciable du débit à l'exutoire. Le débit à l'exutoire croît avec l'arrivée successive des apports de ruissellement provenant des zones du bassin les plus éloignées: si l'averse dure suffisamment, il arrive un moment où l'ensemble du bassin versant contribue au débit à l'exutoire. Si l'averse est de courte durée, le ruissellement de la partie la plus éloignée peut arriver à l'exutoire au cours de la phase décroissante du débit, quelquefois longtemps après la fin de la pluie.

On distingue deux types de ruissellement, le ruissellement laminaire et le ruissellement turbulent. Le ruissellement sera turbulent dès qu'il y aura formation d'un réseau hydrique ou encore sur des surfaces nues. Sur des terrains où la végétation est présente, elle est généralement laminaire (Montgomery et al., 1994 [46]).

En théorie, l'existence d'un écoulement laminaire ou turbulent dépend du nombre de Reynolds (défini plus loin). Du point de vue physique, l'écoulement laminaire se produit quand les forces de viscosités l'emportent et l'écoulement turbulent se produit lorsque les forces d'inertie

sont supérieures aux forces de viscosités.

Le ruissellement dépend donc des caractéristiques de surface, dont les plus importantes sont: la végétation et la pente. Il sera d'autant plus important que:

- le climat est aride ou semi-aride (formation de croûtes) (Casenave et al., [10]),
- la végétation est absente ou peu dense,
- le sol est peu profond (vite saturé) et peu organique,
- les pentes sont fortes.

• **L'écoulement**

On appellera écoulement le mouvement libre de l'eau (par opposition au milieu poreux) dans un chenal ou dans le lit des rivières. Cet écoulement est régi par l'équation de St Venant. L'eau est alors soumise à deux forces principales: la gravité, responsable de l'évacuation vers l'aval, et les forces de friction.

La vitesse d'écoulement dépend donc en premier lieu: de la pente du chenal, de la rugosité de la paroi et de la section du chenal.

Une partie des eaux s'écoulant directement dans le réseau hydrographique vient des apports souterrains lorsque le niveau de la nappe monte: ces apports souterrains peuvent se faire tout au long des berges. Freeze définit cet écoulement souterrain comme la fraction de l'écoulement dans la rivière qui provient de l'eau qui s'est infiltrée dans les couches profondes, a atteint la zone saturée permanente, puis s'est vidangée dans la rivière. On notera la difficulté de situer les points d'évacuation des eaux souterraines dans les rivières, mais également celle d'évaluer leur débit.

Il faudra retenir essentiellement trois paramètres pour permettre son évaluation:

- le coefficient de perméabilité hydraulique, facilité d'un milieu poreux à laisser écouler l'eau à travers ses interstices;
- le coefficient de transmissivité, débit à travers une section unitaire;
- la pente des drains et la forme de la nappe phréatique.

• **L'infiltration**

Le terme d'infiltration désigne le processus de pénétration de l'eau dans le sol. Le processus d'infiltration est caractérisé par le flux d'eau pénétrant dans le sol, soit le régime d'infiltration $i(t)$ (en m/s). Cette grandeur permet de déterminer la lame d'eau infiltrée ou infiltration cumulée $I(t)$ (en m), qui s'exprime par l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration:

$$I(t) = \int_0^t i(t) dt \quad (2.5)$$

Le régime d'infiltration est déterminé soit par le régime d'alimentation, lorsque ce dernier est inférieur à cette limite, soit par la capacité d'infiltration (ou infiltrabilité) elle-même, lorsque le régime d'alimentation lui est supérieur.

La capacité d'infiltration ou " infiltrabilité " est, d'après Hillel (1974, [31]) le flux maximum que le profil du sol peut absorber à travers sa surface à la pression atmosphérique. Aussi longtemps que le régime d'alimentation en eau est inférieur à l'infiltrabilité du sol, l'eau s'infiltré

aussi vite qu'elle est fournie. Dès que le régime d'alimentation dépassera l'infiltrabilité du sol, cette dernière imposera le régime d'infiltration.

En général, l'infiltrabilité du sol est élevée au début de l'infiltration et en particulier, quand le sol est initialement très sec, mais tend à décroître s'approchant asymptotiquement d'un régime constant: capacité finale d'infiltration (Figure 2-5). Lorsque les sols sont organiques, ils sont peu filtrants au début par défaut de mouillabilité; l'eau restera en surface pendant un certain temps.

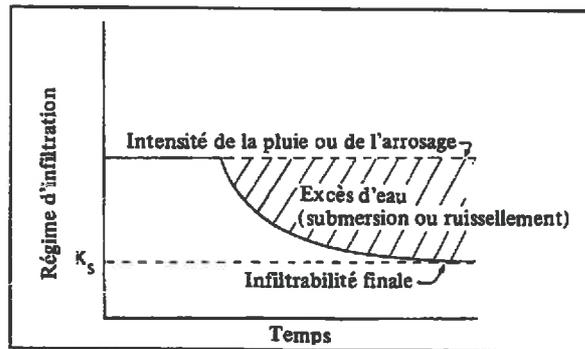


Figure 2-5 : Régime d'infiltration (Hillel, 1974 [31]).

La décroissance du régime d'infiltration est due à la diminution du gradient de succion matricielle pour un potentiel gravitationnel constant.

Le régime d'infiltration varie également avec la texture du sol. Une croûte superficielle est caractérisée par une densité plus grande, des pores plus fins et une conductivité saturée plus faible. La croûte superficielle agira comme une barrière hydraulique en freinant l'infiltration.

Au contraire, lorsque la surface du sol est très poreuse, l'infiltrabilité initiale est plus élevée que celle d'un sol à structure plus fine.

L'infiltrabilité du sol et sa variation dans le temps dépendent donc:

- de l'humidité (Figure 2-6) et de la succion initiale,
- de la texture, structure et uniformité (stratification) du sol,
- caractéristiques hydrodynamiques.

Ce flux d'infiltration est régi par la loi de Darcy (ANNEXE B-).

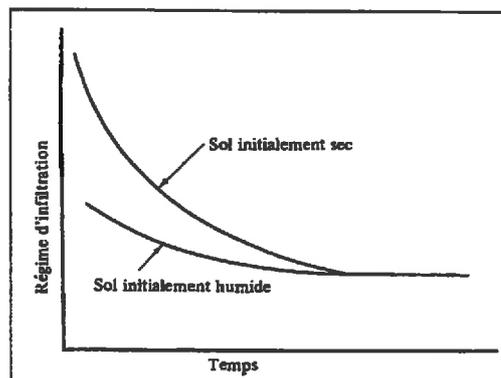


Figure 2-6 : Infiltrabilité en fonction du temps dans un sol initialement sec et un sol initialement humide (Hillel, 1974 [31]).

- **La redistribution**

Lorsqu'une quantité d'eau est en équilibre avec le milieu poreux à la capacité en eau, le mouvement de l'eau vers la profondeur ne cesse pas immédiatement: il y a redistribution. La redistribution détermine la quantité d'eau retenue, à des moments différents, dans les diverses couches du sol. Cette quantité d'eau emmagasinée est déterminée par la dynamique de l'écoulement de l'eau dans le sol.

Le régime de redistribution décroît avec le temps pour deux raisons:

- les gradients de succion, entre les zones sèche et humide, décroissent au fur et à mesure que les premières s'enrichissent en eau, et les dernières en perdent;
- la conductivité hydraulique de la zone mouillée diminue avec la teneur en eau.

Le processus de redistribution comporte des phénomènes d'hystérèse puisque la relation entre l'humidité et la succion n'est pas univoque, mais dépend de l'historique d'humidification. Ce phénomène rend le processus de redistribution complexe: sa description et son analyse mathématiques en sont plus délicates. Pour cela, il faut d'abord connaître l'historique de l'humidification et la valeur de l'humidité au moment où commence le dessèchement.

La rétention de l'eau dans le sol est liée à:

- la diffusivité ou à la conductivité plutôt qu'à la succion en elle-même, et par conséquent à:
 - la composition granulométrique et la structure matricielle qui déterminent les relations $pF = f(\theta)$.
 - l'humidité préexistante: plus le profil est humide, plus le régime de redistribution sera lent et plus la capacité au champ sera élevée.
 - la teneur en matière organique: les sols organiques retiennent plus d'eau.

II-2.3 L'évapotranspiration

Pendant longtemps, le bilan hydrique avait pour but de définir l'eau disponible pour la végétation dans le compartiment sol. Ce compartiment joue, par rapport à la variabilité climatique des pluies, le rôle de réservoir tampon mais cette eau disponible ne satisfait que rarement tout au long de la croissance les besoins de la végétation, qui sont nécessaires pour la production primaire. Lorsque les conditions climatiques imposent un bilan d'énergie associé à l'absence de restriction des apports d'eau au niveau de l'interface végétation - atmosphère (saturation maintenue au cours du temps), il existe une évaporation dite potentielle ETP (ANNEXE C-V, page : 215), correspondant à la "demande climatique" (Penman, 1956 [55]).

Le système racinaire permet d'extraire du sol une certaine partie de cette offre qui se trouve distribuée au niveau du système foliaire, siège du bilan d'énergie local où se produit la vaporisation de l'eau conduisant à une transpiration Tr_c ; cette transpiration atteint au mieux après une pluie, rosée ou irrigation la valeur maximale dite évaporation potentielle.

Au niveau de chaque feuille (et a fortiori au niveau global du peuplement végétal), l'apport d'eau se fait toujours de façon réduite par rapport au cas idéal de la demande climatique qui nécessite le maintien de la saturation de la surface de peuplement. Cette réduction des apports d'eau réels conduit toujours à une diminution de l'évapotranspiration ETR ($ETR = Tr_c + E_{sol}$) résultant du couple "offre-demande climatique" ($ETR < ETP$). Cette réduction des apports est due aux freins successifs aux transferts de l'eau qui sont évoqués plus haut.

Compte tenu de ces rappels (Perrier, 1975 [57]), on conçoit alors le rôle de la structure des systèmes racinaire et foliaire sur les freins en phase liquide puis vapeur qui peuvent modifier l'évapotranspiration réelle du couvert ETR.

Dans le bilan hydrique, le terme ETR représente donc le terme de perte par échange avec l'atmosphère. Outre l'implication dans les processus de croissance des végétaux, ce mécanisme est important puisqu'il fait interagir biosphère et atmosphère. En effet, on assimile le processus de transpiration des plantes à un flux entre l'atmosphère et le sol dans lequel le végétal joue le rôle d'une mèche conductrice de l'eau.

Deux approches ont été utilisées pour le calcul ou l'estimation de l'évapotranspiration:

- l'approche de type "Penman - Monteith", et
- l'approche par une partition de l'humidité du sol.

L'approche dite de Penman-Monteith est intéressante du point de vue de la régionalisation recherchée dans ce travail. En effet, les grandeurs mesurables par satellite sont une contribution importante aux calculs de bilan d'énergie. Par conséquent, cette approche est adaptée au besoin de régionalisation.

L'approche dite de partition de l'humidité apporte, de son côté, une description physique des transferts dans le sol. Il y'a donc un apport intéressant si des modèles hydrologiques intègrent cette seconde approche.

Par ailleurs, on peut aussi penser à une méthodologie où la première approche joue le rôle de forçage par rapport à la seconde. L'apport de l'observation spatiale devient alors déterminante pour la régionalisation du bilan hydrique.

II-2.3.a L'approche de type " Penman - Monteith"

L'analyse et l'estimation de l'évaporation des surfaces naturelles restent encore en grande partie basées sur l'approche proposée par Penman en 1948 ([53]) pour une surface à saturation (nappe d'eau libre ou sol nu mouillé en surface). Cette formulation est obtenue par élimination de la température de surface entre l'équation de conservation de l'énergie et celles traduisant des échanges convectifs comme nous allons le voir.

L'intégration des équations de diffusion dans une couche de l'atmosphère à flux conservatif conduit, par analogie avec la loi d'Ohm, à traiter les flux turbulents comme étant proportionnels à une différence de potentiel et inversement proportionnels à une résistance.

Le bilan énergétique traduisant la conservation de l'énergie s'écrit:

$$R_n - G - H - LE = 0 \quad (2.6)$$

où: R_n est le rayonnement net, H est le flux de chaleur sensible correspondant à un transfert de chaleur dans l'air, LE est flux de chaleur latente correspondant à l'évapotranspiration ETR, et G est le flux de chaleur échangée par conduction dans le sol.

Pour une surface d'eau, on peut écrire:

$$H = \rho_a C_{pa} (T_o - T_{Zr}) / r_a \quad (2.7)$$

$$LE = \rho_a C_{pa} / \gamma (e_w\{T_o\} - e\{T_{Zr}\}) / r_a \quad (2.8)$$

où: T_{Zr} est la température de l'air exprimée en K à la hauteur de référence Z_r , T_o est la température aérodynamique (en K) de la surface à la hauteur moyenne où le vent s'annule dans le couvert, $e_w\{T\}$ est la pression de vapeur d'eau saturante de l'air à la température T (en P), $e\{T_{Zr}\}$ est la pression de vapeur d'eau de l'air à la température T_{Zr} (en P), γ est la constante psychrométrique ($67 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$), r_a est la résistance aérodynamique aux échanges de chaleur ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), ρ_a et C_{pa} sont respectivement la masse volumique ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) et la chaleur spécifique de l'air ($1012 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$).

En combinant les équations (2.6) (2.7) (2.8), et en posant Δ dérivée de la courbe de pression de vapeur saturante (voir ANNEXE C-IV, page : 213) en fonction de la température égale à:

$$\Delta = \frac{e_w\{T_o\} - e_w\{T_{Zr}\}}{T_s - T_{Zr}} \quad (2.9)$$

L'équation de Penman (1948, [53]) s'écrit:

$$LE_p = \frac{\Delta \cdot (Rn - G) + \rho_a \cdot C_{pa} \cdot \frac{e_w\{T_{Zr}\} - e\{T_{Zr}\}}{r_a}}{\Delta + \gamma} \quad (2.10)$$

et en séparant le terme radiatif, du terme convectif et advectif:

$$LE_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (Rn - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a \quad (2.11)$$

avec E_a , l'évaporation d'une surface saturée en eau, dont la température est égale à celle de l'air:

$$E_a = \frac{\rho_a \cdot C_{pa}}{\gamma} \cdot \frac{e_w\{T_{Zr}\} - e\{T_{Zr}\}}{r_a} \quad (2.12)$$

Cette équation (2.10) a ensuite été étendue par Penman en 1953 ([54]) au cas d'une surface présentant une résistance additionnelle r_s au transfert de vapeur d'eau, entre un niveau saturé et la surface elle-même. C'est le cas typique d'une feuille où r_s représente la résistance des stomates entre les cavités sous stomatiques (la source de vapeur) et l'épiderme de la feuille (la source de chaleur). L'évaporation est alors donnée par l'équation dans laquelle γ est remplacé par:

$$\gamma^* = \gamma \cdot (1 + r_s / r_a) \quad (2.13)$$

l'équation s'écrit alors:

$$LE = \frac{LE_p}{1 + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{r_s}{r_a}} \quad (2.14)$$

Monteith (1963, [44]) a extrapolé cette formulation au couvert végétal en supposant que les sources ou puits de chaleur et de vapeur à l'intérieur du couvert se trouvaient au même niveau que le puits de quantité de mouvement, c'est à dire le niveau $d+z_0$ au dessus du sol (d étant la hauteur de déplacement du plan de référence aérodynamique et z_0 la hauteur de rugosité). La résistance aérodynamique r_a est calculée à partir de ce niveau $d+z_0$ et la résistance additionnelle notée dans ce cas r_c , est interprétée comme la résistance équivalente à un ensemble de résistances stomatiques foliaires agissant en parallèle (Monteith, 1973 [45]). Si r_s représente la résistance stomatique foliaire moyenne du couvert et LAI son indice foliaire, on aura $r_c = r_s / 2 \text{ LAI}$. Le schéma de Monteith revient, par conséquent, à assimiler le couvert à une grande feuille évaporante située au niveau fictif $d+z_0$. Thom (1972 [71]) puis Perrier (1975, [57]) ont repris le même modèle en y apportant des modifications visant à le rendre plus "physiologique".

Parallèlement ont été développés des modèles de transferts à l'intérieur du couvert qui rendent compte des échanges sur toute la hauteur du couvert. Ils peuvent être continus (Philip, 1964 [59]; Cowan, 1968 [18]; Perrier, 1976 [56]) ou discrets (Furnival et al., 1975 [25]; Chen, 1984 [12]). En fait Cowan (1968, [18]) et Thom (1972, [71]) ont montré que la résistance opposée aux échanges de chaleur est plus forte que celle opposée au transfert de quantité de mouvement. Le niveau théorique source de chaleur doit donc être placé plus bas dans le couvert, à $d+z_0'$ avec $z_0' < z_0$ pour tenir compte de cette résistance supplémentaire (Garatt et Hicks [26], 1973 ; Stewart et Thom, 1973 [70]; Verna, 1989 [74]). Ces modèles, souvent qualifiés de multi-couches par opposition au schéma à un seul niveau de Monteith, sont d'une mise en oeuvre relativement lourde et n'offrent malheureusement pas d'expressions simples et explicites des flux globaux de chaleur et de vapeur au sommet du couvert. Notons cependant que Shuttleworth (1976 [68]), partant d'une approche multi-couches a exprimé le flux d'évaporation sous forme d'une équation combinée. Mais les résistances qu'il définit font intervenir les profils de température et d'humidité au sein du couvert qui sont inconnus a priori.

Les modèles multi-couches (Lhomme, 1988 [39]; Paw et Meyers, 1989 [51]) montrent que les niveaux effectifs source de chaleur sensible ou de vapeur d'eau ne sont théoriquement pas nécessairement confondus. Cependant, Lhomme (1988, [39]) a montré que ces deux niveaux peuvent être confondus, et donc l'équation de Penman-Monteith est valable, si la résistance de surface du sol est du même ordre de grandeur ou plus forte que la résistance stomatique moyenne dans les strates inférieures de la végétation. Ceci est vérifié, excepté lorsque la surface du sol est très humide et le couvert végétal sec, c'est-à-dire lorsque l'évaporation du sol n'est pas négligeable.

Il en ressort que ces modèles nécessitent l'estimation ou la détermination d'un nombre important de paramètres:

- le rayonnement net R_n accessible soit par des mesures in-situ, soit à travers un bilan radiatif (détaillé en ANNEXE C- II, page : 194), pouvant être déterminé à partir de mesures satellitaires.

- la température de surface T_o (pour un sol, elle est égale à T_s); en fait on a accès à la température radiométrique (T_r) qui intègre les effets directionnels et la structure du couvert. Pour la détermination de cette température T_o , l'approche la plus utilisée est de les considérer équivalente ($T_o = T_r$), soit les relier par des relations semi-empiriques (Choudhury et al., 1989 [17]; Kalma et al, 1990 [34]; Chehbouni et al., 1995 [11]).

- les résistances du couvert (Choudhury et al., 1988 [16]; Shuttleworth and Gurney,

1990 [69]).

- la résistance aérodynamique r_a ou son inverse h_s (ou h_l) en essayant de prendre en compte l'instabilité de l'atmosphère (voir ANNEXE C-III-3, page : 206).

- et plus généralement le bilan énergétique détaillé en ANNEXE C-III, page : 203.

Ces modèles sont appelés communément en anglais SVAT (soil vegetation atmosphere trans-fert) ou en français SPAC (sol plante atmosphère continuum).

Mais il existe des méthodes simplifiées pour la détermination de l'évaporation réelle journalière qui outre leur simplicité, permettent la régionalisation de ce terme. Ceci sera explicité dans la suite des travaux (CHAPITRE IV : IV-4.1, page : 94).

II-2.3.b Modèles avec partition de l'humidité du sol

L'approche développée par ce type de modèle, diffère des précédents car le calcul de l'évaporation est basé sur la disponibilité en eau du sol et sur les limitations d'extraction de celle-ci par les végétaux:

$$ETR = K_c \cdot f(\theta) \cdot ETP \quad (2.15)$$

où: ETP est l'évapotranspiration potentielle,

K_c est un coefficient prenant en compte le stade phénologique de la végétation. La quantité d'eau disponible pour la plante dépend de sa profondeur d'enracinement, qui pour les plantes annuelles dépend de son stade phénologique;

$f(\theta)$ est une fonction empirique de «stress» dépendant de l'humidité du sol θ .

L'approche dans ce type de modèles est plus adaptée aux modèles hydrologiques en ce sens qu'elle vise à déterminer l'évapotranspiration, en mettant à contribution les couches superficielle du sol, dont ils réalisent la détermination de la teneur en eau.

De nombreuses fonctions empiriques de stress ont été proposées (Budyko et al., 1961 [8]; Baier et al., 1966 [4] et 1972 [5]; Noreo et al., 1969 [47]; Jensens et al., 1971 [33]; Aase et al., 1973 [1]; Ninhas et al., 1974 [43]; Renger et al., 1974 [62]; Saxton et al., 1974 [64] et 1981 [65]; Hanson, 1976 [30]; Selirio et Brown, 1979 [66]; Dyer et Baier, 1979 [22]; Idike et al., 1981 [32]; Koitzch et al., 1983 [36]; Campbell, 1985 [9]; Boisvert et Dyer, 1987 [7])

Les plus complexes décomposent le sol en strates, avec des fonctions propres pour chaque couche et des communications verticales entre couches pour tenir compte du processus d'infiltration et de percolation (Feddes et al., 1978 [23]; Peschke et al., 1986 [58]).

Plus récemment Bernard et al. (1986, [6]), Wetzal et Chang (1987 [76]), Otlé et al. (1989, [48]; 1991, [49]; 1994, [50]) ont développé une telle approche, en modifiant la modélisation du sol classique dans les modèles hydrologiques, selon une idée de Deardoff (1977, [20]). Le principe du calcul de l'évapotranspiration repose sur la séparation des contributions du sol et de la végétation (caractérisée par son facteur de couverture I_c), chacune de ces contributions puisant dans la couche de surface et dans la zone racinaire. Cette approche sera utilisée et explicitée dans la suite des travaux (CHAPITRE V).

Bibliographie

- [1] Aase J.K., Wight J.R., Siddoway F.H., Estimating soil water content on native rangeland, *Agric. Meteorol.*, 12, pp. 185 - 191, 1973.
- [2] Arnell N.W., Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperate environment. *J. Hydrology*, Vol. 132, pp. 321-342, 1992.
- [3] Aussenac G., et Boulangeat C., Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans les peuplements de feuillus (*Fagus silvetica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). *Ann. Sci. Forest*, Vol. 37, No. 2, pp. 91-107, 1980.
- [4] Baier W., Robertson G.W., A new versatile soil moisture budget, *Can. J. Plant Sci.*, Vol. 46, pp. 299 - 315, 1966.
- [5] Baier W., Evaluation of latent evaporation estimates and their conversion to potential evaporation, *Can. J. Plant Sci.*, 51, PP. 255 - 266, 1972.
- [6] Bernard R., Soarès J.V., Vidal-Madjar D., Differentiel bare field drainage properties from airborne microwave observations, *Water Res. Res.*, Vol. 22, No 6, pp. 869 - 875, 1986.
- [7] Boivert J., Dyer J.A., le coefficient de sol dans les modèles empiriques de bilan hydrique, *Can. Agric. Eng.*, Vol. 29, No 1, pp. 7 - 14, 1987.
- [8] Budyko M., Zubenok L.I., Predelie esparenija poverchnosti sushi, *An SSSR Ser. Geogr.*, Booklet No 6, 1961.
- [9] Campbell G.S., *Soil physics with BASIC*, Elsevier, New-York, 1985.
- [10] Casenave A., Valentin C., Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration, Edition de l'Orstom, 232p, 1988.
- [11] Chehbouni A. Lo Seen D., Njoku E.G., A coupled hydrological and ecological modeling approach to examine the relationship between radiative and aerodynamique surface temperature, accepted in *J. of Hydrology*, 1995.
- [12] Chen J., Uncoupled multi-layer model for the transfer of sensible and latent heat flux densities from vegetation. *Boundary-layer Met.*, 26, pp. 213 - 225, 1984.
- [13] Chirlin G.R., Wood E., On the relationship between kriging and state estimation. *Water Res. Research*, Vol. 18, No. 2, pp. 432 - 438, April 1982.
- [14] Choisnel E., Un modèle agométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. *Comm. Conf. Int. CIID Paris 11 14 sept 1984*, "Les besoins en eau des cultures" Paris, Ed. INRA, p 115 - 132.
- [15] Chorley R.J., *The Hillslope Hydrological Cycle*. In : Kirkby, M.J. (ed), *Hillslope Hydrology*, Wiley, pp 1 - 42, 1980.
- [16] Choudhury B.J. and Monteith J.L., A four-layer model for the heat budget of homogenous land surfaces, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 11, pp. 373 - 398, 1988.
- [17] Choudhury B.J., Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas in modelling, In: G. Asrar (Editor), *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, Wiley, New York, pp. 628 - 690, 1989.
- [18] Cowan I.R., Mass, heat and momentum exchange between stands of plant and their atmospheric environment. *Q. J. R. Met. Soc.*, 94, pp. 5123 - 543, 1968.
- [19] Creutin J.D., Obled C., Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water Res. Research*, Vol. 18, No. 2, pp. 413-431, April 1982.
- [20] Deardorff J.W., A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 16, pp. 1182 - 1185, 1977.
- [21] Demolon A., *Dynamique du sol, Principes d'agronomie*, Tome I, Dunod, 520 pp., 1966.

- [22] Dyer J.A., Baier W., An index for soil moisture drying patterns, *Can. Agric. Eng.*, 21, pp. 117 - 118, 1979.
- [23] Feddes R.A. Kowalik P.J., Zaradny H., Simulation of field water use and crop yield, PU-DOC, Wageningen, 1978.
- [24] Forest F., Simulation du bilan hydrique des cultures pluviales : présentation et utilisation du logiciel BIP. IRAT-CIRAD, ST-Clement -La Rivière, 63p, 1984.
- [25] Furnival G.M, Waggoner P.E., Reifsnnyder W.E., Computing the energy budget of a leaf canopy with matrix algebra and numerical integration, *Agricultural Meteorology*, 14, pp. 405 - 416, 1975.
- [26] Garratt J., Hicks B., Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces, *Q. J. R. Met. Soc.*, 99, pp. 680 - 687, 1973.
- [27] Gardner W.R., Hillel D., Benyamini, Post irrigation movement of soil water: I. Redistribution and II. Simultaneous redistribution and evaporation, *Water Resour. Res.*, No 6, pp 851 - 861 and pp 1633 - 1635.
- [28] Gleick P.H., The development and testing of a water balance model for climate impact assessment modeling the Sacramento Basin. *Water Resource Res.* Vol. 23, No. 6, pp. 1049-1061, 1987.
- [29] Goue B., Yao N. R., Caractéristiques hydrodynamiques et termes du bilan hydrique d'un sol sableux de bass-Côte d'Ivoire, Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone, Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991, IAHS Publ. N° 199, 1991.
- [30] Hanson C.L., Model from native rangelands in Northern Great Plains, *Trans. ASAE (Am. Soc. Agric. Eng.)*, 19, pp. 471 - 477 et 481, 1976.
- [31] Hillel D., L'eau et le sol: principes et processus physiques, Vander Editeur, 1974.
- [32] Idike F.I., Larson C.L., Slack O.C., Modelling effects of surface configuration on soil moisture storage, evaporation and runoff, *Int. Symposium on rainfall runoff modeling*, *Water Res. Public*, pp. 221 - 234, 1981.
- [33] Jensen M.E., Wright J.L., Pratt B.J., Estimating soil moisture depletion from climate crop and soil data, *Trans. ASAE (Am. Soc. Agric. Eng.)*, 14, pp. 954 - 959, 1971
- [34] Kalma J.D., Jupp D.L.B., Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of one-layer resistance model, *Agric. For. Meteorol.*, 51, pp. 223 - 246, 1990.
- [35] Kauark Leite L.A., Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole, Thèse à l'Ecole des Ponts et Chaussées, 1990.
- [36] Koitzsch R., Golf W., Algorithmus zur Berechnung der realen Verdunstung, cited in «Overview on the present status of the concepts of water balance models», *IAHS Publ.*, No 148, Wallingford, pp. 3 - 19, 1983.
- [37] Lagouarde J.P., Brunet Y., A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data, *I.J.R.S.*, Vol. 14, No. 5, pp 907 - 925, 1993.
- [38] Lebel T., Sauvageot M., Hoepffner M., Desbois M., Guillot B., Hubert P., Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT- NIGER experiment. *Hydrological sciences- J. des sciences hydrologiques*, Vol. 37, No. 3, pp. 201-215, juin 1992.
- [39] Lhomme J.P., A generalized combination equation derived from multi-layer micrometeorological model. *Bound. Layer Meteorol.*, 45, pp 103 - 115, 1988.
- [40] Linsley R., *Hydrology for Engineers*, Mc Graw-Hill, 508 pp, 1982.
- [41] Lull H.W., Ecological and Silvicultural Aspects, In: Chow, *Handbook of Applied hydrology*, Mc Graw-Hill, Ch. 6., 1964.
- [42] Matheron G., *Les variables régionalisées et leur estimation*. Masson Ed., Paris, 1965.
- [43] Minhas B.S., Parikh K.W., Srinivasan T.N., Toward the structure of a production function

- for yields with dated input of irrigated water, *Water Resour. Res.*, Vol. 10, No 3, pp 383 - 393, 1974.
- [44] Monteith J.L., Gas exchange in plant communities. In: *Environmental control of plant growth*. Academic Press, New-York, 1963.
- [45] Monteith J.L., *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, 241 pp., 1973.
- [46] Montgomery D.R., Dietrich W., *Landscape dissection and Drainage Area Slope Thresholds, Process Models and Theoretical Geomorphology*, 1994.
- [47] Norero A.L., A formula to express evapotranspiration as a function of soil moisture and evaporation demands of the atmosphere, Utah State University thesis, 1969.
- [48] Otlé C., Vidal-Madjar D., Girard G., Remote sensing applications to hydrological modeling, *Journal of Hydrology*, 105, pp. 369 - 384, 1989.
- [49] Otlé C., Vidal-Madjar D., Introduction of a Realistic Soil-Vegetation Component in a Hydrological Model: Application to HAPEX-MOBILHY Experiment, In "Land Surface Evaporation", Measurement and Parameterization, Ed. Th. J. Schmugge and J.C. André, Springer-Verlag New-York, pp 137 - 144, 1991.
- [50] Otlé C., Vidal-Madjar D., Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region, *Journal of Hydrology*, 158, pp. 241 - 264, 1994.
- [51] Paw U.K., Meyers T., Investigations with a higher-order canopy turbulence model into mean source-sink levels and bulk canopy resistances, *Agric. For. Meteorol.*, 47, pp. 259 - 271, 1989.
- [52] Paulson C.A., The mathematical representation of wind speed and temperature profile in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.*, Vol 9, pp 857-861, 1970.
- [53] Penman H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Lond.*, A 193, pp 120 - 145, 1948.
- [54] Penman H.L., The physical basis of irrigation control. *Rep. 13th Int Hort. Cong.*, 2, pp. 913 - 923, 1953.
- [55] Penman H.L., Evaporation. An introductory survey. *Neth. J. Agric. Sc.*, 4, pp. 9 - 29, 1956.
- [56] Perrier A., Etude et essai de modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau des couverts végétaux. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Paris VI, Paris, 236 pp., 1976.
- [57] Perrier A., Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles:
I. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles, *Ann. Agron.* Vol. 26 (1), pp 1-18, 1975.
II Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface mince, *Ann. Agron.* Vol. 26 (2), pp 105-123, 1975.
III Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux, *Ann. Agron.* Vol. 26 (3), pp 229-243, 1975.
- [58] Peschke G., Dunger V., Gurtz J., Changes in soil moisture by infiltration and evapotranspiration, *IAHS Publ.*, No 156, 1986.
- [59] Philip J.R., Sources and transfert processes in the air layers occupied by vegetation, *J. Appl. Meteorol.*, 3, pp. 390 - 395, 1964.
- [60] Philip J.R., Plant water relations: somme physical aspects. *A. Rev. Pl. Physiol.*, 17, pp. 245 -268, 1966.
- [61] Puech C., Chabi-Gonni D., Méthode de calcul des débits de crue décennale pour les petits et moyens bassins versants en Afrique de l'Ouest et centrale. CIEH, Ouagadougou, 91p, 1984.
- [62] Renger M., Strebel O., Giesel W., Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer fragen mit hilfe von klimatischer wasserbilang und boden physikalischen kennwer-

- ten, Z. Kulturtech. Flubereinig., Vol. 15, pp. 148 - 160, 1974.
- [63] Rodier J., Auvray C., Estimation des débits de crue décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale. ORSTOM-CIEH, Paris, 30p, 1965.
- [64] Saxton K.E., Johnson H.P., Shaw R.H., Watershed evapotranspiration estimated by the combination method, Trans. ASAE (Am. Soc. Agric. Eng.), 17, pp.668 - 672, 1974.
- [65] Saxton K.E., Brooks P.F., Richmond R., Users manual for SPAW, A soil plant air water model., Rev. No 2, ID 1078A (0030A), USDA-SEA-AR, Pullman, Washington, Draft of 1 May 1981.
- [66] Selirio I.S., Brown D.M., Soil moisture-based simulation of forage yield, Agric. Meteorol., 20, pp. 99 - 114, 1979.
- [67] Shaake J.C., From climate to flow, in Waggoner, P.E. (ed.), Clim. Change and U.S. Water Ressources, J. Wiley and Sons, pp. 177-206, 1990.
- [68] Shuttleworth W.J., A one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphère interaction. Boundary-Layer Met., 10, pp. 273 - 302, 1976.
- [69] Shuttleworth W.J., Gurney R.J., The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops, Q.J.R. Meteorol. Soc., 116, pp. 497 - 519, 1990.
- [70] Stewart J., Thom A., Energy budget in pine forest, Q. J. R. Meteorol. Soc., 99, pp. 154 - 170, 1973.
- [71] Thom A.S., Momentum, mass and heat exchange of vegetation, Q. J. R. Met. Soc., 98, pp. 124 - 134, 1972.
- [72] Thornthwaite C.W., An approach toward a rational classification of climate, Geogr. Rev., Vol. 38, No. 1, pp. 55 - 94, 1948.
- [73] Thornthwaite C.W., Mather J.R., Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance, Publications in climatology, Volu. X, NO. 3, 311 pp, Drexel Institute of Technology, Centerton, New Jersey, 1957
- [74] Verna S., Aerodynamic resistances to transfert of heat, mass and momentum. In "Estimation of areal evapotranspiration". Eds T. Black, D. Splittlehouse, M. Novak et D. Price, IAHS, Wallingford, UK, pp 13 - 20,1989.
- [75] Viessman W., Lewis G., Knapp J., Introduction to hydrology, Third edition, Harper CollinsPublishers, 780 pp, 1989.
- [76] Wetzel P.J., Jy-Tai Chang, Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture, Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 26, pp. 18 - 27, 1987.

CHAPITRE III

Cadre naturel de l'Afrique de l'Ouest

III-1 Régions d'étude	45
III-2 Eléments du climat.....	47
III-3 Les sols	50
III-4 La végétation et les écosystèmes	53
III-5 Construction de la base de données régionale.....	59



L'objectif de régionalisation du bilan hydrique pour améliorer la compréhension du fonctionnement des savanes impose de connaître la distribution des paramètres invariants et des paramètres dynamiques qui interviennent dans les interactions écosystèmes / flux hydriques.

Les deux aspects de l'approche développée ont nécessité la construction d'une base de données adaptée aux deux régions d'étude correspondantes: Afrique de l'Ouest et bassin supérieur du fleuve Niger.

Ce chapitre a pour but de décrire les caractéristiques de ces milieux et en présente les éléments qui sont traditionnellement très dispersés et qui ont été organisés en base de données.

III-1 Régions d'étude

III-1.1 L'Afrique de l'Ouest et les sites SALT

Les limites géographiques de "l'Afrique de l'Ouest" retenues ici, ont celles qui ont été fixées dans l'atlas agroclimatique des pays du CILSS, établi par R. Morel (1992, [25]). Elles s'étendent entre 5° et 27° de latitude Nord, et entre les longitudes de 19° W et 25° E. C'est du même Atlas que nous avons extrait la base de données climatologiques.

Les grands traits d'une géomorphologie tabulaire et les climats de l'Afrique de l'Ouest (voir III.2), conduisent à une répartition zonale de la végétation. Celle-ci s'organise suivant un gradient d'aridité croissant Sud-Nord; et selon un gradient de continentalité Ouest-Est. La répartition des savanes qui en découle forme un bloc continu de 4 Mkm² de mosaïques végétales qui s'étendent des massifs forestiers sub-équatoriaux, au sud, au désert du Sahara au nord. Cette région présente toutes les transitions du rapport herbes-arbres sur une zone relativement réduite.

Ceci explique la localisation du programme S.A.L.T.¹ qui a pour objet l'étude de la dynamique des savanes en relation avec les changements climatiques et anthropiques et en privilégiant l'observation et les mesures sur un transect nord-sud traversant toutes ces transitions.

En effet, le programme s'appuie sur un réseau de sites (Figure 3-1) qui couvre la plupart des types de savanes en fonction des conditions édapho-climatiques et des pratiques d'utilisation des terres. Ce réseau est organisé principalement selon un transect sud-nord pour saisir les effets du gradient d'aridité entre la forêt humide et le désert (80 mm < pluie < 1400 mm). Il est étendu également d'ouest en est selon un gradient de continentalité allant de l'océan à la région du Niger.

1. SALT: Programme pilote du Core-Project IGBP-GCTE

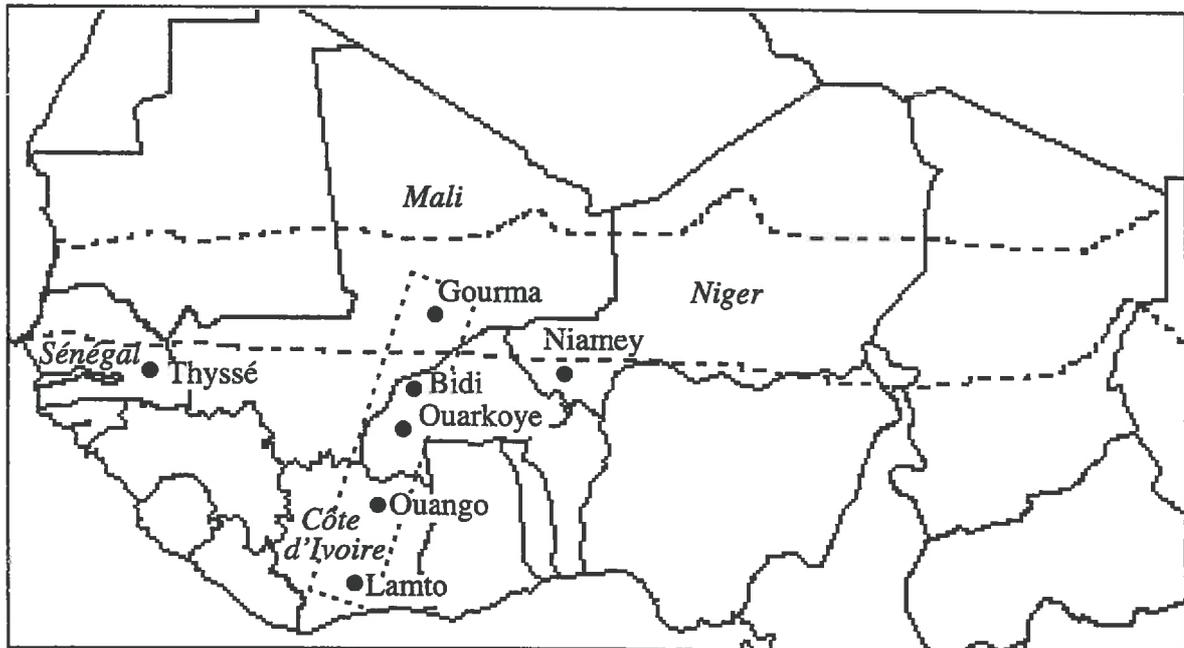


Figure 3-1 : Localisation des sites SALT.

III-1.2 Le bassin supérieur du fleuve Niger

Le Niger a une longueur de 4200 km et draine un bassin de 1.500.000 km². Le Niger naît sur le revers nord du Fouta Djallon (Dorsale Guinéenne qui sépare la Moyenne Guinée Forestière de la Sierra Léone et du Libéria) à 800 m d'altitude, à 200 km de l'océan Atlantique. Son cours s'inscrit sur des supports géologiques variés et se déroule sous des climats très différents allant des contreforts de la Dorsale guinéenne à la côte équatoriale du golfe de Guinée, en passant par les confins du désert.

Appelé *Djoliba* (le Grand Fleuve) dans son cours supérieur, le Niger reçoit sur sa rive droite, au environ de Kangabab, le Sankari grossi du Ouassouloubalé. Puis il emprunte jusqu'à Koulikoro une étroite vallée rocheuse barrée par les rapides de Sotuba (Bamako). Après Koulikoro, la vallée s'élargie, les collines s'atténuent et se raréfient pour faire place à une vaste cuvette alluviale. De Ségou à Kabara, le fleuve coule dans une plaine à faible pente qui, lors des crues, prend l'aspect d'une véritable mer intérieure parsemée de buttes verdoyantes (toguérés): le Delta intérieur. A Mopti, le Niger reçoit un affluent long de 900 km, le Bani (Petit Fleuve) dont la principale branche, le Bagoé (Fleuve Blanc) venant de Côte d'Ivoire, est grossi du Bafing (Fleuve Noir) et du Baningbé (Petit Fleuve Blanc). Dans la région de Dioïla, il reçoit sur sa rive gauche le Baoulé grossi du Degoé et du Bafing; un peu plus en aval, le principal affluent est le Banifing que grossissent le Groumbo et le Lotio. A Diafarabé, le Niger se divise. La branche occidentale, le Diaka, rejoint le lac Débo et la branche orientale, l'Issaka, va à la rencontre du Bani à Mopti. Deux émissaires sortent du lac Débo (250 km²): l'Issa-Ber et le Bara-Issa; ce dernier et le Koli confluent à Saraféré et entrent en liaison avec deux systèmes de lacs dont le plus étendu est le Faguibine (630 km²). A la hauteur de Tombouctou, la vallée alluviale du Niger se rétrécit en un grand sillon franchissant des séries de dunes. De Tombouctou à Lab-bézanga, le tracé du fleuve dessine une boucle ample et régulière à travers une zone sablon-

neuse et désertique; en amont de Bourem, il est coupé par le seuil rocheux de Tossaye. Le fleuve pénètre alors en République du Niger par les rapides de Labbézanga.

III-2 Eléments du climat

De nombreuses publications traitent de la climatologie de l'Afrique de l'Ouest. Nous nous sommes principalement inspirés des travaux de Cadet (1992 [5]), Casenave et al. (1989, [6]), Ribstein (1990, [28]) et Word Survey of climatology (1972, [39]).

III-2.1 Circulation générale en Afrique de l'Ouest

Le climat en Afrique intertropicale dépend des relations entre quatre grands anticyclones subtropicaux plus ou moins permanents. L'anticyclone des Açores donne naissance aux alizés du nord, vents frais, riches en vapeur d'eau et localisés dans les parties basses de l'atmosphère. Ils n'influencent que les franges ouest de la Mauritanie et du Sénégal. L'anticyclone du Sahara, qui donne naissance à un vent sec et chaud, de secteur est, "l'harmattan". Cet anticyclone n'est permanent que dans les hautes couches de l'atmosphère. L'anticyclone de Sainte-Hélène est responsable de la "mousson", vent maritime tiède et très humide, de direction sud-ouest. Enfin, l'anticyclone du Transwall est à l'origine de l'alizé austral, vent humide et chaud.

La mousson joue le rôle de masse froide par rapport à l'harmattan et à l'alizé boréal. Ces masses d'air, de température et d'humidité différentes, sont séparées par deux fronts. Le front des alizés, entre les alizés des Açores et l'harmattan est de direction nord-sud. Il se déplace parallèlement aux côtes du Sénégal et de la Mauritanie. Il est relativement peu actif et n'a que peu d'influence sur le climat sahélien. Le front intertropical (FIT) ou zone de convergence intertropicale (ZCIT) pour les anglo-saxons, qui est la trace au sol de la limite séparant les masses d'air chaud et sec provenant du nord (harmattan) de celles moins chaudes et humides provenant du sud (mousson). La surface de contact entre les deux masses d'air peut être assimilée à un plan incliné s'élevant en pente douce vers le sud. Le FIT suit une direction générale est-ouest et se déplace au cours de l'année en accompagnant, avec un décalage de quelques semaines, les oscillations apparentes du soleil de part et d'autre de l'équateur.

En janvier, le FIT occupe sa position la plus méridionale (Figure 3-2): il passe au nord de Conakry, au tiers sud de la Côte d'Ivoire, s'infléchit à l'est pour passer vers Yaoundé et le centre de la grande forêt inondée qui couvre la moitié nord du Congo. A partir de février-mars, il remonte lentement vers le nord et occupe fin août sa position la plus septentrionale qui correspond sensiblement au 20^{ème} parallèle. Au début de septembre, il redescend vers le sud pour rejoindre la position de janvier.

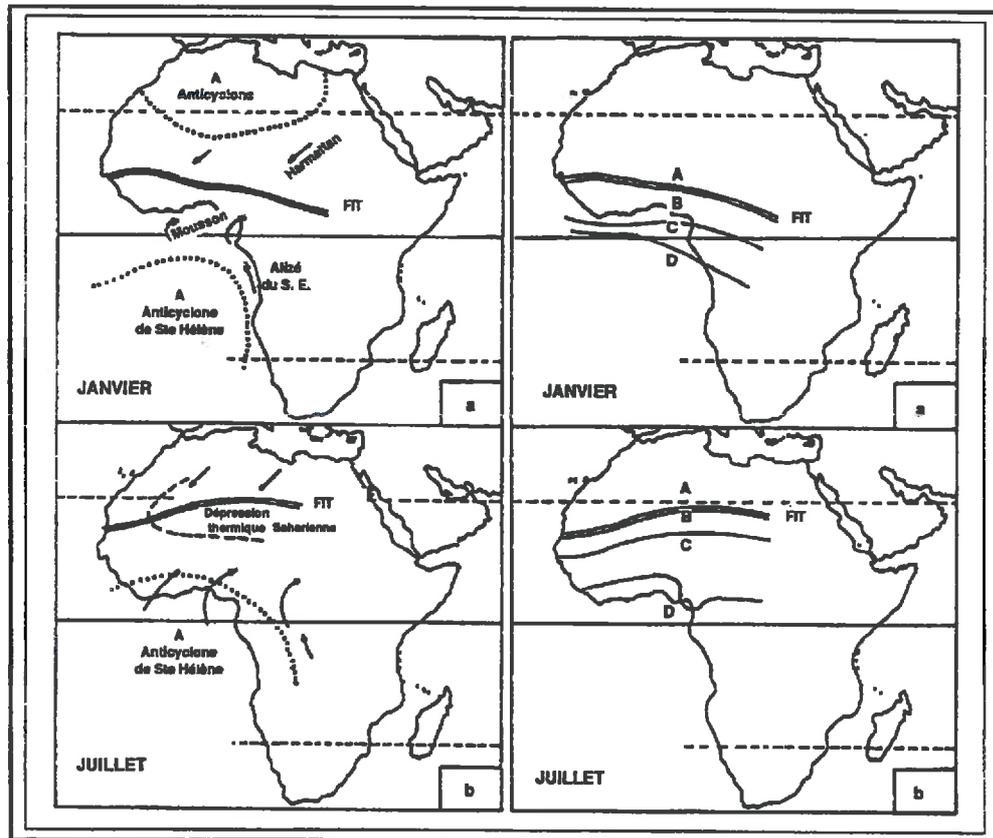


Figure 3-2 : Schéma de déplacement du Front Inter Tropical (FIT) (Casenave et al., 1989 [6]).

En fonction de leur position par rapport au FIT, on peut définir six grandes zones de temps différents (Figure 3-3). Au nord du FIT, il y a désactivation des masses d'air qui interdit tout développement de nuage : c'est la saison sèche. Au sud du FIT, sur une distance de 300 à 400 km, l'épaisseur de la mousson n'est plus suffisamment importante pour qu'il y ait un développement convectif puissant; il se forme simplement quelques formations nuageuses et le degré hygrométrique au sol est assez élevé. Plus au sud, lorsque l'épaisseur de la mousson atteint 700 à 800 m, se produisent les premières averses qui correspondent à des séries de grains suivant une ligne est-ouest. Lorsque l'épaisseur de la mousson atteint 2000 m, des lignes de grains peuvent se former. Elles se déplacent d'est en ouest. Ces pluies sont beaucoup plus intenses que dans la zone précédente. Quand l'épaisseur de la mousson est maximale, les formations nuageuses plus instables donnent lieu à des pluies beaucoup plus prolongées. Séries de grains, lignes de grains et averses continues se développent sur 1200 km. Enfin à l'extrême sud, il existe une masse d'air d'origine australe qui conduit à un ciel couvert sans pluies. C'est la saison sèche de la zone équatoriale.

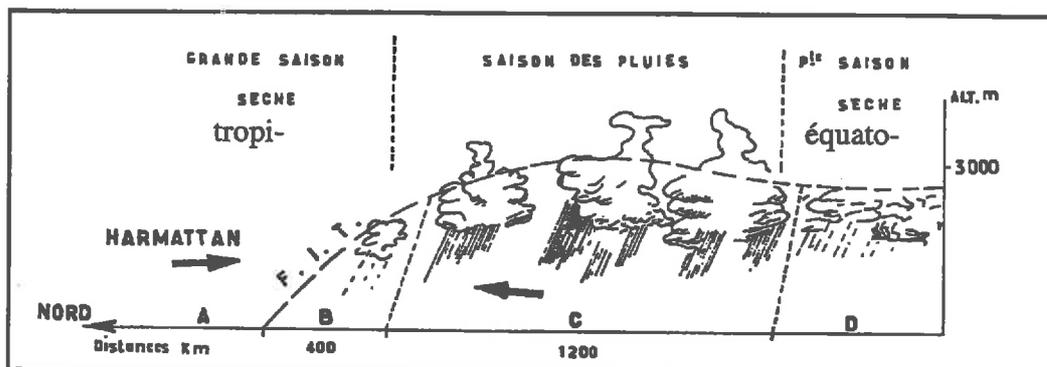


Figure 3-3 : Exemple de schéma des zones de temps en fonction de leur position par rapport au FIT (Casenave et al., 1989 [6]).

III-2.2 Les précipitations

III-2.2.a Régime pluviométrique de l'Afrique de l'Ouest

Ce schéma général met en évidence l'importance capitale pour l'Afrique de l'Ouest de la latitude atteinte vers le nord par le FIT qui détermine :

- le début, la durée et la fin de la saison des pluies,
- la hauteur des précipitations,
- la nature même des précipitations.

En régime désertique et sub-désertique (moins de 300 mm de pluie annuelle), la saison des pluies ne dure pas plus de deux mois, de la mi-juillet à la mi septembre.

En régime sahélien (pluie annuelle de 300 à 700 mm), les précipitations s'étalent sur trois ou quatre mois entre juin et septembre, le mois d'août étant le plus arrosé. Le reste de l'année ne comporte généralement aucune averse.

En régime tropicale pur (700-1200 mm), la saison des pluies s'allonge et passe à cinq mois, voire six à la limite sud de cette zone.

III-2.2.b Régime pluviométrique du bassin supérieur du fleuve Niger

La durée et l'abondance plus ou moins grandes des précipitations et l'extension des différentes zones climatiques intéressant le bassin du Niger supérieur permettent de distinguer :

- Le domaine guinéen qui concerne le haut du bassin du Niger et de ses affluents. Le climat tropical de transition est appelé climat guinéen; ($P > 1500\text{mm}$).
- Le domaine sud-soudanien correspondant au climat tropical pur. Il est centré sur Siguiri-Bougouni-Sikasso; ($1000 < P < 1500\text{ mm}$).
- Le domaine nord-soudanien qui constitue une variante plus sèche avec des précipitations comprises entre 750 et 1000 mm.
- Le domaine sahélien, avec des précipitations comprises entre 400 et 750 mm et réparties sur 3 à 4 mois, qui intéresse les régions de Ségou à Mopti.
- Le domaine subdésertique ($150 < P < 400\text{mm}$) avec des pluies réparties sur les 3 mois d'été, qui intéresse la majeure partie de la cuvette lacustre.

Cadre naturel de l'Afrique de l'Ouest
Les sols

Paramètres	Guinée			Mali			
	Macenta	Kankan	Siguiri	Bamako	Ségou	Mopti	Tombouctou
T° moy. ann.	24.0	26.0	26.9	28.5	28.6	27.7	29.1
T° x mois (x)*	(3) 34.6	(3) 36.2	(3) 38.0	(4) 39.4	(4) 41.2	(5) 40.0	(5) 43.2
T° n mois (n)*	(12) 14.0	(12) 14.2	(1) 13.8	(1) 17.6	(1) 15.4	(1) 14.0	(1) 13.0
Ux ann% **	96	90	85	73	74	75	54
Un ann % **	58	45	39	33	32	31	21
1 /2 (ux + Un) % mars	69	51	40	26	31	30	21 (avril)
1 /2 (Ux + Un) % août	85	82	81	79	80	78	68
P (Précipitations interannuelles) mm	2100	1508	1250	985	650	415	180
Nbre de mois secs ***	1 à 2	4 à 5	6	7	8	8 à 9	10

Tableau 3-1 Quelques caractéristiques climatiques du bassin du fleuve Niger (Olivry et al., 1993 [26]).

- * Entre parenthèses, le numéro du mois de température maximum (x) et minimum (n).
 ** Ux et Un sont respectivement les humidités relatives moyennes annuelles maximale et minimale; (Ux + Un)/2 correspond aux humidités relatives moyennes du mois le plus sec (mars) et du mois le plus humide (août).
 *** Suivant la définition de Gaussen, un mois est dit sec lorsque $P_{mm} < 2.T$ °C.

III-2.3 Les autres facteurs climatiques

La température ne constitue pas un facteur de limitation de la production. Par contre, elle intervient indirectement en ayant un rôle majeur dans le contrôle du bilan hydrique du sol. Comme pour la pluviométrie, les données de température utilisées viennent de Morel (1992 [25]) (voir III-5).

III-3 Les sols

III-3.1 Les différents types de sols et les cartographies

La plupart des sols d'Afrique de l'Ouest sont développés sur de vastes surfaces sub-horizontales appartenant aux vieux socle cristallin. La majorité d'entre eux ont atteint le stade ultime de leur pédogénèse. Ce sont généralement des sols très lessivés, riches en oxyde de fer, pauvres en humus et peu fertiles. Du point de vue physico-chimique, ces sols ont tendance à s'acidifier avec l'augmentation de la pluviométrie, tandis que le taux de matière organique décroît avec la croissance de l'aridité.

A l'échelle continentale, les grands types de sols se répartissent en fonction des zones climati-

ques. Il est possible de distinguer du nord au sud:

- les sols minéraux bruts des déserts,
- les sols peu évolués subdésertiques,
- les sols bruns subarides modaux et sols brun-rouge subarides,
- les sols ferrugineux tropicaux, plus ou moins lessivés selon la latitude,
- les sols ferralitiques des régions humides sub-équatoriales.

Dans le problème de régionalisation qui est posé ici, de telles cartographies sont un des éléments importants de la connaissance de paramètres en tout point géographique. Dans le cas de la pédologie, diverses synthèses comme celles de Boulet et al., 1971 (in Atlas International de l'Afrique de l'Ouest) ont été réalisées. La première cartographie complète du continent Africain a été réalisée au 1/5.000.000 sous l'égide du Service Pédologique Interafricain (D'Hoore, 1964 [9]). Les observations associées concernent les profils pédologiques retenus et leur localisation géographique et thématique. Les mesures donnent généralement la granulométrie par horizon, le carbone et l'azote totaux et parfois les cations échangeables.

Un autre ensemble de travaux importants a été effectué dans le cadre de la FAO et de l'UNESCO (FAO-UNESCO, 1976 [10]). La carte qui en résulte présente également des profils mais aussi des mesures physico-chimiques plus détaillées. En particulier, des résultats de mesures hydrostatiques sont donnés pour certaines des stations observées et avec une subdivision en horizons souvent affinée.

En outre, l'intérêt de cette cartographie est qu'elle est l'origine pratiquement unique des travaux de discrétisation indispensables à la mise en forme de bases de données pédologiques (particulièrement pour les études d'environnement global): Zobler, 1986 [40]; Staub et Rosenzweig, 1987 [31]; Webb et al., 1991 [37]; Koster et al., 1995 [16]. La description retenue est la nomenclature anglo-saxonne appliquée aux 5 continents de la carte mondiale.

Cependant, la quasi-totalité des cartes numérisées correspondantes ont une résolution de 1x1 degré, ce qui est compatible avec les études globales mais inadapté à l'étude des écosystèmes terrestres à l'échelle régionale. On a donc été amené à exploiter la carte numérique du PNUE (McGregor, 1992 [21]). Cette information est disponible à la résolution de 2'x2', également avec la nomenclature anglo-saxonne.

Une synthèse de cette donnée est présentée en Figure 3-4 avec une résolution identique à celle de l'indice de végétation global (GVI) dérivé des données NOAA (voir III-5). C'est la donnée originale correspondante qui est exploitée pour paramétrer le modèle d'eau efficace développé.

Cadre naturel de l'Afrique de l'Ouest
Les sols

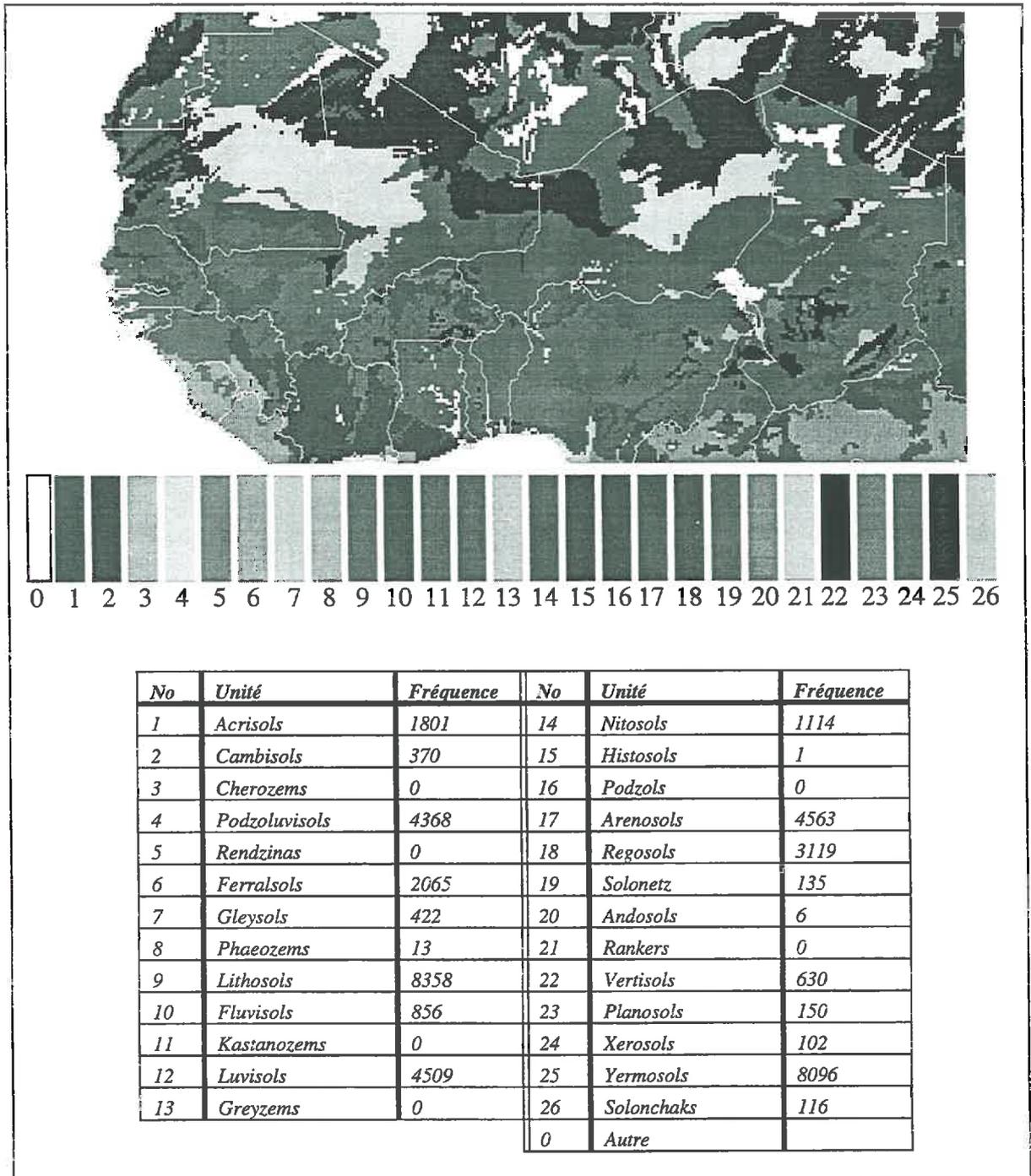


Figure 3-4 : Détermination des grandes Unités Pédologiques.

III-3.2 Eléments de texture et de réserve en eau

Les données mesurées sur les profils ou sur les prélèvements correspondants ont permis de définir des granulométries type pour les 16 unités cartographiques des sols dominants. Celles-ci sont obtenues pour les trois fractions groupées -sable-limons-argiles- en calculant la moyenne sur tout le profil pondérée par l'épaisseur des horizons de prélèvement.

Ce sont ces informations de texture qui sont à la base de l'estimation de la réserve en eau utilisable par la végétation par combinaison aux volumes d'eau disponible connus pour les différents taxons (voir CHAPITRE IV).

III-4 La végétation et les écosystèmes

Les critères couramment utilisés pour la classification de la végétation (Aubreville, 1965 [3]; Gaussen, 1957 [12]; Schnell, 1971 [30]; Trochain, 1980 [33]; White, 1983 [38]) sont d'ordre physiologique, floristique, écologique et dynamique. Ces critères sont d'ailleurs généralement combinés. En Afrique les critères climatiques sont fréquemment utilisés (Laporte, 1990 [17]), et plus particulièrement la distribution et la quantité des précipitations qui conditionnent la répartition zonale de la végétation; la température n'intervenant qu'en limite de zone tropicale ou en altitude.

- **Critères climatiques:**

De nombreuses subdivisions phytogéographiques de l'Afrique de l'Ouest ont été proposées et s'appuient sur le climat général moyen. Trois grandes subdivisions plus ou moins parallèles à l'équateur sont communément adoptées.

Du sud au nord, on reconnaît habituellement:

- le domaine guinéen: la pluviométrie annuelle est supérieure à 1200 mm;
- le domaine soudanien: ce secteur est défini comme compris entre les isohyètes 1200 et 700 mm;
- le domaine sahélien: la pluviométrie annuelle est comprise entre 300 à 700 mm et la saison sèche dure entre 8 à 9 mois.

La végétation naturelle s'y échelonne suivant un gradient de précipitations décroissant allant de la forêt dense humide aux steppes arides. Le passage graduel d'une formation à l'autre permet de reconnaître des zones de transition.

- **Critères physiologique, phénologique, floristique, dynamique:**

Si l'on souhaite affiner les classifications, on s'appuie sur des critères complémentaires.

Les *critères physiologiques* font appel à la structure de la végétation. On opposera ainsi une forêt à une savane ou une forêt dense à une forêt claire.

Les *critères phénologiques* viennent ensuite, ils sont utilisés pour établir des subdivisions à l'intérieur d'un même type physiologique. On peut citer le cas de la forêt dense sempervirente et de la forêt semi-décidue.

Les *critères floristiques* distinguent les variétés qui composent les types précédents. On parlera de forêt semi-décidue à Celtis, de savane herbeuse à Loudetia etc...

Les *critères dynamiques* tiennent compte de l'état de la végétation par rapport à son état climatique théorique (ex: forêt secondaire).

- **Critères édaphiques:**

Ils sont aussi utilisés, on définit ainsi les prairies marécageuses, les savanes herbeuses sur cuirasse (bowal) etc...

Les systèmes de classification de la végétation sont très nombreux. On peut citer 5 grandes nomenclatures, celle de Yangambi (1956), de la FAO (1973), de l'UNESCO (1982), de F. White (1983, [38]) et celle de la FAO-ICIV (1987, [18]).

La FAO et l'UNESCO conseillent des classifications fondées sur des critères physiognomiques, les unités de végétation devant refléter leur degré de dégradation par rapport à un type initial. En savane comme en forêt la dégradation de la formation végétale par l'homme conduit à une diminution du pourcentage de la couverture ligneuse. La carte de végétation établie par l'Institut de la Cartographie Internationale de la Végétation (ICIV) pour la FAO, en 1987 ([18]), prend en compte l'anthropisation des milieux et les classe sur des critères physiognomiques (Tableau 3-2).

GROUPEMENTS A IMPACT ANTHROPIQUE ACTUEL REDUIT		
<i>Unité de carte</i>	<i>Dénomination des groupements végétaux</i>	<i>Dominant</i>
1	<i>Forêt dense et fourré dense</i>	<i>Forêt dense</i>
2	<i>Forêt dense et savane associée</i>	<i>Forêt dense</i>
3	<i>Fourré discontinu / forêt dense associée</i>	<i>Fourré</i>
4	<i>Forêt claire et savane boisée</i>	<i>Forêt claire</i>
5	<i>Savane boisée, arborée ou arbustive</i>	<i>Savane arborée</i>
6	<i>Savane / steppe arborée ou arbustive</i>	<i>Savane arbustive</i>
7	<i>Savane / steppe arbustive ou herbeuse</i>	<i>Steppe arbustive</i>
8	<i>Savane herbeuse humide</i>	<i>Savane herbeuse</i>
9	<i>Steppe pseudo désertique épineuse</i>	<i>Steppe épineuse</i>
10	<i>Steppe pseudo désertique herbeuse</i>	<i>Steppe herbeuse</i>
11	<i>Désert ou pseudo-désert</i>	<i>Désert</i>
GROUPEMENTS A IMPACT ANTHROPIQUE ACTUEL PRONONCE		
12	<i>Forêt dense / Cultures</i>	<i>Forêt secondaire</i>
13	<i>Forêt dense / Savane boisée secondaire / Cultures</i>	<i>Jachère forestière</i>
14	<i>Forêt claire et savane arborée / Cultures</i>	<i>Jachère de savane</i>
15	<i>Savane arborée et fourré discontinu / Cultures</i>	<i>Jachère de savane</i>
16	<i>Savane / steppe arbustives / Cultures</i>	<i>Savane ou steppe</i>
17	<i>Savane ou steppe herbeuses / Cultures</i>	<i>Savane ou steppe</i>
18	<i>Cultures et jachères associées</i>	<i>Cultures</i>

Tableau 3-2Légende de la carte de végétation de la FAO-ICIV (1987, [18])

Si l'on recherche les correspondances entre ces différentes nomenclatures (Achard, 1989 [2]) il ressort en général deux grands groupes de formations végétales tropicales sur la base de leur physiognomie: les formations forestières et les formations herbeuses.

III-4.1 Les formations forestières

Les forêts tropicales jouent un rôle majeur dans le cycle de l'eau, que ce soit à l'échelle régionale ou continentale. Du point de vue économique, elles représentent une source de revenus

importante pour les pays qui en sont dotés. C'est l'action combinée de la demande en bois tropicaux et en nouvelles terres agricoles qui conduit généralement à la régression ou à la disparition de la forêt et à l'augmentation des processus de savanisation.

- Les forêts denses humides sempervirentes et semi-décidues

Répartition:

Les forêts denses humides sempervirentes se localisent essentiellement sous des climats équatoriaux ou subéquatoriaux, dans lesquels les précipitations, étalées sur toute l'année, sont supérieures à 2000 mm et la température non limitante. On peut la trouver aussi sous climat tropical à saison sèche peu marquée (2 à 3 mois secs); la baisse des précipitations est alors normalement compensée par une grande humidité de l'air et de bonnes réserves en eau du sol.

Les forêts semi-décidues, se localisent sous des climats à saison sèche plus marquée (4 mois secs). Les types de sols correspondants sont très variés mais se rattachent aux sols de type ferrallitiques.

Actuellement, la forêt dense ouest africaine ne recouvre qu'une faible superficie de son domaine initial, ceci pour des raisons essentiellement anthropiques (déboisement). De fait, la majorité des formations du domaine forestier sont secondaires.

La structure:

Les forêts denses humides sempervirentes et semi-décidues sont habituellement hautes, pluristrates, fermées et luxuriantes. Leur physionomie s'oppose à celle des savanes et des forêts claires beaucoup moins denses et caractérisés par la présence permanente d'un tapis graminéen.

On distingue:

- La strate supérieure, composée de très grands arbres, les "émergeants" de 40 à 50 mètres de hauts, à fûts très droits pouvant avoir de forts diamètres. Leur cime est largement étalée et forme une voûte généralement discontinue.
- La strate moyenne formant une frondaison continue à une hauteur de 20-30 mètres. Les cimes s'interpénètrent et la densité des arbres de cette strate est nettement supérieure à celle de la strate supérieure.
- La strate arborescente inférieure essentiellement constituée d'individus dont les fûts se ramifient à faible hauteur. On y trouve aussi les arbres d'avenir appartenant aux genres de la strate supérieure.
- La strate arbustive est représentée par de petits sujets de sous-bois dans lesquelles on trouve encore des arbres en croissance.
- La strate herbacée est très discontinue et constituée de touffes d'espèces sciaphiles à larges feuilles.

La phénologie:

Quatre états phénologiques principaux peuvent permettre de décrire le cycle: la feuillaison, la floraison, la fructification et la chute des feuilles.

Dans les forêts denses sempervirentes il n'y a pas de période préférentielle pour la feuillaison ou la chute des feuilles. Celles-ci s'étalent sur toute l'année, au fur et à mesure de la formation des jeunes feuilles, une feuille pouvant subsister pendant plusieurs années. La chute peut n'atteindre que certaines branches d'un individu.

Comme son nom l'indique la forêt semi-décidue (ou semi-caducifoliée) diffère des forêts den-

ses sempervirentes par la caducité saisonnière du feuillage plus ou moins importante. Elle occupe les régions les moins pluvieuses du domaine forestier en Afrique de l'Ouest (précipitations annuelles de l'ordre de 1500 mm). Elle s'intercale souvent avec des formations secondaires basses et des savanes.

Ce sont les forêts semi-décidues qui occupent la plus grande partie du domaine forestier ouest africain. Elles ont une densité inférieure à celles des forêts denses sempervirentes.

- **La forêt dense sèche et la forêt claire**

Répartition:

Elle se situe dans l'aire des savanes, sous des climats à saison sèche marquée (de 3 à 6 mois) ou sous des climats plus humides sur substrat sec (collines etc...). En Afrique de l'Ouest, les surfaces occupées par la forêt dense sèche sont plus restreintes que celles occupées par la forêt dense humide. Cette forêt n'existe guère plus que sous forme de reliques, dans des lieux naturellement protégés du feu. Leur faible extension est due à l'action combinée de l'homme, du climat (la reconstitution d'une forêt sous climat à saison sèche marquée est plus difficile) et du feu puisque celui-ci les pénètre régulièrement.

Structure:

Par leur structure, on distingue la forêt dense sèche, au sous bois peu fourni et différent floristiquement, de la forêt claire pour laquelle le tapis graminéen est plus ou moins continu et comparable à celui des savanes.

La strate dominante s'élève entre 15 à 20 mètres de haut. Le pourcentage de recouvrement de la seconde strate est de 40 à 70%. Pour les forêts sèches, la strate herbacée est faiblement couvrante de 1 à 5% tandis que pour la forêt claire, il varie entre 30 à 60%.

Phénologie:

Les forêts denses sèches sont caractérisées par un cycle biologique annuel à deux phases, l'une de vie active en saison humide l'autre de vie ralentie en saison sèche.

Les espèces ligneuses sont essentiellement caducifoliées et se comportent de manière très irrégulière. Tous les intermédiaires sont possibles entre les espèces complètement défeuillées pendant toute la saison sèche et celles qui ne le sont que quelques jours, voire pas du tout. En Afrique, les forêts denses humides et sèches sont souvent séparées par une zone de savane.

Menaut (1983, [23]) classe ces forêts dans le biome des savanes bien que leur physionomie soit comparable à celle des forêts denses humides. Pour lui, leur composante saisonnière, leur aire climatique, le fait qu'elles soient parcourues par le feu et que l'évolution des savanes tende vers la forêt dense sèche, plaident en faveur d'un regroupement avec le "biome savane". Dans l'état actuel, les forêts denses sèches ouest-africaines présentent surtout des faciès dégradés (savane boisée à arbustive), ce qui plaide encore pour un tel regroupement.

III-4.2 La savane

Le terme savane est couramment utilisé pour les étendues herbeuses parsemées d'arbres. On définit plusieurs types de savane en fonction de la densité et de la hauteur du couvert ligneux (savane herbeuse, arbustive, arborée, boisée). La définition de Trochain (1957, [32]) est la sui-

vante: "formation végétale herbeuse comportant une strate herbacée supérieure continue d'au moins 80 centimètres de hauteur, qui influence une strate inférieure de graminées à feuilles planes, basilaires et caulinaires, ordinairement brûlées annuellement; plantes ligneuses ordinairement présentes".

Aujourd'hui, il est admis que l'on ne peut dissocier savane et feu, l'un maintenant l'autre.

Répartition:

En Afrique de l'Ouest sa superficie est estimée à 4 millions de km² (Menaut, 1990 [24]). On trouve la savane sous climat tropical à saison sèche marquée (5 à 9 mois) avec des précipitations qui varient de 500 à 800 mm, mais aussi sous climat plus humide dans l'aire des forêts claires où les précipitations sont de 800 à 1500 mm par an avec une saison sèche de 5 à 7 mois. Les sols sont de type ferrugineux. Les phénomènes de cuirassement sont fréquents. La présence d'un bowal (ou espace cuirassé) engendre des savanes herbeuses spécifiques.

La structure et les différents types de savane:

La savane est pluristrate le plus souvent, la strate supérieure est ligneuse, ouverte, composée d'arbres ou/et d'arbustes caducifoliés, la strate inférieure graminéenne, que l'on peut sub-diviser en deux strates. Les arbres peuvent être ramifiés à faible hauteur. Leur taille est nettement plus modeste que celle des forêts (12-15 mètres). Souvent les différents types de savanes se présentent sous forme de mosaïque.

De ce fait, il apparaît peu réaliste de vouloir séparer la savane arborée de la savane arbustive (Menaut, 1983 [23]): en zone de savane guinéenne les plantes ligneuses se développent fréquemment en îlots ponctuant ainsi le couvert herbacé par des auréoles ligneuses. Ce type de distribution rend le feu moins efficace au niveau des îlots et facilite la régénération de jeunes arbres. Ce phénomène n'existe plus en zone soudanienne.

Les différents types de savanes sont illustrés dans la Figure 3-5.

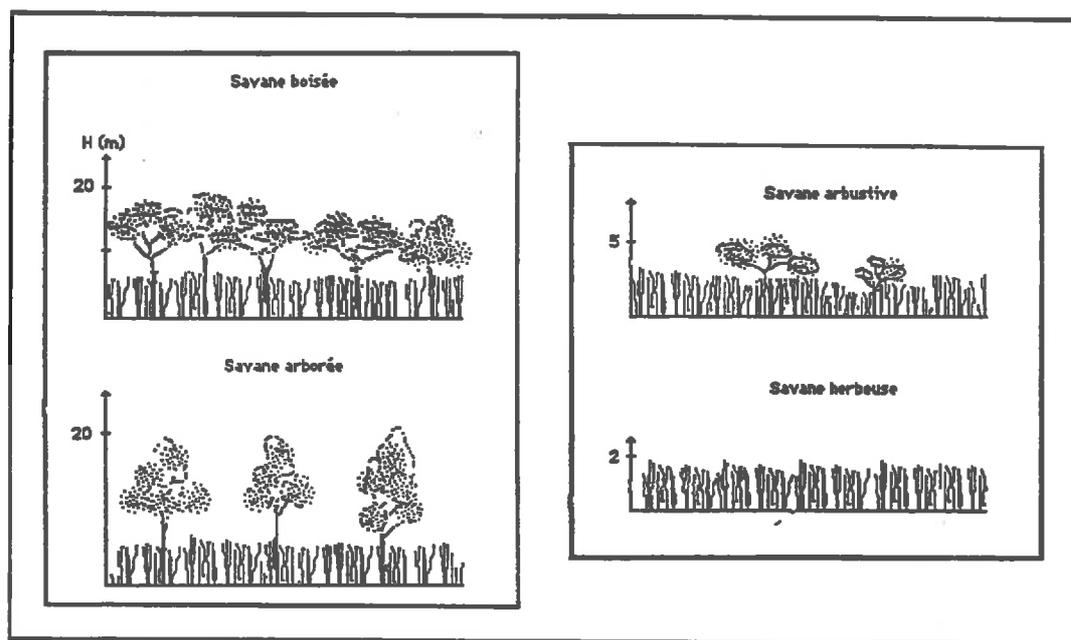


Figure 3-5 : Profils des différents types de savanes (Trochain, 1957 [32]).

La phénologie:

Les arbres de savane sont essentiellement caducifoliés avec un rythme saisonnier bien marqué. Le cycle annuel est calqué sur le régime des pluies et le cycle des ligneux et des herbacées est légèrement décalé. Pour les herbacées, on observe fréquemment une repousse après les feux.

Leur floraison se situe en fin de saison humide pour les savanes guinéennes de la Côte d'Ivoire (Menaut, 1983 [23]). Des observations sur le terrain effectuées en Guinée (région de Kankan) permettent de localiser la floraison en fin de saison humide et le jaunissement du couvert herbacé en octobre. La Figure 3-6 schématise le cycle annuel d'une savane en zone soudanienne d'après Fournier (1987, [11]).

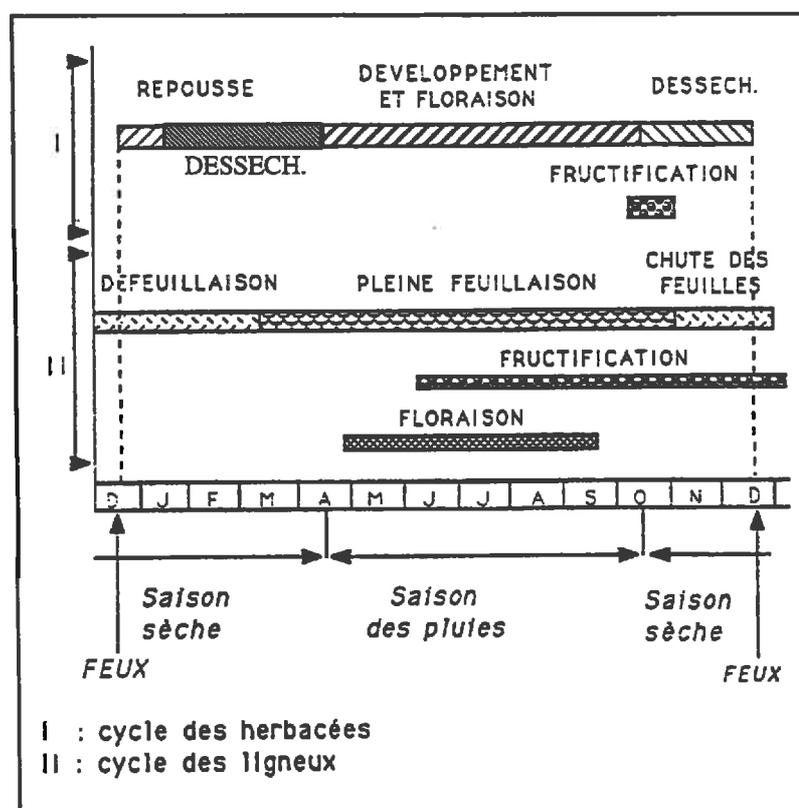


Figure 3-6 : Cycle annuel général des arbres et herbacées dans le parc de la Comoé (Côte d'Ivoire) (Fournier, 1987 [11]).

Le cycle végétatif de la plante est lié à la capacité du système racinaire à exploiter les réserves en eau du sol. En général le système racinaire des espèces ligneuses de savanes est beaucoup plus développé que celui des forêts, mais la biomasse racinaire reste souvent concentrée dans les premiers 50 cm de sol (Menaut, 1971 [22] - Poupon, 1979 [27]).

III-5 Construction de la base de données régionale

La modélisation des flux hydriques sera d'autant plus fidèle que les caractéristiques du milieu naturel seront mieux prises en compte. Les éléments de climatologie, de pédologie et de végétation qui viennent d'être présentés doivent donc être intégrés à un stade donné dans la description des différents termes de flux hydriques. De plus, pour spatialiser ces termes, leurs caractéristiques de répartition sont évidemment indispensables.

Ce sont les raisons pour lesquelles un effort important a été fait pour construire une base de données qui fournit les grandeurs discrétisées nécessaires.

III-5.1 Données Climatologiques

Les données climatologiques utilisées sont extraites de l'atlas agroclimatique des pays du CILSS, établi par R. Morel (1992, [4]). Elles couvrent une période de 30 ans, des années 1950 à 1980. Le sens de série normale est celui de l'O.M.M. avec une durée de 30 ans. Elle correspond à la période nécessaire pour avoir une moyenne stable des différents paramètres agroclimatiques (on estime que 8 à 10 ans sont suffisants pour les températures).

Le fondement de cet atlas a été la constitution d'une banque "exhaustive" puisque constituée de l'ensemble chronologique des données climatiques ponctuelles disponibles. Les mesures proviennent du réseau existant avec des densités irrégulières. Le recueil concerne aussi bien les stations synoptiques que les postes climatologiques ou agroclimatiques. Seuls les paramètres nécessaires à l'analyse de la situation agroclimatologique et au fonctionnement des modèles de bilans hydriques ou biologiques ont été calculés. Les valeurs ont été contrôlées au niveau de la vraisemblance physique des mesures et de la cohérence spatiale.

Les champs par décade ont été interpolés par krigeage avec l'emploi éventuel d'un modèle numérique de terrain. La couverture géographique, calculée pour les champs, va de 5°N à 27°N

en latitude, et en longitude de -19°W à 25°E.

Les données disponibles sont les suivantes: Ta moy (°C), Ta min (°C), Ta max (°C), Vent (m/s), Insolation (heure décimale), Pression de vapeur (mb) et Pluie (mm). Un exemple de champs mensuel (la pluie) est donnée dans la figure suivante (Figure 3-7):

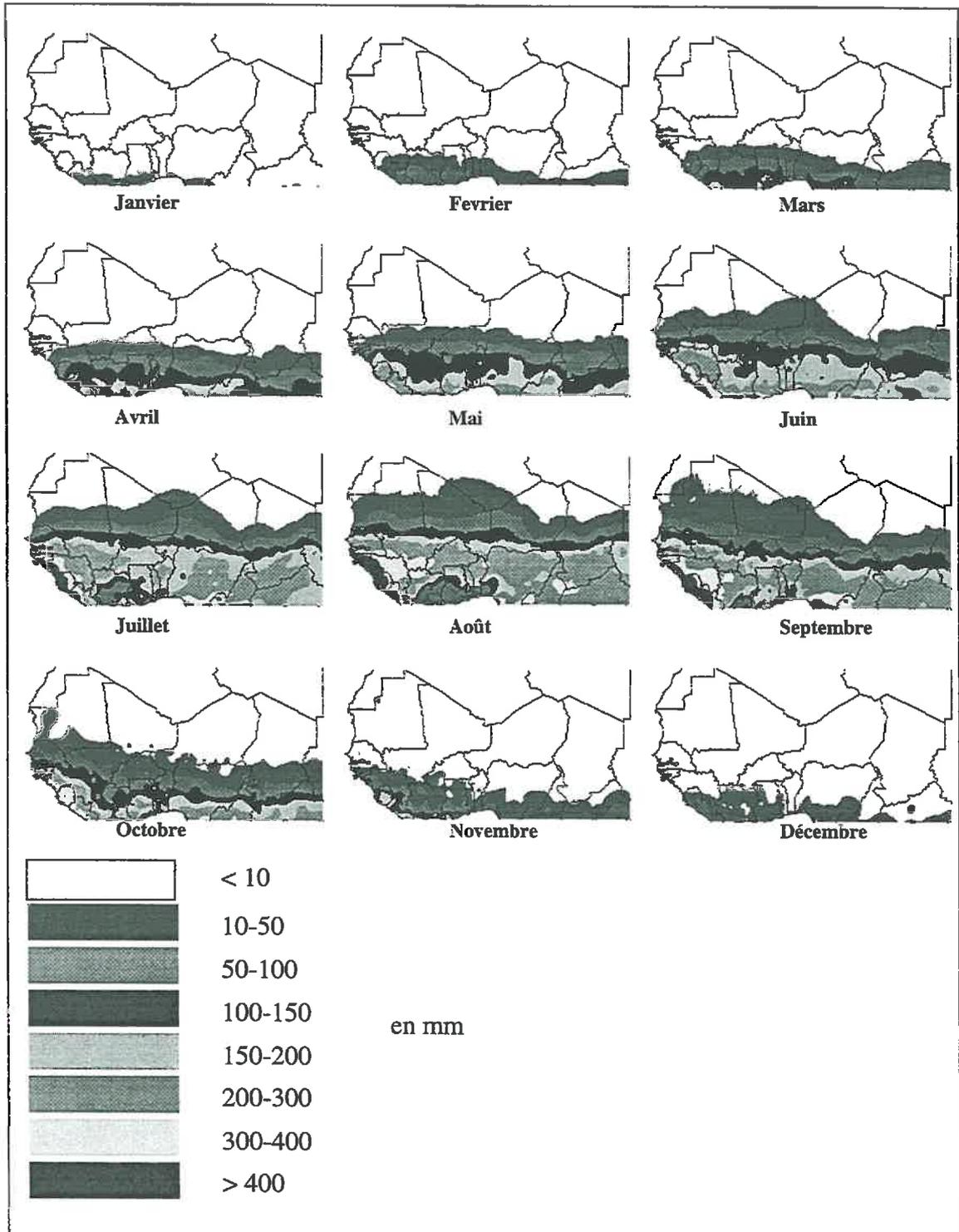


Figure 3-7 : Cartes mensuelles moyennes des pluies (1951 - 1980).

III-5.2 Donnée topographique

La topographie de l'Afrique de l'Ouest (Figure 3-8) a été extraite de la carte globale de l'Afrique de résolution égale à 30 x 30 seconde d'arc réalisée par l'US Geological Survey. La qualité de cette carte est globalement satisfaisante, malgré quelques défauts en particulier dans les régions à faible relief ou désertique.

De cette carte, ont été dérivées une carte d'orientations et une carte de pentes qui serviront dans la suite, à la détermination du bassin et des écoulements du fleuve Niger.

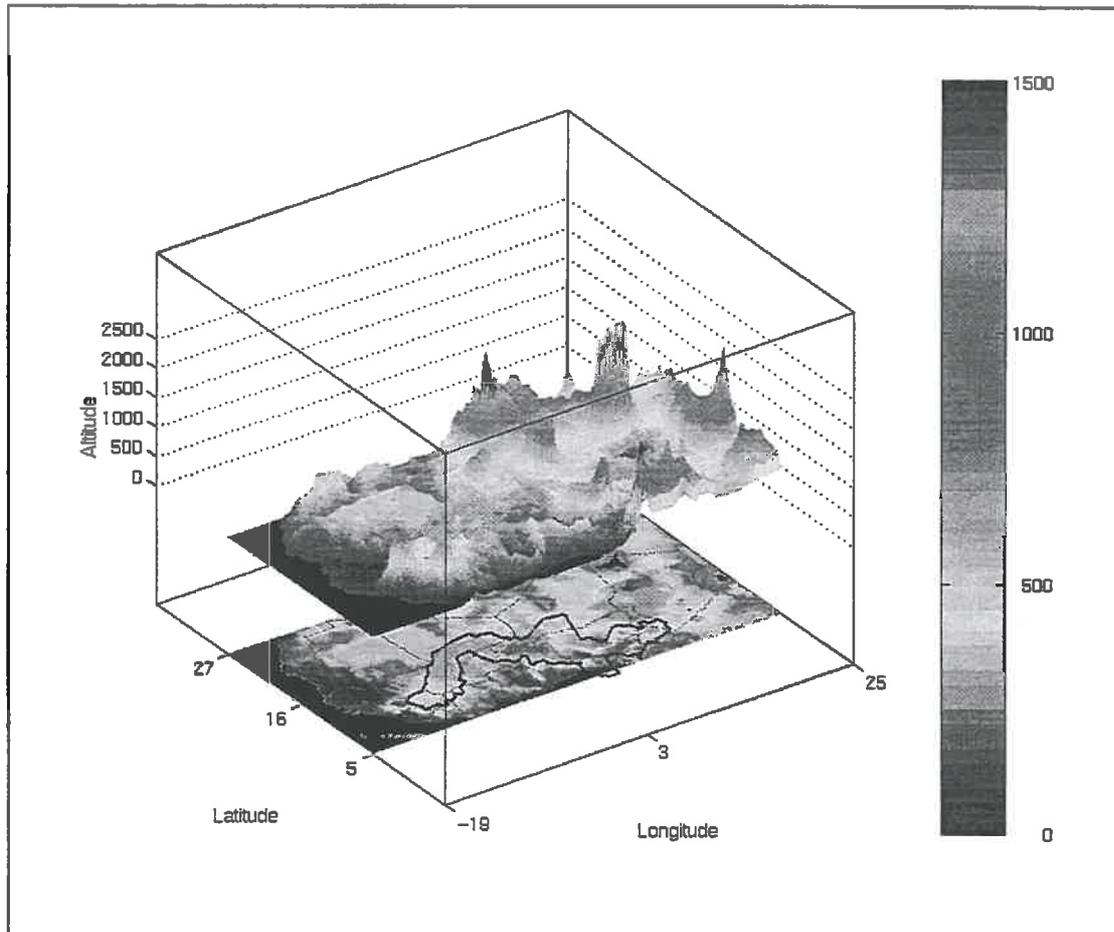


Figure 3-8 : Topographie de l'Afrique de l'Ouest et découpage du bassin du fleuve Niger.

III-5.3 Données satellitaires

III-5.3.a Données de rayonnement

La connaissance du rayonnement solaire global à la surface de la terre et de l'albédo de surface sont des paramètres importants et nécessaires pour la modélisation d'un bilan énergétique. Malheureusement de telles mesures au sol, qui sont déjà par nature très localisées et peu nombreuses, sont pratiquement inexistantes sur le continent africain. De plus les quelques mesures disponibles sont jugées de médiocres qualités par les spécialistes à cause du mauvais entretien des capteurs au sol.

Pour ces raisons, et grâce aux données satellitaires, de nombreux auteurs ont essayé d'extraire à

partir de celles-ci, une mesure du rayonnement solaire global et de l'albédo au niveau du sol.

- **Rayonnement global**

Les cartes de Rayonnement global ont été calculées par Dedieu (1984 [7]). Elles ont été établies à partir de données METEOSAT pour un pas de temps décadaire. Le passage au pas de temps mensuel a été réalisé en utilisant la moyenne de 3 décades.

Concernant les corrections géométriques et les artefacts, ils sont de même type que pour les données d'albédo.

Pour la validation numérique de ces données, nous avons comparé la moyenne annuelle à la carte de l'Afrique de l'ouest publiée par Landsberg (1965) et reprise par Le Houerou (1990 [19]). Les valeurs numériques sont du même ordre de grandeur ainsi que les zonations.

- **Albédo**

Les 12 cartes mensuelles d'albédo ont été calculées (Dedieu, 1987 [8]) à partir des données Météosat de l'année 1985. La variabilité temporelle de ces données d'une année à l'autre n'est pas très importante ce qui permettrait de n'utiliser qu'une carte d'albédo mensuelle. Cette constatation permet de valider l'utilisation comme albédo moyen, celui calculé sur l'année 1985.

L'utilisation des données d'albédo a nécessité d'importantes corrections géométriques (passage de la projection Météosat à la projection Plat Carré choisie comme référence) et un ré-échantillonnage spatial. Il existe sur ces données de gros artefacts spatiaux qu'il a fallu minimiser par un filtrage spatial.

III-5.3.b Indice global de végétation

Le comportement phénologique des formations végétales en Afrique de l'Ouest dépendant beaucoup du bilan hydrique dans les écosystèmes, il était indispensable de disposer de la meilleure observation possible de l'apparence des peuplements en tout point.

Pour cela, on exploite traditionnellement l'indice de végétation calculé à partir des mesures en optique et proche infrarouge acquises par satellite. Toutefois, il faut noter que cette grandeur ne témoigne que de l'état chlorophyllien de la feuillaison des formations. Il n'y a donc qu'une partie du cycle phénologique qui est ainsi accessible de façon indirecte et intégrée. Quoiqu'il en soit, la donnée satellite étant la seule qui permette une connaissance spatiale et temporelle de cette caractéristique, on a construit la partie correspondante de la base de données avec des informations acquises dans l'archive NOAA.

Les données proviennent donc du radiomètre AVHRR des satellites de la NOAA et acquises sur les zones d'étude présentées en III-1. Les scènes d'origine sont des synthèses hebdomadaires réalisées à l'échelle de l'indice de végétation global (GVI), soit environ une surface de 16x16 km, obtenue par échantillonnage de la mesure d'origine à 1.1 km.

Ces synthèses ont été acquises pour 10 années de 1982 à 1992. Pour chaque point élémentaire, ces grandeurs ont été moyennées puis interpolées dans le temps. Un échantillonnage au pas de temps décadaire (fréquence plus basse que la donnée d'entrée) a été ensuite appliqué à ces signaux.

Par analogie avec la caractérisation climatique des grands biomes qui est pratiquée dans les études globales des changements de l'environnement (voir CHAPITRE I, I-1, page : 5), le GVI est souvent calculé au pas mensuel. La résolution décadaire choisie ici a paru plus adaptée à l'échelle régionale des deux zones d'étude.

Enfin, le choix de cette séquence décennale repose sur un compromis entre la facilité d'accès à

des données homogènes (ou homogénéisées par traitement) et une durée d'acquisition suffisamment longue. En l'état actuel des données d'observation spatiale de la Terre, ce jeu de données sur 11 ans fournit une observation représentative du cycle annuel de l'indice de végétation dans cette région. De plus, des années comme 1983 et 1984 ont une pluviométrie inférieure à la moyenne: leur intégration dans le jeu de données lui apporte donc une variabilité naturelle. Ce sont ces informations au pas décadaire qui constituent la base de données de l'indice de végétation global. Ces données sont illustrées par la figure suivante (Figure 3-9):

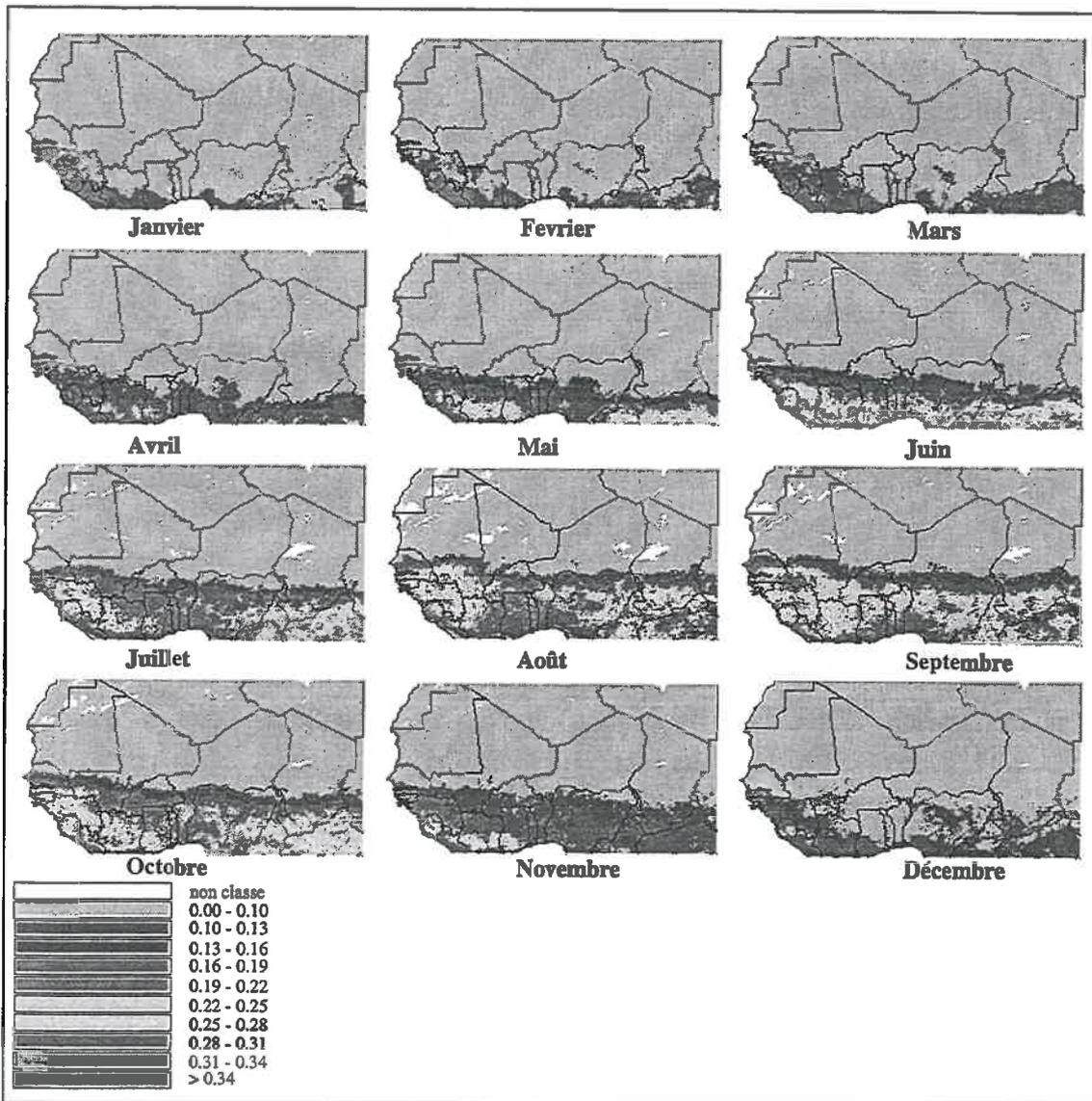


Figure 3-9 : Gvi mensuel moyen (1982 - 1992).

III-5.3.c Température de surface

Les données nécessaires au calcul de la température de surface (T_s) ont été obtenues après le protocole de synthèse appliqué aux données optiques et proche infra-rouge nécessaires au calcul du GVI ou du NDVI. Ainsi, les mesures extraites des canaux 4 et 5 ont servi d'entrée pour calculer T_s selon la méthode de Split Window (SWT) proposée par Becker (1990 [4]) et

reprise par Kerr (1991 [14]).

Ils arrivent ainsi à une expression de la SWT dont les coefficients a_i sont calculés au moyen des émissivités. Dans le cas de données fournies par l'AVHRR/2 à bord de NOAA-9, ils obtiennent (Becker, 1990 [4]):

$$T_s = a_0 + a_1 T_{10,8} + a_2 T_{11,9} \quad (3.1)$$

avec: $a_0 = 1,274$

$$a_1 = 3,63 + 2,068 (1-\varepsilon)/\varepsilon + 18,924 \Delta\varepsilon/\varepsilon^2$$

$$a_2 = -2,63 - 1,912 (1-\varepsilon)/\varepsilon - 19,406 \Delta\varepsilon/\varepsilon^2$$

où: $\varepsilon = (\varepsilon_{10,8} + \varepsilon_{11,9})/2$

et $\Delta\varepsilon = (\varepsilon_{10,8} - \varepsilon_{11,9})/2$

Il est à noter que les coefficients a_i sont indépendants de l'atmosphère et ne dépendent que du site (à travers le coefficient d'émissivité ε).

L'utilisation de ce résultat dans le cas étudié peut être justifiée par le fait que l'on travaille sur des synthèses temporelles, ce qui entraîne une homogénéité de l'atmosphère, l'hypothèse d'un ciel clair est donc pleinement justifiée ainsi que son équilibre thermodynamique. Le point crucial restant la prise en compte des émissivités.

Dans l'état actuel du travail le coefficient d'émissivité est pris égal à 0.95. Cette approximation repose sur le fait qu'il n'existe pas de détermination des coefficients d'émissivité à l'échelle continentale. Pour minimiser la variation spatiale de ce coefficient et pour diminuer le bruit, on a effectué un filtrage spatial pour obtenir une certaine homogénéité spatiale. En réalité, ce coefficient varie entre environ 0.90 pour un sol nu et 0.98 à 0.99 pour une végétation verte couvrante (Kerr et al., 1992 [15]).

Une seconde méthode d'évaluation de la température de surface a été utilisée en particulier pour les données NOAA kilométriques. La température de surface est déterminée comme une combinaison de température de surface de sol nu et de température de surface d'une végétation couvrante (Kerr et al., 1992 [15]). La proportion de sol nu est estimée à partir du NDVI.

Sur le même principe, Van de Griend et al. (1993 [34]) et Roozkrans (1994 [29]) déterminent la température de surface comme une combinaison de température de surface de sol nu et de température de surface d'une végétation couvrante en améliorant l'estimation de l'émissivité de surface; cette émissivité est fonction du NDVI. Ces méthodes sont décrites en ANNEXE C I-4, page : 192.

III-5.3.d Indice de végétation kilométrique

L'étude plus locale de la régionalisation des flux hydriques sur le bassin du haut Niger nécessitait une donnée de caractérisation de la surface qui soit de meilleure résolution spatiale. Pour cela, il a été ajouté à la base de données, une série temporelle de mesures AVHRR couvrant la période de février 1990 à janvier 1991. Ces informations ont la résolution originale de 1.1 km. Elles proviennent d'un jeu de données du programme S.A.L.T. qui en a assuré le prétraitement géométrique et radiométrique (Gond, 1995 [13]).

Les données ont fait l'objet d'une synthèse temporelle avec le filtre GAPF (Geometrical and Physical Filter; Amram et al., 1994, [1]). Cette méthode met en oeuvre conjointement des critères physiques et des critères biologiques qui permettent de :

- retenir les meilleures images de ciel clair,

- éliminer les variations temporelles sans signification biologique.

Les valeurs obtenues dans les différents canaux permettent ensuite de calculer l'indice de végétation normalisé (NDVI) et la température de surface (par la méthode de SWT).

III-5.4 Conclusion

Précisément, l'acquisition, la correction ou la construction de ces données ont été effectuées de sorte que les résultats apportent une amélioration par rapport aux données déjà connues (Viovy, 1990 [35]; Loudjani, 1993[20]; Gond, 1995 [13]) et généralement utilisées pour caractériser les milieux naturels en Afrique de l'Ouest. C'est la raison pour laquelle ce sont les données climatologiques de Morel (1992 [25]) qui ont été exploitées. De la même façon, un effort particulier a conduit à traiter les données de cartographie du sol du GRID-UN à Genève (McGregor, 1992 [21]) qui ont une résolution spatiale de 2'x2'; ceci représente une amélioration si on compare cette cartographie avec celles qui sont utilisées en entrée de nombreux schémas de paramétrisation sol-végétation-atmosphère. Sur le plan temporel, la même attention a été portée à la fréquence des données moyennes restituées. Dans tous les cas, les données ont ainsi été produites à la périodicité décadaire, tant pour les mesures au sol que pour les mesures spatiales.

L'amélioration des données qui résulte de cette partie du travail est une contribution importante à l'interprétation des mécanismes qui conditionnent les flux hydriques et leur régionalisation.

Bibliographie

- [1] Amram O., Cherchali S., Flouzat G., GAPF (Geometrical And Physical Filter): A temporal filtering method for NOAA/HRPT data, The European Symposium on Satellite Remote Sensing: EUROPTO, Rome, Septembre 1994.
- [2] Achard F., Etude des rythmes saisonniers de la végétation en Afrique de l'Ouest par télédétection spatiale, Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, décembre 1989.
- [3] Aubreville A., Conceptions modernes en bioclimatologie et classifications des formations végétales, Adansonia, sér. 2, 5, 1965.
- [4] Becker F., Zhao-Liang li, Towards a local split window method over land surfaces. Int. J. Remote Sensing, Vol. 11, N° 3, pp. 369-393, 1990.
- [5] Cadet D., Dynamics in the tropic and synoptic disturbances. Ecole d'été, Les climats subtropicaux et leur évolution: de l'observation spatiale à la modélisation. La-londe-les-maures, septembre 1992.
- [6] Casenave A., Valentin C., Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration, Edition de l'Orstom, 1989.
- [7] Dedieu G., Estimation du rayonnement solaire global au sol et de l'albédo à l'aide de METEOSAT. Thèse, Mai 1984. Université Paul Sabatier, Toulouse, 98 pp.
- [8] Dedieu G., Deschamps P.Y., Kerr Y.H., Satellite Estimation of Solar Irradiance at the Surface of the Earth and of Surface Albedo Using a Physical Model Applied to Meteosat Data. J. of Climate and Applied Meteorology, Vol. 26, N° 1, January 1987.
- [9] D'Hoore J.L., La carte des sols d'Afrique au 1/5.000.000. Mémoire explicatif et planches. Commission de coopération technique en Afrique. Projet conjoint No. 11, Lagos, 1964.
- [10] FAO-UNESCO, Carte mondiale des sols au 1/5.000.000. Volume VI: Afrique. FAO-UNESCO 1971-1981, Paris 1976.
- [11] Fournier A., Cycle saisonnier de la phytomasse et de la production herbacée dans les savanes soudaniennes de Nazinga (Burkina), Bulletin Ecologie No 18 (4), pp 409 - 430, 1987.
- [12] Gaussen H., Les cartes de végétation, Institut français de Pondichéry, Trav. Sect. Sci. Tech. 1, pp 51 - 87, 1957.
- [13] Gond V., Contribution des données NOAA-AVHRR à la caractérisation des savanes africaines: Approche locale, approche continentale. Thèse de doctorat de l'Université Toulouse le Mirail, 1995.
- [14] Kerr Y.H., Corrections atmosphériques dans l'infra-rouge thermique: cas de l'AVHRR. In Proc. 5th Coll. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, SP 319, ESA, Paris, pp. 29-34, 1991.
- [15] Kerr Y.H., Lagouarde J.P., Imbernon J., Accurate Land Surface Temperature Retrieval from AVHRR Data with Use of an Improved Split Window Algorithm. Remote Sens. Environ., 41, p 197 - 209, 1992.
- [16] Koster R. D., Bliss N. B., Amer S. A., Sorooshian S., Global soil data set development and analysis. NASA Goddard DAAC ISLSCP Initiative I, April 1995.
- [17] Laporte Nadine, Etude de l'évolution spatio-temporelle de la végétation tropicale: utilisation de données satellitaires NOAA/AVHRR sur l'Afrique de l'Ouest, Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, Octobre 1990.
- [18] Lavenu F., Digitized vegetation map of Africa, Scale: 1/5 000 000, ICIV, 1987.
- [19] Le Houerou H.N., Définition et limites bioclimatiques du Sahara. Sécheresse N°4, Vol. 1,

pp. 246 - 259, décembre 1990.

[20] Loudjani P., Apport des données satellitaires en vue de l'estimation de la production primaire nette à l'échelle régionale: cas de l'Afrique de l'Ouest, Thèse de l'Université Orsay - Paris Sud, 151 pp., 1993.

[21] MacGregor, L., UNEP/GRID. Global gridded FAO/UNESCO soil units. Digital raster data on a 2-minute geographic (lat/long) 10800x5400 grid. In : Global ecosystems data base version 1.0 : Disc A. Boulder, CO : NOAA National Geophysical Data Center. GED 1.0 Documentation A16X-2, 1992.

[22] Menaut J.C., Etude de quelques peuplements ligneux d'une savane guinéenne en Côte d'Ivoire, Thèses Université de Paris, 141 pp, 1971.

[23] Menaut J.C., The vegetation of African Savannas, Edit. F. Bourlière, pp 109 - 149, Elsevier, Amsterdam, 1983.

[24] Menaut J.C., Proceeding of the Chapman Conference on biomass burning, Williamsburg, Virginia, 1990.

[25] Morel R., Atlas agroclimatique des pays du CILSS, Programme Agrhymet, Niamey 1992.

[26] Olivry J.C., Bricquet J.P., Bamba F., Diarra M., Le régime hydrologique du Niger supérieur et le déficit des deux dernière décennies, Grands Bassins Fluviaux, Paris, 22 - 24 novembre 1993, Editions ORSTOM: Grands bassins fluviaux périalantiques: Congo, Niger, Amazone , pp. 251 - 266, 1995.

[27] Poupon H., Structure et dynamique de la strate ligneuse d'une steppe sahélienne au nord du Sénégal, Thèse d'Université de Paris, 317 pp, 1979.

[28] Ribstein P., Modèles de crues et petits bassins versants au sahel, Editions de l'Orstom, collection études et thèses, 1990.

[29] Roozkrans H., Mapping of desertification parameters using NOAA-AVHRR data, Symposium EUROPTO, Rome, Septembre 1994.

[30] Schnell R., Introduction à la phytogéographie des pays tropicaux, Gauthier-Villards, Vol. 2, pp 501-951, 1971.

[31] Staub B., C. Rosenzweig, Global digital data sets of soil type. Soil texture, surface slope and other propoerties : documentation of archived dta tape. NASA GSFC, Technical memorandum 100685, New York, Oct. 1987.

[32] Trochain J.L., Accord interafricain sur la définition des types de végétation de l'Afrique tropicale. Bull. Inst. Et. Centrafric., No 13 - 14, pp 55 - 93, 1957.

[33] Trochain J.L., Ecologie végétale de la zone intertropicale non desertique, Université Paul Sabatier, Toulouse, 468 pp, 1980.

[34] Van de Griend A.A., Owe M., On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, IJRS, Vol. 14, N° 6, p 1119 - 1131, 1993.

[35] Viovy N., Etude spatiale de la biosphère terrestre : Intégartion de modèles écologiques et de mesures de télédétection. Thèse de l'INPT, 7 novembre 1990, Toulouse.

[36] Walter H., Grassland, Savane und busch der arideren Teile Afrikas in ökologischen Bedingtheit, Jahrb. Wiss. Bot. 87, 1939.

[37] Webb, R.S., C. E. Rosenzweig, E. R. Levine, A global data set of soil particle size properties. NASA GSFC Technical memorandum 4286, New York, Sept. 1991.

[38] White F., The vegetation of Africa, A descriptive memoir to accompnay the UNESCO/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa, UNESCO, 356 pp, 1983.

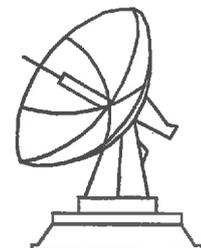
[39] World Survey of Climatology, Vol. 10, Climates of Africa, Elsevier Publishing Company, 1972.

[40] Zobler L., A world soil file for global climate modelling. NASA GSFC, Technical memorandum 87802, New York, Oct. 1986.

CHAPITRE IV

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest

IV-1 Introduction	71
IV-2 Comportement de la végétation par rapport à la pluviométrie	71
IV-3 Estimation de la disponibilité moyenne de l'eau pour la végétation.....	80
IV-4 Amélioration de la discrétisation verticale des flux.....	93
IV-5 Conclusion	118



IV-1 Introduction

Ce chapitre décrit le développement du modèle d'eau efficace destiné à être un indicateur fonctionnel de la végétation. Ce concept a pour objectif de caractériser les flux hydriques dans les écosystèmes d'Afrique de l'Ouest et d'en donner une connaissance spatiale et temporelle valide à l'échelle de la région.

Son principe consiste à déterminer la résultante des flux hydriques entrants et sortants dans les écosystèmes. Ce principe repose donc sur une caractérisation temporelle du bilan hydrique afin d'améliorer les descriptions bioclimatiques qui ont été rappelées succinctement plus haut (cf. I-1 et III-4).

Un tel indicateur fonctionnel nécessite de connaître le phasage entre l'alimentation hydrique et le comportement de la végétation afin d'évaluer l'eau réellement utile aux peuplements végétaux des écosystèmes. Il doit ensuite s'appuyer sur une description mécaniste des flux qui conditionne le développement de l'activité chlorophyllienne annuelle des formations étudiées.

Ainsi, le développement du modèle d'eau efficace a nécessité dans une première étape de préciser les comportements respectifs de la pluviométrie et de l'activité chlorophyllienne apparente des formations végétales. Ceci a donc conduit à construire une carte de ces formations pour pouvoir déterminer les cycles représentatifs.

Dans une deuxième étape, la quantité d'eau utile, notion d'eau efficace, est estimée pour montrer le déterminisme hydrique moyen de la phase productive du cycle annuel de la végétation. Les flux sortants sont modélisés par un calcul d'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Penman. C'est à cette étape que sont ensuite introduites les caractéristiques biophysiques de réaction des végétaux à l'alimentation hydrique. Cette interaction est traitée par le modèle non simplifié de Thornthwaite (1957 [49]) qui intègre l'apport en eau et le dessèchement du sol de façon moyenne sur l'épaisseur de sol considéré. Le choix de cette approche potentielle est induit par la recherche de mécanismes généraux mais simplifiés à ce stade de la modélisation.

Aussi, la troisième étape a pour but d'améliorer la description verticale des flux dans l'écosystème. Cette amélioration est réalisée avec l'objectif d'être compatible avec la connaissance spatiale déjà acquise et avec une description horizontale des flux horizontaux lorsque ceux-ci sont importants et ne peuvent être négligés. C'est une estimation de l'évapotranspiration réelle avec des mesures satellitaires qui est alors mise en oeuvre dans cette étape finale de la modélisation. De plus, le flux vertical dans le sol est représenté par la communication de réservoirs superposés. Les mêmes caractéristiques biophysiques sont mises en interaction avec la réserve d'eau aux différentes profondeurs. Le modèle d'eau efficace est complété par une première gestion des flux latéraux lorsque certains réservoirs sont saturés ou plus humides que dans le voisinage.

En résumé, ce chapitre présente le développement, la validation, et l'application du modèle d'eau efficace pour régionaliser les flux hydriques.

IV-2 Comportement de la végétation par rapport à la pluviométrie

IV-2.1 Cartographie des grandes formations végétales

La cartographie des grandes formations est évidemment un préalable obligatoire pour pouvoir calculer les comportements séparés de chacune de ces formations végétales.

Cette cartographie sur la région Afrique de l'Ouest est dérivée des images d'indice global de

végétation (GVI) calculées dans la base de données (CHAPITRE III, III-5, page : 59). Le calcul des distributions spatiales des principaux peuplements est exécuté à partir de l'évolution temporelle du GVI au pas de temps décadaire sur la période archivée de 11 ans (1982-1992). Le principe de cette cartographie est la discrimination de la forme des cycles de GVI qui sont donc utilisés pour représenter l'apparence chlorophyllienne des formations végétales. La méthode est une classification regroupant sous une étiquette identique les pixels présentant des similitudes de leur cycle annuel de GVI. Cette ressemblance des classes est mesurée pour l'ensemble des pixels grâce à la suite de leurs 52 valeurs hebdomadaires de GVI. Le regroupement dans cet espace temporel est obtenu par une technique de partition utilisant la méthode des nuées dynamiques (Viovy, 1990 [52]). Cette carte a donc une signification biologique évidente puisqu'elle intègre un cycle annuel moyen de mesures homogènes.

Le résultat présenté dans la Figure 4-1 est celui qui répond à la meilleure stabilité de la partition. Il fait apparaître 9 classes de surfaces terrestres. L'interprétation de ce résultat selon les connaissances acquises sur la végétation de la région conduit à la nomenclature jointe à la carte de la Figure 4-1.

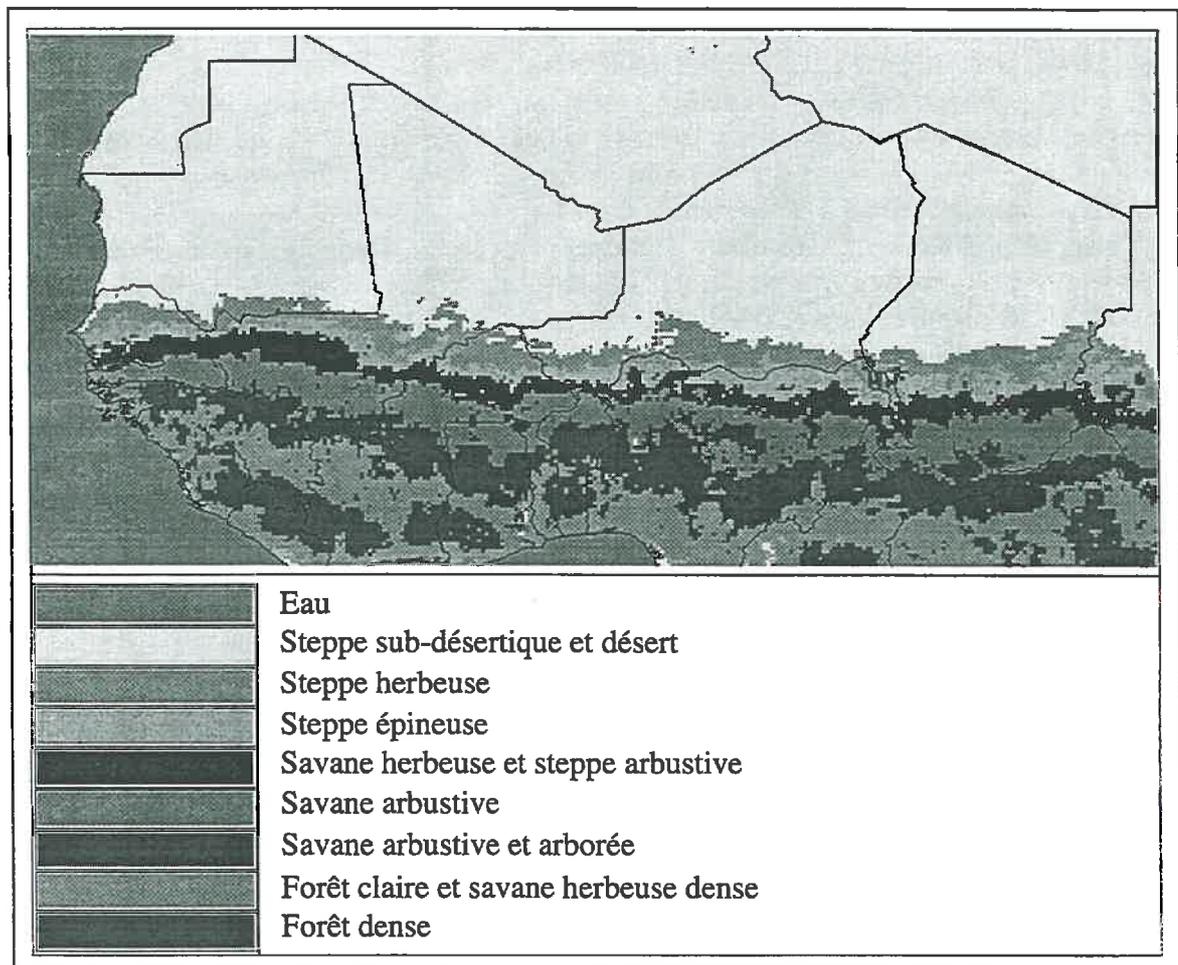


Figure 4-1 : Cartographie des grandes formations végétales de l'Afrique de l'Ouest.

La validation de cette cartographie est tirée de deux types d'analyse. L'analyse spatiale de la carte a été faite dans un premier temps selon trois transects Nord-Sud où des cartographies à

plus grande échelle sont disponibles. Il s'agit d'abord d'un transect dans la partie sud du Mali où la zonation des formations a été comparée à la carte des formations végétales au 1/1.000.000e (Sysame, 1991 [47]). L'organisation latitudinale des classes dans cette région a permis de voir que les limites de la classe de savane arbustive et arborée correspondent bien aux formations identiques du domaine soudano-guinéen. De même, la savane arbustive se superpose correctement au domaine soudanien où différentes formations arbustives et parfois arborées sont très largement représentées. Les savanes herbeuses et steppes arbustives sont logiquement à la limite des parties nord du domaine soudanien et se trouvent en partie dans le domaine sud-sahélien des formations correspondantes de la carte de référence. Plus au nord, la classe des steppes épineuses complète l'occupation du domaine sud-sahélien avec une bonne correspondance de la limite nord. Enfin, les steppes herbeuses et sub-désertiques se localisent dans le nord sahélien et correspondent aux zones à faible présence ligneuse dans la carte au 1/1.000.000e.

Un deuxième transect a ensuite été observé sur le Burkina-Faso en retenant la partie concernée du transect S.A.L.T. et en analysant la répartition zonale des formations par rapport à la carte de la végétation du Burkina au 1/1.000.000e (Fontes, 1993 [9]). Ainsi la savane arbustive et arborée apparaît parfaitement incluse dans le secteur sud-soudanien et correspond bien à la partie la plus ligneuse des savanes arbustives à arborées. La limite nord de la classe de savane arbustive correspond bien à la limite nord du reste de ce secteur sud-soudanien occupé par des savanes arbustives et arborées moins denses. La classe des savanes herbeuses et steppes arbustives couvre bien le secteur nord-soudanien où les savanes arbustives à arborées sont dans la plus grande partie de faible densité ligneuse. En allant vers le nord du Burkina, la classe des steppes épineuses est incluse dans le secteur sud sahélien et correspond au territoire des steppes à Guierria sans aller jusqu'à la limite avec le secteur nord-sahélien. Par conséquent, les steppes herbeuses occupent une plage en latitude plus large que le seul domaine nord-sahélien de la carte. A l'extrême nord du pays, la classe des steppes désertiques correspond à la zone quasi continue de steppes herbeuses dans cette cartographie de référence.

Enfin, un troisième transect a été étudié dans le nord du Cameroun grâce à la carte phytogéographique au 1/500.000 de Letouzey (1985, [29]). La limite commune des classes de "forêt claire et savane herbeuse dense" et de "savane arbustive et arborée" correspond à la frontière nord du domaine soudanien; la forêt claire identifiée par les GVI est bien superposée aux formations boisées de la carte. La classe de savane arbustive s'identifie également bien aux boisements dégradés et aux jachères du secteur soudano-sahélien. Au nord, les savanes herbeuses et steppes arbustives représentent les steppes arbustives du domaine sahélien avec une bonne localisation. Enfin, dans la partie la plus au nord du Cameroun, les steppes herbeuses et épineuses situent correctement les steppes du secteur sahélien (dans cette validation, on n'a pas tenu compte des effets de l'altitude: les superficies concernées étaient trop faiblement représentées à l'échelle de la carte obtenue avec les données GVI).

Dans un second temps, l'analyse spatiale a consisté à comparer la cartographie obtenue avec le GVI à la carte de White (1983, [55]). Outre l'amélioration de la précision de localisation des formations, la carte produite ici avec les mesures satellitaires apporte des informations générales importantes. Tout d'abord, le bloc des forêts denses apparaît bien séparé en deux parties en Côte d'Ivoire et la région côtière au sud de ces massifs n'est plus occupée par la forêt dense humide. Ces observations confortent d'autres analyses qui ont été réalisées avec seulement des séries annuelles (ex: Gond, 1995 [12]). De même, le massif de forêt dense du sud du Nigeria ne se distingue pas du comportement de la forêt claire.

Par ailleurs, la comparaison avec la carte UNSO de White fait apparaître un problème de typologie puisque le domaine des savanes guinéennes (herbeuses, arbustives et boisées) se superpose en partie avec la classe appelée 'forêt claire et savane herbeuse dense'. Plus au nord, la limite des forêts claires soudanaises de White est en accord et bien précisée par la classe des "savanes arbustive et arborée". Par contre, en continuant vers le nord, la carte des steppes proposée par White semble approximative au regard du résultat obtenu ici.

Cette analyse spatiale a été complétée par une évaluation vis à vis de la carte FAO/ICIV (1987, [27]). La typologie des classes proposée semble en bon accord et apporte en plus une meilleure précision de localisation. L'organisation latitudinale du domaine des savanes est ainsi affinée. Cependant, la même observation sur la distribution géographique des formations ligneuses doit être faite au vu des résultats produits à partir de l'archive décennale.

Au total, il semble bien que cette cartographie propose une nette amélioration par rapport aux données antérieures à petite échelle. Le fait qu'elle soit construite sur une moyenne de 11 cycles annuels de GVI lui confère une bonne fiabilité de représentation des formations.

IV-2.2 Calcul du cycle moyen d'indice de végétation

La mise au point de l'indicateur fonctionnel de la végétation implique de calculer les comportements moyens des différentes formations végétales. Connaissant leur répartition par la cartographie et leurs valeurs moyennes décennales par la base de données, on en extrait les cycles moyens de GVI: on admet qu'ils décrivent l'état chlorophyllien des peuplements à l'échelle de la région observée. Les caractéristiques de ces cycles annuels sont analysés à partir des deux résultats présentés en Figure 4-2 et en Figure 4-4.

La Figure 4-2 donne les cycles de GVI obtenus par une moyenne décennale calculée sur l'ensemble des surfaces occupées par les différentes formations végétales. La Figure 4-4 donne les cycles correspondants aux différents sites S.A.L.T. ou aux localités les plus proches pour obtenir des moyennes sans mélange de classe. Les valeurs absolues obtenues semblent faibles: cela est dû aux corrections pratiquées mais affecte les résultats de façon homogène. Habituellement, on estime que l'effet du sol sous-jacent ne disparaît qu'à des valeurs supérieures à 0.10 au delà de laquelle la variation d'un indice de végétation devient significative. Dans le cas présent, les corrections appliquées amènent à considérer cette évolution à partir de 0.05: on verra plus loin que cela entraîne une grande prudence d'interprétation pour les formations végétales peu couvrantes.

Les cycles moyens de GVI des formations végétales (Figure 4-2) sont présentés avec une barre d'erreur calculée par l'écart type pour chaque décade sur les 11 semaines les plus proches. A l'exception des forêts, les profils obtenus sont peu bruités, ce qui leur donne une bonne représentativité des comportements moyens. Si l'on observe ces résultats du nord vers le sud, on voit que l'écart-type sur les 11 ans augmente avec la densité de ligneux. Ceci est particulièrement net à partir de la savane arborée et arbustive.

Dans le cas des forêts, la phénologie est plus complexe et les valeurs de GVI toujours élevées. Il faut remarquer la longueur du cycle et la diminution du GVI en pleine saison des pluies. La subsistance de cette dépression en juillet-août-septembre sur ces données décennales semble identifier un phénomène régulier même si les écart-types sont élevés dans cette période. Les savanes arbustives présentent des périodes chlorophylliennes plus courtes puisque l'augmentation du GVI ne commence que vers le mois de mai. Ensuite, plus on va vers le nord, plus ces périodes sont courtes et de moindre amplitude jusqu'aux valeurs faibles et constantes des milieux désertiques; ce qui correspond aux comportements phénologiques connus.

L'organisation latitudinale de la végétation dans cette région du monde correspond donc clairement à ces cycles annuels moyens.

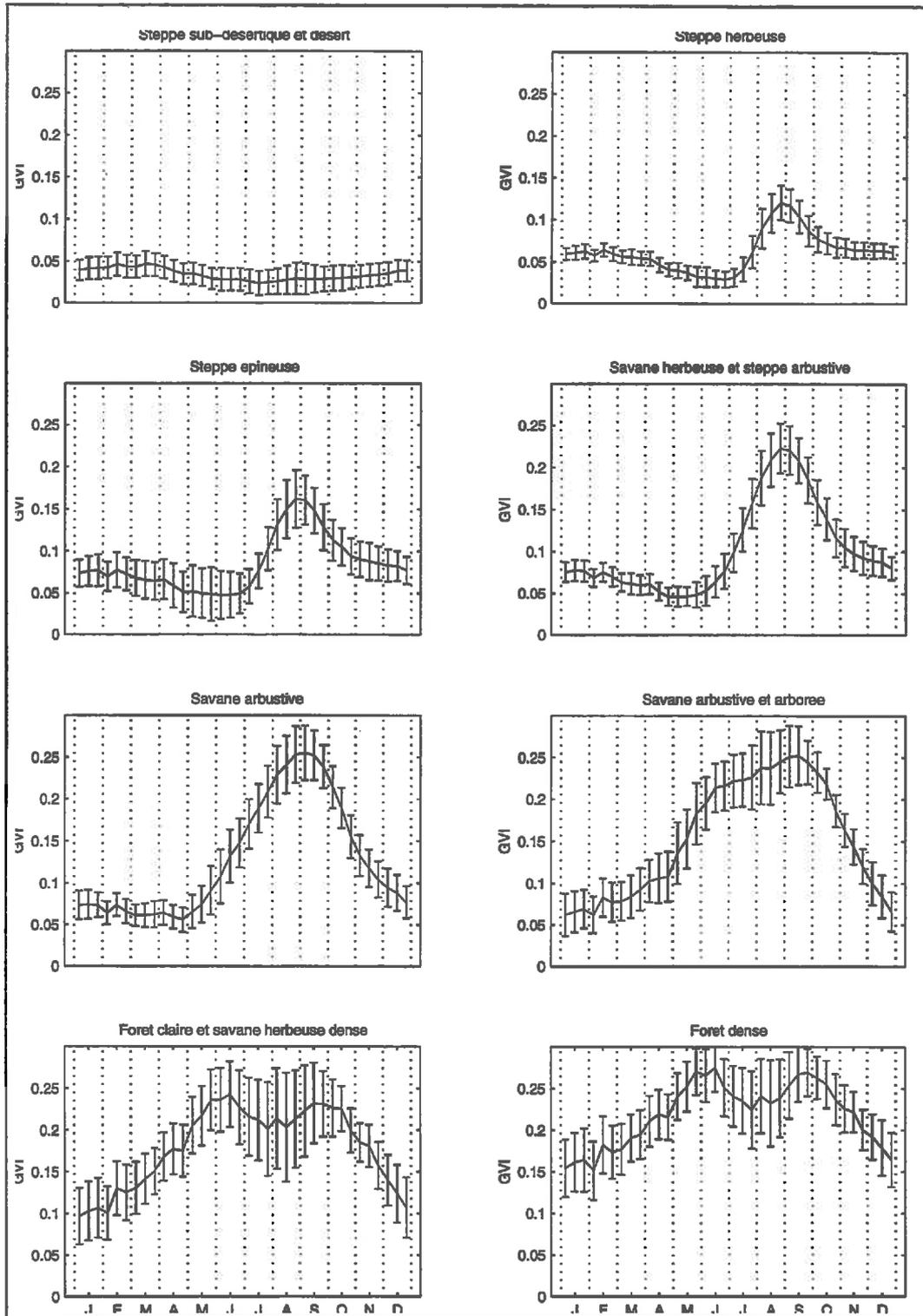


Figure 4-2 : Cycle moyen des grandes formations de l'Afrique de l'Ouest.

De façon complémentaire à ces cycles extraits des grandes zones de végétation, il est intéressant d'observer le comportement du GVI sur les sites S.A.L.T. (Figure 4-4) qui sont très localisés. Le site de Lamto restitue bien le comportement d'un milieu humide avec des valeurs de GVI longtemps élevées et sa dépression en août. Ensuite, la succession Ouango, Kouka, Bidi-Bahn, Gourma montre des cycles où la période chlorophyllienne se réduit en allant vers le nord conformément à l'observation faite au dessus (le profil plat sur le Gourma paraît même excessif). La notion de gradient d'aridité sur le transect S.A.L.T. se trouve bien illustrée par l'évolution de ces cycles. Dans le sens Ouest-Est, les sites de Thyssé, Bidi-Bahn et Banizoumbou sont à la même latitude. L'amortissement du cycle observé d'ouest en est correspond également bien à la notion de gradient de continentalité des sites S.A.L.T.

L'analyse de ces profils décennaux peut donc permettre de quantifier l'évolution saisonnière de la végétation et de préciser en tout point les comportements temporels significatifs.

IV-2.3 Analyse comparée des cycles de GVI et de pluviométrie

IV-2.3.a Résultats expérimentaux

La recherche d'une compréhension quantitative des relations entre alimentation hydrique et développement chlorophyllien des formations végétales va s'appuyer maintenant sur les cycles moyens de GVI et sur les cycles de pluie établis dans la base de données sur une période de 30 ans. On admet que ces informations représentent des situations moyennes. Les relations entre pluviométrie et état de feuillaison sont analysées à partir des cycles moyens par formation (Figure 4-3) et à partir des comportements observés sur les sites S.A.L.T. (Figure 4-4).

L'observation des cycles moyens dégage trois types de comportements.

Le premier, au nord, concerne les steppes désertiques et le désert. Malgré une saison de pluie concentrée (bien que peu intense: 77mm), le comportement du GVI est sans aucune relation avec cet apport d'eau. Deux raisons peuvent l'expliquer; tout d'abord, la construction du GVI atténue certainement les faibles recouvrements de végétation. Ensuite, ces valeurs moyennes sont calculées avec des zones plus au nord qui sont totalement désertiques.

Le deuxième comportement caractéristique est celui des savanes où la composante herbacée est dominante. Dans toutes ces situations, le cycle de pluie est toujours en avance sur le cycle de GVI. Le début de la saison des pluies arrive souvent 4 à 5 décades avant que le GVI ne fasse apparaître une activité chlorophyllienne significative (les débuts de ces phases des cycles moyens sont mesurés à la date où les pluies mensuelles augmentent fortement et à la date où les pentes des cycles de GVI sont maximum en phase de croissance). Par contre, les étapes de décroissance sont généralement plus longues pour le GVI que pour la pluviométrie.

Le troisième type de comportement est celui des formations arborées plus denses ou fermées. Dans ces situations, les deux cycles paraissent synchrones. Ils présentent mêmes les paliers ou dépressions déjà identifiées en milieu de saison des pluies. Dans le cas des forêts, denses en particulier, il semble même que le GVI anticipe son augmentation par rapport à la pluie. Ceci recoupe une connaissance de la phénologie déjà mentionnée: des arbres mettent souvent de nouvelles feuilles avant l'arrivée de la pleine saison des pluies.

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Comportement de la végétation par rapport à la pluviométrie

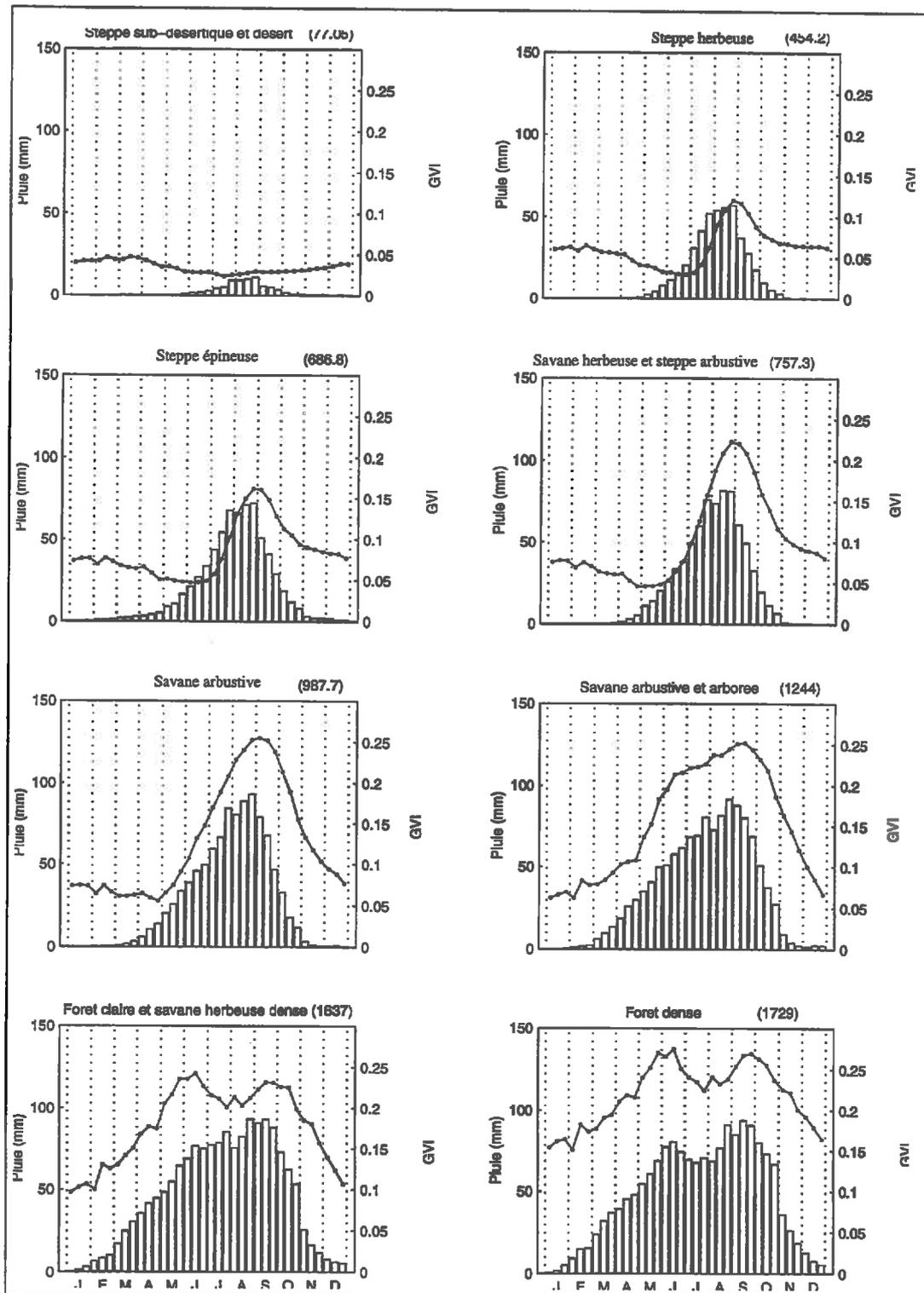


Figure 4-3 : Pluviométrie moyenne (histogramme) en mm / décade et cycle décadaire moyen du GVI; (la valeur entre parenthèse représente la pluie annuelle).

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Comportement de la végétation par rapport à la pluviométrie

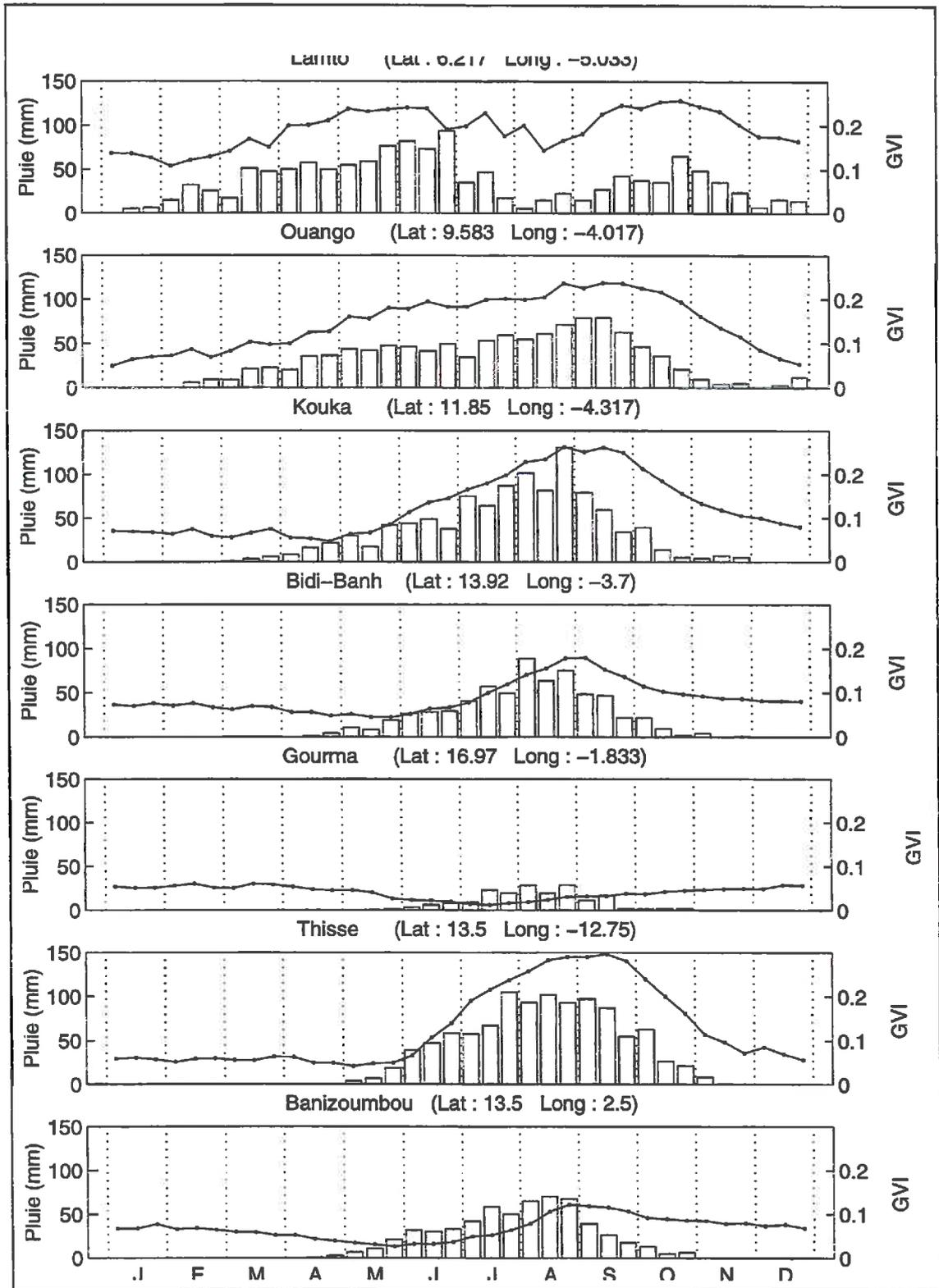


Figure 4-4 : Profils décennaux moyens du GVI et de la pluviométrie (histogramme) pour les sites SALT.

Les résultats obtenus localement sur les sites S.A.L.T. (Figure 4-4) confortent cette analyse. A Lamto et à Ouango, les deux cycles sont fortement synchrones. Cela peut paraître étonnant à la latitude de Ouango-Fitini mais le site S.A.L.T. est placé dans une zone très arborée. A Bidi-Bahn, dans le Gourma, à Thyssé-Keymor et à Banizoumbou, le déphasage pluie-GVI apparaît clairement. Il augmente avec l'aridité et la continentalité des zones: 3-4 semaines à Kouka, 4 semaines pour Bidi et 5 dans le Gourma pour l'observation sud-nord; dans le sens ouest-est, le déphasage est de 3 semaines à Thyssé, 4 à Bidi et 5 à Banizoumbou.

Ces résultats montrent donc clairement un fort déphasage entre l'apport d'eau et l'augmentation du GVI. La réaction d'un comportement chlorophyllien marqué à l'alimentation hydrique est donc nettement différée. Cette absence de corrélation explique pourquoi les caractéristiques biogéographiques globales masquent ces comportements. En effet, les relations sont généralement établies par des états considérés à l'équilibre et faisant correspondre un type de formation avec une grandeur climatique calculée sur l'année (pluie totale, température moyenne,...) (cf CHAPITRE I). La dimension temporelle est absente. L'aspect biophysique et mécaniste de ces relations est donc occulté.

L'analyse comparée des cycles de pluie et de GVI met donc en évidence le retard de la phase chlorophyllienne la plus active par rapport à l'alimentation hydrique.

IV-2.3.b Interprétation du déphasage Pluie - GVI

Le concept de temps de réponse biologique au changement de conditions d'environnement (Woodward, 1987 [57]) indique que l'activité de la végétation répond avec un certain retard à une variation d'un ou plusieurs paramètres du milieu ambiant. Le temps de réponse peut être précisément défini et plus facilement compréhensible en terme de réponse d'un objet particulier (ex: une feuille) dû à un changement dans les conditions climatiques (température, la sécheresse..., Woodward, 1987 [57]). Le changement climatique induit alors la réponse biologique et ce temps peut être estimé lorsque sa période est plus courte que la fréquence de changement de l'environnement (Woodward, 1987 [57]). Dans le cas des écosystèmes d'Afrique de l'Ouest, une étude de l'humidité du sol (Avenard 1971 [1]) menée dans 17 stations de la côte d'Ivoire occidentale, tend à montrer que le régime hydrique pourrait être considéré comme une des causes de la répartition actuelle des taches de forêts et de savanes qui les incluent.

Holdridge (1947 [14], 1967 [15]) et Box (1981 [2]) ont établi qu'il existe de fortes corrélations entre la forme de vie ou la physionomie de la végétation et deux caractéristiques du climat, la température et le bilan hydrique. L'approche de corrélation échoue comme on l'a vu plus haut pour établir les mécanismes par lesquels le climat (les facteurs climatiques) peuvent contrôler la distribution des plantes. Les causes sont la disponibilité de l'eau, ou la sécheresse qui peuvent influencer la masse de la végétation, la distribution éparse d'herbes et d'arbres dans les régions herbeuses ou de savanes, jusqu'à la végétation dense des forêts tropicales. Les explications des mécanismes induisant ces relations à l'équilibre doivent être cherchées à un niveau plus fondamental (Woodward, 1987 [57]). L'expansion d'une feuille, par exemple, est connue comme étant sensible à des changements dans le potentiel hydrique de la plante (Hsiao, 1973 [16]; 1976 [17]). Lockhart (1965 [30]) et Cosgrove (1984 [6]) ont montré qu'au niveau d'une cellule, l'expansion dépend de l'eau consommée et est contrôlée par l'état hydrique de la plante.

Le mécanisme est donc dépendant de l'absorption et de la transpiration, et la différence précipitation moins évapotranspiration est déterminante (Spurr et al., 1980 [46]). Woodward (1987 [57]) suggère que le bilan hydrique plutôt que les précipitations seules, peut être la caractéristi-

que climatique la plus critique. Lorsque le cumul de cette différence (bilan hydrique) montre un déficit important, l'activité physiologique est affectée. La constante de temps qui agit sur ces déficits peut-être variable. En effet comme on l'a vu plus haut, la seule considération des chutes de pluie ne rend pas compte de l'état de la végétation. Schultz (1960 [41]) montre que pour connaître l'état hydrique d'un jour donné il faut tenir compte de la pluviométrie des 30 jours précédents.

Plus précisément, dans la situation qui nous intéresse, les savanes naturelles arbustives caractérisent, pour Walter (1954 [53], 1971 [54]), les pays recevant environ 500 mm de pluie tombant en période de jours longs; c'est à dire ceux correspondant à la vie active du tapis graminéen qui, malgré une très forte transpiration, laissent de l'eau du sol disponible pour les arbustes.

Ces savanes arbustives s'intercalent entre:

- d'une part des pseudosteppes, donc plus arides, où les graminées peuvent vivre grâce à leur enracinement intensif et à condition que le sol soit sableux, donc plus humide que s'il était argileux, pour la même pluviométrie, de l'ordre de 100 mm et des savanes herbeuses,
- d'autre part, des savanes arborées où l'eau du sol, encore en excès pendant la saison sèche dans le stade précédent, permet la croissance des arbres et est entièrement utilisée.

Menaut (1973 [32]) remarque que dans les savanes arborées le pourcentage de racines par rapport au bois est très important. Cela est dû aux conditions écologiques (déficit hydrique de saison sèche, passage annuel des feux sauvages) qui favorisent le développement racinaire. La conclusion est que les strates, arborescentes et herbacées, épuisent annuellement l'eau du sol mise à leur disposition. Plus cette réserve sera importante et plus la savane sera boisée, sans pouvoir atteindre le stade de forêt fermée, même en l'absence de feux périodiques (Trochain, 1980 [50]).

Deux phénomènes doivent donc être décrits pour modéliser l'action de cette réserve d'eau sur la végétation. Premièrement, la masse disponible à une date t ne se conserve pas pour alimenter le réservoir du sol à une date $t + dt$. En second, l'effet de la quantité d'eau disponible dans la zone racinaire agit sur la croissance et le développement de la plante après un temps donné de réaction et de façon différente selon la phase du cycle saisonnier. D'une manière générale, on peut dire qu'il y a une relation de décalage temporel entre le cycle développement et la variation du climat, ce qui est bien détaillé par Woodward and Sheehy (1983, [56]). Cette fonction de retard sur l'influence de l'apport en eau s'exprime par la relation entre le développement foliaire et les variations du potentiel hydrique de la plante (Cosgrove, 1984 [6]).

Précisément, les mesures de Hiernaux et al. (1993, [13]) effectuées en zone sahélienne (région du Gourma), montrent un décalage de 3.5 mois entre le début de la saison des pluies et le début de la production de biomasse aérienne.

Ainsi, dans la modélisation proposée, on cherche à quantifier l'évolution saisonnière de la disponibilité en eau du sol pour la végétation au cours du cycle annuel, et à préciser le type de réponse des grandes formations végétales à la réduction de cette disponibilité.

IV-3 Estimation de la disponibilité moyenne de l'eau pour la végétation

Dans cette phase de la modélisation, l'objectif consiste à déterminer des caractéristiques du bilan hydrique qui ajustent au mieux l'activité chlorophyllienne observable.

L'idée repose sur une estimation de la quantité d'eau disponible pour la plante. Cette quantité est égale à la quantité de pluie P tombée moins la quantité d'eau évaporée ETR . Le résultat se

cumule avec l'eau présente dans le sol à la date considérée. A ce stade, on ne tient pas compte des ruissellements, drainages et stockages latéraux qui feront l'objet d'une investigation spécifique au chapitre V.

La végétation dispose de cette quantité d'eau, mais si on veut modéliser son influence sur l'état chlorophyllien de la végétation, il est nécessaire d'introduire des mécanismes représentant la variabilité du besoin en eau en fonction du temps. Ceux ci doivent tenir compte :

- du type de végétation,
- du stade d'évolution de la plante,
- de l'historique hydrique de la plante et du milieu.

Pour cela, on a choisi une description qui repose sur le principe d'un sol homogène verticalement du point de vue de ces propriétés biophysiques. A l'échelle visée, l'Afrique de l'Ouest, on peut considérer que cette approche permet une première estimation et une première interprétation de la disponibilité spatio-temporelle de l'eau pour la végétation.

IV-3.1 Approche mono-réservoir

Le modèle utilisé pour représenter cette fonction de production est le modèle complet de bilan hydrique de Thornthwaite et Mather (1957 [49]). Ce modèle considère le sol comme un réservoir unique ayant une capacité S_{max} qui dépend des caractéristiques du sol. La précipitation tombée sur une période de temps donnée sert en premier lieu à satisfaire les besoins en évapotranspiration exprimés par une estimation de l'évapotranspiration potentielle ETP. Si la précipitation est inférieure à l'évapotranspiration potentielle, la demande évaporatoire non satisfaite (par les précipitations) est transmise au réservoir sol dans lequel elle peut puiser à concurrence d'un volume proportionnel à la demande et aux disponibilités. Dans ce cas, l'évapotranspiration réelle n'est plus égale à l'évapotranspiration potentielle. Lorsque la précipitation est excédentaire par rapport à la demande évaporatoire, l'excès de précipitation est utilisé pour recharger le réservoir-sol jusqu'à saturation, seuil au-delà duquel l'excès d'eau est évacué en percolation ou écoulement. C'est le surplus réel. Ce surplus représente le maximum théorique d'eau disponible pour la recharge des aquifères et l'écoulement dans le réseau hydrographique. Compte tenu des paramètres nécessaires à son initialisation, ce modèle est particulièrement adapté à l'échelle régionale. Il ne requiert la connaissance que de la capacité de rétention du sol, de la précipitation et de l'évapotranspiration potentielle. Par contre, il est particulièrement sensible au pas de temps utilisé pour le calcul. Un pas de temps relativement long (le mois) tend à exagérer la part de la précipitation disponible pour l'évapotranspiration. En zones arides, le modèle, utilisé avec un pas de temps d'un mois, peut ainsi montrer un écoulement nul alors que dans la réalité la distribution inégale de la précipitation au cours du mois provoque effectivement des écoulements et percolations. Un pas de temps décadaire ou journalier est donc indispensable pour bien représenter la fonction de production.

En 1948 ([48]), Thornthwaite définit l'ETP, et en donne (sous forme de formule et d'abaque) une méthode de calcul. Il tente une première esquisse de bilan d'eau en comparant l'ETP aux précipitations, mois par mois, dans l'hypothèse, assez conventionnelle, d'un stock d'eau fixé à 100 mm. En 1957 ([49]), il propose deux modifications à sa méthode. Pour le calcul de l'ETP, une modification de pure forme simplifie la présentation des tableaux. Mais pour le bilan lui-même, il propose des valeurs de stock d'eau variables en fonction de la pédologie et de la végétation. D'autre part, la mobilisation de ce stock se fait exponentiellement en fonction du temps. Ces concepts rendent mieux compte de la réalité.

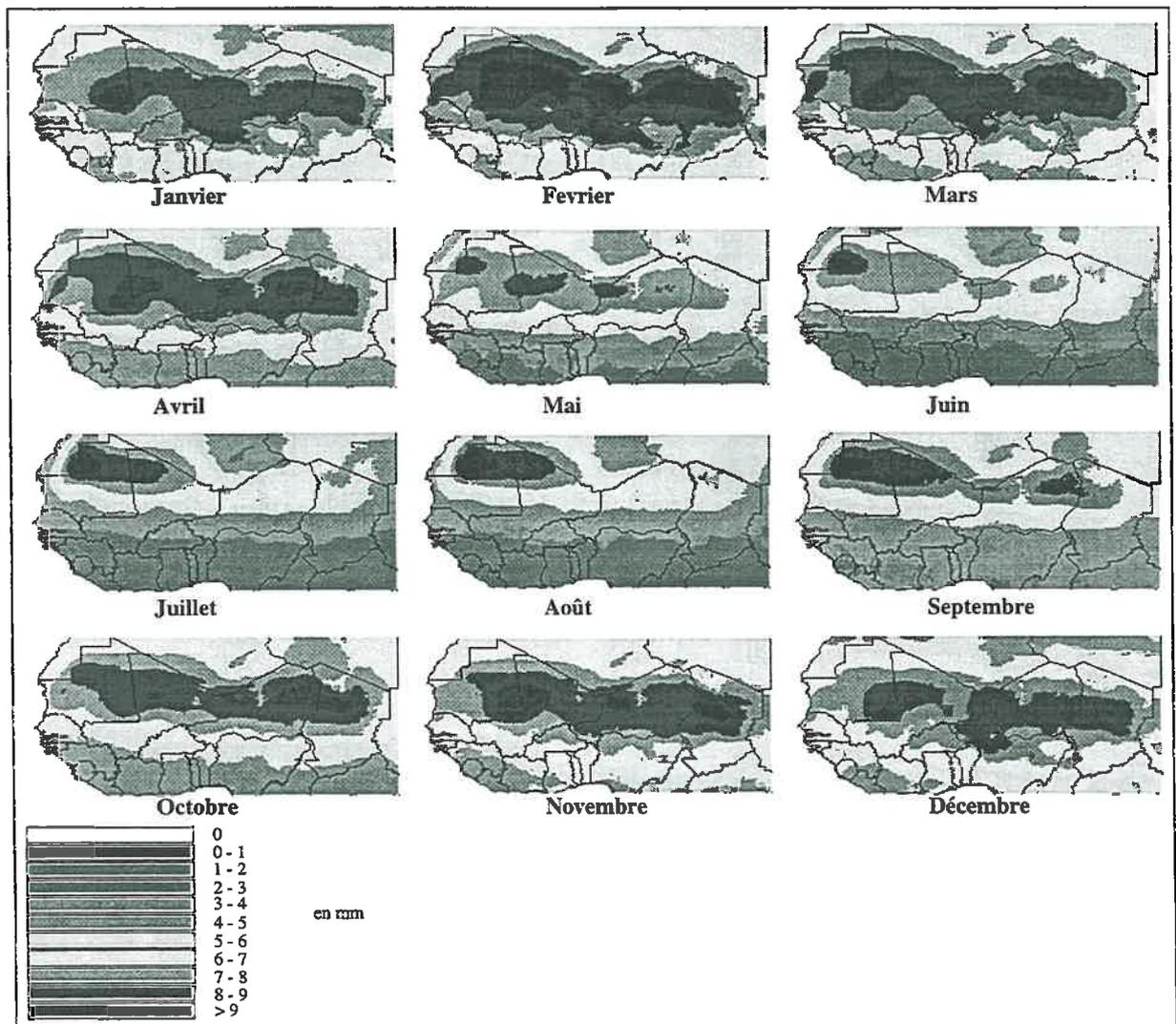
Le calcul du stock hydrique par cette méthode repose sur l'estimation de différentes quantités explicitées ci-dessous. En outre, la méthode complète de Thornthwaite peut rechercher la stabilité du modèle (c'est à dire que les quantités calculées en fin de période d'intégration sont égales aux quantités d'initialisation du modèle) si l'on ne possède pas l'humidité initiale du sol. Cela est particulièrement intéressant pour la recherche d'un cycle annuel moyen.

1) Spatialisation des pluies

Il est nécessaire de connaître la répartition spatiale des pluies sur la zone étudiée au pas de temps du fonctionnement du modèle (mois, décade ou journalier). Dans notre cas, notre base de données nous permet d'avoir accès à 36 cartes moyennes décadaires sur 30 ans (1951 à 1980) calculées par krigeage du réseau pluviométrique.

2) Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Il est nécessaire d'estimer l'évapotranspiration potentielle; aussi afin d'améliorer cette estimation, nous avons utilisé la méthode de Penman (CHAPITRE II, éq. (2.10), page : 35) à la place de la formule de Thornthwaite (ANNEXE C, éq. (C.92), page : 215).



3) Calcul de la somme des déficits (S.DEF)

La méthode de Thornthwaite calcule l'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle à partir de la connaissance du déficit entre la partie entrante (pluie) et la demande climatique (ETP). Ce déficit d'une période (DEF) est égal à la différence des flux de pluie du mois considéré diminué des flux d'ETP et cela pour chaque pixel. Si ce flux est négatif, il y a un déficit égal à -(PLUIE-ETP). Lorsque la différence de ce flux est positive, le déficit est nul (DEF=0). Les *déficits cumulés* (S.DEF) sont calculés au départ d'un mois déficitaire faisant suite à un mois sans déficit. Dans le cas d'un déficit permanent le calcul de la sommation des déficits débutera au mois caractérisé par le plus faible déficit. Une réinitialisation à zéro est effectuée lorsqu'un mois sans déficit fait suite à un mois déficitaire.

4) Calcul de l'humidité du sol θ_{sol}

L'humidité intégrée sur l'épaisseur racinaire active correspond à la masse d'eau contenue dans le sol. Elle s'exprime par sa lame d'eau équivalente (mm) et dépend de la texture et de la structure du sol.

- Lorsque les pluies sont inférieures à l'évaporation potentielle, (P-ETP) est toujours négatif, il n'y a aucune reconstitution de la réserve utile qui garde une valeur nulle.
- Lorsque les pluies sont supérieures à l'évaporation potentielle, (P-ETP) est toujours positif, la réserve utile se maintient continuellement au niveau de la capacité au champ du sol.
- Dans les autres cas, la réserve utile varie selon les déficits et les reconstitutions successives. L'état de la réserve d'eau dans le sol peut, dans ce cas, s'exprimer en fonction des déficits pluviométriques cumulés suivant la relation polynomiale suivante (Figure 4-6):

$$\theta_{sol} = a_1 + a_2 (S.DEF) + a_3 (S.DEF)^2 + a_4 (S.DEF)^3 + a_5 (S.DEF)^4 + a_6 (S.DEF)^5 \quad (4.1)$$

avec: (a_1, \dots, a_6) des coefficients empiriques dépendants de la capacité de rétention $\theta_{pf=3}$.

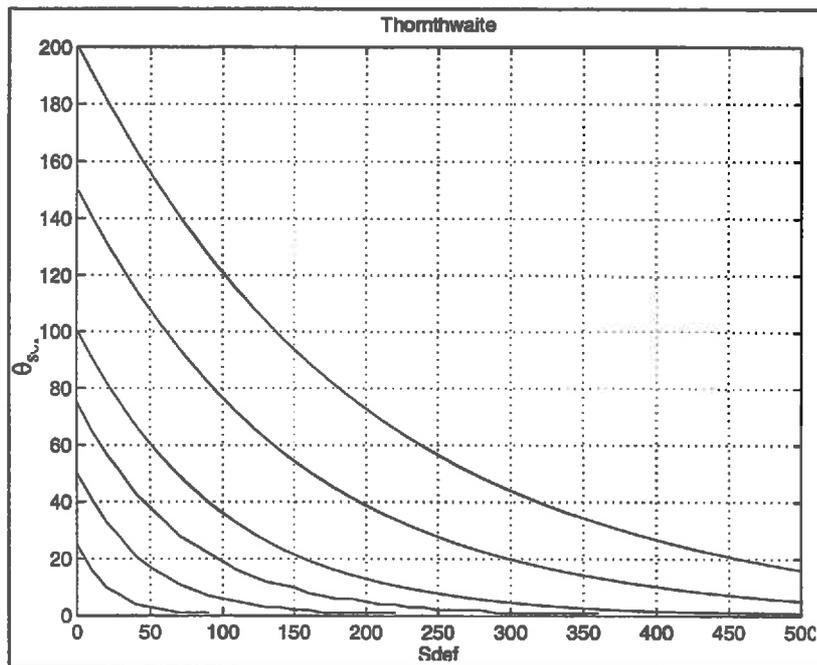


Figure 4-6 : Variation de l'humidité du sol (θ_{sol}) en fonction de la somme des déficits (sdef) et de la capacité de rétention $\theta_{pf=3}$.

Comme cela a été rappelé au chapitre II, le comportement du sol comme réservoir d'eau et la quantité d'eau formant la réserve utilisable pour la plante dépend de constantes hydrostatiques du milieu poreux dans la zone racinaire.

Il est nécessaire de connaître trois types de caractéristiques édaphiques pour paramétrer le modèle d'eau efficace :

- distribution spatiale des différents types pédologiques
- eau réellement utilisable par les peuplements des écosystèmes
- épaisseur concernée par la couche racinaire active.

La distribution spatiale des sols est acquise et contenue dans la base de données décrite au chapitre III. Dans le modèle, les caractéristiques correspondantes de ces sols seront donc régionalisées par la carte (McGregor, 1992 [31]) qui jouera ainsi le rôle de fonction de répartition 2D de paramètres.

L'eau réellement utilisable pour les peuplements des écosystèmes (Tableau 4-1) a la même origine que les données de cartographie pédologique: il s'agit de la compilation des observations et des mesures qui a été réalisée pour élaborer la carte des sols de la FAO- UNESCO (1976, [7]). Les valeurs nécessaires pour connaître l'eau disponible (R_u) sont l'humidité au point de flétrissement permanent ($\theta_{pF=4.2}$) et l'humidité à la capacité de rétention ($\theta_{pF=3.0}$). L'eau utilisable par les végétaux est alors donnée par $R_u = \theta_{pF=3.0} - \theta_{pF=4.2}$. Parmi les sites observés ayant leur profil décrit, les stations retenues pour extraire ces valeurs sont localisées dans la zone étudiée, ou, quelquefois sur des types pédogénétiques identiques. Ainsi, les stations situées en Afrique du Nord, de l'Est, du Sud et à Madagascar ont été éliminées. Les profils retenus sont ceux qui présentent une granulométrie complète par horizons ainsi que les valeurs d'humidité correspondantes à $pF = 3.0$ et à $pF = 4.2$. Cependant, à l'issue de cette première analyse, quelques sols n'étaient pas caractérisés par manque de constantes hydrostatiques. Pour leur affecter des valeurs, deux critères sont employés. Le premier est le choix des stations appartenant ou voisines du point de vue pédologique des sols manquants et repose sur les analogies rencontrées dans les associations de sols déjà décrites. Le second, comme les textures sont connues, est la proximité de ces sols dans le triangle des textures (Figure 4-7) avec des textures de sites représentatifs déjà caractérisés. On affecte alors les constantes caractéristiques les plus voisines. Les résultats du Tableau 4-1 donnent ainsi les valeurs de $\theta_{pF=4.2}$ et $\theta_{pF=3.0}$ ainsi que les valeurs d'eau disponible correspondantes. Il apparaît que ces valeurs sont faibles pour les sols sableux, ce qui semble naturel. Par contre, les quantités les plus élevées sont souvent obtenues pour les sols riches en limons plutôt qu'en argile; ce qui est en accord avec l'interprétation de Soltner (1987, [45]) (cf. Figure 4-8).

	<i>Unités</i>	<i>Symbole</i>	<i>pF = 4.2</i>	<i>pF = 3.0</i>	<i>Eau disponible (%)</i>
1	<i>Acrisol</i>	<i>Ac</i>	12	24	12
2	<i>Cambisols</i>	<i>Ca</i>	13	22	9
4	<i>Podzoluvisols</i>	<i>P</i>	10	18	8
6	<i>Ferralsols</i>	<i>Fe</i>	19	29	10
7	<i>Gleysols</i>	<i>Gl</i>	20	30	10
9	<i>Lithosols</i>	<i>I</i>	2	6	4
10	<i>Fluvisols</i>	<i>Fl</i>	12	22	10
12	<i>Luvisols</i>	<i>Lu</i>	10	19	9
14	<i>Nitosols</i>	<i>Ni</i>	14	27	13
17	<i>Arenosls</i>	<i>Ar</i>	7	15	8
18	<i>Regosols</i>	<i>Re</i>	2	8	6
19	<i>Solonetz</i>	<i>So</i>	9	15	6
22	<i>Vertisols</i>	<i>V</i>	30	50	20
23	<i>Planosols</i>	<i>P</i>	11	21	10
24	<i>Xerosols</i>	<i>Xe</i>	7	16	9
25	<i>Yermosols</i>	<i>Y</i>	9	19	10

Tableau 4-1: Eau disponible dans les grandes unités pédologique d'Afrique de l'Ouest.

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Estimation de la disponibilité moyenne de l'eau pour la végétation

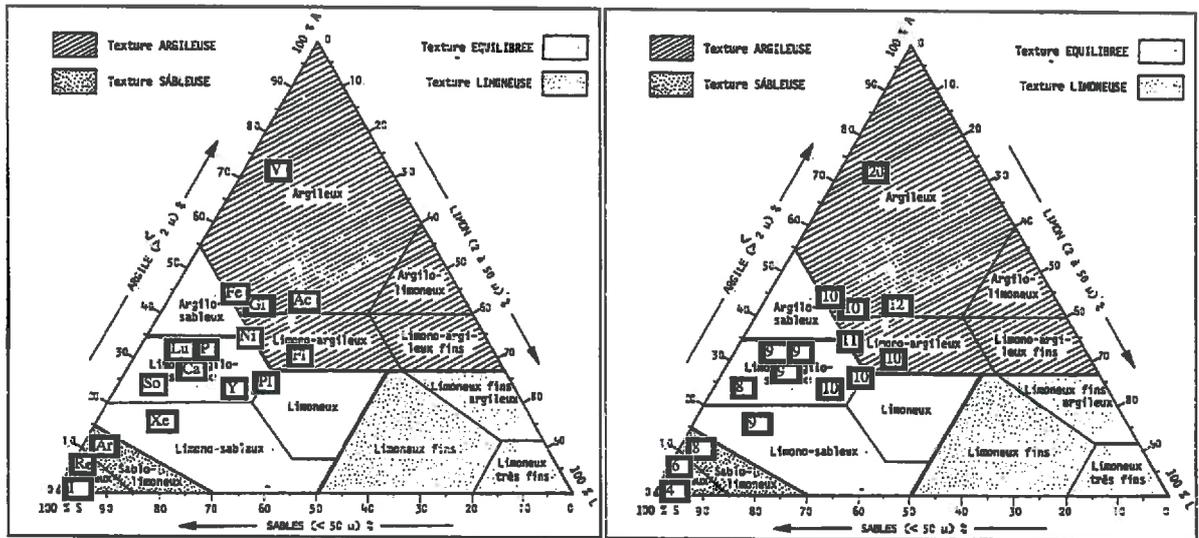


Figure 4-7 : Position des unités pédologiques dans le triangle des textures et eau disponible correspondante.

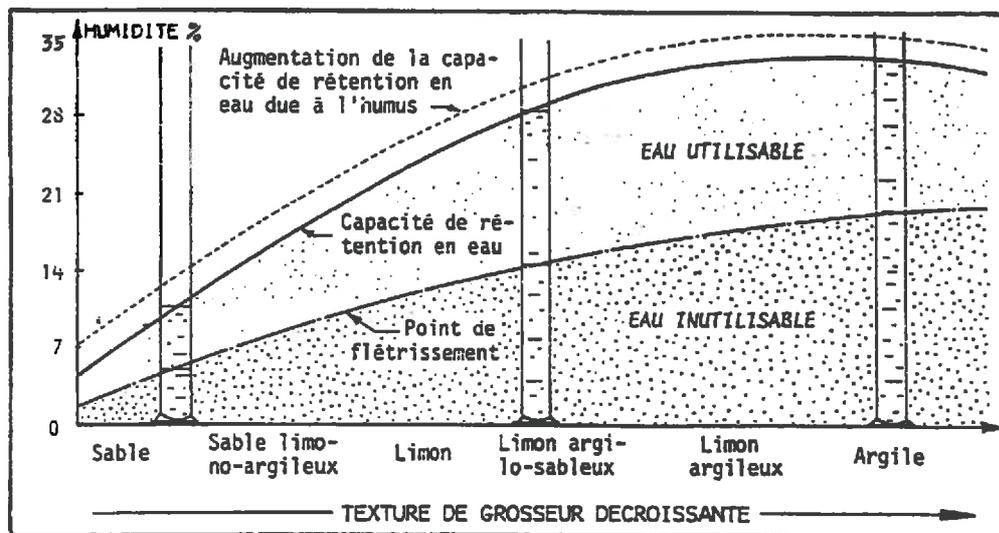


Figure 4-8 : Capacité de rétention en eau du sol et humidité au point de flétrissement en fonction de sa granulométrie (Soltner D., 1987 [45])

L'épaisseur de sol concernée par la réserve d'eau utilisée par les communautés végétales est déterminée par leur épaisseur racinaire active. On entend par ce terme définir l'épaisseur de la couche de sol dans laquelle la végétation assure la quasi-totalité de son alimentation en eau. Cette épaisseur doit être distinguée de la profondeur d'enracinement qui peut être beaucoup plus grande. En effet, certaines espèces peuvent avoir une racine pivot ou quelques racines maitresses de plus grande longueur qui assurent la survie en cas de sécheresse (Ganaba, 1994 [11]). Cependant, c'est la profondeur dans laquelle se trouve contenu l'essentiel du réseau de

racines absorbantes qui est à prendre en compte. Ainsi, pour certaines espèces cultivées, une fraction très réduite du système racinaire peut suffire à l'alimentation hydrique de la plante. Par exemple, dans le cas du maïs, cette partie est estimée à 20% pour des conditions optimales (Callot et al., 1981). Pour les formations végétales d'Afrique de l'Ouest, les valeurs qui sont exploitées pour l'application du modèle sont données par le Tableau 4-2. Ces épaisseurs racinaires actives proviennent d'une analyse bibliographique et de sa comparaison avec des informations générales sur la végétation intertropicale (Trochain, 1980 [50]) ou plus spécialisées sur certains domaines des savanes (Chopart, 1984 [5]; Leroux, 1995 [28]; Picard, 1984 [34]; Poupon, 1980 [35]).

<i>Formation végétale</i>	<i>Epaisseur racinaire active (cm)</i>
<i>Steppe sub-désertique et désert</i>	10 -15
<i>Steppe herbeuse</i>	30
<i>Steppe épineuse</i>	50
<i>Savane herbeuse et steppe arbustive</i>	50
<i>Savane arbustive</i>	60
<i>Savane arbustive et arborée</i>	80
<i>Forêt claire et savane herbeuse dense</i>	80
<i>Forêt dense</i>	100

Tableau 4-2: Epaisseur racinaire active.

5) L'évapotranspiration réelle (ETR)

Le modèle de Thornthwaite-Mather propose un calcul de l'ETR selon la méthode suivante. Lorsque la pluie est supérieure à l'évapotranspiration potentielle, on estime que $ETR = ETP$. Dans le cas contraire, l'ETR est égale à la somme de la pluie et de l'accumulation de la réserve d'humidité pendant la période concernée: $ETR = P + d\theta$ avec $d\theta = \theta_{t-1} - \theta_t$.

Avec ce principe, une carte d'ETR a été calculée pour contribuer à la validation de l'ETR estimée et régionalisée avec des mesures satellitaires (voir IV-4.1.b et Figure 4-17 et Figure 4-18).

6) Calcul de la lame d'eau libre disponible

Lorsque la pluviométrie devient excédentaire par rapport à ETR, il y a augmentation de l'humidité du sol. Si ce temps de recharge est suffisamment long, le réservoir sol arrive à saturation et la phase liquide occupe toute la porosité. Au delà de ce stade, un apport de pluie presque un excès d'eau libre qui devient disponible pour le ruissellement et pour la percolation profonde (alimentation des aquifères).

Dans l'approche de Thornthwaite-Mather, on calcule cet excédent par $(P-ETP)+d\theta$ pour une période donnée. Cette quantité permet une vérification lorsque l'on souhaite coupler les fonctions de transfert en surface avec le bilan hydrique vertical (cf. CHAPITRE V). En effet, c'est elle qui contribue au débit sur les réseaux hydrographiques (aux temps de transfert près).

IV-3.2 Résultats

L'analyse des humidités moyennes de la couche racinaire présentées dans la Figure 4-9 dégage deux informations importantes.

Tout d'abord, le comportement temporel de cette valeur d'humidité présente un maximum qui est mieux ajusté à la période maximale d'activité chlorophyllienne que le déphasage identifié dans les relations pluie-GVI (Figure 4-3). De même, l'augmentation du GVI avant l'augmentation de la pluviométrie dans les formations arborées et boisées souligne à nouveau le comportement phénologique des arbres comme cela a déjà été indiqué.

Ensuite, ces résultats montrent deux types de comportements qui sont significatifs du point de vue biophysique puisqu'ils intègrent une simulation du fonctionnement hydrique avec l'estimation de la perte d'eau par l'ETP calculée. Le premier type est celui qui existe dans les formations les plus ligneuses dans la partie sud de la région. Les courbes montrent clairement des paliers qui indiquent le remplissage du réservoir dans la couche racinaire. La longueur de ce palier augmente en allant vers le sud de 2 mois pour la classe de savane arbustive à 4.5 mois pour la forêt dense. Ces cycles sont également intéressants en ce qu'ils fournissent la valeur moyenne de la rétention pour les sols supportant les différentes classes. Cette valeur (qui intègre évidemment plusieurs types de sols) est de 90 mm pour la savane arbustive, 140 mm pour la savane arbustive et arborée, 180 mm pour les forêts claires et savanes herbeuses denses et 120 mm pour la classe de forêt dense.

Le second type de comportement est celui des formations herbacées dans la partie nord de la région. Le réservoir de la zone racinaire n'est évidemment plus rempli. Dans les steppes sub-désertiques et le désert, les réservoirs sont naturellement vides en permanence et seuls quelques millimètres d'eau sont retenus en juillet-août (vraisemblablement dans la partie sud de ce secteur). Pour les formations à dominante herbacée, les réserves maximales n'atteignent que 35 mm dans les steppes herbeuses, 75 mm pour la steppe épineuse et 80 mm dans la classe de savane herbeuse et steppe arbustive. Dans ce dernier cas, il semble que le réservoir soit à la limite de son remplissage total. Pour les trois formations, le maximum est toujours atteint dans la décade de fin août. Ainsi, d'une manière générale, ces cycles ont leur maximum pratiquement simultanément aux cycles de GVI.

Au vu de l'analyse de ces résultats, on peut penser que la limite entre ces deux types de comportement explique logiquement la position du contact entre le domaine soudanien et le domaine sahélien. La classe de savane herbeuse et steppe arbustive présente bien le comportement intermédiaire qui en fait la formation placée à l'interface de ces deux domaines comme l'a montrée la validation de la cartographie.

Cependant, c'est l'analyse des réserves d'eau (R_u) dans les différentes formations (Figure 4-10) qui doit apporter une information nouvelle sur le fonctionnement hydrique des peuplements végétaux étudiés. Effectivement, les sorties de l'indicateur fonctionnel selon cette méthode montrent le comportement temporel de la réserve d'eau réellement utilisable par les formations végétales. Le déterminisme biophysique contenu dans cette modélisation en fait un élément de proposition et de réflexion pour la caractérisation fonctionnelle de ces écosystèmes. Un premier niveau d'interprétation est tenté par la comparaison de cette valeur d'eau utilisable avec l'indice de végétation correspondant. Une évaluation de ce résultat en est tirée (Figure 4-10).

Les cycles de réserve d'eau moyenne pour chaque formation montrent un comportement qui ajuste bien le comportement de l'état chlorophyllien (vu par le GVI) pour les formations où les ligneux sont fortement présents (forêt dense, forêt claire et savane herbeuse dense, savane

arbustive et arborée). Sur le plan phénologique, ceci est en accord avec les éléments connus (CHAPITRE III, Figure 3-6, page : 58).

Par contre, la dépression dans le comportement du GVI pour les deux classes de formations forestières les plus au sud au mois de juillet-août semble bien corrélée avec celle de la réserve d'eau. La signification des données d'entrée (30 ans pour la pluviométrie, 10 ans pour le GVI et une bonne fiabilité pour les mesures sol) élimine à priori toute forme de relation non vérifiée. On peut sans doute proposer une explication de cette variation comme le résultat de la proximité des saisons humides dans les hémisphères nord et sud lorsque l'on est proche de l'équateur. En effet, l'impact sur l'alimentation hydrique paraît évident. Notons également que la réserve d'eau semble pratiquement nulle sur une décade de janvier (et pour cette période uniquement). Ceci peut paraître inattendu pour des écosystèmes considérés comme toujours humides.

Plus au nord, pour la classe de savane arbustive et arborée, la petite dépression de la réserve d'eau sur la première décade d'août ne correspond plus à un comportement identique du GVI. Il est probable que sa brièveté n'affecte pas l'état chlorophyllien sachant que la réserve est à environ 150 mm pour cette période.

Pour les formations où les strates herbacées sont plus développées, les périodes d'augmentation forte de la réserve d'eau correspondent toujours aux phases de forte croissance de GVI. Avant ces phases, il subsiste un décalage entre le début de constitution de la réserve d'eau dans le sol et le début d'élévation du GVI. L'interprétation de ce déphasage doit être prudente au niveau des cycles moyens. En effet, il est possible que le GVI marque un temps de retard pour estimer le verdissement chlorophyllien de début de feuillaison et par conséquent pour des faibles recouvrements. Ceci est net pour la classe des steppes sub-désertiques puisque le développement des herbacées en touffes (qui existe véritablement) n'est pas détecté par le GVI alors que pendant 2 mois le sol contient une petite réserve d'eau.

Cette interprétation des cycles moyens qui intègrent évidemment des peuplements végétaux différents sur l'ensemble de la région est complétée par l'analyse des résultats sur le transect SALT (Figure 4-11). Celle-ci est bien complémentaire de la précédente puisqu'elle ne s'adresse qu'à des situations locales, ce qui minimise la variabilité des conditions à cette échelle spatiale.

Pour les sites de Lamto et Ouango-Fitini, les résultats sont conformes à l'interprétation des cycles moyens. Il semble que Ouango soit à une latitude où la dépression du GVI n'existe plus malgré une réserve plutôt faible jusqu'en juillet. Ceci correspond bien à l'analyse régionale du comportement d'ensemble des écosystèmes.

Dans la région de Kouka, la réserve est proche ou dépasse 150 mm pendant 2 mois. Cette valeur semble élevée mais reste compatible avec le cycle moyen correspondant qui se situerait à la limite de la classe de savane arborée et arbustive et de la classe de savane arbustive. En allant vers les steppes, on voit la réserve d'eau diminuer et on retrouve le déphasage entre alimentation de Ru et augmentation du GVI. En fait, ces sites reproduisent les comportements généraux analysés plus haut. Cependant, une remarque mérite d'être faite. Si l'on observe les sites de Thyssé-Kaymor, Bidi-Bahn et Banizoumbou qui se situent à la même latitude, les résultats apportent l'information suivante : la somme de Ru accumulée avant le début de l'augmentation du GVI est de 29 mm à Thyssé, 38 mm à Bidi et de 42 à Banizoumbou. Si le nombre de stations analysées à cette latitude était plus grand, on pourrait en déduire que l'accumulation de Ru doit être de plus en plus grande avant que ne démarre l'activité chlorophyllienne en allant dans le sens de la continentalité.

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Estimation de la disponibilité moyenne de l'eau pour la végétation

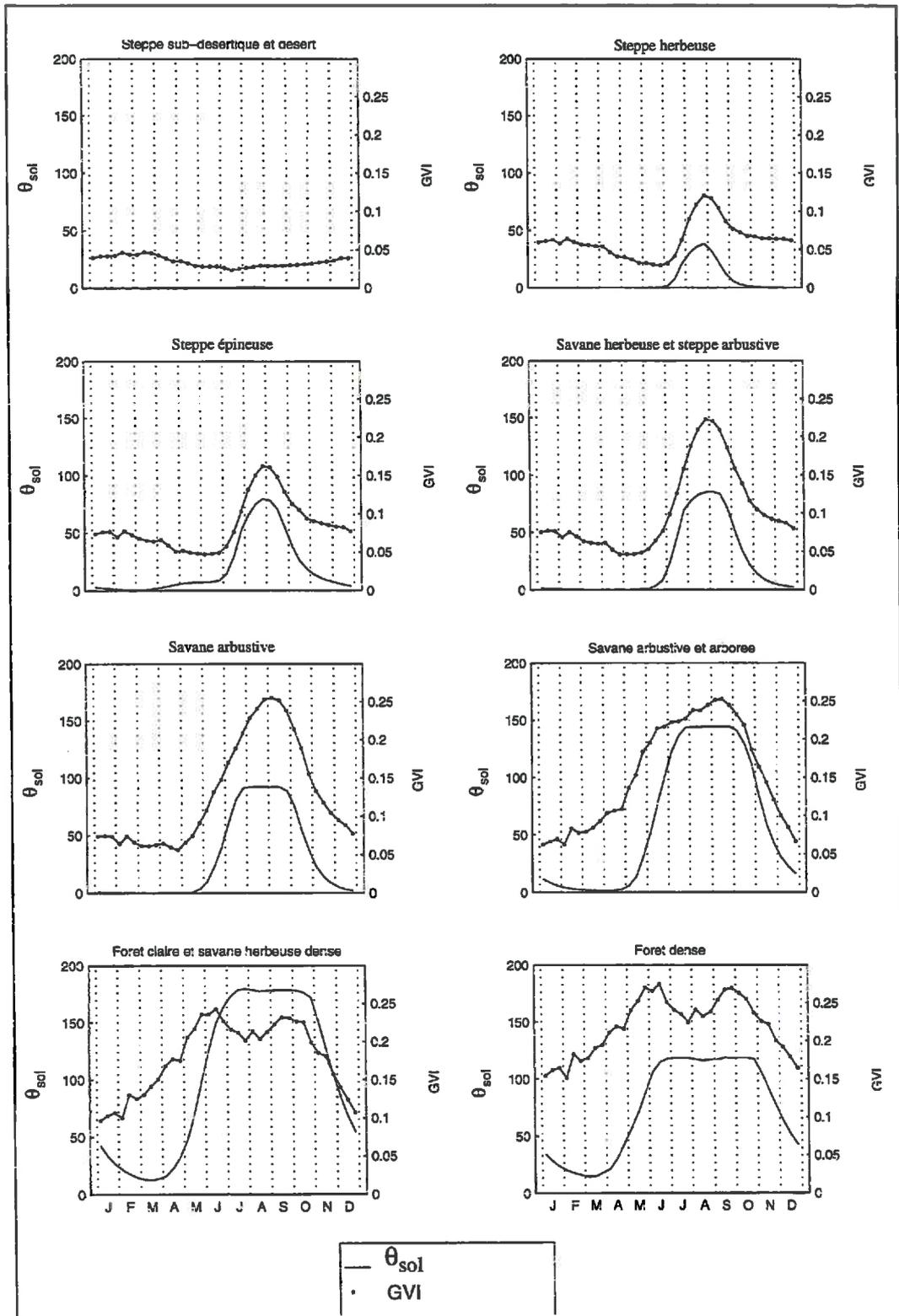


Figure 4-9 : Cycle d'humidité moyenne intégrée sur l'épaisseur racinaire active par grande formation.

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Estimation de la disponibilité moyenne de l'eau pour la végétation

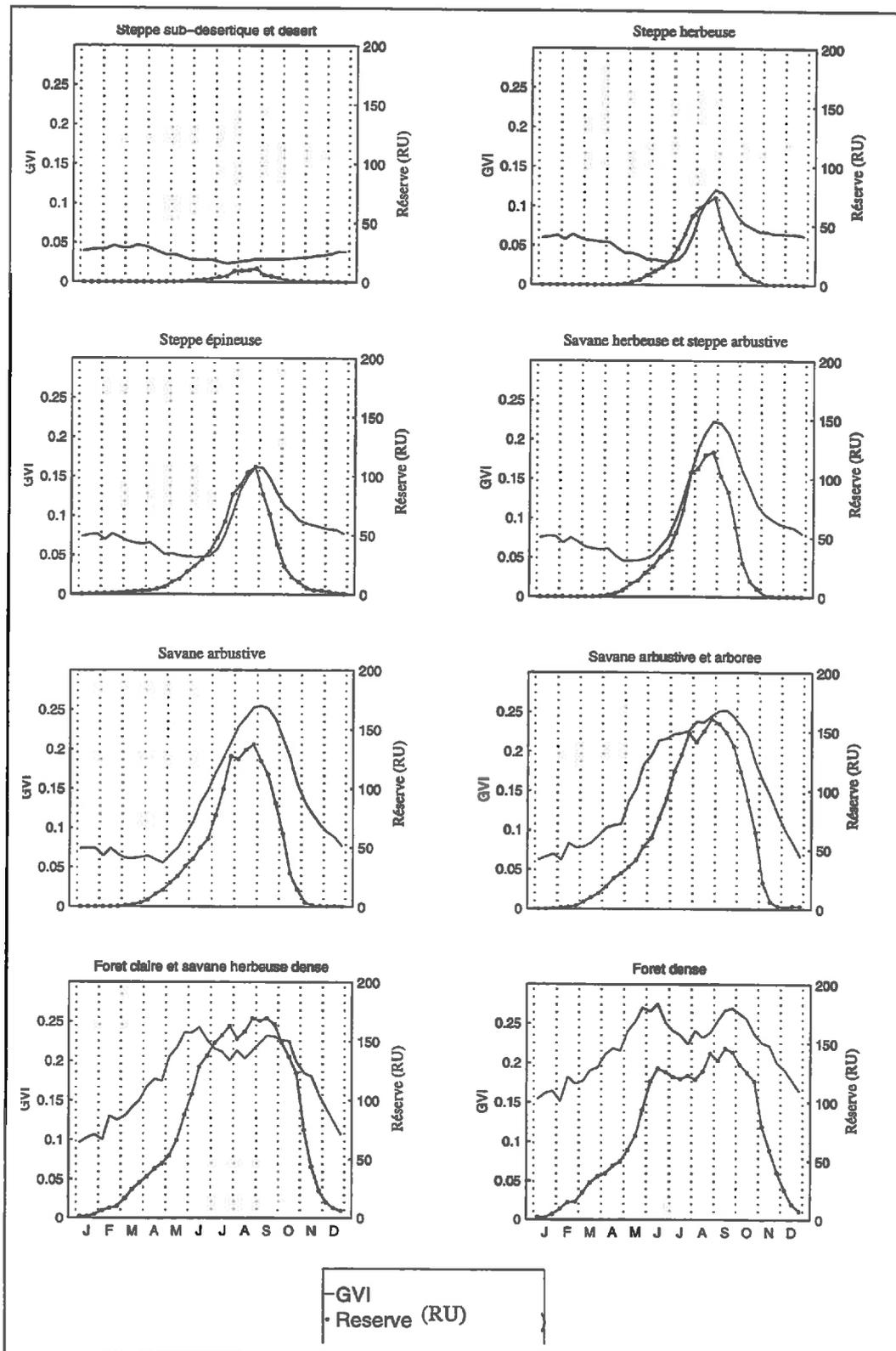


Figure 4-10 : Evolution de la réserve d'eau du sol et du GVI par grandes formations..

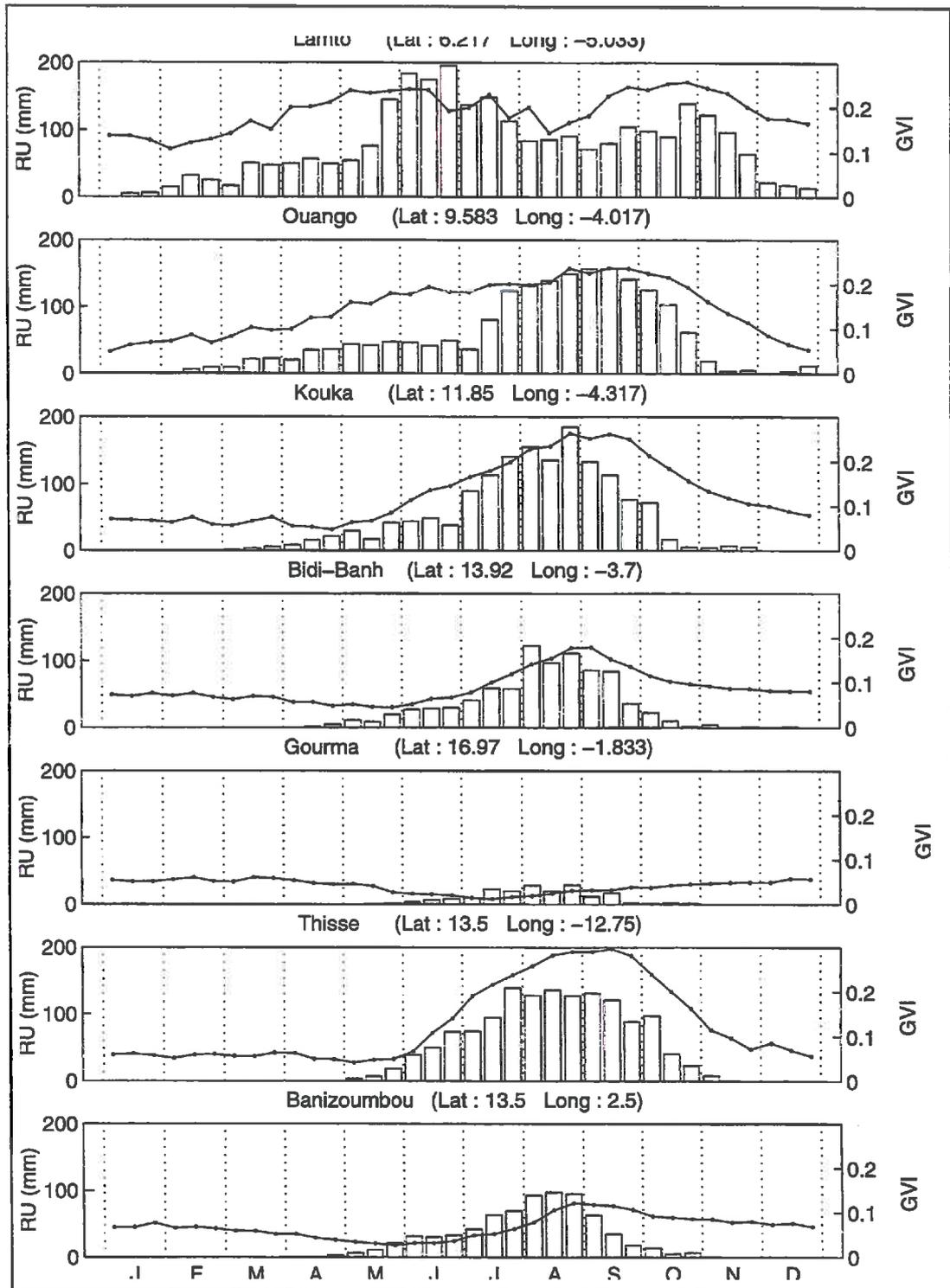


Figure 4-11 : Evolution de la réserve d'eau (estimée par la méthode de Thornthwaite) (histogramme) et du GVI pour les sites SALT.

Enfin, pour tous les cycles (moyens ou localisés sur le transect S.A.L.T) la décroissance du GVI se fait de façon nettement différée par rapport à la diminution de la Ru décadaire. Cela peut s'interpréter comme le temps nécessaire à l'installation de la phase de dessèchement après le maximum de GVI.

D'une manière générale, ces résultats donnent des comportements logiques et reproductibles. Il faudrait donc en retenir la pertinence puisque ces interprétations sont fondées sur des flux hydriques quantifiés et homogènes sur toute la région étudiée.

En conclusion, le modèle complet de Thornthwaite conduit bien à une estimation acceptable de la disponibilité moyenne de l'eau pour les écosystèmes. Celle-ci dégage des comportements biologiques qui sont significatifs tant sur le plan spatial que sur le plan temporel. Cette méthodologie conduit également à démontrer la faisabilité d'une régionalisation des flux hydriques à l'échelle d'une zone comme l'Afrique de l'Ouest. De plus, l'interprétation des résultats intermédiaires successifs a montré que cette voie apportait :

- des connaissances quantitatives sur les flux qui ont leur siège au sein des écosystèmes,
- des informations biophysiques sur les processus fonctionnels qui sont souvent connus très précisément mais ponctuellement et rarement de façon homogène sur une grande région comme le permet cette approche.

Cependant, dans cette modélisation, la réserve d'eau utilisable par la végétation est estimée de façon intégrée; c'est à dire que tout se passe comme si le profil d'humidité dans le sol était vertical et limité à l'épaisseur racinaire.

Cette approche ne tient donc pas compte :

- de la propagation en profondeur de la phase liquide au delà du réservoir accessible par les plantes,
- de la communication latérale des flux de ruissellement en surface.

Par ailleurs, le calcul d'évapotranspiration repose sur une approche potentielle qui est exclusivement climatique et sans régionalisation réelle;

Ces remarques amènent maintenant à proposer une amélioration de la description de ces flux hydriques en interaction avec les écosystèmes.

IV-4 Amélioration de la discrétisation verticale des flux

Comme les conclusions précédentes l'ont montré, la modélisation d'un bilan hydrique pose deux questions auxquelles doit répondre le modèle de description choisi (Choisnel, 1990 [4]):

- l'évolution de la réserve en eau dans le sol,
- la connaissance de la contribution de l'évapotranspiration (ETR) au bilan hydrique.

Ce terme d'évapotranspiration réelle est particulièrement important pour les peuplements végétaux. Aussi, on propose ici d'en chercher une estimation initialisée par des mesures satellites afin de disposer de la même information en tout point de la région traitée. Cette approche a pour objectif de contribuer à l'amélioration de la description des flux puisqu'elle élimine la méthode potentielle. Simultanément, la modélisation développée introduit une partition du profil en plusieurs réservoirs de redistribution qui doit contribuer également à améliorer la description et la quantification des flux hydriques.

IV-4.1 Estimation de l'évapotranspiration à l'aide de mesures satellitaires

IV-4.1.a Méthodologie

Les mesures satellitaires en infra-rouge peuvent apporter des renseignements cartographiques intéressants pour la régionalisation. Cependant, leur contribution à une détermination quantitative de l'évapotranspiration est un apport qui ajoute une quantification des flux réels à la connaissance de leurs distributions spatiales. Dans ce but, la méthode, qui s'appuie sur l'expression du bilan d'énergie, est celle qui est généralement retenue pour les estimations locales. Elle consiste à évaluer le flux de chaleur sensible H à partir de la différence $T_s - T_a$ et à déduire le flux de chaleur latente LE par la mesure ou l'estimation de $R_n - G$ (cf. chapitre III).

Cette méthode pose un certain nombre de problèmes méthodologiques. Le premier concerne son domaine de validité spatiale et temporelle. On admet généralement que la méthode dite de la relation simplifiée est acceptable au pas de temps décadaire et sur des régions suffisamment grandes pour que l'intégration spatiale s'applique à des surfaces considérées comme homogènes (si on souhaite affiner cette estimation, il convient de retenir une méthode de mesure des flux énergétiques à l'interface végétation / atmosphère). Le second problème méthodologique est posé par l'estimation du coefficient d'échange thermique h (CHAPITRE II, II-2.3.a, page : 34) intervenant dans le calcul de H .

Ces difficultés ont conduit Jackson et al. (1977, [19]) à proposer une relation simplifiée, basée sur l'équation du bilan d'énergie intégrée sur une journée:

$$ETR_j - R_{n_j} = A - B (T_{s_{14TU}} - T_{a_{max}})^p \quad (4.2)$$

où: ETR_j et R_{n_j} sont les flux de chaleur latente et le rayonnement net journalier, $T_{s_{14TU}} - T_{a_{max}}$ l'écart de température entre la surface du sol et l'air au voisinage de la mi-journée, A et B (en $mm \cdot j^{-1} \cdot deg^{-1}$) des paramètres d'ajustements empiriques (B remplaçant l'estimation de h_j), p un terme puissance souvent égal à 1.

Cette approche statistique a été validée dans différentes conditions et justifié théoriquement par Seguin et al. (1982, [42]).

• Justification théorique

A un instant donné, le bilan d'énergie s'écrit:

$$ETR_i = R_{n_i} - G_i - H_i \quad (4.3)$$

Si on définit pour toutes les variables instantanées X_i une valeur moyenne intégrée sur le pas de temps journalier X_j telle que:

$$X_j = \frac{1}{T_j} \cdot \int_0^{T_j} X_i dt \quad (4.4)$$

où: T_j est la durée d'une journée, l'équation du bilan d'énergie devient après application de cet opérateur:

$$ETR_j = R_{n_j} - G_j - H_j \quad (4.5)$$

Les simplifications consistent à remarquer que:

- A l'échelle de la journée, le flux de chaleur latente dans le sol G_j peut être négligé (Jackson et al., 1977 ([19])), ce qui n'est pas vrai ni sur une base instantanée, ni sur une base mensuelle;
- Itier et Riou (1982, [18]), on prouvé que les rapports H_j/Rn_j et H_i/Rn_i , dans lesquels les valeurs instantanées sont prises en milieu de journée, sont, en première approximation équivalents;
- De même, Seguin et Itier (1983, [43]), on montré que le rapport Rn_i/Rn_j apparaissait relativement constant.

Grâce à ces éléments, on peut réécrire l'équation (4.5) sous la forme:

$$ETR_j = Rn_j - H_i \cdot \frac{Rn_j}{Rn_i} = Rn_j - \frac{Rn_j}{Rn_i} \cdot h \cdot (Ts_{14TU} - Ta_{max}) \quad (4.6)$$

Ainsi le coefficient B apparaît comme étant égal à $h \cdot \frac{Rn_j}{Rn_i}$ moyenné sur un échantillon suffisamment grand de journées pour avoir un coefficient stable. L'expérience montre que ce coefficient B n'est pas une constante; il varie suivant le type de surface et le type de climat. Si le ciel est parfaitement clair et le temps stable au cours de la journée (de façon à ce que les mesures en milieu de journée soient représentatives de l'ensemble de la période diurne), cette relation constitue une intégration journalière acceptable de l'équation du bilan énergétique. Elle apparaît donc finalement assez indiquée pour exploiter des données satellitaires en vue l'estimation de l'ETR régionale.

• Signification biologique

Deux mesures physiques sont ainsi déterminantes pour estimer l'ETR. Il s'agit d'abord du rayonnement net qui représente le flux énergétique incident dont bénéficie la végétation et qui est à l'origine du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente. Ensuite, les différences de températures entre la surface et l'air sont de bons indicateurs puisque la température d'un couvert découle de la régulation stomatique. Comme seules les zones des méats des stomates jouent effectivement le rôle d'échangeurs vers l'atmosphère, leur variation d'ouverture entraîne une variation de température.

Ces mesures sont intéressantes pour deux raisons:

- liaison avec le comportement biologique,
- accessibilité à distance (du moins en partie).

La signification biologique de ces observations rend donc cette approche motivante. La capacité de les obtenir par satellite à des échelles de temps et d'espace validées et adaptées à l'observation de grands écosystèmes donne donc le support nécessaire à l'utilisation de cette approche de l'ETR pour contribuer au bilan hydrique.

• Validation expérimentale

Diverses expérimentations numériques ont permis, à la fois, de confirmer la possibilité d'une telle approche, d'en préciser le domaine de validité et de paramétrer les variations des coefficients A et B avec les conditions de surface. Dans le Tableau 4-3 sont données quelques valeurs de A et B relevées dans la littérature, qui valident expérimentalement cette formulation et qui montrent l'influence de certains facteurs sur les valeurs des paramètres A et B.

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Amélioration de la discrétisation verticale des flux

A	B	p	Type de végétation	Site	Auteur
0	0.64	1	blé	Phoenix (USA) (1)	Jackson, 1977 [19]
1.14	0.213	1		Sénégal	Lagouarde, 1987 [25]
-0.45	0.04	3/2	végétation moyenne (9)		Lagouarde, 1989 [24]
-0.45	0.015	3/2	sol nu		Lagouarde, 1989 [24]
0.5	$B = \frac{0.185 \cdot \ln z_o + 2.455}{-1.836 \cdot \ln z_o + 10.0} \quad (4)$	1	1 mm à 10 cm	Simulation	Lagouarde, 1989 [23]
0	0.203	1	couvert développé (5)		Lagouarde, 1990 [25]
0	0.127	1	couvert faible (6)		Lagouarde, 1990 [25]
0	$B = 2.14 \left(\frac{0.0214 + 0.837 z_o}{(U + 0.31)^{-1}} \right)$	1	couvert continu et homogène (7)		Lagouarde et al., 1992 [26]
0	0.2	1	couvert discontinu (8)		Lagouarde et al., 1992 [26]
0	0.22	1		Lybie	Menenti, 1980 [44]
0.97	0.25	1	sable	Simulation	Recan, 1982 [38]
0.94	0.245	1	argile	Simulation	Recan, 1982 [38]
0.49	0.12	1	$z_o = 0.01 \text{ mm}$	Tunisie	Riou, 1982 [44]
1	0.25	1	$z_o = 1 \text{ mm}$	Tunisie	Riou, 1982 [44]
1.27	$B = \frac{1.64}{\ln(1/z_o)^{0.984}} \quad (3)$	1			Riou, 1988 [39]
0	0.15	1	$z_o = 0.7 \text{ mm}$	Simulation	Rosema, 1982 [40]
0	0.25	1	$z_o = 7 \text{ mm}$	Simulation	Rosema, 1982 [40]
1.07	0.25	1	herbacé (2)	Crau (F)	Seguin et al., 1982 [42]
1.1	0.25	1	$(T_s - T_a) < 0$		Seguin et Itier., 1983 [43]
0	0.18	1	$(T_s - T_a) > 0$		Seguin et Itier., 1983 [43]

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Amélioration de la discrétisation verticale des flux

0	0.22	1	$z_0 = 1 \text{ cm}$		<i>Seguin et Riou, 1983</i>
0	0.66	1	$z_0 = 10 \text{ cm}$		<i>Seguin et Riou, 1983</i>
- 1.35	0.28	1		<i>Avignon</i>	<i>Vidal, 1987 [51]</i>
- 0.91	0.29	1		<i>St Gilles</i>	<i>Vidal, 1987 [51]</i>
- 1.13	0.29	1		<i>Basse vallée du Rhône</i>	<i>Vidal, 1987 [51]</i>
0	0.32	1	<i>haricot</i>		<i>Walker et al., 1979 [44]</i>

Tableau 4-3: Valeurs expérimentales des coefficients A et B.

- (1) *Parcelle réduite, au bord du désert -> effet d'advection prépondérant ($T_s - T_a < 0$).*
- (2) *Prairie irriguée et zone sèche à végétation rase.*
- (3) *z_0 en m.*
- (4) *$0.1 < z_0$ en cm < 10.*
- (5) *Jachère et mil en pleine saison.*
- (6) *Mil en début de saison.*
- (7) *Couverts continus et homogènes par comparaison avec un large jeu de données expérimentales recueillies au cours de plusieurs campagnes de mesures sur des surface variées (blé, herbe, sols nus, ...) et dans des conditions climatiques très différentes (France, Sahel, ...).*
- (8) *Un grands nombre de surfaces en région aride ou semi-aride, ainsi que les cultures en phase d'implantation ou des cultures en rangs ont un caractère discontinu et présentent des proportions de sols nus importantes. Le sol devient alors la principale source de chaleur sensible et est décorrélé du transfert turbulent imposé par la structure de la végétation.*
- (9) *Valable à l'échelle régionale.*

Il en résulte que les coefficients de la relation linéaire, ont, à priori, de fortes chances d'être spécifiques à un type de culture d'une part, et à un type de climat d'autre part. La qualité de la liaison entre $ETR_j - Rn_j$ et $T_s - T_a$ est susceptible d'être améliorée par l'introduction de pondérations prenant en compte l'influence d'autre facteurs météorologiques sur le coefficient h.

• **Influence du paramètre de rugosité**

Une comparaison entre les relations calculées théoriquement entre $ETR_j - Rn_j$ et $T_s - T_a$ pour différentes valeurs du paramètre de rugosité z_0 et la relation dérivée expérimentalement sur le site de la Crau (Seguin et al., 1983 ([43])) conduisent au graphe suivant (Figure 4-12):

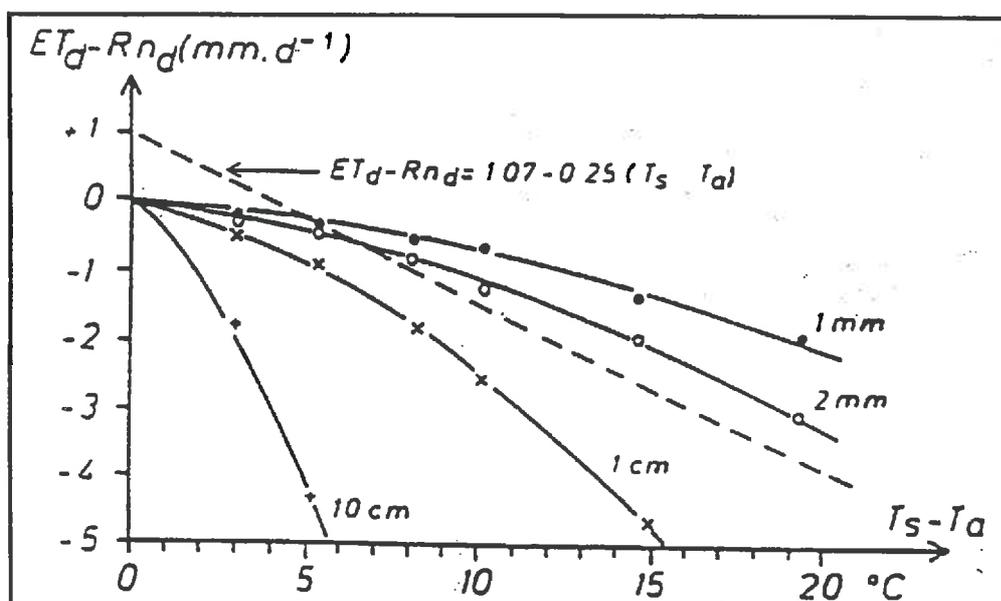


Figure 4-12 : Influence du paramètre z_0 dans la formule simplifiée (étude théorique) (Seguin et al., 1983 [43])

A l'aide de MAGRET (Lagouarde et Choisnel, 1989 ([22])), modèle agrométéorologique paramétrant les échanges sol-végétation-atmosphère, Lagouarde et al. (1989, [23]) retrouvent ce type de relation simple et explorent les variations de A et B avec la longueur de rugosité z_0 , dans la gamme 1 mm - 10 cm (le paramètre de rugosité z_0 de surface est de l'ordre de $1/10^6$ de la hauteur moyenne des éléments constitutifs). Ils trouvent que A prend une valeur peu variable de l'ordre de 0.5 mm j^{-1} , et que B (exprimé en mm/j), variant de 0.145 pour $z_0 = 1 \text{ mm}$ à 0.498 pour $z_0 = 10 \text{ cm}$, peut être paramétré par une fonction hyperbolique de $\ln(z_0)$ (z_0 en cm):

$$B = \frac{0.185 \cdot \ln z_0 + 2.455}{-1.836 \cdot \ln z_0 + 10.0} \quad (4.7)$$

Un autre jeu de coefficients est obtenu par Riou et al. (1988, [39]):

$$A = 1.27 \text{ et } B = \frac{1.68}{\ln(1/z_0)} \quad (4.8)$$

Enfin, à l'aide du modèle de couche limite atmosphérique présenté par Brunet et al. (1988, [3]), d'autres relations peuvent être obtenues, très proches de celle de Lagouarde et al. (1989, [23]), mais étendues au cas des couverts forestiers (Figure 4-13). On peut encore citer les travaux de Rambal et al. (1985, [37]) sur l'estimation de l'influence du paramètre de rugosité.

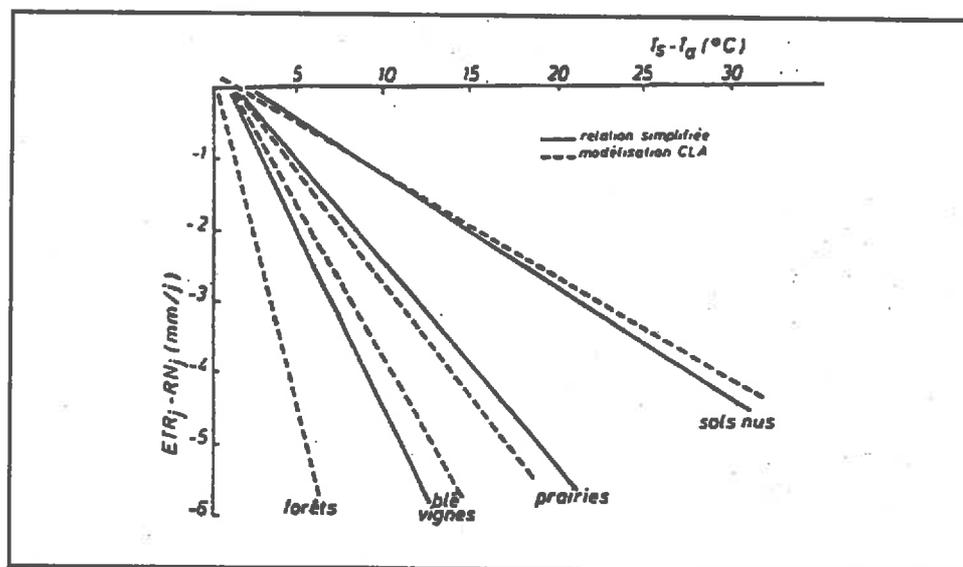


Figure 4-13 : Comparaison entre les relations simplifiées de Lagouarde (1989, [23]) et celles obtenues avec le modèle de Brunet (1988, [3]).

IV-4.1.b Résultats

L'application numérique de cette méthode impose la détermination des coefficients A et B et la validation des températures de surface (T_s) pour paramétrer l'approche retenue.

Pour déterminer la valeur du coefficient B de la relation linéaire simplifiée, on a employé l'expression de Lagouarde et al. (1989) étendue à des couverts dont la hauteur de rugosité est comprise entre 1 et 100 cm et avec laquelle nous avons estimé cette hauteur de rugosité (Tableau 4-4).

Les températures de surface proviennent des mesures effectuées par le radiomètre AVHRR à bord des satellites NOAA. Du point de vue physique, la différence ($T_s - T_a$) est a priori positive. Le cas ($T_s - T_a$) < 0 doit représenter une situation tout à fait exceptionnelle dans le cas de parcelles de grande étendue (de l'ordre minimal de 500m x 500m) repérable par télédétection (Seguin et al., 1982 [42]).

<i>Formation végétale</i>	<i>z_0 (cm)</i>
<i>Steppe sub-désertique et désert</i>	<i>1</i>
<i>Steppe herbeuse</i>	<i>10</i>
<i>Steppe épineuse</i>	<i>15</i>
<i>Savane herbeuse et steppe arbustive</i>	<i>20</i>
<i>Savane arbustive</i>	<i>30</i>
<i>Savane arbustive et arborée</i>	<i>50</i>
<i>Forêt claire et savane herbeuse dense</i>	<i>60</i>
<i>Forêt dense</i>	<i>100</i>

Tableau 4-4: Hauteur de rugosité.

En pratique, les mesures de température de surface organisées dans la base de données (cf. Chapitre III) font apparaître des valeurs de T_s généralement faibles par rapport aux valeurs connues expérimentalement. Ces températures de surface doivent indiquer la température apparente maximale de la journée observée. En effet, la méthode considère que T_s doit être acquise dans la partie la plus élevée du cycle de température quotidien. Par ailleurs, les valeurs de température maximales moyennes de l'air qui fournissent les T_a correspondantes peuvent être très élevées comme le montre la Figure 4-14. Il s'ensuit donc un grand nombre de situations où $(T_s - T_a)$ est négatif.

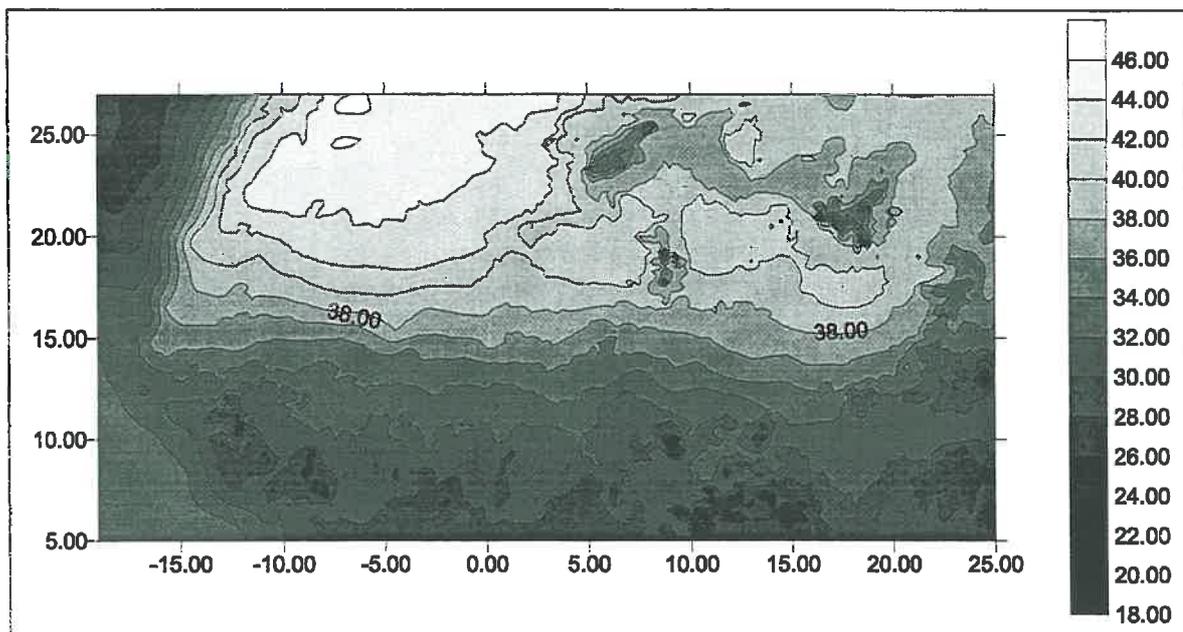


Figure 4-14 :Température maximale moyenne (1951-1980) au mois de juillet (Morel, 1992 [33]).

De fait, c'est le décalage de l'heure de passage des satellites pendant la décennie où les données ont été collectées qui provoque cet abaissement des T_s restituées. Ces décalages sont exprimés dans la Figure 4-15 : il apparaît des dérives dans le temps qui peuvent dépasser 2.5 heures. La mesure qui est alors acquise est obtenue dans la phase descendante du cycle quotidien de température de surface. Ceci est bien illustré par la Figure 4-16.

Il est donc apparu nécessaire de corriger la température de surface calculée pour essayer d'en augmenter sa valeur.

La première étape de cette correction repose sur la détermination de l'heure locale de passage du satellite. Cette valeur peut être déduite des données orbitales de prise de vue. Pour le cas des données GVI, il est difficile d'avoir ces données non standards; tel fut notre cas. On a donc estimé l'heure moyenne de prise de vue, à partir de la courbe de dérive du satellite (Price, 1991 [36]; Figure 4-15) sans correction d'angle de prise de vue (l'heure locale pouvant alors être différente de l'heure moyenne de passage du satellite).

La seconde étape repose alors sur la détermination de la durée du jour pour chaque mesure concernée ainsi que sur l'estimation du cycle diurne de la température de surface. Pour la zone sahélienne, ce cycle est tiré des observations faites au Niger (Kerr et al., 1992 [21]; voir Figure 4-16). La distorsion entre la mesure au sol et la mesure par le radiomètre donne le calage de la

correction qui restitue la température de surface pour la zone sahélienne. Pour les latitudes plus au sud de la région étudiée, on agit artificiellement sur la forme de ce cycle en modulant l'amplitude en fonction de l'indice de couverture; ceci repose sur l'hypothèse suivante: pour les surfaces à fort couvert végétal, la température de surface est moins élevée que pour un sol nu et sa variation au cours de la journée est plus faible grâce à la régulation de la température de la plante par évapotranspiration.

Cette méthode de correction bien que conceptuellement justifiée, est empirique faute de données adéquates à son établissement: données orbitales et courbes d'évolution diurne de la température de surface pour différents types de couverts.

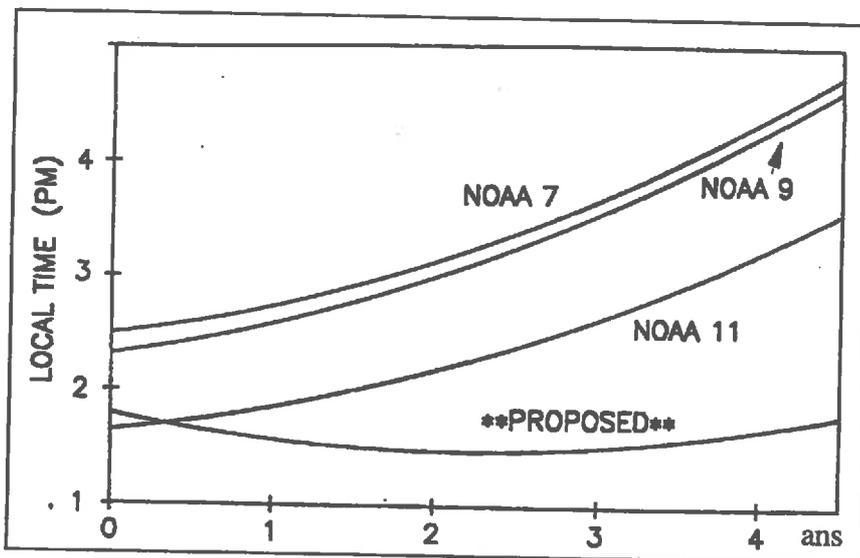


Figure 4-15 : Variation dans le temps de l'heure de passage des satellites NOAA (Price, 1991 [36]).

Dans l'application numérique, les données brutes proviennent:

- d'une synthèse mensuelle de T4 et T5 sur 5 ans (donc 20 points de mesure par mois: 5x4 semaines);
- des données T4 et T5 non corrigées des effets directionnels qui influent sur les résultats (Kerret al., 1992 [21]) car nous ne disposons pas des angles de visée;
- d'un filtrage spatial, opérateur de réduction de bruit, qui diminue encore Ts.

Les températures de surface sont ensuite estimées par une méthode de Split-Window (SWT décrite au CHAPITRE III). Ces données sont corrigées simultanément des effets perturbateurs identifiés plus haut.

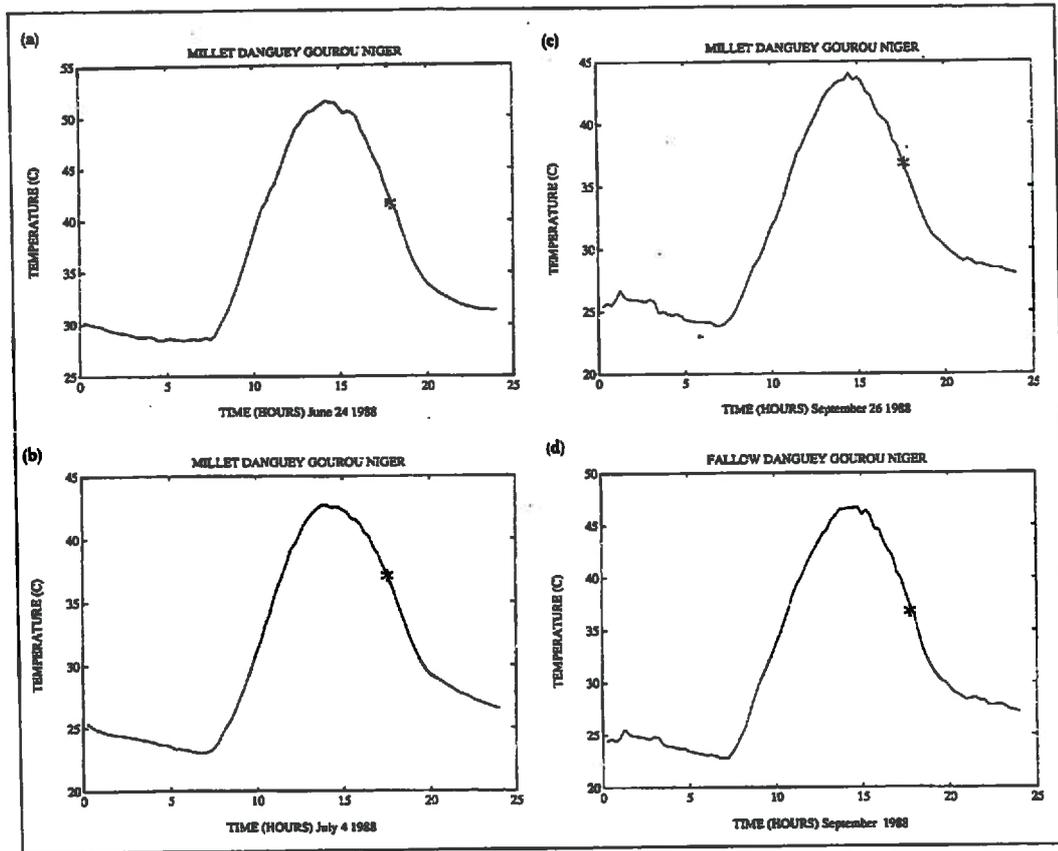


Figure 4-16 : Variation de la température de surface au cours de la journée enregistrée au sol (trait continu) et estimation de la température de surface par satellite (*) pour 4 dates au Niger en 1988 (Kerr et al., 1992 [21]).

Par ailleurs, les valeurs de rayonnement net proviennent de données Météosat calculées sur une année. La stabilité temporelle de cette grandeur a fait admettre pour représentative cette information annuelle.

Avec ces termes, l'estimation de l'ETR découle alors de l'application de la relation:

$$ETR = Rn - \frac{0.185 \ln z_0 + 2.455}{-1.6 \ln z_0 + 10} \cdot (T_s - T_a) \quad (4.9)$$

Ces valeurs d'évapotranspiration réelle sont calculées en tout point et pour chaque décade du cycle moyen. Ce résultat intermédiaire du bilan hydrique est illustré en Figure 4-17 avec 12 cartes mensuelles.

La validation d'ensemble de ce résultat est délicate. A défaut de mesures expérimentales en nombre suffisant, on propose d'abord d'évaluer globalement le comportement spatial et temporel de l'ETR cartographiée. La variation saisonnière apparaît logique mais les valeurs élevées en février méritent une attention particulière (voir plus loin). Un élément est à remarquer: c'est la persistance d'une zone à 2-3 mm principalement sur la Mauritanie et le nord du Mali en juin, juillet et août. On peut éventuellement tenter de l'expliquer par l'information climatique: celle-ci montre une pluviométrie sur l'ouest de la région qui correspond à la même zone.

De plus, la demande atmosphérique est élevée comme l'indique la température de l'air visible dans la Figure 4-14. L'ETR calculée (Figure 4-18) présente un phénomène voisin dans la même zone mais légèrement décalé dans le temps.

D'une manière générale, l'estimation de l'ETR donne des valeurs plus élevées que le calcul dérivé de Thornthwaite. En particulier, cette différence est souvent située dans les écosystèmes les plus ligneux: de 1 à 3 mm. Ceci s'explique vraisemblablement par les limitations dans l'estimation de l'ETR sur les couverts à forte longueur de rugosité. Cette observation est confortée par les résultats présentés sur le transect S.A.L.T (Figure 4-19). Ceux-ci montrent bien que les différences les plus marquées sont dans les sites les plus ligneux. L'illustration en est donnée si l'on compare les graphes obtenus pour les sites de Ouango-Fitini et du Gourma. Dans le premier, très arboré, les deux approches montrent une différence quasi-permanente de 3 mm. Le second site, totalement steppique, présente deux valeurs souvent identiques ou très voisines et ne diffèrent jamais plus de 2 mm pendant un seul mois. Sur un plan plus ponctuel, on a comparé les valeurs de l'ETR dérivées des mesures de Le Roux (1995, [28]) pour les décades correspondantes (on fait donc l'hypothèse que les périodes de mesures à Lamto sont dans des phases climatiques moyennes). Les écarts sont inférieurs à 1.5 mm; ce qui reste de toute façon difficile à interpréter entre une mesure ponctuelle et une information régionalisée sur toute l'Afrique de l'Ouest.

Il n'en reste pas moins que cette information garde sa cohérence spatiale compte tenu de l'homogénéité liée à l'application du même modèle d'estimation sur toute la région étudiée.

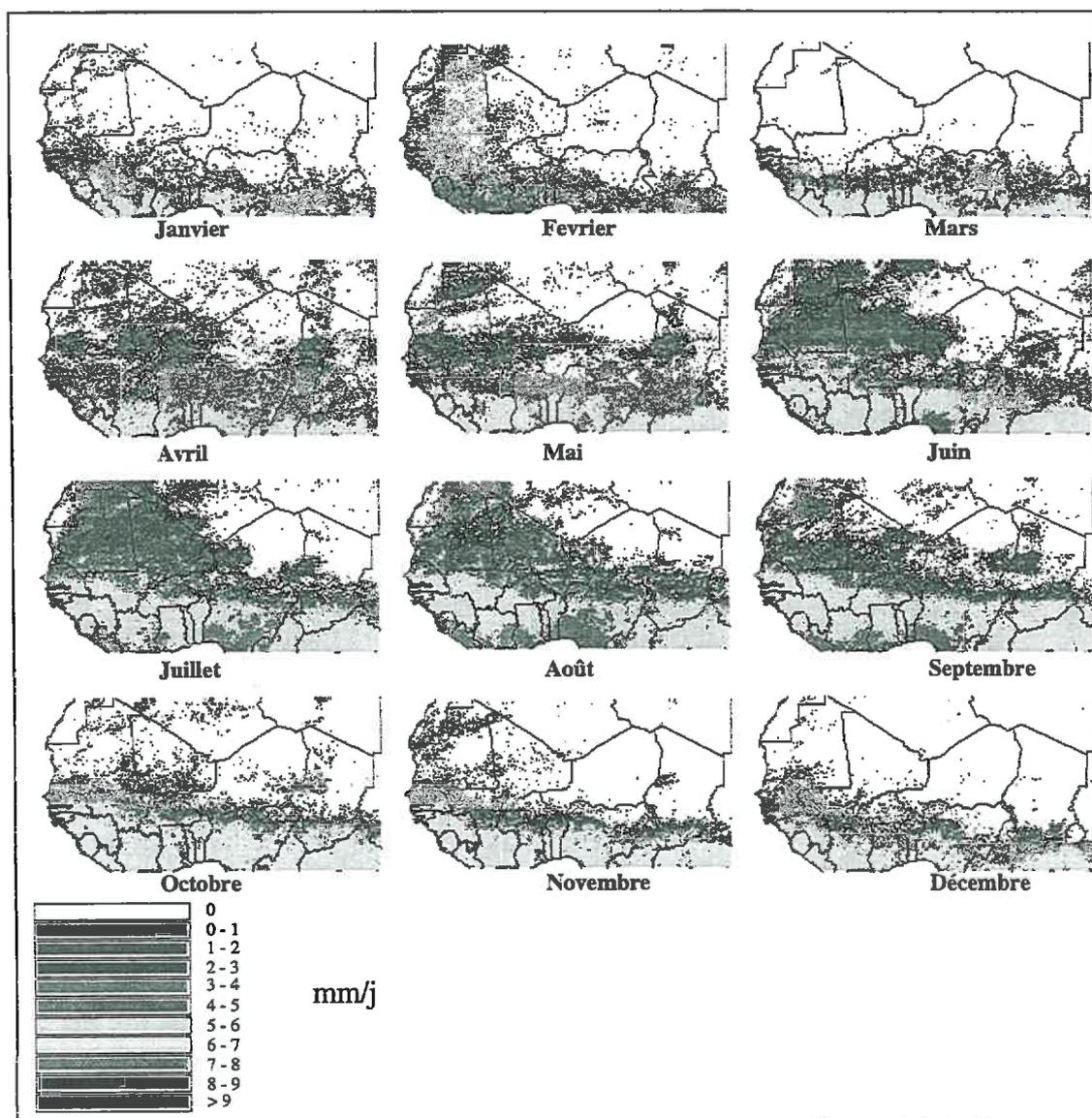


Figure 4-17 : Carte d'évapotranspiration réelle mensuelle (méthode simplifiée).

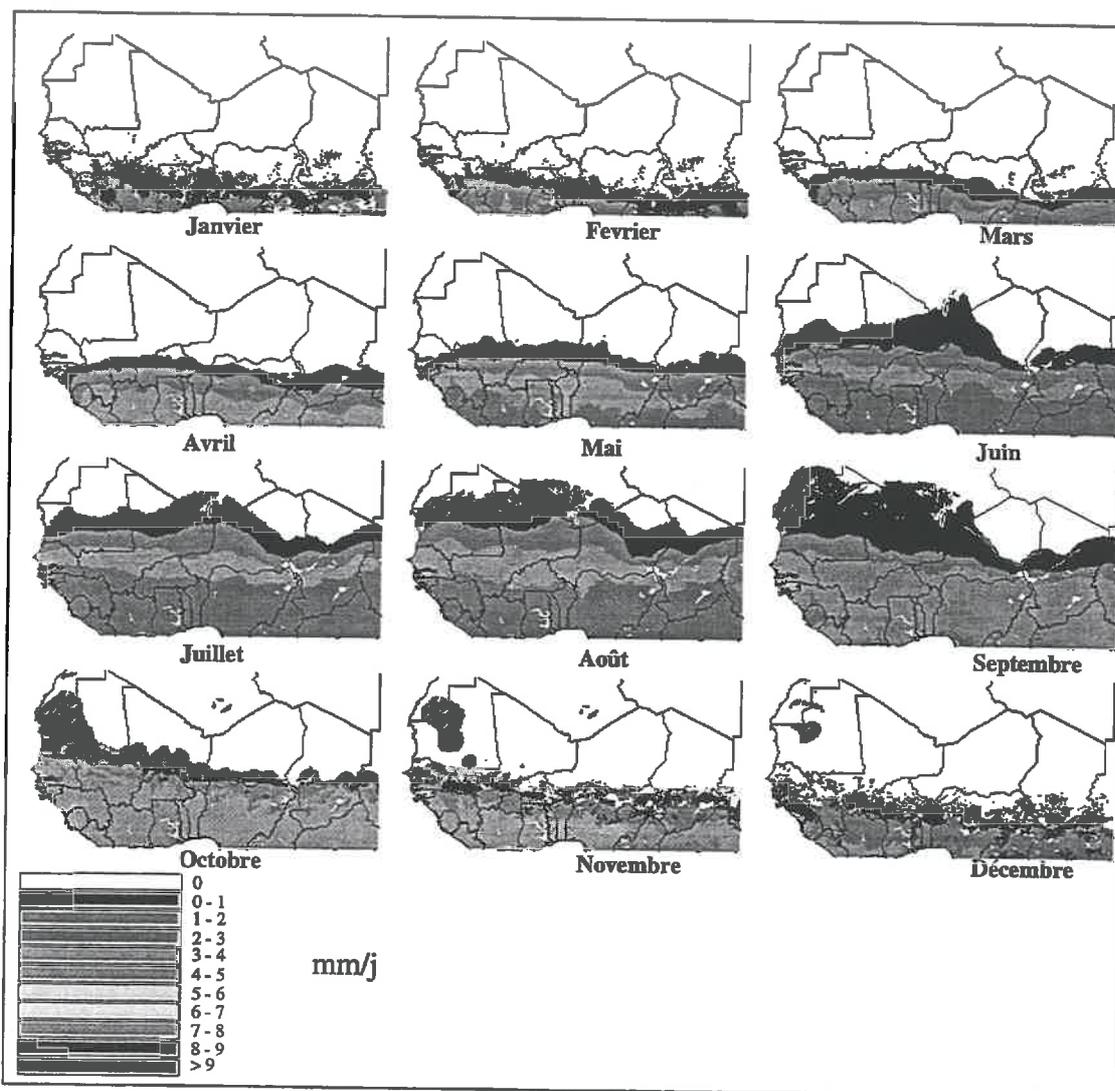


Figure 4-18 : Carte d'évapotranspiration réelle mensuelle estimée (méthode de Thornthwaite).

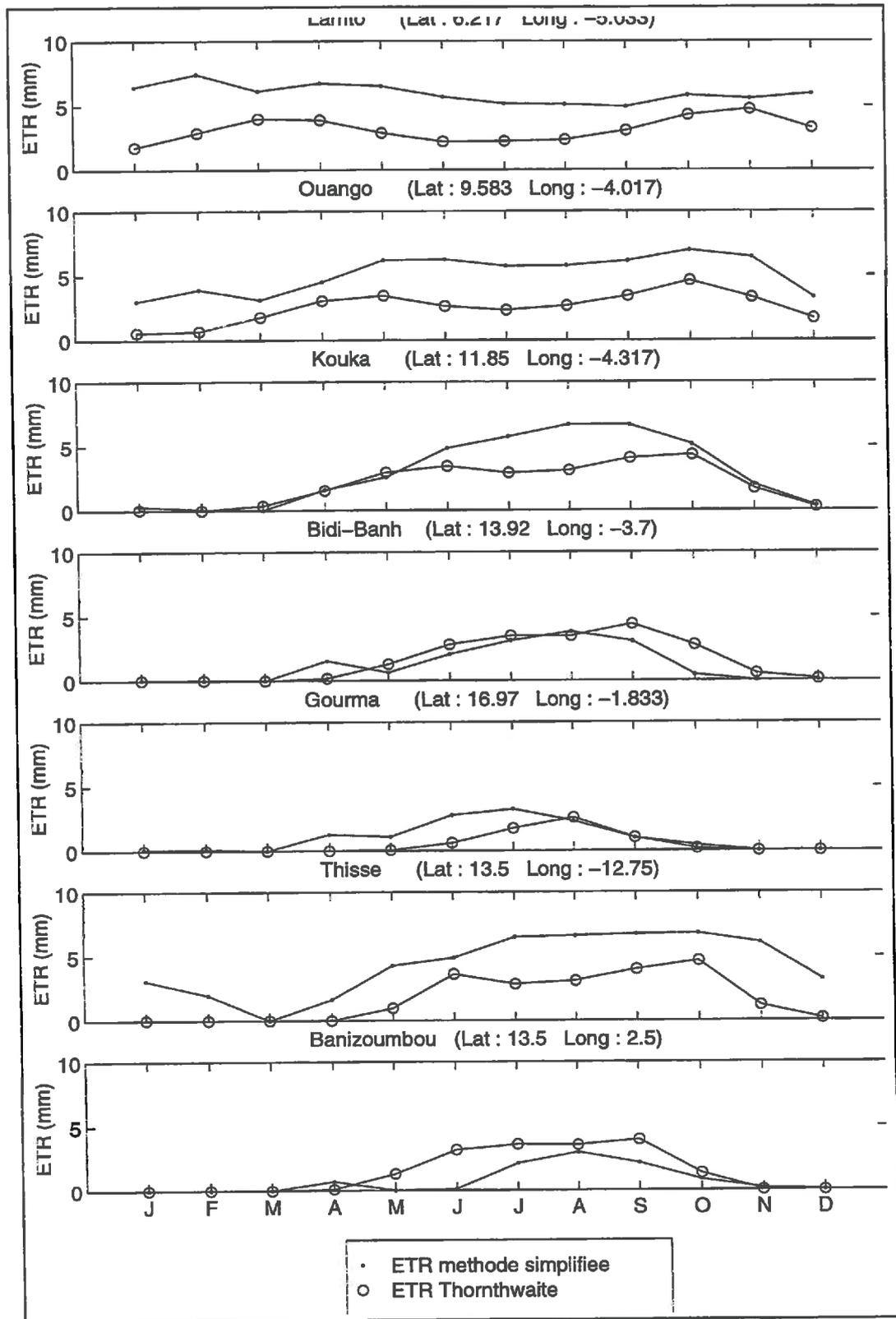


Figure 4-19 : Comparaison de l'ETR calculée par la relation simplifiée et par Thornthwaite.

IV-4.2 Approche multi-réservoirs

La modélisation dont le développement est présenté ci-dessous vient compléter la régionalisation des flux d'évapotranspiration. Elle propose d'améliorer la simulation des flux hydriques dans les écosystèmes par:

- discrétisation de la description de la fonction de production des flux verticaux,
- introduction d'une communication latérale simulant la fonction de transfert dans les flux horizontaux,
- adaptation de cette modélisation à la résolution spatio-temporelle des paramètres caractérisant la végétation et le sol.

C'est ce développement qui est appelé approche multi-réservoirs.

Une discrétisation spatiale est appliquée à la région étudiée et conduit à un maillage carré de 16x16 km. Celui-ci est choisi pour être homogène avec les mesures satellitaires employées. Les processus concernant les flux hydriques qui interviennent dans le fonctionnement des écosystèmes et qui sont modélisés sont les suivants:

- les précipitations,
- l'interception par le couvert végétal,
- l'infiltration qui alimente le flux d'eau à travers la surface du sol,
- le ruissellement de la partie non infiltrée,
- la percolation qui régit l'évolution de l'eau dans le sol au delà de la couche racinaire
- l'évapotranspiration décrite précédemment.

Ainsi, nous avons retenu quatre réservoirs figurant les différentes couches qui décrivent le profil vertical dans l'écosystème:

- le couvert végétal: réservoir d'interception,
- la surface du sol: réservoir de rétention, généralement de ruissellement,
- la couche "superficielle" dans le sol: réservoir supérieur, défini par l'épaisseur racinaire,
- les couches "profondes" du sol: réservoir inférieur, d'accumulation.

Le modèle développé peut être schématisé par l'organigramme suivant (Figure 4-20):

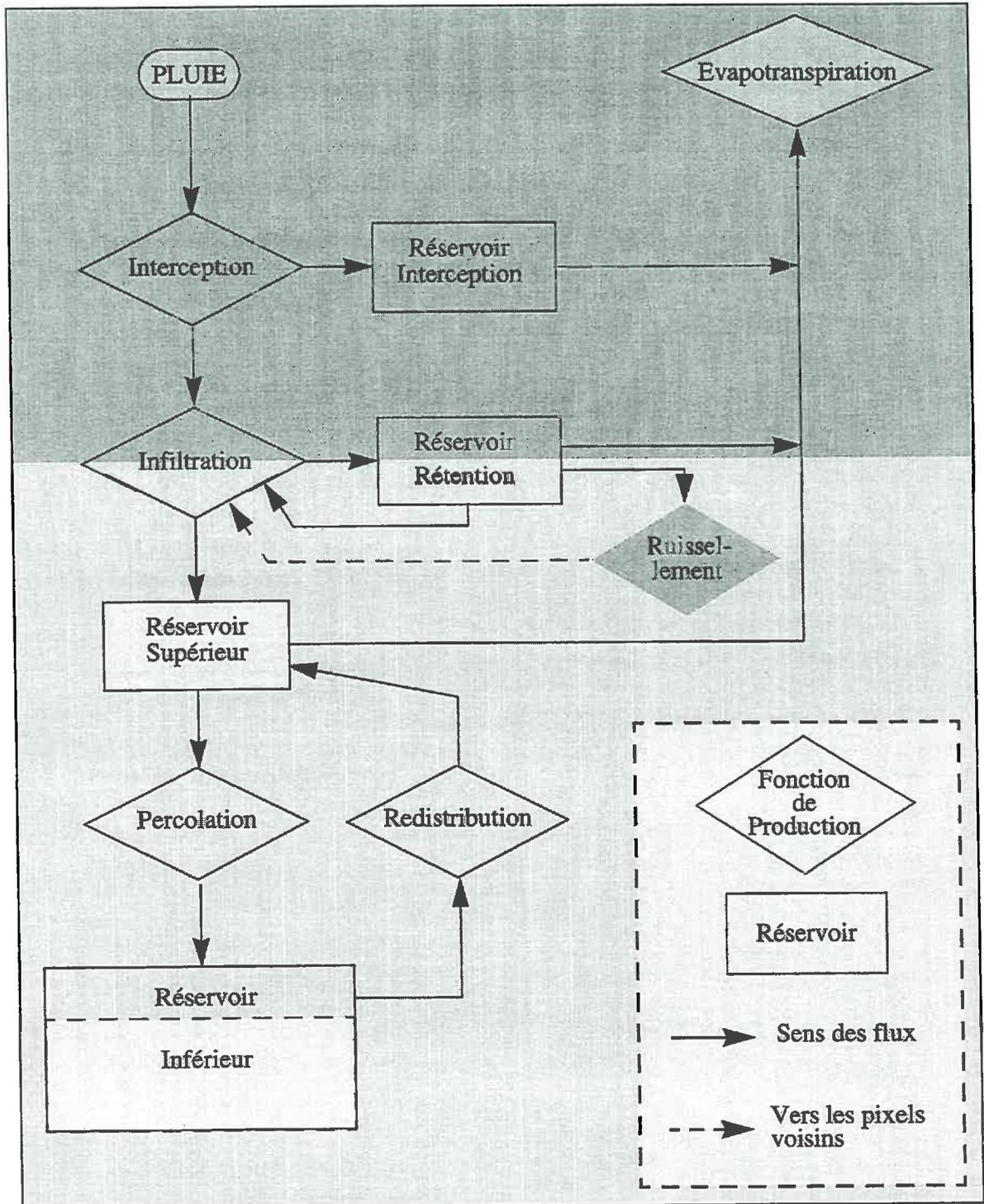


Figure 4-20 : Organigramme du modèle à réservoirs.

- **L'interception**

L'interception est l'un des paramètres qui est le plus difficile à estimer. L'eau qui est interceptée par le couvert végétal est:

- soit directement évaporée sans toucher le sol,
- soit elle arrive au sol (par exemple par ruissellement le long des tiges) avec un décalage par rapport à la précipitation.

Dans le premier cas, on considère que le calcul de l'évaporation réalisé à partir du signal satellitaire intègre cette évaporation. Dans le deuxième cas, on la comptabilisera, avec un retard, avec l'eau qui touche le sol; cette eau sera disponible quelques heures après la fin de la pluie. Plus la végétation sera dense, plus la quantité interceptée sera grande et plus le temps de retard sera important. Dans le cas présent, on considère que la résolution décadaire n'affecte pas cette partie des flux.

Par contre, afin d'affiner l'influence de la structure de la végétation sur ce premier terme de la fonction de production, on a introduit une fonction d'interception dépendant de l'état chlorophyllien.

Celle-ci est calculée à partir de l'intégration du GVI dans le temps. La grandeur obtenue devient alors un indicateur de l'indice foliaire. C'est cette caractéristique de l'écosystème qui génère l'interception. Elle est simulée par un asservissement à la variation de ce paramètre à raison de $0.1 \text{ mm} / \text{m}^2$ de surface foliaire et par jour.

- **L'infiltration**

Nous approchons le profil d'infiltration du sol par une exponentielle d'après la formule de Horton (ANNEXE B, II-1.1, page : 167). Rappelons que plus un sol est humide à l'origine, moins son infiltrabilité sera élevée à cause des gradients de succion plus faibles. En général, l'infiltrabilité est élevée au début, et en particulier quand le sol est initialement très sec.

Il est très difficile d'évaluer, de manière simple, l'infiltrabilité initiale du sol. Celle-ci dépend de l'humidité, de la succion, de la texture, de la structure et de la stratification du profil, etc.

Pour simplifier l'estimation de cette quantité, on fera l'hypothèse que le sol est sec (pas d'humidité) au moment de l'initialisation. Cela est vrai dans la majeure partie des cas, si l'on initialise le modèle au mois de janvier. A cette période la plupart des sols sont secs (saison sèche), sauf pour les régions humides avec une végétation pérenne.

La quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol vient s'ajouter à celle déjà stockée dans le sol qui évolue au cours du temps. Notre discrétisation ne nous permet pas de suivre l'évolution de ce profil d'humidité. On ne peut donc rendre compte des phénomènes apparaissant dans les sols stratifiés. Or on sait, par exemple, que dans le cas d'une couche de structure grossière superposée sur une couche à structure plus fine, cette dernière impose, à la longue, le régime d'infiltration. De même, on ne prend pas en compte l'état de surface, en particulier les croûtes qui diminuent l'infiltrabilité et augmentent la rétention de surface et le ruissellement. Cela pourrait être réalisé par l'intermédiaire d'un réservoir supplémentaire qui conditionnerait l'infiltrabilité.

Nous distinguons l'infiltration verticale vers les couches profondes (percolation), de l'infiltration horizontale vers le voisinage du point considéré.

Lorsqu'il n'y a plus de lame d'eau en surface, la progression de l'eau dans le sol ne cesse pas pour autant. On parle alors de redistribution: la teneur en eau du sol tend à s'approcher de la capacité au champ. Ce phénomène est complexe, d'autant plus qu'il met en jeu des phénomènes d'hystérésis (CHAPITRE II, II-2.2.a, page : 26). On peut, cependant, approcher le profil de

redistribution par une exponentielle décroissante selon l'idée utilisée par Horton pour la détermination de l'infiltrabilité.

- **Le ruissellement**

On sait que l'eau s'écoule dans la direction de plus grande pente et que sa vitesse de ruissellement est proportionnelle à la pente; cependant, on ne peut en déduire pour autant le débit exact. Par ailleurs, la simulation du ruissellement doit être traitée en espace discret pour l'application numérique. Deux questions doivent alors être résolues:

- comment définir le voisinage permettant de traiter les transferts latéraux dans un système tramé?

- comment déterminer la fraction d'eau qui s'écoule dans chacune des mailles en aval?

Ceci explique que la plupart des modèles font l'hypothèse d'un ruissellement unidirectionnel. On peut ainsi reprendre les équations élaborées par les hydrologues pour le calcul de débits dans les canaux. En général, c'est l'équation de Chezy-Manning qui est mise en oeuvre. En particulier, c'est celle qui est retenue dans le modèle HSPF (ANNEXE B, II-2.2, page : 168), élaboré à l'école des Ponts et Chaussées (Kauark Leite, 1990 [20]). Elle permet d'évaluer le débit dans le cas d'un écoulement turbulent. Pourtant, l'équation de Manning est empirique et mal adaptée au problème. On est donc en droit de mettre en cause sa validité par une simple étude d'homogénéité. Elle intervient surtout pour le calcul de débit, dans des chenaux dont on connaît parfaitement la géométrie. Ce module est donc à améliorer.

Dans l'application numérique développée pour le modèle d'eau efficace, la fonction de transfert s'applique aux huit voisins d'une maille. L'intensité des flux qui s'en suit dans les sites récepteurs est déterminée par la topographie.

Cette partie du modèle permet donc de gérer l'écoulement de la lame d'eau libre disponible. Elle introduit ainsi un premier niveau de régionalisation du flux hydrique horizontal. La suite du transfert est traitée au pas de temps suivant en fonction de l'état du réservoir de surface de la maille réceptrice.

IV-4.3 Résultats

L'application du modèle multi-réservoirs a pour objectif de simuler l'évolution annuelle de la réserve d'eau au sens de cette approche. Elle délivre donc une quantification qui est obtenue de façon homogène sur la région étudiée.

Le terme intermédiaire fourni par l'humidité moyenne du réservoir supérieur démontre le caractère spécifique de l'approche multi-réservoirs par rapport à l'approche moyenne de Thornthwaite.

Ce comportement apparaît en comparant les humidités moyennes des mêmes zones produites par les deux types de modélisation. Pour cela, on exploite les sorties des deux simulations sur les sites du transect S.A.L.T: Figure 4-21 pour la méthode de Thornthwaite et Figure 4-22 pour le modèle à plusieurs réservoirs. (En fait, la Figure 4-21 est l'application aux sites S.A.L.T des cycles moyens des formations exprimés par la Figure 4-9).

Le modèle complet de Thornthwaite montre une humidité moyenne qui atteint la capacité de rétention dans les formations les plus boisées au sud du transect: sites de Lamto, Ouango-Fitini et Kouka. A Lamto, l'humidité moyenne correspond à une réserve de 220 mm pendant 1.5 mois et reste supérieur à 150 mm pendant 5 mois. A Ouango et à Kouka, ce palier atteint respectivement 190 mm et 110 mm pendant 7 décades (ces durées confirment les caractères des

cycles moyens visibles dans la Figure 4-9). De telles situations de paliers existent également sur les sites de Bidi-Bahn, Thyssé-keymor et Banizoumbou alors qu'elles n'apparaissent pas dans les cycles moyens.

Les résultats obtenus sur les mêmes sites avec les sorties du modèle développé dans ce travail (Figure 4-22) sont très différents. Tout d'abord, les situations de palier à la capacité de rétention n'apparaissent plus. D'une manière générale, les réserves intégrées sur la hauteur pour l'humidité moyenne calculée dans le réservoir supérieur sont beaucoup plus faibles; exemple: valeur maximale à 100 mm pour les sites les plus au sud. Par contre, le temps de constitution de la réserve après le début de la saison des pluies est plus constant et représente sans doute mieux le comportement des mécanismes d'humectation à cette échelle. Enfin, la réponse tamponnée qu'offre cette quantité par rapport à la pluviométrie paraît plus réaliste. Ainsi, le comportement des trois sites de même latitude (Bidi-Bahn, Thyssé-Keymor et Banizoumbou) est intéressant. Tout d'abord, dans les trois cas, la réserve commence à s'accumuler à la cinquième décennie de la saison des pluies. Ensuite, l'intégrale de cette réserve dans le temps décroît avec la continentalité croissante.

Cette analyse conforte la nécessité d'une meilleure discrétisation verticale de la description des flux même à cette échelle. En effet, la diminution de ces quantités se comprend bien puisque:

- dans le réservoir supérieur du sol, il y a une possibilité de percolation profonde,
- lorsqu'une lame d'eau libre se crée, le modèle la transfère vers les mailles voisines situées en aval,

- l'évapotranspiration repose sur des mesures qui lui confèrent une quantification et une régionalisation acceptables à ce stade de développement.

Le caractère spécifique de la modélisation multi-réservoirs pour estimer l'eau efficace dans les formations végétales se trouve donc justifié par ces résultats.

L'analyse des résultats de cycles de réserve d'eau calculés par ce modèle pour les formations dans leur ensemble apporte deux groupes d'interprétations et d'informations intéressantes.

Le premier concerne le comportement moyen de la réserve utilisable par les peuplements. Les sorties de l'indicateur fonctionnel représenté par cette approche sont données en Figure 4-23 pour les cycles moyens des différentes formations. Pour chacune d'entre elles, il apparaît que le maximum de Ru est synchrone du maximum de GVI. Cette simultanéité des comportements saisonniers existe pratiquement pendant toute l'année pour les formations fortement ligneuses (classes de forêt dense, forêt claire et savane herbeuse dense, savane arbustive et arborée). De plus, la dépression dans l'état chlorophyllien mesuré par le GVI en juillet-août se trouve apparemment bien déterminée dans la forme du cycle de Ru. L'évolution de la réserve pour les trois formations ligneuses se trouve également parfaitement synchronisée avec le GVI sur tout le cycle.

Plus au nord, ce déterminisme reste évident même avec une période de constitution de la réserve qui est plus longue. Lorsque celle-ci augmente fortement, la croissance de GVI est alors simultanée. Dans ces formations du domaine sahélien, on remarque un décalage de plus en plus en grand entre la perte d'eau dans la couche racinaire exprimée par Ru et la diminution du GVI. Ceci est de plus en plus marqué en allant de la savane herbeuse et steppe arbustive jusqu'à la steppe herbeuse. Le début de cette phase paraît bien déterminé: pour toutes ces formations, le début de diminution du GVI se situe toujours dans la même décennie que le début de réduction de la réserve d'eau.

Sur le plan quantitatif, cette approche produit des valeurs de Ru sensiblement plus faibles que la simulation de Thornthwaite-Mather. Ce résultat paraît logique compte tenu de la gestion des

flux qui est simulée dans ce cas. Il est semble donc que la simulation du ruissellement, la percolation sous le réservoir racinaire et l'intégration dans le temps de ces flux améliore le réalisme de cette description de la disponibilité de l'eau à cette échelle spatio-temporelle.

Ainsi, les réserves maximales n'atteignent qu'environ 100 mm en saison humide. Ces valeurs varient peu sur un grand domaine de latitude: des forêts denses aux steppes épineuses. Par contre, ce sont les durées pendant lesquelles le réservoir de la couche racinaire contient une forte réserve qui sont très différentes. Cette quantification montre que les classes de forêt ont une réserve d'eau proche de 100 mm pendant 4 mois. Dans l'autre partie du cycle moyen de Ru, la réserve est inférieure à 10 mm pendant 5 décades. Comme cela a été souligné en IV-3, cela mérite une interrogation dans le cas des formations de milieu humide. Cette durée est évidemment beaucoup plus longue lorsque les formations sont plus au nord. Cependant, il est intéressant de remarquer que Ru maximum peut encore atteindre 100 mm pour la classe de savane herbeuse et steppe arbustive et 85 mm pour la classe de steppe épineuse. Dans ces deux cas, ces réserves ne restent à ce niveau que pendant 4 décades. Dans les steppes herbeuses, la durée de réserve d'eau maximum est également de 4 décades. Il semble donc qu'on atteigne une sorte d'équilibre de la réserve qui est de 4 décades pour toutes les formations à dominante herbacée. Les meilleures conditions d'alimentation hydrique ne dureraient donc qu'environ 1.5 mois dans cette partie de la région.

Le second groupe d'informations sur les écosystèmes que l'on peut obtenir de cette modélisation vient de l'interprétation des résultats sur le transect S.A.L.T (Figure 4-24).

Tout d'abord, ceux-ci montrent que le modèle a bien un comportement d'indicateur fonctionnel. Ceci apparaît pour tous les sites où, après la période d'humectation du sol, il existe une corrélation évidente entre les variations de Ru et de GVI. En particulier, la dépression de juillet, août du GVI sur le site de Lamto est accompagnée par la variation de la réserve d'eau. De plus, les deux cycles varient simultanément sur l'ensemble de l'année. Cette observation est également évidente pour le site de Ouango-Fitini. Elle reste encore valable aux latitudes plus élevées des sites de Kouka et de Bidi-Bahn. Pour ce qui concerne le site de Gourma, le modèle fait apparaître une réserve d'eau faible mais significative pendant dix décades mais le GVI ne manifeste aucune variabilité associée. On retrouve le problème de sensibilité du GVI déjà évoqué. Il n'est donc pas possible de tirer une conclusion sur ce site. L'observation des résultats d'ouest en est à la latitude de Thyssé-Kaymor, Bidi-Bahn et Banizoumbou confirme la décroissance de la réserve d'eau déjà suggérée par les humidités moyennes.

Un résultat synthétique sur le plan spatial est présenté en Figure 4-25. Il s'agit de la somme de la réserve d'eau en tout point. Une première constatation peut être faite. A l'exception des zones de forêt dense, la partie sud de la région montre une dépendance de la répartition du cumul d'eau par rapport à la nature du sol. Cette influence semble exister jusqu'à une latitude relativement au nord du domaine sahélien. Une deuxième constatation est la dépendance climatique de cette distribution dans la partie de la région située au sud du désert. On pourrait s'attendre à une extension spatiale plus importante de cette frange qui s'assimile nettement à la répartition de la pluviométrie.

Dans l'ensemble, ces résultats paraissent significatifs sur le plan de l'interprétation biologique. Par ailleurs, dans cette approche, tous les termes intermédiaires de flux sont quantifiés. L'analyse peut donc s'appuyer sur des valeurs de transfert de masse reproductibles. Enfin, si l'on compare ces résultats avec les données équivalentes fournies par la méthode Thornthwaite-Mather, il semble bien que ce modèle d'eau efficace soit un bon indicateur du fonctionnement apparent.

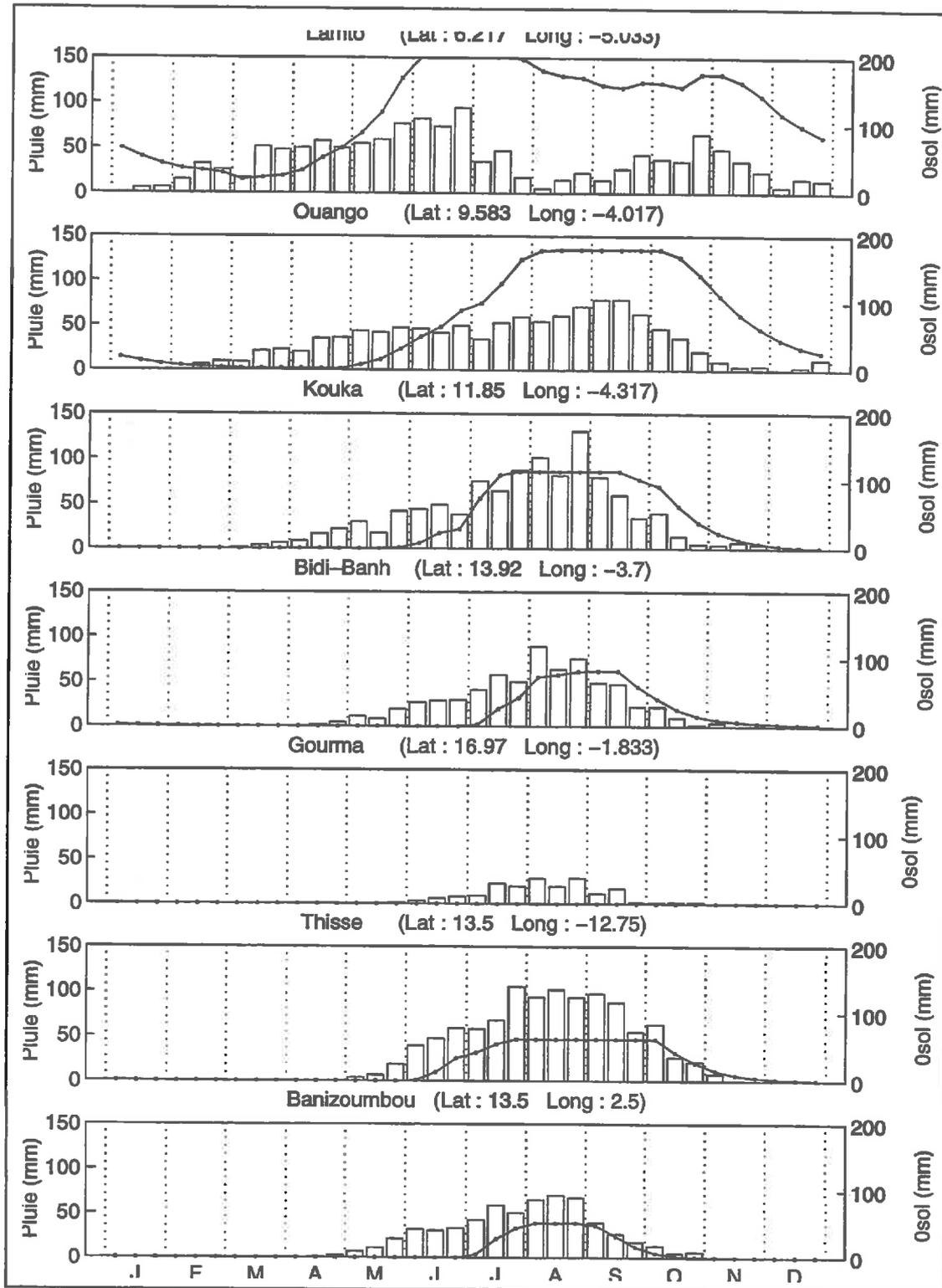


Figure 4-21 : Humidité du sol (θ_{sol}) déterminée par la méthode de Thornthwaite et la pluviométrie (histogramme).

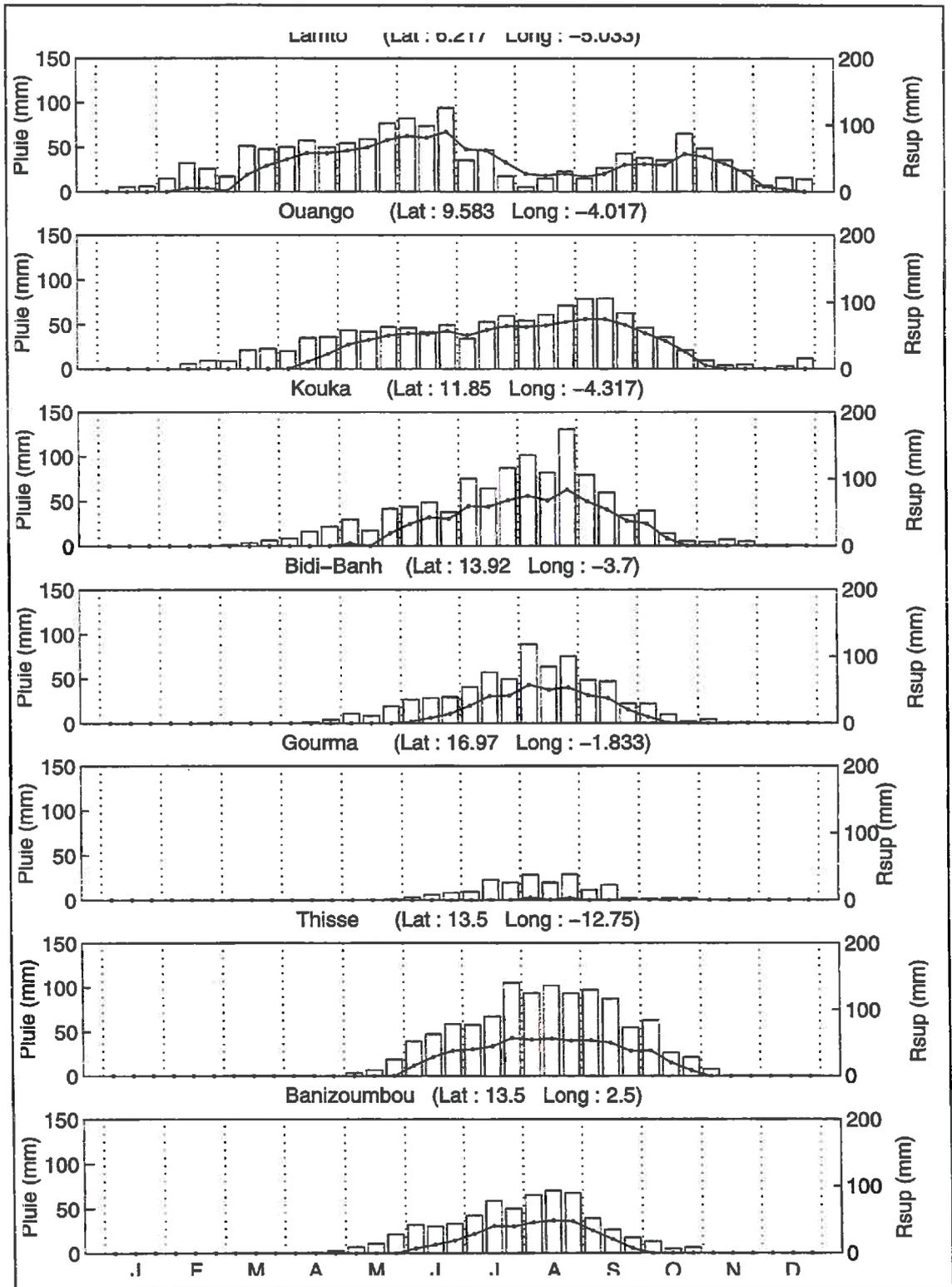


Figure 4-22 : Evolution de l'humidité du sol (Rsup) calculée par le modèle développé et de la pluviométrie (histogramme) pour les sites SALT.

Caractérisation hydrique des écosystèmes de l'Afrique de l'Ouest
Amélioration de la discrétisation verticale des flux

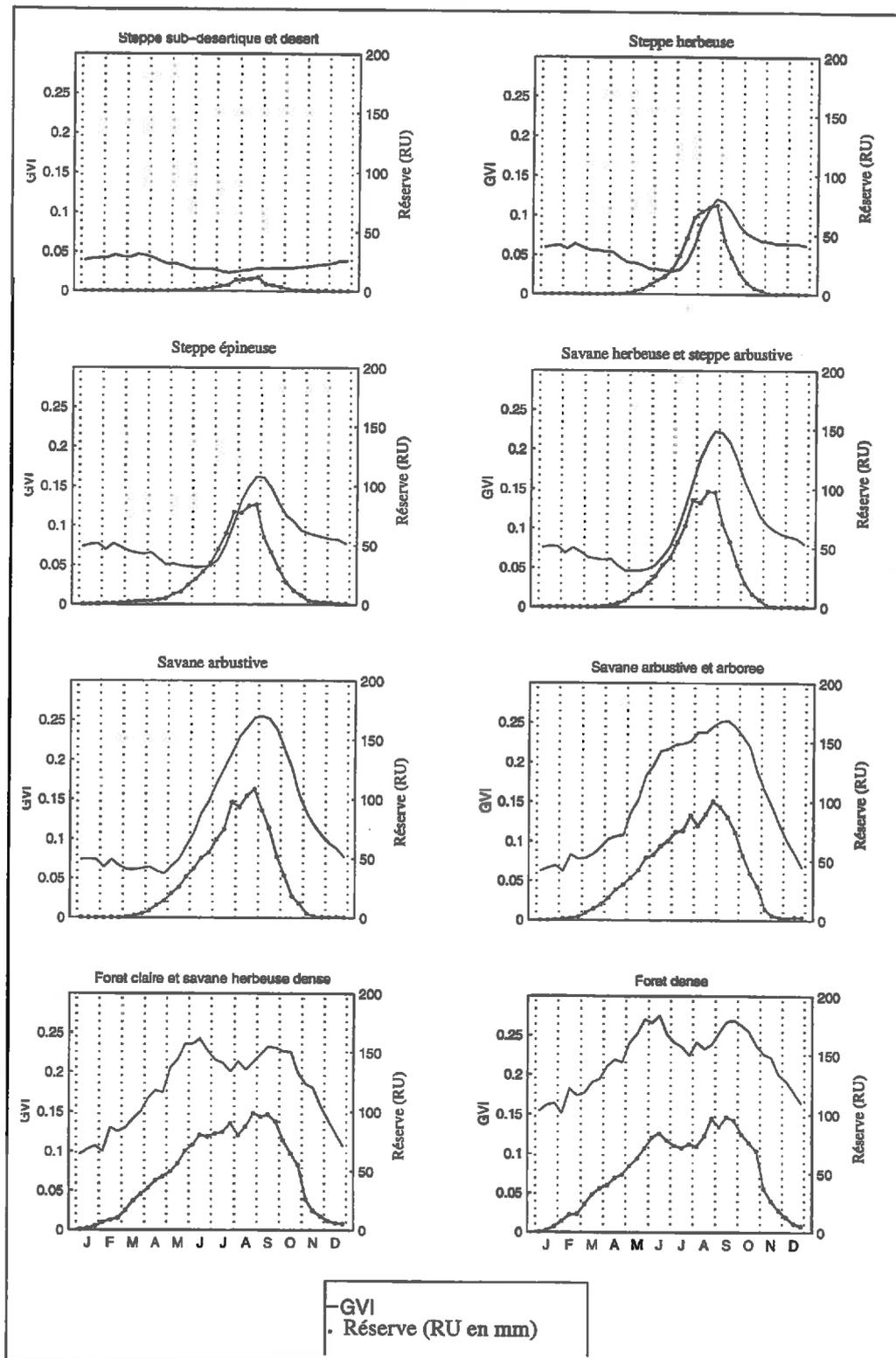


Figure 4-23 : Réserve d'eau et GVI des grandes formations.

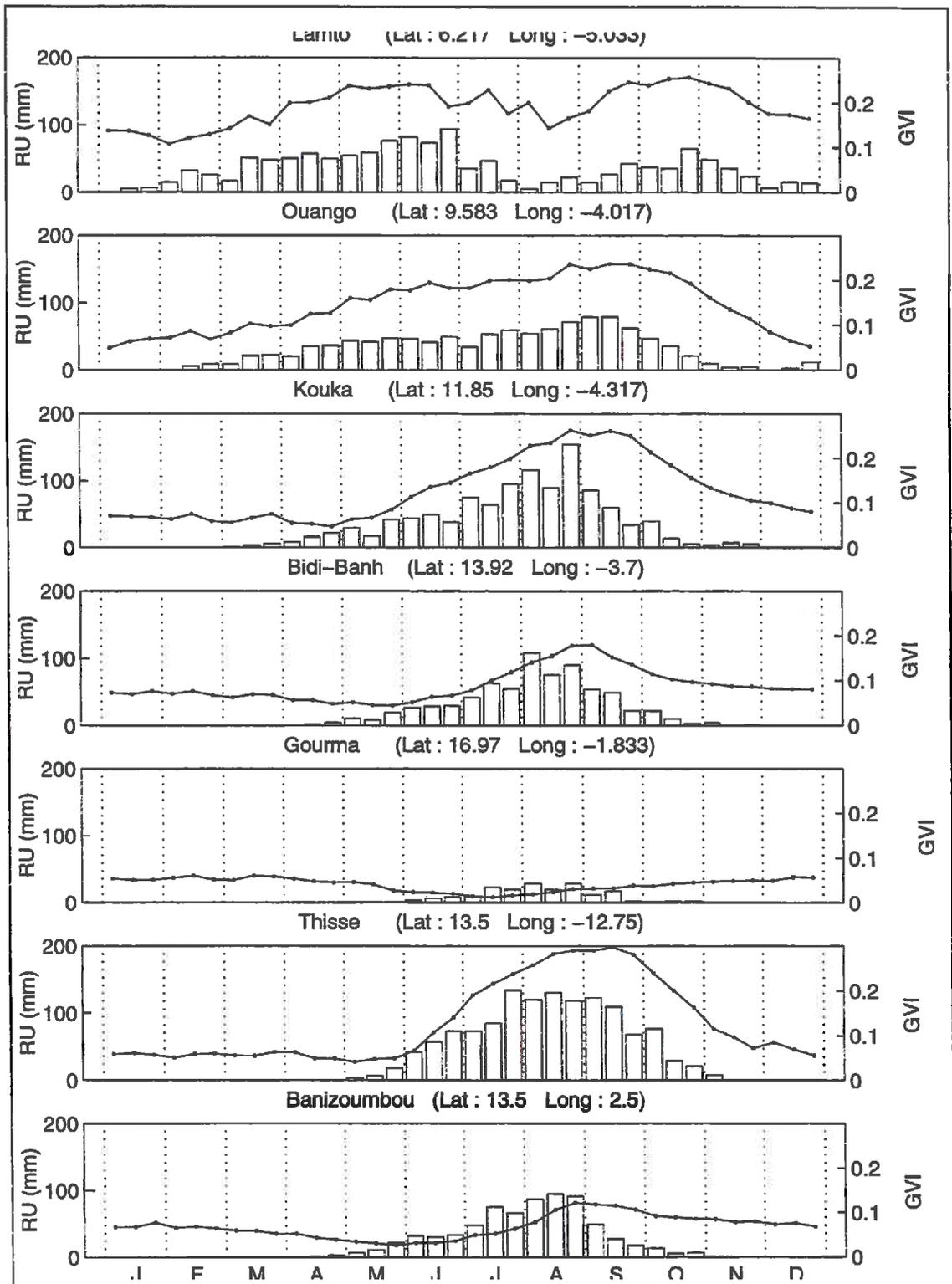


Figure 4-24 : Evolution de la réserve d'eau (RU) (estimée par le modèle développé) (histogramme) et du GVI pour les sites SALT.

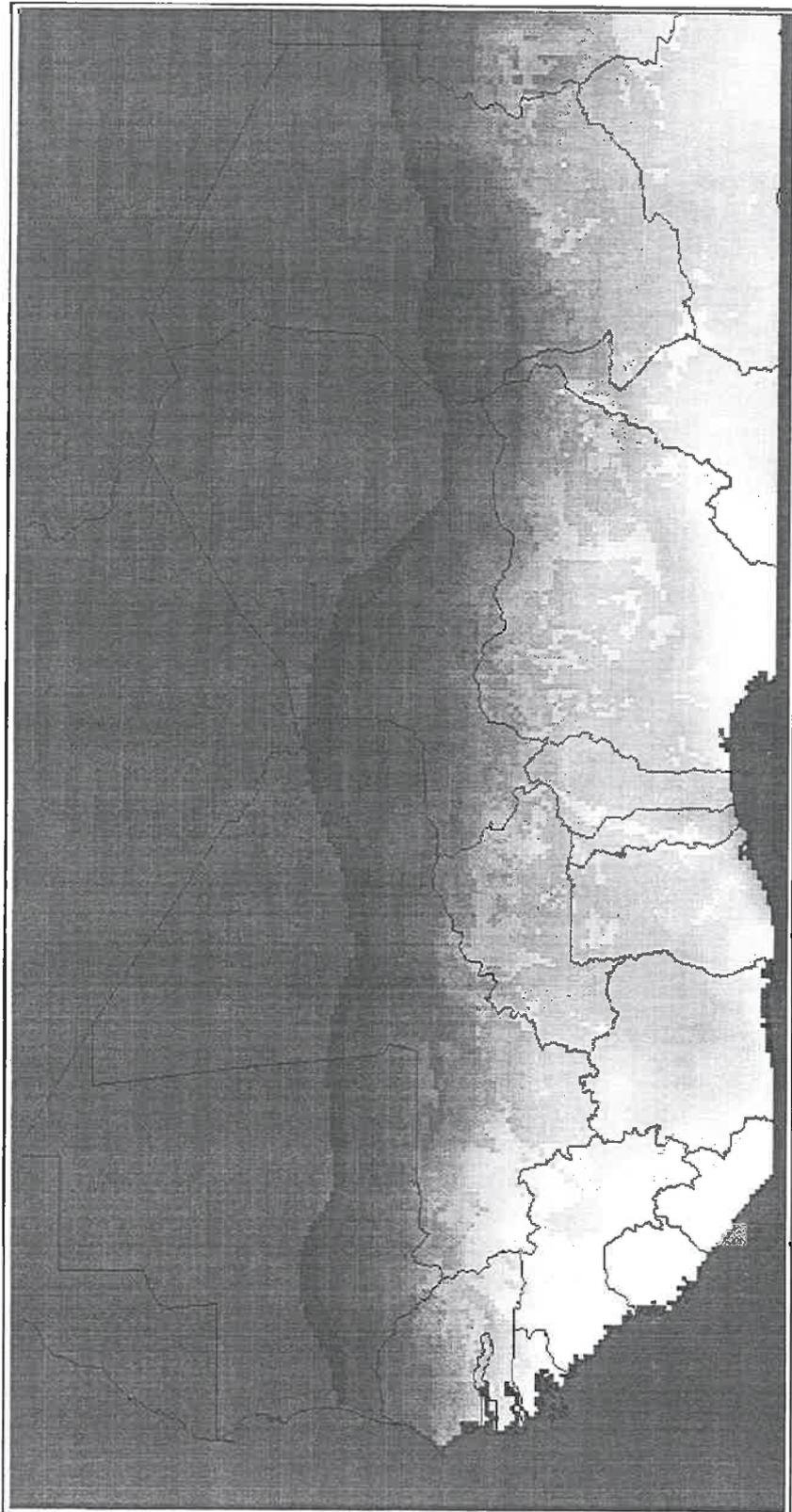


Figure 4-25 : Cartographie de la réserve d'eau.

IV-5 Conclusion

Les résultats obtenus et présentés dans ce chapitre au travers de quelques cycles annuels significatifs amènent un certain nombre de conclusions thématiques et méthodologiques.

Sur le plan méthodologique, l'approche mono-réservoir par la méthode complète de Thornthwaite est plus robuste et plus physique que les autres approches mono-réservoirs développées récemment. En particulier, cette méthode recherche la stabilité du bilan entre le début et la fin du cycle annuel décrit. De façon complémentaire, dans l'approche multi-réservoirs, l'intérêt de l'effort de modélisation couplée des flux verticaux avec les flux horizontaux est apparu avec les résultats du modèle d'eau efficace sur l'estimation de la réserve utilisable par la plante. Le comportement de cette quantité en fonction du temps pour la quasi-totalité des formations végétales paraît réaliste et acceptable.

Cependant, dans ce domaine, il faut noter deux éléments déterminants. On a admis que la description de l'évapotranspiration réelle par le rayonnement et la différence des températures était significative à l'échelle spatiale du GVI et à la périodicité décadaire. Or, ces résultats sur l'ETR montrent qu'il est important de mieux estimer la température de surface (correction des effets directionnels, maîtrise des effets latéraux, influence de la partition sol-végétation et autres états, ...). De plus la difficulté de validation de ces termes est grande à ces échelles spatio-temporelles, puisque l'on recherche la caractérisation moyenne d'une situation de référence. En effet, il est peu probable qu'il existe des expérimentations assez longues pour donner des valeurs moyennes autres que pour certains paramètres d'entrée (température de l'air, rayonnement net, humidité du sol, ...). Il conviendra donc d'apporter des améliorations dans la partie flux verticaux, tant dans le sol que pour la partie aérienne de la végétation. Enfin, il semble bien qu'une prise en compte complète des flux latéraux soit indispensable.

Sur le plan thématique, on peut dire de façon synthétique que le type d'approche proposée avec les modèles testés et développés constitue un outil d'interprétation intéressant pour la caractérisation fonctionnelle de la végétation du point de vue hydrique à l'échelle régionale. Plus précisément, plusieurs aspects méritent d'être soulignés.

Tout d'abord, et bien que cela n'était pas recherché, le résultat intermédiaire de cartographie des grandes formations végétales est un acquis. Sa signification due aux dix années de données utilisées et à l'évaluation qu'il a été possible d'en faire paraît satisfaisante.

Ensuite, la quantification des différents flux est importante pour l'évaluation des transferts mais également parce qu'elle apporte des éléments objectifs pour toute interprétation. Ainsi, la détermination des flux hydriques moyens a permis de présenter une caractérisation biophysique des processus dans les écosystèmes pour la partie liée au transfert d'eau.

En particulier, on peut chercher à comprendre le déterminisme du déphasage entre l'apport des précipitations et la période fortement chlorophyllienne des formations végétales. On constate en observant les résultats des Figure 4-23 et Figure 4-24 que dans de nombreuses situations le décalage a été réduit ou même, a disparu en grande partie. Ceci semble confirmer le fait que c'est le bilan hydrique qui est déterminant et non l'apport d'eau total (même s'il y a peu de pertes en surface) (Box, 1961 [2]; Holdridge, 1967 [15]).

Pour préciser ce mécanisme, deux hypothèses peuvent être faites: origine biologique ou origine pédologique du comportement de la phénophase chlorophyllienne par rapport au bilan hydrique. Dans les forêts humides, il y a un synchronisme fort entre GVI et bilan: cette situation traduit la phénologie très mélangée des arbres dans ces formations. Plus au nord, le déca-

lage reste faible pour les forêts claires et savanes herbeuses denses et les savanes arbustives et arborées. Dans ces situations, on sait que le début du développement foliaire et chlorophyllien anticipe l'augmentation de la disponibilité de l'eau. Ce comportement biologique a souvent été remarqué dans les parties très arborées des savanes du domaine soudanien (Trochain, 1980 [50]). Lorsque la densité des ligneux diminue dans le nord des savanes soudaniennes et dans les savanes herbacées du domaine sahélien, le décalage devient de plus en plus marqué. On peut concevoir dans ces situations que la faiblesse de la réserve dans le sol dans cette phase ne permet pas aux formations d'entamer immédiatement leur développement chlorophyllien. En fait, ce comportement de l'eau dans le sol interagit avec la structure d'enracinement (Menaut, 1973 [32]; Trochain, 1980[50]) et l'activité physiologique qui en découle en est normalement affectée (Woodward, 1987 [57]; Cosgrove, 1984 [6]).

En conclusion, il apparaît bien que la méthodologie développée est prometteuse pour proposer une régionalisation des interactions entre flux hydriques et écosystèmes. Cependant, un travail d'exploitation systématique des sorties du modèle de bilan hydrique serait également nécessaire pour améliorer l'interprétation biologique de ces résultats.

Bibliographie

- [1] Avenard J.M., La répartition des formations végétales en relation avec l'eau du sol dans la région de Man-Touba. Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M., No. 12, 159p, 1971.
- [2] Box E.O., Macroclimate and Plant Forms: An introduction to Predictive Modeling in phytogeography. The Hague: Junk, 1981.
- [3] Brunet Y., Lagouarde J.P., Nunez M., Une nouvelle méthode d'estimation de l'évaporation régionale à partir de mesures de température de surface dans l'infra-rouge thermique, Signatures spectrales d'objets en télédétection, 4^{ème} Colloque International, CNES-INRA-ESA-CNRS, Aussois (FRA), 18-22 Jan., ESA, Paris, pp 473-476, 1988.
- [4] Choissnel E., Les modèles de gestion de l'eau dans le sol, Communication présentée au Séminaire du Comité Ecosystème du PIGB - France, Toulouse, mai 1990.
- [5] Chopart J.L., Développement racinaire de quelques espèces annuelles cultivées en Afrique de l'Ouest et résistantes à la sécheresse. Coll. Résistance à la sécheresse en milieu intertropical: quelles recherches pour le moyen terme? pp. 145-154, Dakar, septembre 1984.
- [6] Cosgrove D., Hydraulic aspects of plant growth. What's new in plant physiology, Vol. 5, p 5 - 8, 1984.
- [7] FAO-UNESCO, Carte mondiale des sols au 1/5.000.000. Volume VI: Afrique. FAO-UNESCO 1971-1981, Paris 1976.
- [8] Fontes J., Blasco F., Evolution de l'état chlorophyllien du continent africain, Rapport interne ICIV, Toulouse, 1988.
- [9] Fontes J., Diallo A., Campaore J.A., Carte de la végétation naturelle et de l'occupation du sol. Burkina-Faso-ICIV-IDR. Echelle 1/1000000. ICIV, Toulouse, 1993.
- [10] Fontes J., Gastellu-Etchegorry J.P., Amram O., Flouzat G., A global phenological model of the African continent, AMBIO, Vol. XXIX, No 5, pp 297 - 303, August 1995.
- [11] Ganaba S., Rôle des structures racinaires dans la dynamique du peuplement ligneux de la région de la mare d'Oursi (Burkina Faso) entre 1980 et 1992, Thèse de l'Université de Ouagadougou, 1994.
- [12] Gond V., Contribution des données NOAA-AVHRR à la caractérisation des savanes africaines: Approche locale, approche continentale. Thèse de doctorat de l'Université Toulouse le Mirail, 1995.
- [13] Hiernaux P., Diarral L., Un bilan du suivi des sites pastoraux du Gourma en 1992. Centre International pour l'Élevage en Afrique. Document de travail n 001/93.
- [14] Holdridge L.R., Determination of World plant formations from simple climatic data. Science, Vol. 105, pp. 367-8, 1974.
- [15] Holdridge L.R., Life Zone Ecology, (rev.ed.) San José, Costa Rica: Tropical Science Center, 1967.
- [16] Hsiao T.C., Plant responses to water stress. Annual Review of Plant Physiology, Vol. 24, pp. 519-570, 1973.
- [17] Hsiao T.C., Acevedo E., Fereres E. et Henderson D.W., Stress metabolism: water stress, growth and osmotic adjustment. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series B, vol. 273, pp. 479-500, 1976.
- [18] Itier B., Riou C., Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge, Journal de Recherches Atmosphériques, 16, pp. 113 - 125, 1982.
- [19] Jackson R.D., Reginato R.J., Idso S.B., Wheat Canopy Temperature : A Practical Tool for Evaluating Water Requirements. Water Resources Research, Vol. 3, N° 3, pp 651-656, June

1977.

- [20] Kauark Leite L.A., Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole, Thèse à l'Ecole des Ponts et Chaussées, 1990.
- [21] Kerr Y.H., Lagouarde J.P., Imbernon J., Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved SWT, *Remote Sens. Environ*, Vol. 41, pp. 192 - 209, 1992.
- [22] Lagouarde J.P., Choisnel E., A new agrometeorological model for evaporation and surface temperature, INRA internal report, 1989.
- [23] Lagouarde J.P., Brunet Y., Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping, *Adv. Space Res.*, Vol 9, N° 7, pp 259-264, 1989.
- [24] Lagouarde J.P., Brunet Y., Mapping of actual evapotranspiration in the South West of France using NOAA - AVHRR data. Séminaire Franco - Indien de Bioclimatologie, Mukteshwar - Inde, 01 - 04 mars, 16 pp, 1989.
- [25] Lagouarde J.P., Imbernon J, Begue A., Kerr Y., Suivi agroclimatique des cultures en zone sahélienne à partir des données NOAA de Mas Palomas, Commission des Communautés Européennes, Programme "Caractérisation par les techniques de la télédétection de la dynamique de la désertification à la périphérie sud du Sahara", Novembre 1990.
- [26] Lagouarde J.P., Mc Aneney K.J., Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, 59, p 341 - 362, 1992.
- [27] Lavenu F., Digitized vegetation map of Africa, Scale: 1/5 000 000, ICIV, 1987.
- [28] Le Roux X., Etude et modélisation des échanges d'eau et d'énergie sol - végétation - atmosphère dans une savane humide (Lamto, Cote d'Ivoire), Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1995.
- [29] Letouzey R., Carte phytogéographique du Cameroun. Echelle 1/500000. ICIV-IRA- ICIV, Toulouse, 1985.
- [30] Lockhart J.A., An analysis of irreversible plant cell elongation. *Journal of Theoretical Biology*, Vol. 8, pp. 264-276, 1965.
- [31] MacGregor, L., UNEP/GRID. Global gridded FAO/UNESCO soil units. Digital raster data on a 2-minute geographic (lat/long) 10800x5400 grid. In : Global ecosystems data base version 1.0 : Disc A. Boulder, CO : NOAA National Geophysical Data Center. GED 1.0 Documentation A16X-2, 1992.
- [32] Menaut J.C., Aperçu quantitatif sur les formations ligneuses des savanes de Lamto. in Lamotte, Cohic et al., pp. 19-23, 1973.
- [33] Morel R., Atlas agroclimatique des pays du CILSS, Programme Agrhymet, Niamey 1992.
- [34] Picard D., Etudes racinaires et résistances à la sécheresse. Synthèse introductive. Coll. Résistance à la sécheresse en milieu intertropical : quelles recherches pour le moyen terme?, Dakar, septembre 1984.
- [35] Poupon H., Structure et dynamique de la strate ligneuse d'une steppe sahélienne au nord du Sénégal. Travaux et documents. ORSTOM, Paris, 351p, 1981.
- [36] Price J.C., Timing of NOAA afternoon passes, *I.J.R.S.*, Vol. 12, No 1, pp. 193 - 198, 1991.
- [37] Rambal S., Lacaze B., Mazurek H., Debussche G., Comparaison of hydrologically simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from some Mediterranean vegetation formations. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 6, N° 8, pp 1457-1481, 1985.
- [38] Récan M., Simulation numérique du comportement thermique et hydrique du sol nu : Application à l'étude de l'évaporation par télédétection, Thèse. Institut National Polytechnique de Toulouse. Mai 1982.

- [39] Riou CH., Itier B., Seguin B., The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *Int. J. Remote Sensing*, Vol 9, N° 9, pp 1529-1533, 1988.
- [40] Rosema A., Evapotranspiration mapping. In GAMP Progress Report. EARSEL Working Group 7, p. 130-162, 1982.
- [41] Schultz J.P., Ecological studies of rain forest in northern Surinam. *Medede. Bot. Mus. Herb. Rijksunivers. Utrecht*, No. 163, 267p, 1960.
- [42] Seguin B., Baeltz S., Monget J.M., Petit V., Utilisation de la thermographie I.R. pour l'estimation de l'évaporation régionale:
I. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie*, 2 (1), pp 7-16, 1982
II. Résultats obtenus à partir des données de satellite. *Agronomie*, 2 (2), pp 113-118, 1982.
- [43] Seguin B., Itier B., Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 4, N° 2, pp 371-383, 1983.
- [44] Seguin B., Estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infra-rouge thermique. II^e Coll. int. Signatures d'objets en télédétection, Bordeaux, 12-16 sept 1983. Ed. INRA Publ., Les Colloques de l'INRA, n°23, 1984.
- [45] Soltner D., Les bases de la production agricole, le sol et le climat. Collection sciences et techniques agricoles, tome I et II, Anger, 1987.
- [46] Spurr J.F., Barnes B.V., *Forest ecology*. 3rd edn. New-York Wiley, 1980.
- [47] Sysame-BDPA-CTFT, Carte de synthèse des formations végétales et de l'occupation agricole au Mali. Echelle 1/000000. Ministère de l'Environnement et de l'élevage, Bamako, 1991.
- [48] Thornthwaite C.W., An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, Vol. 38, No. 1, pp. 55 - 94, 1948.
- [49] Thornthwaite C.W., Mather J.R., Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance, *Publications in climatology*, Volu. X, NO. 3, 311 pp, Drexel Institute of Technology, Centerton, New Jersey, 1957.
- [50] Trochain J.L., *Ecologie végétale de la zone intertropicale non désertique*. Univ. Toulouse, 1980, 468p, 1980.
- [51] Vidal A., Kerr Y, Lagouarde J.P., Seguin B., Télédétection et bilan hydrique : utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données de l'I.R. thermique du satellite NOAA - AVHRR. *Agric. For Meteor.*, 39 (2 - 3), p 155 - 175, 1987.
- [52] Viovy N., Etude spatiale de la biosphère terrestre : Intégration de modèles écologiques et de mesures de télédétection. Thèse de l'INPT, 7 novembre 1990, Toulouse.
- [53] Walter H., Le facteur eau dans les régions arides et sa signification pour l'organisation de la végétation dans les contrées subtropicales. In *Colloque Inter. CNRS, LIX: les divisions écologiques du monde*, pp. 27-38, Paris 1954.
- [54] Walter H., *Ecology of tropical and subtropical vegetation*. Ed. anglaise traduite par D. Mueller-Dombois & J.H. Burnett, 539p., Oliver and Boyd, Edinburgh, 1971.
- [55] White F., The vegetation of Africa, A descriptive memoir to accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa, UNESCO, 356 pp, 1983.
- [56] Woodward F.I., Sheehy J.E., *Principles and Measurements in Environmental Biology*. London Butterworths, 1983.
- [57] Woodward F.I., *Climate & Plant Distribution*, Cambridge University Press, 1987.

CHAPITRE V

Modélisation hydrologique régionale à l'aide de mesures satellitaires

V-1 Introduction	125
V-2 Le bassin supérieur du fleuve Niger	125
V-3 Le modèle hydrologique distribué CEQUEAU.....	133
V-4 Modifications apportées au modèle CEQUEAU.....	141
V-5 Conclusion	152



V-1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'améliorer la régionalisation du bilan hydrique en se plaçant à l'échelle d'un grand bassin versant comme celui du haut-Niger. L'apport principal de ce chapitre est une description mécaniste des flux latéraux qui n'ont été pris en compte que localement dans le chapitre précédent. Il y a une réalisation explicite du couplage entre les flux horizontaux et les flux verticaux. Ces derniers sont affinés par une estimation de l'évapotranspiration réelle forcée par des mesures satellitaires. Le jeu de données provient d'une séquence de 250 images NOAA / HRPT acquises à l'échelle kilométrique sur l'Afrique de l'Ouest entre février 1990 et janvier 1991.

Pour cela, on met en oeuvre un modèle hydrologique distribué (M.H.D) - le modèle CEQUEAU - dans lequel on introduit trois fonctions physiques nouvelles.

Tout d'abord, la résolution du M.H.D. est améliorée par rapport à l'étude du bilan hydrique régional du chapitre précédent: la maille de calcul est ici de 25 km². La portée du modèle est augmentée puisque la limite des 200 carreaux (350 carreaux partiels) de la version opérationnelle est élevée à 50.000 carreaux.

Ensuite, la détermination de la physiographie qui conditionne les flux en surface ne répond plus à une paramétrisation estimatrice: elle est remplacée par une description analytique de la surface qui permet d'initialiser le modèle avec des grandeurs physiques.

Enfin, la fonction d'évapotranspiration potentielle pondérée est remplacée par une fonction d'évapotranspiration réelle intégrant la réserve d'eau du sol et qui est forcée par des mesures satellitaires en chaque maille.

Dans cette approche, la validation repose en partie sur les débits et cherche à préciser la répartition spatiale de la disponibilité de l'eau. Sur le plan méthodologique, cette stratégie consiste donc principalement à faire évoluer le MHD en remplaçant des sous-modèles conceptuels par des mécanismes biophysiques. L'intérêt est évidemment double: d'une part, on réduit le nombre de paramètres de calage, et, d'autre part, il est toujours possible d'améliorer un sous-modèle physique (ex: résolution de l'équation de Richards, non par la solution de Philip, mais par la méthode des différences finies).

Tous ces choix répondent donc à l'objectif de mieux connaître les flux hydriques dans les écosystèmes et de mieux comprendre les interactions correspondantes.

V-2 Le bassin supérieur du fleuve Niger

V-2.1 Détermination du bassin et des sous bassins

Une des premières informations nécessaires à la régionalisation des flux hydriques est la subdivision de la région étudiée en bassins versants. Cette donnée est la première initialisation qui applique des compartiments physiques aux flux.

Dans le cas présent, la détermination des bassins de même exutoire est calculée à partir des données d'altimétrie indiquées au CHAPITRE III. Ces données provenant de l'USGS (III-5.2, page : 61) et fournissant la topographie à la résolution spatiale de 30 x 30 secondes d'arc, ont fait l'objet d'un contrôle de qualité, notamment dans la zone très plate du delta intérieur du Niger. Il est apparu nécessaire d'apporter des corrections à ce modèle numérique de terrain (M.N.T.) après détection des anomalies importantes dans cette région. Celles-ci ont été faites par numérisation des courbes de niveaux nécessaires, introduction de points cotés et interpola-

tion de ces nouvelles informations.

La donnée ainsi obtenue est exploitée pour calculer les pentes et les orientations (Figure 5-1) des surfaces d'écoulement. Ces deux informations permettent de déterminer les lignes de partage des eaux qui délimitent les bassins versants. Dans notre application, l'union des bassins versants du haut Niger détermine le domaine indiqué en Figure 5-2.

Une première remarque s'impose: l'aspect artificiel du sous-bassin nord est dû au relief très plat, ce qui était déjà bien visible en Figure 5-1. Une seconde observation se dégage également: la correspondance entre limites connues et limites estimées est bonne au sud et en rive droite du fleuve. Au nord, avec l'artefact mentionné plus haut, on voit apparaître la prise en compte du réseau fossile qui se trouve défini à cause de ses traces dans le modelé de terrain.

La limitation au point le plus en aval sur le Niger a été choisie volontairement pour bénéficier des données de contrôle que peuvent apporter les stations hydrométriques de la région de Niamey (Figure 5-3).

Une application plus détaillée du calcul des limites de bassins versants permet de retrouver les superficies des bassins d'ordre inférieur. Les résultats en sont présentés dans le Tableau 5-1 et comparés aux sources d'informations existantes au préalable: Global Runoff Data Center (GRDC), Hydroniger et U.S.AID ([21]) (dans ce tableau, pour les stations indiquées, on dispose des débits journaliers enregistrés entre 1975 et 1994).

Ce tableau montre tout d'abord que le calcul réalisé est plus complet que les données existantes (à l'exception du bassin de Mopti pour les raisons de non-convergence évoquées plus haut). Il indique également que les résultats sont généralement en bon accord avec les données connues (à quelques exceptions près: ex. Ke-Macina, Dire, Tossaye, Ansongo).

Pour l'expérimentation de régionalisation du bilan hydrique qui est décrite ici, ces résultats présentent l'intérêt très important de leur homogénéité d'acquisition.

Sur la Figure 5-4 est représentée la localisation des stations pluviométriques disponibles pour les années 1986 à 1990. Bien que le nombre de stations soit élevé (490 stations), leur répartition est inhomogène et certaines régions du bassin versant ont peu ou pas de stations. En particulier la zone montagneuse de la Guinée (où le fleuve prend sa source et où la pluviométrie dépasse l'isohyète 1000 mm) ne dispose pas de relevé. Cela aura une conséquence sur les débits calculés (comme nous le verrons plus tard) qui seront alors sous estimés pour cette région. De même, le nord de la zone dispose de peu de stations, mais ce manque relatif de mesures, n'influencera pas (ou peu) les résultats car on se trouve dans le domaine sahélien avec une précipitation annuelle inférieure à 200 mm.

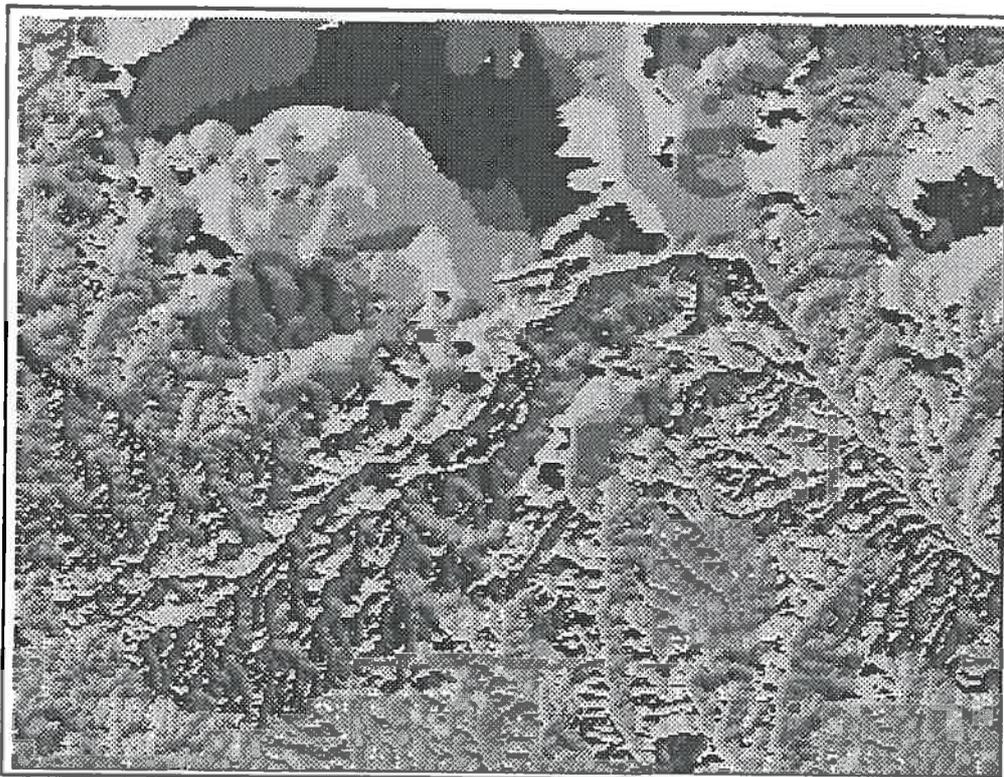


Figure 5-1 : Carte des orientations calculées à partir du modèle numérique de terrain.

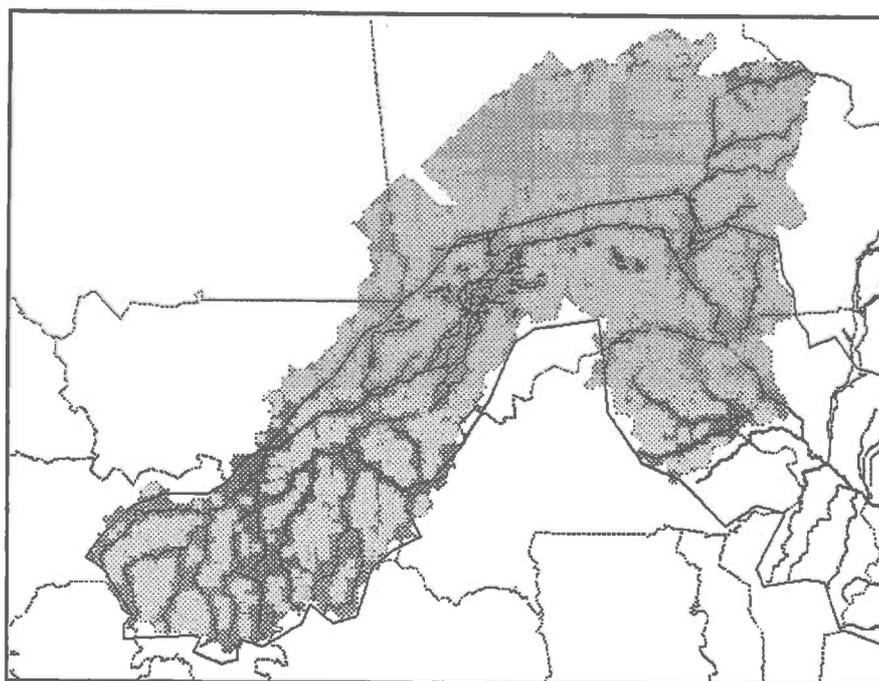


Figure 5-2 : Découpage du bassin versant estimé (zone grisée), et réel (trait continu).

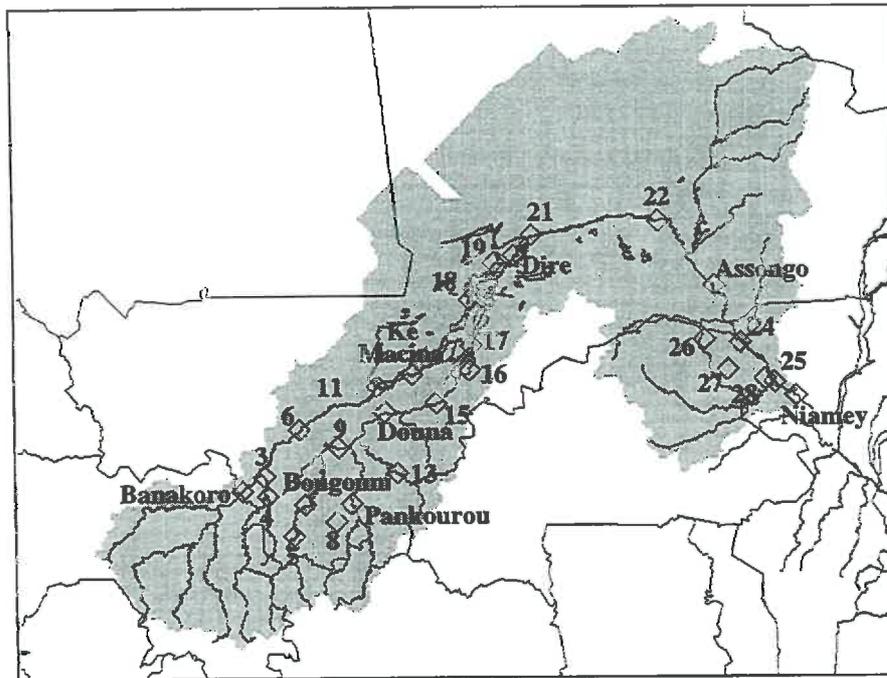


Figure 5-3 : Localisation des stations hydrométriques (+) utilisées (années 1986 -> 1990).

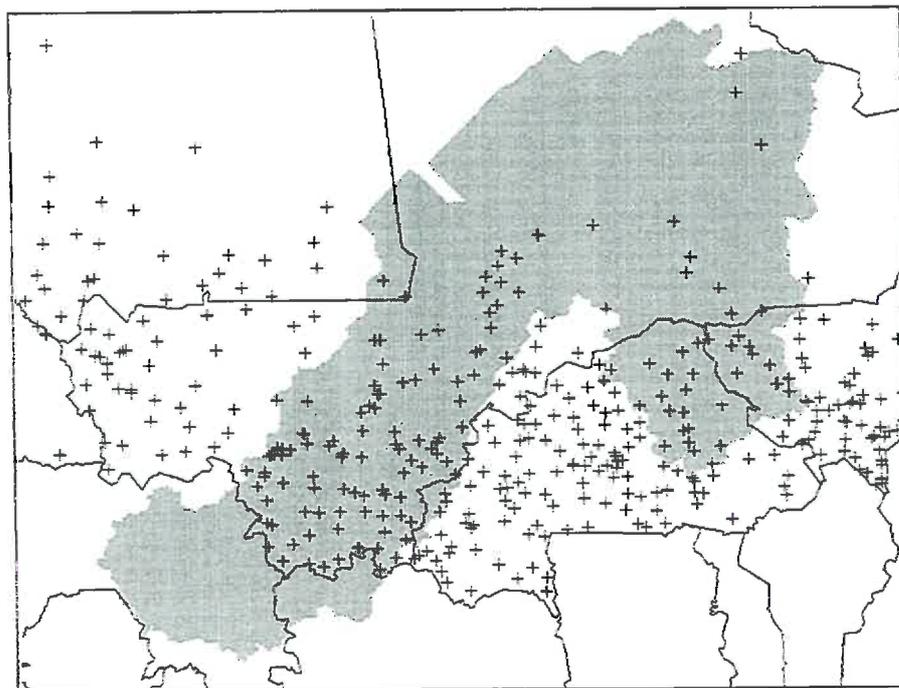


Figure 5-4 : Localisation des stations pluviométriques (+) utilisées (années 1986 -> 1990).

Modélisation hydrologique régionale à l'aide de mesures satellitaires
Le bassin supérieur du fleuve Niger

N°	Station	Cours d'eau	Lat.	Long.	Superficie donnée (km ²)		Superficie calculée (km ²)
					source 1	source 2	
1	Niamey	Niger	1352N	208E	700000		899696
2	Banankoro	Niger	1168N	867W		70740	72412
3	Gouala	Sankarani	1197N	823W	35300	35300	33924
4	Selingue	Sankarani	1158N	817W	34200	34200	32059
5	Madina	Baoule	1080N	767W	7900		9250
6	Koulikoro	Niger	1287N	755W	120000	120000	120501
7	Bougouni	Baoule	1140N	745W	15700	15700	16415
8	Kolondieba	Banifing	1107N	685W	3050		3515
9	Dioila	Baoule	1252N	680W	32500	32500	31095
10	Pankourou	Bagoé	1142N	657W	31800	31800	32274
11	Kirango	Niger	1372N	605W	137000	137000	134430
12	Douna	Bani	1322N	590W	101600	101600	102178
13	Kouoro	Banifing	1202N	568W	14300		14980
14	Ke-Macina	Niger	1395N	537W	141000	141000	214686
15	Benenikeni	Bani	1338N	492W	116000	116000	113965
16	Sofara	Bani	1402N	425W	129000	129400	129073
17	Mopti	Niger	1453N	422W	281600		
18	Akka	Issa Ber	1540N	423W			388890
19	Tonka	Niger	1613N	375W			397398
20	Dire	Niger	1627N	338W	340000	340000	424064
21	Koryoume	Niger	1667N	303W	342000		426714
22	Tossaye	Niger	1693N	058W	348000	355000	631114
23	Ansongo	Niger	1567N	050E	566000	455000	760529
24	Dolbel	Garouol	1462N	030E	7500		6322
25	Kandadji	Niger	1457N	100E			818412
26	Tera	Dargol	1402N	075E	2750		2979
27	Kakassi	Dargol	1385N	147E	6940		7908
28	Garbe-Kourou	Sirba	1378N	166E	38750		45089

Tableau 5-1: Liste des stations hydrométriques et superficie des bassins versants correspondants (source 1: GRDC ou HYDRONIGER; source 2: USAID).

V-2.2 Débits du fleuve Niger

La chronique des débits du Niger constitue avec celle du Sénégal à Bakel, l'information intégrée la plus complète dont on dispose sur les variations hydroclimatiques de l'Afrique de l'Ouest depuis le début du siècle. La première station hydrométrique du fleuve Niger a été installée à Koulikoro en 1907. Les précipitations varient de plus de 2000 mm an⁻¹ dans les montagnes de Guinée jusqu'à environ 200 mm an⁻¹ dans le delta intérieur.

Son régime est original: la crue saisonnière est alimentée de façon irrégulière par les pluies d'hivernage. Le maximum de la crue se situe en septembre-octobre à Bamako, fin octobre à Mopti, décembre à Kabara et fin janvier à Gao. A Koulikoro, le débit moyen en période d'étiage (avril) est de 70 m³/s (minimum absolu: 18 m³/s), tandis que le débit moyen en période de hautes eaux (septembre) est de 5 290 m³/s (crue maximum observée: 9 700 m³/s en 1925). Le débit moyen annuel s'établit quant à lui à 1 550 m³/s. Ces régimes moyens sont donnés dans la Figure 5-5 (Touré, 1980 [20]).

Le régime des précipitations commande la grande variabilité saisonnière des débits du fleuve. Pendant 6 mois, de janvier à juin, les débits des basses eaux représentent moins de 7% du débit annuel. La remontée des débits s'annonce en mai, mais ne devient vraiment significative qu'au mois de juillet. Le coefficient mensuel d'écoulement du mois d'août est de 17%, il passe à 30% en septembre et 25% en octobre; le maximum de la crue a lieu généralement dans la seconde quinzaine de septembre. La décrue est rapide et dès la fin novembre, on se trouve en phase de vidange des réserves souterraines.

Le barrage hydro électrique de Sélingué sur le Sankarani - avec une réserve de 2 109 Mm³ (moins de 5% de l'écoulement total interannuel) - n'affecte pas de manière significative le régime des hautes eaux, en revanche, les étiages se trouvent renforcés.

La dernière station du Niger avant son entrée dans la cuvette lacustre est celle de Ké-Macina (dont le bassin est de 141 000 km²). Les modules ont perdu de 250 à 50 m³.s⁻¹ suivant les années; le prélèvement naturel (évaporation) et celui dû aux irrigations (Office du Niger en particulier) serait en moyenne de 135 m³.s⁻¹, soit près de 10% de l'apport hydrique initial. Le module interannuel est de 1207 m³.s⁻¹ sur la période 1952-1990.

En rive droite du Niger, le Bani draine les eaux d'un bassin versant à peine moins important que celui du Niger. Le bassin du Bani dont les limites Sud se situent près d'Odienné et Boudiali en Côte d'Ivoire est nettement moins arrosé (1200 mm) que le Haut Niger guinéen. Il est soumis au climat tropical pur. Le bassin a une superficie de 101 600 km² à la station de Douna, observée de manière fiable depuis le début des années 50. Sur la période 1953-1990, le module interannuel est de 419 m³.s⁻¹. La lame écoulée est de 130 mm, soit un coefficient d'écoulement d'environ 10%. La variabilité saisonnière des débits montre une longue période de faibles écoulements (moins de 5% de l'écoulement annuel transitent à Douna sur 6 mois). A l'étiage, on a pu observer dans les années récentes un arrêt de l'écoulement. Le tiers de l'écoulement annuel transite en septembre, près des quatre cinquièmes d'août à octobre. La crue du Bani atteint le plus souvent son maximum dans la seconde quinzaine de septembre ou début octobre; il n'y a pas coïncidence de date entre les maximums du Niger et du Bani. La variabilité saisonnière interannuelle des débits mensuels observés aux trois stations est indiquée dans le Tableau 5-2.

	M	J	Jr	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Année
A	97	321	1105	2931	4878	4178	1912	779	348	172	96	68	1342
B	46	182	889	2500	4077	3490	1653	711	321	151	79	51	1207
C	16	31	133	780	1712	1564	699	244	111	60	24	17	419

Tableau 5-2: Débits moyens mensuels interannuels à Koulikoro (A), Ké-Macina (B) et Douma (3) sur la période 1953 - 91 en m³ / s (Olivry et al., 1993 [9]).

Pour compléter cette description d'ensemble des débits du Niger, il convient de présenter les vitesses d'écoulements en cause sur le fleuve dans les principaux secteurs.

Ainsi, en moyenne, on considère qu'il faut environ 2 semaines à une masse d'eau pour se déplacer de Bamako à Mopti. A Mopti, le Niger reçoit les transports du Bani en rive droite. Sur la zone d'écoulement qui suit, une quantité d'eau peut mettre 3 semaines à un mois pour parvenir à Dire. Cette région, dite du delta intérieur, présente une hydrologie particulière (Olivry et al., 1993 [9]). En effet, la topographie est très plane et la pente est très faible. Lorsque la zone est inondée, il peut y avoir 45% de perte d'eau par évaporation. Ensuite, les vitesses d'écoulement entre Dire et Gao sont de 2 à 3 semaines. Enfin, pour parvenir jusqu'à Niamey, il faut à nouveau 1 semaine à 10 jours depuis Gao.

Au total, on admet que depuis le bassin de précipitation (entre les isohyètes 1400 et 1000 mm), il faut 60 à 80 jours pour qu'une quantité d'eau arrive à Niamey.

Modélisation hydrologique régionale à l'aide de mesures satellitaires
Le bassin supérieur du fleuve Niger

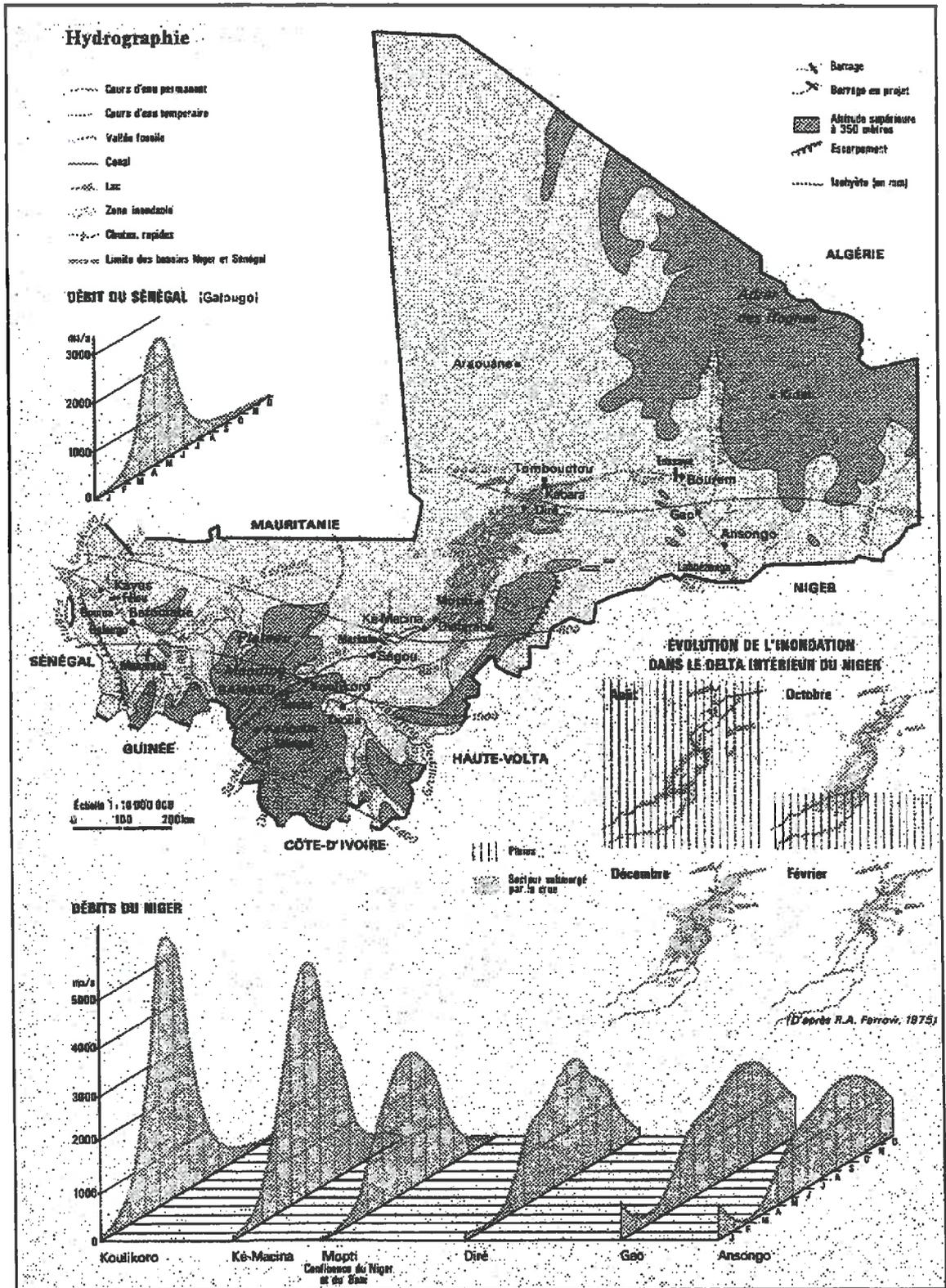


Figure 5-5 : Hydrographie (A.I. Touré, 1980 [20]).

V-3 Le modèle hydrologique distribué CEQUEAU

V-3.1 Description du modèle

CEQUEAU est un modèle hydrologique qui a été développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique - INRS-Eau à Québec, Canada. Il consiste en un modèle conceptuel distribué qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant ainsi que leurs variabilités spatio-temporelles.

Le modèle est basé sur le découpage du bassin versant en un ensemble de surfaces élémentaires. Dans un premier temps, le bassin est découpé en éléments de forme carrée, appelés carreaux entiers. Il est admis sur chaque carreau entier une valeur moyenne de chaque caractère physique représentative de l'homogénéité de la surface élémentaire du bassin. Cette valeur moyenne est conservée dans le fractionnement du carreau. Le deuxième découpage définissant des carreaux partiels prend en compte le sens des écoulements de l'eau sur le bassin versant.

Le modèle comporte un ensemble de procédures de calcul relatives aux opérations de transformation sur les espaces élémentaires et au transfert entre ces espaces élémentaires (fonction de production et fonction de transfert). La première, concerne les flux verticaux de l'eau dont les principaux phénomènes sont la pluie, la fonte des neiges, l'évaporation et l'infiltration. Elle est calculée au niveau du carreau entier. La fonction de transfert rend compte des transformations subies dans le carreau partiel, spécialement par suite de l'effet d'amortissement et de réduction dû aux retenues d'eau, par les apports provenant des carreaux amont et par les apports du carreau partiel lui-même.

Le modèle CEQUEAU est un modèle à 28 paramètres. La phase de la fonte de neige est régie par 7 paramètres et le cycle hydrologique, représenté par les réservoirs sol-nappe-lacs, est décrit par 13 paramètres.

Pour expliquer l'origine des lames d'écoulement simulées par le modèle hydrologique CEQUEAU, le réservoir SOL et le réservoir NAPPE utilisés par le modèle ont les rôles suivants: le réservoir SOL représente la zone des racines. Cette zone produit le ruissellement de surface et les ruissellements retardés. Le réservoir NAPPE représente deux horizons: la partie supérieure de ce réservoir correspond à la zone non saturée ou la zone sous-radiculaire, sa profondeur varie en fonction de chaque site. Cette zone, non saturée, fournit l'eau produite par la vidange rapide du réservoir NAPPE. La partie inférieure du réservoir NAPPE correspond à la nappe phréatique (milieu saturé); la lame produite par la vidange lente du réservoir NAPPE représente alors l'écoulement souterrain.

$$ETOT = ETHORN ; HS \geq HPOT \quad (5.3)$$

$$ETOT = ETHORN \times HS / HPOT ; HS < HPOT \quad (5.4)$$

$$XINF = TOINF(ICE) \times \max(0, HS - HINF) \quad (5.5)$$

$$XINF = \min(XINFMA, XINF) \times ARR27 \quad (5.6)$$

- où:
- HPOT: seuil de prélèvement de l'eau à taux potentiel (mm);
 - ETHORN: évapotranspiration potentielle du jour (mm);
 - XINF: lame d'eau infiltrée du réservoir SOL au réservoir NAPPE;
 - HS: niveau de l'eau dans le réservoir SOL;
 - HINF: seuil du niveau d'infiltration du réservoir SOL vers le réservoir NAPPE;
 - TONIF(ICE): coefficient d'infiltration dans le réservoir NAPPE, pour le carreau entier ICE;
 - XINFMA: infiltration maximale par jour;
 - ARR27: coefficient de pondération calculé à l'aide des données physiographiques de chaque carreau entier.

3) L'écoulement par les orifices est calculé dans l'ordre suivant:

- Ruissellement de surface

Ce ruissellement a lieu si la hauteur d'eau (HS) disponible dans le réservoir est supérieure à la hauteur du réservoir SOL. Toute la lame d'eau, qui dépasse cette valeur, ruisselle et devient disponible pour le transfert en rivière:

$$RUISS = HS - HSOL \quad (5.7)$$

où: RUISS: ruissellement de surface (mm);

- 1^{er} ruissellement retardé

Ce ruissellement se produit si la hauteur d'eau dans le réservoir est supérieure au seuil de l'orifice de vidange intermédiaire:

$$VIDINT = \max(0, (HS - HINT) \times CVSI) \quad (5.8)$$

où:

- VIDINT: ruissellement retardé (mm);
- HINT: seuil de vidange intermédiaire du réservoir SOL;
- HS: niveau d'eau disponible dans le réservoir SOL;
- CVSI: coefficient de vidange intermédiaire du réservoir SOL.

- 2^{ème} ruissellement retardé

Ce ruissellement est calculé par l'équation suivante:

$$VIDFON = (HS - VIDINT) \times CVSB \quad (5.9)$$

où:

- VIDFON: ruissellement retardé (mm);
- CVSB: coefficient de vidange basse du réservoir SOL.

La lame d'eau produite par les trois ruissellements est additionnée dans la variable PRODU et sera modulée en fonction du pourcentage du sol sur le carreau entier en même temps que les lames produites pour les lacs et les marais. Cette modulation est faite de la façon suivante:

$$REST = (PRODU \times PCTERR) + (SLAMA \times PCEAU) \quad (5.10)$$

- où:
- REST: lame totale d'eau produite sur le carreau entier (mm);
 - PRODU: lame produite par les réservoirs SOL et NAPPE et par la surface imperméable du carreau;
 - PCTERR: pourcentage de la partie terrestre sur le carreau entier;
 - SLAMA: lame sortant du réservoir LACS et MARAIS.

La lame REST produite par le carreau entier est transformée en volume (m³):

$$PRODCE(ICE) = REST \cdot 10^{-3} \times CEKM2 \cdot 10^6 \quad (5.11)$$

- où: CEKM2: superficie d'un carreau entier en km².

Ces calculs sont faits pour tous les carreaux entiers.

• **Bilan du réservoir NAPPE**

Les écoulements issus du réservoir NAPPE dépendent du niveau d'eau dans le réservoir, de la hauteur du seuil et du coefficient de vidange de chaque orifice. Ces coefficients sont généralement très faibles puisque le réservoir NAPPE a pour but de reproduire les étiages, et ils peuvent être estimés par l'observation des tarissements d'hiver des débits observés.

Les écoulements sont calculés par les formules suivantes:

$$SNAPH = CVNH \times \max(0, (HN - HNAP)) \quad (5.12)$$

$$HN = HN - SNAPH \quad (5.13)$$

$$SNAPB = CVNB \times HN \quad (5.14)$$

- où:
- SNAPH: écoulements de la vidange haute du réservoir NAPPE;
 - CVNH: coefficient de vidange haute du réservoir NAPPE;
 - HN: niveau de l'eau dans le réservoir NAPPE (mm);
 - HNAP: niveau de vidange haute du réservoir NAPPE (mm);
 - CVNB: coefficient de vidange basse du réservoir NAPPE;
 - SNAPB: écoulements de la vidange basse du réservoir NAPPE.

Le bilan du réservoir NAPPE est complété par:

$$HN = HN + XINF - SNAPB \quad (5.15)$$

$$HN = \max(0, HN - ETRNAP) \quad (5.16)$$

- où:
- XINF: quantité d'eau infiltrée depuis le réservoir SOL vers le réservoir NAPPE;
 - ETRNAP: évapotranspiration prise dans le réservoir NAPPE.

• **Bilan sur les lacs et marécages**

Le bilan en eau sur la partie eau libre (lac, réseau hydrographique, marais) s'évalue par les équations suivantes:

$$HM = HM + PLUFON \quad (5.17)$$

$$ETRLAC = \min(ETRLAC, HM) \quad (5.18)$$

$$HM = HM - ETRLAC \quad (5.19)$$

- où:
- HM: niveau de l'eau dans le réservoir LACS et MARECAGES (mm);
 - PLUFON: lame d'eau disponible qui provient de la pluie et de la fonte de la neige;
 - ETRLAC: évaporation réelle sur les surfaces d'eau.

Le bilan du réservoir LACS est complété par:

$$SLAMA = \max(0, (HM - HMAR) \times CVMAR) \quad (5.20)$$

$$HM = HM - SLAMA \quad (5.21)$$

- où:
- SLAMA: écoulement du réservoir LACS et MARECAGES (mm);
 - HMAR: seuil de vidange du réservoir LACS et MARECAGES;
 - CVMAR: coefficient de vidange du réservoir LACS et MARECAGES.

V-3.1.b Fonction de transfert

Le schéma de production qui vient d'être décrit aboutit à l'obtention d'un volume d'eau, sur chaque carreau entier, disponible pour le transfert en rivière et dont l'origine (ruissellement direct ou retardé, vidange de la nappe, des lacs et des marais) n'a plus à être connue pour le transfert de l'eau en rivière. Ce transfert est effectué de carreau partiel à carreau partiel (Figure 5-7).

Le volume d'eau disponible sur un carreau partiel est obtenu en multipliant le volume produit sur le carreau entier par le pourcentage de superficie du carreau partiel considéré. Ce volume est ajouté aux volumes entrant dans ce carreau depuis le ou les carreaux partiels directement en amont. Le volume résultant devient le volume disponible pour le transfert vers le carreau immédiatement en aval. Ce processus est répété de carreau en carreau jusqu'à l'exutoire.

Le volume d'écoulement d'un carreau à un autre, pour un pas de temps donné, dépend de l'eau disponible dans les réserves et des caractéristiques physiques de la rivière sur le carreau partiel considéré. Le modèle CEQUEAU calcule ce volume à l'aide d'un coefficient de transfert propre à chaque carreau partiel et de la quantité d'eau disponible sur chacun de ces carreaux.

Le volume V_i étant le volume emmagasiné dans le carreau partiel i , il se vidangera dans le carreau partiel immédiatement en aval d'une quantité v_i , proportionnelle, d'une part, au volume V_i , et d'autre part, à un coefficient de transfert XKT , propre au carreau partiel i :

$$v_i = XKT_i \times V_i \quad (5.22)$$

Le coefficient de transfert de chaque carreau partiel est relié aux caractéristiques hydrauliques prépondérantes de l'écoulement, à savoir la capacité d'amortir l'onde par emmagasinement dans le réseau. Un bon index de cette capacité d'amortissement sur un carreau partiel est la superficie d'eau libre sur ce carreau.

Le modèle utilise des coefficients de transfert définis pour chaque carreau partiel en considérant la superficie couverte d'eau et la superficie en amont de ce carreau. L'équation suivante détermine les coefficients de transfert:

$$XKT_i = 1 - \exp \left[-\min \left(36, \frac{EXXKT \times RMA3}{\max(SL, SLAC)} \times \frac{100}{CEKM2} \right) \right] \quad (5.23)$$

- où:
- XKT_i : coefficient de transfert du carreau partiel i pour le pas de temps d'une journée;
 - EXXKT: paramètre de calcul du coefficient de transfert;
 - RMA3: cumul des pourcentages de superficie des carreaux partiels en amont;
 - SL: superficie d'eau, estimée à l'aide du cumul des pourcentages des superficies en amont;
 - SLAC: pourcentage de superficie d'eau sur le carreau partiel;
 - CEKM2: superficie des carreaux entiers conformes (km^2).

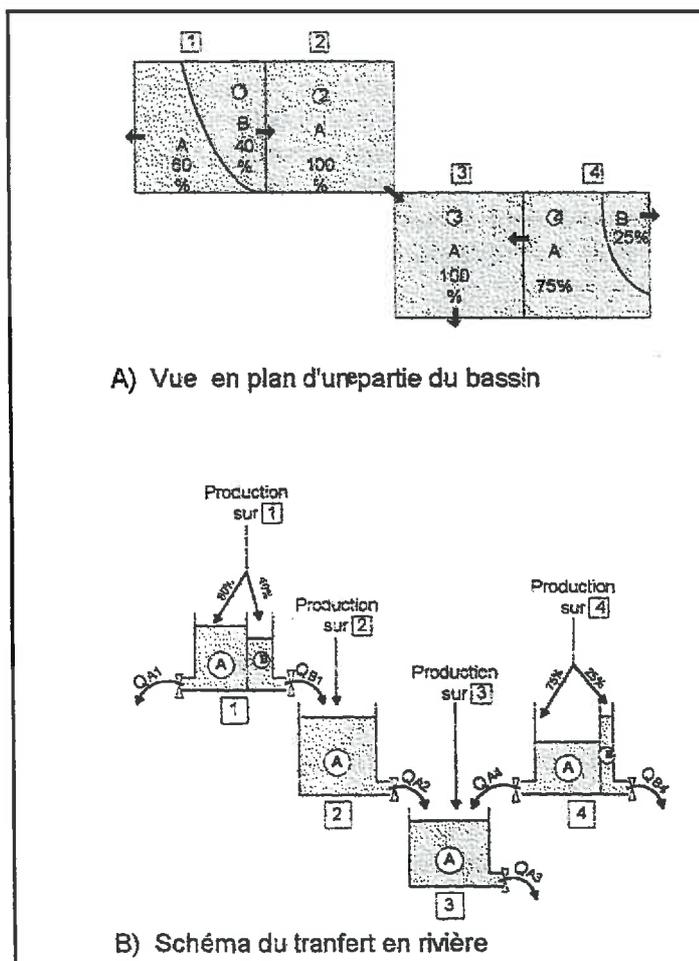


Figure 5-7 : Schématisation de la fonction de transfert du modèle CEQUEAU (Morin et al., 1995 [8]).

V-3.2 Application directe du modèle

Pour cette application directe du modèle CEQUEAU, on a choisi d'illustrer les comportements hydriques des bassins versants en présentant les sorties hydrologiques qui en résultent sur quatre bassins versants représentatifs (Figure 5-8).

Le bassin de Bougouni est drainé par le Baoulé qui est un affluent du Bani. Sa superficie de

16.415 km² reçoit environ 1200 mm de pluie par an. Le bassin de Douna a sa sortie sur le Bani et une superficie de 102.178 km². La pluviométrie moyenne est d'environ 800 mm. Le bassin de Ke-Macina a été retenu parce qu'il est sur le Niger et que son exutoire est relativement proche de celui du Douna sur le Bani. Cependant, ces deux bassins versants appartiennent à des domaines géomorphologiques différents même si les formations végétales dominantes sont voisines. Le bassin de Ke-Macina a une superficie de 214.568 km² et reçoit une pluviométrie en moyenne inférieure à 600 mm d'eau par an. Le bassin de Niamey (899.696 km²) permet de présenter un résultat concernant un bassin versant situé en aval de la boucle Tombouctou - Tossaye du Niger; c'est à dire après la traversée par le fleuve de la zone sèche.

Les résultats sont présentés pour une période de cinq années allant de 1986 à 1990 et montrent donc cinq cycles de mesures de débit aux exutoires choisis et cinq cycles résultant de la modélisation et produits sur les sites correspondants.

La simulation calculée à la sortie du bassin de Bougouni fait apparaître une nette anticipation des débits avant l'augmentation des hydrométries mesurées. D'une manière générale, pendant les épisodes de débits élevés, les résultats du modèle sont assez bien accordés aux valeurs mesurées. Une différence majeure doit être commentée: c'est celle qui apparaît en août 1989. Le pic de débit à 900 m³/s sur quelques jours fait suite à une forte précipitation qui ne se retrouve pas dans la mesure. Ceci est dû à la saturation du réservoir superficiel qui simule un ruissellement trop important.

Le résultat donné par le modèle à la station de Douna présente une situation hydrologique voisine de celle de Bougouni. Cette similitude est logique puisque le Baoulé est un affluent du Bani, ce qui permet de comprendre l'augmentation générale des débits à Douna. De même que précédemment, on retrouve le caractère d'anticipation du modèle sur la mesure et le bon accord d'ensemble. L'événement du mois d'août 1989 apparaît également logiquement avec une amplitude largement doublée, ce qui s'explique par l'addition des flux portés par plusieurs bassins en amont ayant reçu la même précipitation.

Les mesures relevées à Ke-Macina et la sortie correspondante du modèle présentent des divergences fortes en 1986, 1987 et 1990. Le flux écoulé en cette station est fortement conditionné par les écoulements des bassins versants amonts qui sont drainés par le Niger et par le propre bassin de la station de Ke-Macina. Les grandes différences de volume s'expliquent donc par une situation héritée du biais calculé en amont (voir par exemple le résultat à la station de Banankoro dans les sorties du M.H.D. modifié, Figure 5-11). De la même façon, elles s'expliquent aussi par la faible densité de mesures pluviométriques dans la plus grande partie du bassin versant. Par rapport aux autres cas présentés en Figure 5-8, on note une synchronisation de l'augmentation des débits simulés par rapport aux mesures qui devient acceptable.

Les résultats présentés pour la station de Niamey montrent les différences les plus fortes dans l'application directe de CEQUEAU. En effet, les simulations anticipent nettement l'augmentation des débits mesurés en 1986, 1987, 1990. De plus, les valeurs délivrées sont souvent inférieures de moitié par rapport aux valeurs mesurées pour les cinq années. Ceci provient vraisemblablement de la paramétrisation du modèle qui est relativement adaptée aux régimes de la plupart des bassins versants qui se trouvent beaucoup plus en amont. Par contre, cette configuration de la simulation paraît mal représenter le bassin de Niamey dont les caractéristiques hydrologiques sont effectivement très différentes.

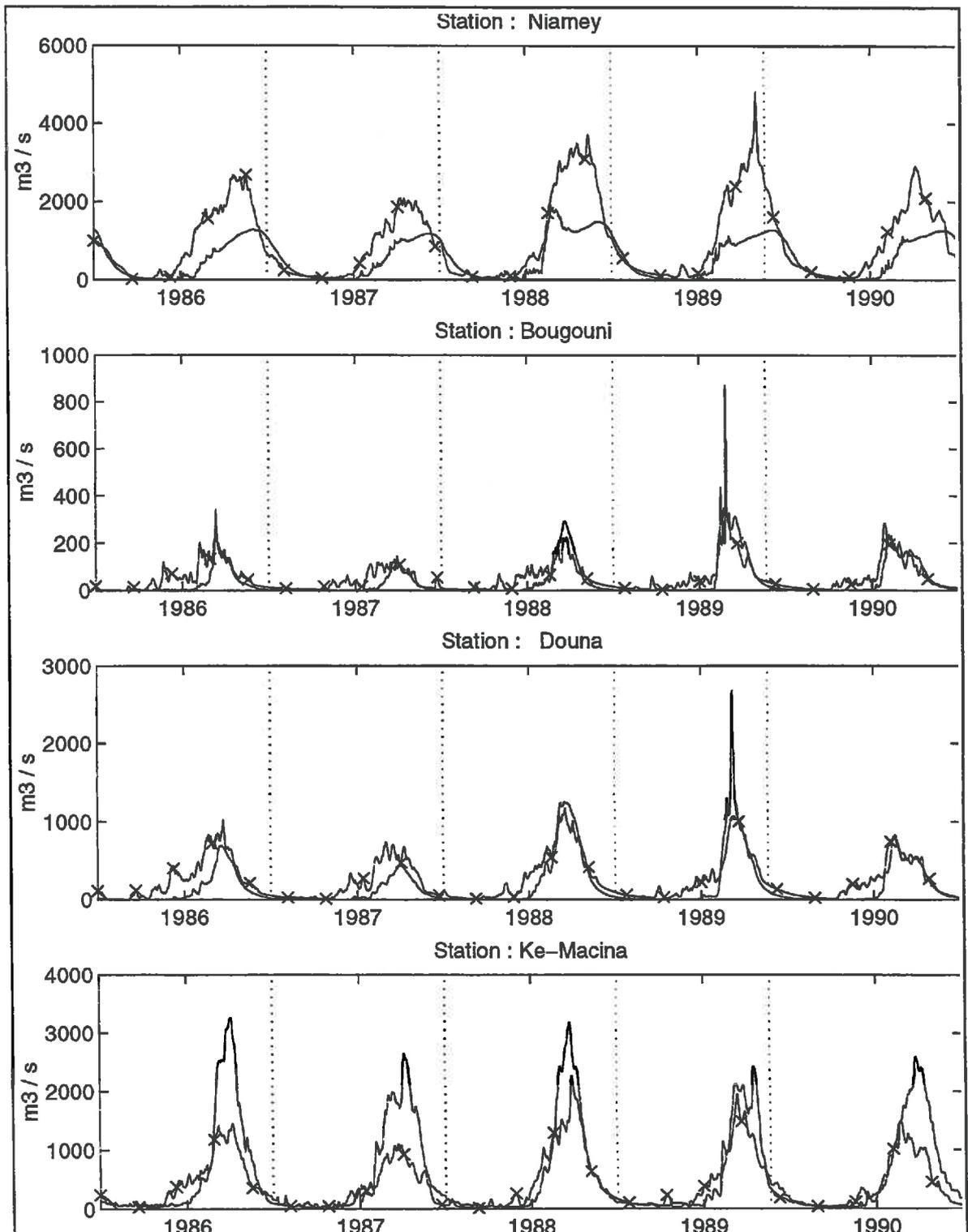


Figure 5-8 : Débits mesurés et calculés (x) par le modèle CEQUEAU (modèle initial).

V-4 Modifications apportées au modèle CEQUEAU

V-4.1 Amélioration de la résolution et extension de la portée de CEQUEAU

Le modèle CEQUEAU tel qu'il vient d'être décrit est généralement exploité sur un nombre de mailles (les carreaux) relativement limité. Or, dans l'objectif de connaître le bilan hydrique des savanes dans un bassin versant étendu, cette limite constitue un obstacle à la régionalisation du bilan. Cette situation a conduit à l'extension de la résolution et de la portée de CEQUEAU. Ce travail technique indispensable à la résolution des objectifs de ce mémoire s'est déroulé en deux étapes.

Une première étape a consisté à construire une structure de données d'entrée qui puissent être définies en tout point. Ceci a conduit à développer l'homogénéisation des entrées et à mettre en place une organisation d'accueil de ces données: ce qui a été réalisé par la connexion du système d'information GRASS¹ au modèle CEQUEAU.

Une seconde étape a nécessité une intervention sur le noyau de calcul. En effet, les limites des données surfaciques (200 carreaux entiers ou 350 carreaux partiels) ont été portées à 50.000 carreaux. Les limites des données ponctuelles (30 stations météorologiques, 10 stations hydro-métriques) ont été portés à 1000 stations dans les deux cas.

Ceci a permis d'exploiter les données pluviométriques journalières ponctuelles sur l'Afrique de l'Ouest de R. Morel (données non diffusées) qui couvrent une période allant jusqu'à 1992. (les précipitations exploitées vont de 1986 à 1990). Cette base de données permet l'étude temporelle et la régionalisation de la pluviométrie. Par contre, en l'absence de relevés de température sur la même période, on a utilisé les données moyennes sur 30 ans de l'Atlas Agroclimatique de Morel (1992 [7])

Dans ces conditions nouvelles, les résultats actuels en temps de calcul sont les suivants:

	HP 9000 715/50 32 Mo	HP 9000 715/80 128 Mo
Préparation des données physiographiques	2h 25min	1h 20min
Modèle CEQUEAU modifié	pas assez de mémoire	7h 40min

Tableau 5-3: Exemple de temps d'exécution du modèle CEQUEAU modifié.

V-4.2 Estimation des données physiographiques à partir d'images satellitaires

La description du modèle montre clairement qu'une partie des coefficients de calage dépendent directement de la distribution des formations végétales et de la morphologie du terrain. Donc une des améliorations importantes des MHD conceptuels peut provenir du remplacement de l'estimation des paramètres caractéristiques des écosystèmes dans les mailles par un ensemble de mesures explicites. Dans notre cas, celles-ci sont obtenues à partir des diverses bases de données externes et à partir des grandeurs tirées des images satellitaires.

1. GRASS: Geographical Resources Analysis Support System est un SIG du domaine public conçu par l'U.S. Army Corps of Engineers Construction Engineering Research Laboratory (USA-CERL) in Champaign, IL.

Les données externes provenant de l'USGS sont corrigées et ensuite utilisées pour la détermination du sens d'écoulement de maille en maille (V-2.1).

Les données satellitaires ont été exploitées pour fournir une mesure du type de physionomie des peuplements dans les mailles du M.H.D. Ces mesures proviennent du radiomètre AVHRR embarqué sur NOAA 11 et acquises à l'échelle kilométrique entre février 1990 et janvier 1991. On a considéré que ces données devraient permettre d'affiner de façon acceptable le type de couvert végétal du point de vue physionomique: l'objectif était de quantifier chaque maille avec une information fractionnaire en sol nu, herbacés et ligneux.

Pour ce faire, à partir du jeu de données de 250 scènes, il a été extrait 144 images choisies pour leur couverture nuageuse la plus réduite possible. On a donc constitué un fichier de 144 dates sur des scènes de 1600 x 2400 pixels en 10 canaux: 7 canaux mesurés physiquement et 3 mesures angulaires (angles de visée, angle d'éclairement solaire, angle de l'azimut d'observation). Les traitements de ces images ont été successivement les corrections géométriques puis les corrections atmosphériques effectuées avec le modèle SMAC (Rahman et al., 1994 [15]) dérivé du modèle 5S (Tanré et al., 1992 [19]). Les données ont été normalisées en réflectance avant de faire l'objet d'un filtrage temporel (Amram et al., 1994 [1]).

Un exemple de donnée journalière est fourni par l'image du 05 décembre 1990 présentée dans la Figure 5-9. La composition colorée fait apparaître la gradation de la température de surface qui s'élève en allant vers le nord avec des taux de couvert végétal de plus en plus faible, surtout en cette saison. On voit également les valeurs élevées dans le proche infrarouge pour les surfaces à peuplements ayant un état chlorophyllien marqué. Cette représentation illustre également les zones de fort albédo dans toutes les bandes: les nuages apparaissent nettement marqués en jaune mais présentent aussi un caractère très disséminé sur les forêts humides. C'est ce qui explique vraisemblablement des artefacts de température de surface lorsque la composition temporelle n'a pu éliminer totalement de petits amas nuageux à cause de la précision de superposition dans une longue série d'images.

On conçoit alors la difficulté d'obtenir des images de ciel clair sur la totalité d'une grande région, et, par conséquent la difficulté de faire une classification des structures de couverts avec seulement un an de données.

L'extraction des caractéristiques physionomiques est ainsi basée sur une partition de ces données par une méthode de nuées dynamiques. Ce traitement conduit au groupement en 6 classes de couverts de la Figure 5-10. L'interprétation de ce résultat est la suivante. La classe représentée en *bleu foncé* correspond aux surfaces en eau. Pour les classes terrestres, et compte tenu des cartographies utilisées dans l'analyse de la végétation au CHAPITRE IV, on propose les fractions ci-après (Tableau 5-4):

Couvert	Sol nu (%)	Herbacés (%)	Ligneux (%)
<i>Jaune</i>	20	60	20
<i>Marron</i>	0	70	30
<i>Bleu clair</i>	0	60	40
<i>Vert</i>	0	50	50
<i>Rouge</i>	0	0	100

Tableau 5-4: Pourcentage de recouvrement des différentes classes représentées sur la Figure 5-10.



Figure 5-9 : Image composite du 05 décembre 90 (rouge = PIR; vert = VIS; bleu = TS).



Figure 5-10 : Indice de couverture à l'échelle kilométrique.

Il est clair que cette interprétation pourrait être améliorée comme cela est indiqué en perspectives (cf. V-5). Cependant, il a paru intéressant de déduire cette information physiologique de la partition obtenue et des connaissances disponibles (Sysame, 1991 [18]; Fontes, 1993 [6]) (en s'appuyant également sur l'observation des indices de végétation locaux). En effet, cette interprétation présente un intérêt méthodologique propre et fournit directement la quantification recherchée pour les mailles du M.H.D.

V-4.3 Introduction de l'ETR calculée à partir de l'humidité du sol

Le modèle CEQUEAU considère le sol comme une couche homogène d'une profondeur de quelques dizaines de centimètres à 1 ou 2 mètres. Ce découpage est suffisant pour les hydrologues qui s'intéressent aux débits des cours d'eau ou qui recherchent les propriétés globales d'un bassin versant. Cependant ce schéma n'est pas suffisant si l'on désire suivre l'état hydrique des surfaces ou l'évapotranspiration de celles-ci. En particulier, pour une simulation longue, l'erreur à la sortie augmente avec le temps. Pour l'application à la régionalisation du bilan hydrique, il est nécessaire de réinitialiser régulièrement le modèle avec des données qui peuvent être dérivées d'images satellitaires. On mettra donc en oeuvre une phase de forçage avec ces mesures.

De plus, pour simuler le bilan énergétique et hydrique de la surface, une description plus fine de la couche de sol est nécessaire: on différencie la couche superficielle (les premiers centimètres du sol) et la zone racinaire.

Dans cette optique, le schéma de surface a été modifié selon une approche dérivée des travaux de Deardorff (1977, [4]), proposé par Bernard et al. (1986, [2]) et reprise par Otilé et al. (1989 [10]; 1991 [11]; 1994 [12]).

Dans la modélisation mise en oeuvre, le sol est représenté par deux couches:

- une couche de surface (les dix premiers centimètres) et,
- une zone racinaire (de quelques dizaines de centimètres) dépendant des formations en place comme au chapitre IV.

Si θ_r est l'humidité de la zone racinaire d'épaisseur d_r et θ_s est l'humidité de la zone superficielle d'épaisseur d_s , leurs évolutions sont données par les équations suivantes:

$$\frac{d\theta_s}{dt} = \frac{P - ETR}{d_s} + C \cdot (\theta_r - \theta_s) \quad (5.24)$$

$$\frac{d\theta_r}{dt} = \frac{P - ETR}{d_r} \quad (5.25)$$

- où:
- P est la pluie,
 - ETR est l'évapotranspiration réelle,
 - C, une pseudo diffusivité (en T^{-1}).

Pour compléter ce schéma, la partition de l'eau entre l'infiltration et le ruissellement est dépendante de l'indice de couverture de la surface. Le ruissellement de surface est calculé de deux manières différentes:

- pour un sol nu, le ruissellement de surface apparaît dès que le réservoir superficiel

est saturé, tandis que,

- pour un sol couvert par une végétation, il démarre quand la zone racinaire est saturée.

Cette modification prend mieux en compte les états de surface, en particulier pour notre zone d'étude, ou en l'absence de végétation, le sol est très crouté (dans ce cas c'est la zone superficielle qui régit le ruissellement et l'infiltration) tandis que pour un sol végétalisé, le coefficient de ruissellement est moindre et la fissuration du sol (due à la présence de la végétation) augmente l'infiltration. Pour cela, nous avons la carte d'indice de couverture (Figure 5-10). Cela a permis d'initialiser le ruissellement en fonction du pourcentage de recouvrement.

Une approche similaire a été conduite par Pinheiro (1995, [14]) qui remplace le réservoir sol par un profil uniforme d'humidité. Le partage infiltration / ruissellement est régit par l'équation de Philip (1957, [13]) et les écoulements horizontal et vertical sont calculés en fonction de la conductivité hydraulique à l'état d'humidité θ .

Dans l'approche de Otlé et al. (1989 [10]; 1991 [11]; 1994 [12]), le calcul de l'évapotranspiration est amélioré de la manière suivante:

• **Transpiration du couvert végétal:**

Elle s'écrit de la manière suivante:

$$E_{veg} = \beta \cdot ETP \quad (5.26)$$

où: β rend compte de la limitation due à la disponibilité de l'eau présente dans la zone racinaire (symbolisé par la fonction G) et du prélèvement plus ou moins important par la végétation en fonction de son stade de développement (symbolisé par la fonction F). Cela peut être formalisé de la manière suivante:

$$\beta = k \cdot F\left(\frac{ndvi}{ndvi_{max}}\right) \cdot G\left(\frac{\theta_r}{\theta_{rsat}}\right) \quad (5.27)$$

où: k est un coefficient "différenciant" les espèces ou les formations végétales selon l'échelle et θ_{rsat} , l'humidité à saturation de la zone racinaire et θ_r l'humidité de la zone racinaire.

Par analogie avec des résultats basés sur une approche voisine de ce calcul, (Otlé et al. 1994, [12] pour une région située au Sud-Ouest de la France zone HAPEX-MOBILY) on utilise les relations suivantes pour la végétation herbacée :

- en phase de développement:

$$\beta = 1 - e^{-7 \frac{\theta_r}{\theta_{rsat}}} \quad (5.28)$$

- en phase de sénescence:

$$\beta = 0.25 \cdot \left(1 - e^{-5 \frac{\theta_r}{\theta_{rsat}}}\right) \quad (5.29)$$

Lorsque la végétation ligneuse est dominante, on utilise:

$$\beta = 1 - e^{-2.5 \frac{\theta_r}{\theta_{ssat}}} \quad (5.30)$$

• **Evaporation du sol nu:**

De la même manière que pour un couvert végétal, l'évaporation du sol nu s'écrit:

$$E_{sol} = \alpha \cdot ETP \quad (5.31)$$

avec:

$$\alpha = \min \left[1, \frac{E_{lim}}{ETP} \right] \quad (5.32)$$

où:

$$E_{lim} = a \cdot e^{b \cdot \theta_r^2} \cdot \frac{\theta_{ssat}}{\theta_{ssat} - \theta_s} \quad (5.33)$$

E_{lim} est l'évaporation limitante (Soarès, 1988 [17]): une fois le profil d'équilibre atteint dans la couche de surface et la zone racinaire (en partie), l'évaporation à partir de la surface du sol est limitée au flux provenant des couches inférieures;

a et b sont des constantes, et θ_{ssat} l'humidité à saturation dans la zone superficielle (Tableau 5-5).

	a	b	θ_{ssat}
Sable	30	37	0.35
Sol organique et limon-sableux	26	49	0.42
Sol organique et argileux	15	5	0.55

Tableau 5-5: Coefficients pour le calcul de l'évaporation limitante pour différents types de sol (Ottlé et al., 1994 [12]).

Ainsi les évapotranspirations de la zone racinaire et de la couche superficielle s'écrivent:

• **Zone racinaire:**

$$E_r = I_c \cdot E_{veg} + (1 - I_c) \cdot E_{sol} \quad (5.34)$$

• **Couche de surface:**

$$E_s = 0.2 \cdot I_c \cdot \frac{\theta_s}{\theta_{ssat}} \cdot E_{veg} + (1 - I_c) \cdot E_{sol} \quad (5.35)$$

où: I_c est l'indice de couverture: $I_c = \frac{ndvi - ndvi_{min}}{ndvi_{max} - ndvi_{min}}$

V-4.4 Résultats

Après l'introduction des modifications dans CEQUEAU qui permettent de tenir compte d'un bilan hydrique plus mécaniste en tout point, on propose d'évaluer la gestion des flux hydriques dans cette nouvelle version. Pour cela, on compare les sorties mesurées à l'exutoire de certains bassins versants avec les données produites par ce modèle modifié.

Les stations retenues sont, d'une part, celles qui ont servi de support à l'application intégrale de CEQUEAU (Figure 5-8), et d'autre part, quatre autres stations qui complètent la représentation des différentes situations présentes sur le bassin du haut Niger: Banankoro, Pankourou, Dire et Ausongo.

En partant de l'amont, la première station restituée est celle de Banankoro qui correspond à un bassin versant de 72412 km². Cette région est une des plus arrosées de toute la zone étudiée entre 1200 et 1400 mm par an. Le résultat de la Figure 5-11 pour cette station est présenté de la même façon que pour la simulation intégrale de CEQUEAU donnée dans la Figure 5-8. Les deux courbes montrent deux caractères principaux: le phasage entre mesure et modèle est correct mais, par contre, les estimations du modèle sont nettement sous-dimensionnées. Compte tenu de l'accord dans d'autres résultats, de telles divergences ne peuvent s'expliquer par le simple biais de la simulation de processus. Il est vraisemblable que le manque de données pluviométriques sur ce bassin versant, et surtout dans la partie la plus arrosée (partie guinéenne, voir Figure 5-3), sous estime fortement le flux entrant de précipitations dans le modèle.

Le résultat obtenu à l'exutoire du bassin de Bougouni ne montre plus qu'une légère anticipation des débits simulés sur la mesure pour les cinq années. Par contre, globalement, le niveau des simulations est satisfaisant pour le reste des saisons. L'événement du mois d'août 1989 reste marqué dans cette version du modèle: ce comportement découle des caractéristiques du réservoir de surface qui est peu épais (10 cm) et rapidement saturé par une forte pluie. Il génère donc rapidement un ruissellement important qui explique le débit simulé. En milieu naturel, une surface a toujours des petits reliefs qui créent des micro-retenues d'eau dont l'infiltration est ainsi retardée. Ces fortes précipitations n'ont donc pas une incidence marquée sur la mesure. Pour simuler correctement cette situation, il est donc déterminant d'introduire une géomorphologie fine et des états de surface dont on connaît les propriétés de ruissellement (Casenave et Valentin, 1989 [3]).

La simulation produite à Pankourou (Figure 5-11) provient du bilan hydrique sur un bassin versant de 32.274 km². A l'exception d'une partie de la saison des hauts débits en 1990, les valeurs prédites sont en bon accord avec les mesures sur l'ensemble de la période traitée. Ce résultat est un des meilleurs si l'on excepte l'événement d'août 1989 que l'on retrouve logiquement pour les sous-bassins du Bani de cette région.

Les résultats donnés par la simulation avec cette version du M.H.D. pour le bassin de Douna (Figure 5-12) n'ont plus l'anticipation marquée de l'augmentation des débits. Dans l'ensemble, cette sortie paraît plus proche des mesures même si l'évènement de 1989 subsiste.

La situation hydrologique de Ke-Macina est évidemment différente: les débits sur le Niger sont plus élevés malgré des périodes de hautes eaux qui ne durent pas plus longtemps que sur le Bani. La sous-évaluation des débits reste forte dans cette version du modèle. Comme pour Banankoro, une telle divergence de comportements provient nécessairement, même en partie, de données d'entrée dont la collecte est spatialement mal répartie. L'évènement d'août 1989 n'apparaît pas: cela renforce l'idée de sa localisation sur les surfaces drainées par le Bani. Le site de Dire est situé en aval proche de la zone lacustre. La comparaison des valeurs mesurées et des simulations montre un bon accord à l'exception des valeurs maximales de 1988 et 1989.

Pour 1989, on notera le décalage dans le temps de l'évènement de fort débit (fin septembre) dont la dissipation - l'amortissement- est un peu plus long qu'en amont. De plus, on peut remarquer que les temps de transfert font que la diminution des débits se décale après le mois de décembre. Cette phase du cycle est bien décrite par ce modèle sauf en 1990.

Les résultats obtenus à Ansongo présentent les mêmes caractéristiques d'ensemble que ceux de Dire: faible anticipation et bonne estimation d'ensemble. Plus précisément, on voit apparaître une surestimation des forts débits en 1988 qui commençait à apparaître à Dire. L'évènement d'août 1989 en amont de la zone lacustre continue de se décaler dans le temps (novembre) de façon logique avec les temps de transport. La diminution des valeurs mesurées et de leur simulation s'étend sur janvier et février. D'une manière générale, on voit aussi que ces débits ont diminué par rapport à ceux de Dire: cela s'explique par la zone désertique traversée sans apport d'affluent dans cette partie du Niger.

Toutes les caractéristiques de cette évolution se retrouvent à la station de Niamey (Figure 5-11). La synchronisation de l'augmentation et de la diminution des valeurs estimées avec les mesures hydrométriques est bonne pour les 5 années.

Par rapport aux mesures vues à Dire et à Ansongo, on constate que les débits moyens continuent de diminuer; ce qui est normal dans cette zone puisque le Niger ne reçoit pas d'apports importants. De même, le décalage de la diminution se poursuit jusqu'en mars et le modèle simule correctement cette phase. Par contre, la différence entre estimation et mesure dans les hautes eaux en 1988 continue de s'accroître depuis les 2 stations précédentes observées. Ces effets se trouvent cumulés sur l'année 1989 où le pic à 4000 m³ est maintenant en novembre avec un étalement plus long dans le temps. Malgré sa difficulté d'interprétation, cet évènement est un révélateur du fonctionnement acceptable du modèle. En effet, son identification en août 1989 à Bongouni le situe très en amont de Niamey où il est encore visible de façon évidente. On peut donc retenir que sa propagation, son amortissement et son étalement sont logiques. De plus, le temps de propagation total entre Bongouni et Niamey semble être de 60 jours (ce qui est compatible avec les vitesses d'écoulements indiquées plus haut: cf. V-2.2).

En résumé, on peut admettre que ce jeu de sorties du M.H.D. modifié présente une phénoménologie cohérente. Il est évident que des travaux devront compléter ce développement méthodologique avant d'en interpréter plus finement les résultats sur le plan thématique. Dans les perspectives présentées ci-dessous, quelques résultats préliminaires et quelques directions à privilégier sont évoquées dans ce but.

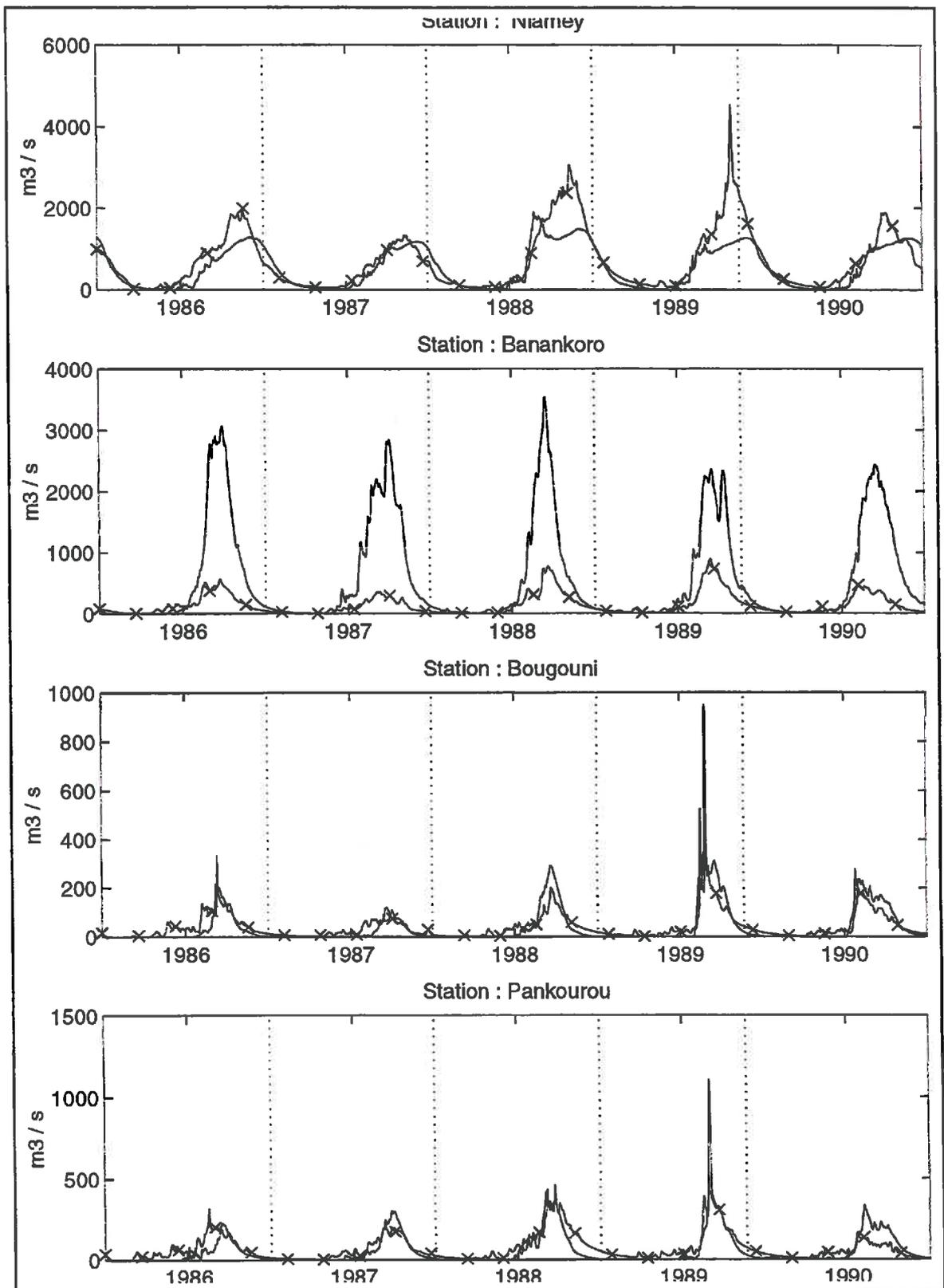


Figure 5-11 : Débits mesurés et calculés (x) par le modèle CEQUEAU (modèle modifié).

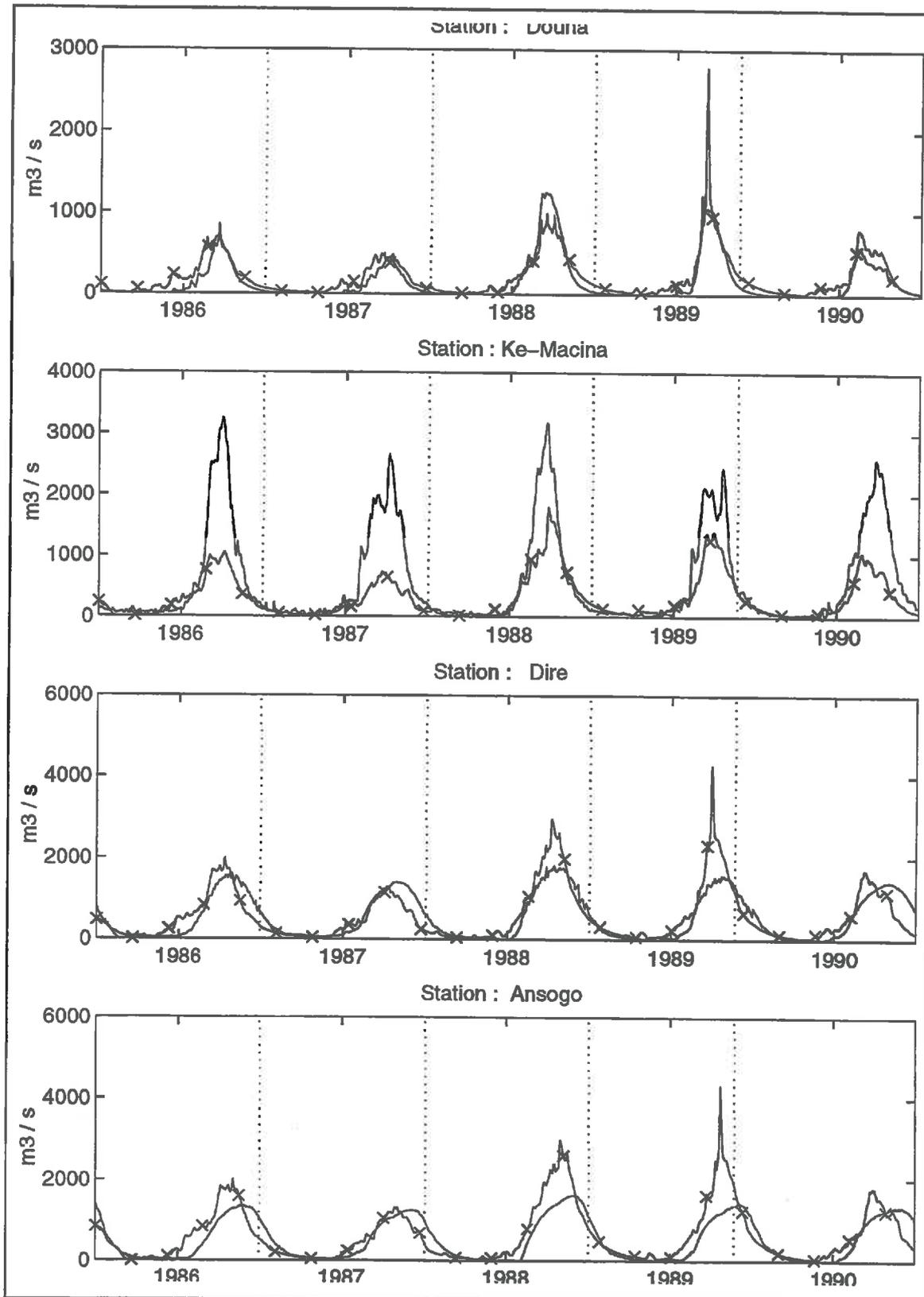


Figure 5-12 : Débits mesurés et calculés (x) par le modèle CEQUEAU (modèle modifié).

V-5 Conclusion

Les résultats essentiellement méthodologiques obtenus dans ce chapitre complètent la première approche de régionalisation en répondant à deux conditions déterminantes pour l'objectif de ce travail:

- couplage des flux hydriques verticaux avec les flux latéraux en tenant compte des caractéristiques aériennes et souterraines de l'écosystème;
- généralisation spatiale avec une résolution et une portée compatibles avec l'étude régionale des interactions entre écosystèmes et flux hydriques.

Ainsi, au vu de ces premiers résultats, on peut d'ores et déjà proposer différentes directions pour affiner la modélisation régionalisée du bilan hydrique.

V-5.1 Résultats préliminaires

De l'étude qui vient d'être menée pour la régionalisation du bilan hydrique à travers l'extension spatiale d'un M.H.D., il en ressort la nécessité de forcer ce modèle (ou de le réinitialiser) avec des données spatiales actualisées. Une approche possible pour réaliser cela est le forçage du modèle par des données d'évapotranspiration réelle issues de données satellitaires. Ces données d'évapotranspiration réelle permettront une correction des niveaux d'eau dans les réservoirs du sol puisque le calcul de l'ETR dans le modèle est fonction de ces derniers (c'est dans cet objectif que nous avons modifié le calcul de l'ETR dans le modèle (cf. V-4.3)).

Cette approche est un moyen indirect d'actualiser l'humidité du sol et donc de forcer le M.H.D. dans l'objectif de sa spatialisation.

L'estimation de l'évapotranspiration réelle à partir des données satellitaires reposent sur la même méthodologie que celle exposée au chapitre IV-4.1, page : 94.

Par contre, les données satellitaires utilisées pour l'estimation de la température de surface, sont des données kilométriques, dont les conditions de prise de vue sont connus. Cela a permis d'utiliser la méthode de Roozekrans (1994, [16]) pour la détermination de la température de surface. Cette méthode, décrite en ANNEXE C - I-4.2, page : 193, permet de minimiser les artefacts dus aux conditions de prise de vue (on tient compte de l'angle zénithal solaire donc de l'heure locale) et d'améliorer l'estimation de l'émissivité de surface (cette émissivité est fonction du NDVI).

Concernant, les autres données nécessaires au calcul de l'ETR (R_g , A_s , T_a), on utilise les mêmes mesures (faute de mieux) que celles utilisées au chapitre IV-4.1, page : 94.

Les résultats régionalisés de l'évapotranspiration réelle avec des données satellitaires ont été calculés pour toutes les dates où la faible couverture nuageuse le permettait, comme celles présentées en Figure 5-13 (la représentation de ces valeurs d'ETR est donnée pour douze dates).

Ces valeurs d'ETR sont calculées en tout point à une résolution kilométrique. Comme énoncé au IV-4.1.b, page : 99, la validation d'ensemble de ces résultats est délicate faute de mesures in situ.

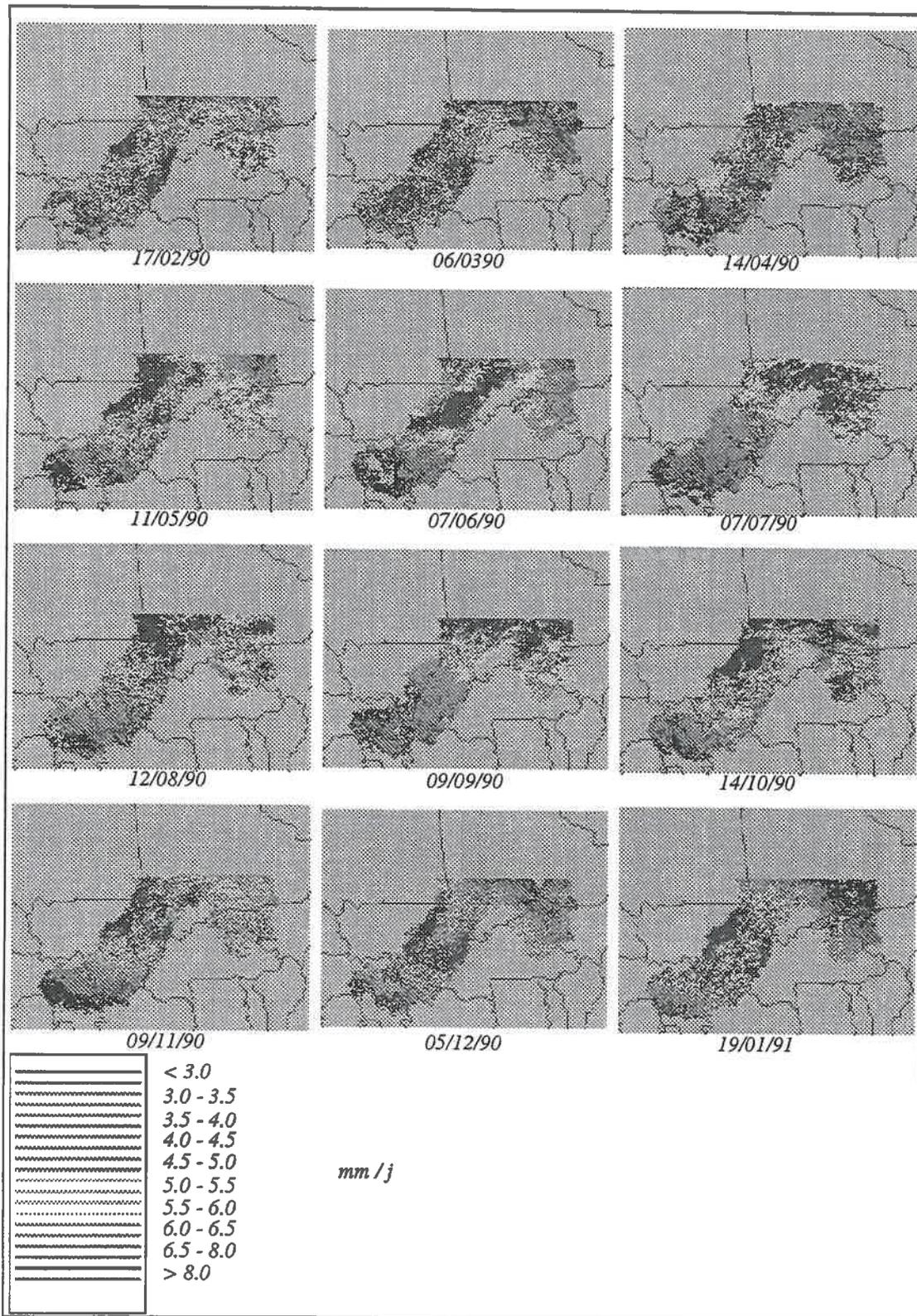


Figure 5-13 : Cartes d'évapotranspiration réelle pour 12 dates différentes (à partir d'images satellitaires).

De manière globale, la variation saisonnière apparaît logique. On note bien le balancement de l'ETR maximal du sud au nord de janvier à août, et du nord au sud d'août à décembre. L'ETR atteint 8 mm pendant les mois d'été dans la zone sahélienne; bien que cette valeur soit sans doute un peu élevée, elle montre le fort pouvoir évaporant de cette région où les températures de surface sont très élevées (plus de 45 degrés) et où la couverture végétale est très éparse. A l'inverse, dans la partie sud du bassin (zones à fort relief ayant une pluviométrie supérieure à 1000 mm et une végétation dense et couvrante), l'ETR observé est voisin de 3 à 4 mm par jour, ce qui semble correct pour une telle situation.

Dans la perspective de son utilisation comme paramètre de forçage, il sera nécessaire de conduire une analyse plus détaillée tant du point de vue spatial et temporel que du point de vue précision des valeurs. D'ores et déjà, ces résultats nouveaux à une telle échelle semblent encourageants pour la poursuite de l'objectif de forçage énoncé précédemment.

V-5.2 Perspectives

En premier lieu, une meilleure prise en compte de la structure horizontale et verticale des écosystèmes améliorerait l'initialisation de l'infiltration et du ruissellement. L'amélioration de la cartographie physionomique calculée avec les données satellitaires devra contribuer à cet objectif; une méthode avec apprentissage et sa combinaison avec une analyse spatiale doit conduire à une quantification continue des fractions. Chaque maille disposera ainsi de ses caractéristiques propres et non plus d'une affectation à une classe de couvert fractionnaire. De plus, il faut introduire la variation de physionomie du couvert en fonction du temps dans le cycle saisonnier. Sur ce point, on peut apporter deux améliorations. D'une part, l'évolution de l'indice de végétation vient affiner la densité du couvert par restitution d'un indice foliaire déterminant pour l'interception et la transpiration. D'autre part, l'hétérogénéité du couvert peut encore être affinée par inversion du modèle additif de composition de réflectance.

Une amélioration des données d'entrée sur la résistance du couverts devrait alors compléter la modélisation des flux verticaux. Il semble que ces données contribueraient à une meilleure description des flux d'évaporation et d'évapotranspiration.

En second lieu, une meilleure prise en compte des caractéristiques physiques du sol dans la modélisation des transferts améliorerait la précision de régionalisation du bilan hydrique. Pour cela, on peut penser à reprendre les données pédologiques régionalisées par la cartographie numérique. Une description plus fine de la structure en horizons et une recherche pour densifier l'échantillonnage en profils in situ préciseraient le comportement des réservoirs superficiels. Si ces caractéristiques physiques sont acquises, des fonctions hydrodynamiques pourraient compléter le déterminisme des flux dans la zone non-saturée selon l'échelle de modélisation visée. Enfin, des mesures indirectes et complémentaires sur l'humidité de surface peuvent être envisagées avec des données radar. De telles informations sur la couche superficielle devraient alors interagir avec l'état de la surface tant en période de croissance qu'en période de sénescence.

Ces perspectives montrent donc que l'on peut envisager de parvenir à une régionalisation du bilan hydrique en réduisant les calages expérimentaux et en modélisant les flux avec des fonctions objectives.

Bibliographie

- [1] Amram O., Cherchali S., Flouzat G., GAPF (Geometrical And Physical Filter): A temporal filtering method for NOAA/HRPT data, The European Symposium on Satellite Remote Sensing: EUROPTO, Rome, Septembre 1994.
- [2] Bernard R., Soarès J.V., Vidal-Madjar D., Differential bare field drainage properties from airborne microwave observation, *Water Resour. Res.*, Vol. 22, No. 6, pp. 869 - 875, 1986.
- [3] Casenave A., Valentin C., *Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration*, Edition de l'Orstom, 1989.
- [4] Deardorff J.W., A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 16, pp. 1182 - 1185, 1977.
- [5] Faurès J.M., Evaluation régionale des ressources en eau au moyen d'un système d'information géographique: le cas du bassin du Niger. Atelier de Télédétection et gestion des ressources en eau. Cemagref, ENGREF et l'ORSTOM, Montpellier, novembre 1995.
- [6] Fontes J., Diallo A., Campaore J.A., Carte de la végétation naturelle et de l'occupation du sol. Burkina-Faso-ICIV-IDR. Echelle 1/1000000. ICIV, Toulouse, 1993.
- [7] Morel R., Atlas agroclimatique des pays du CILSS, Programme Agrhymet, Niamey 1992.
- [8] Morin G., Paquet P., Manuel CEQUEAU, INRS-Eau, Québec, 1995.
- [9] Olivry J.C., Bricquet J.P., Bamba F., et Diarra M., Le régime hydrologique du Niger supérieur et le déficit des deux dernières décennies. Actes du colloque PEGI (INSU, CNRS, ORSTOM), Grands Bassins Fluviaux Périatlantiques: Congo, Niger, Amazone. Editions de l'ORSTOM. Collection Colloques et séminaires, 22-24 novembre 1993..
- [10] Otle C., Vidal-Madjar D., Girard G., Remote sensing applications to hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, Vol. 105, pp. 369-384, 1989.
- [11] Otle C., Vidal-Madjar D., Introduction of a realistic soil-vegetation component in a hydrological model: application to HAPEX-MOBILHY experiment. Reprinted from *Land surface evaporation, measurement and parametrization*. 1991 Springer-Verlag New York, Inc.
- [12] Otle C., Vidal-Madjar D., Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology*, Vol. 158, pp. 241-264, 1994.
- [13] Philip J.R., Theory of infiltration, 4, sorptivity and algebraic infiltration equations, *Soil Science*, Vol. 84, pp. 257 - 264, 1957
- [14] Pinheiro A., Un outil d'aide à la gestion de la pollution agricole: le modèle POLA, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Toulouse, Octobre 1995.
- [15] Rahman H., Dedieu G., SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. IJRS, 1994.
- [16] Roozkrans H., Mapping of desertification parameters using NOAA-AVHRR data, Symposium EUROPTO, Rome, Septembre 1994.
- [17] Soares J.V., Bernard R., Taconet O., Vidal-Madjar D., Weill A., Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. *Journal of Hydrology*. Vol. 99, pp. 281-296, 1988.
- [18] Sysame-BDPA-CTFT, Carte de synthèse des formations végétales et de l'occupation agricole au Mali. Echelle 1/000000. Ministère de l'Environnement et de l'élevage, Bamako, 1991.
- [19] Tanré D., Holben B.N., Kaufman Y.J., Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products: Theory and Application, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 30, No. 2, pp 231 - 248, 1992.
- [20] Touré A.I., Hydrographie, Les atlas jeune Afrique: Atlas du Mali, pp. 12 - 13, 1980.

[21] USAID., Les ressources terrestres au Mali. Volume I, II et III. Gouvernement de la République du Mali, Ministère chargé du développement rural, mars 1983.

CONCLUSION

Les résultats des travaux présentés dans ce mémoire peuvent se synthétiser en quatre ensembles principaux: les apports consécutifs à la construction de la base de données, les résultats de développements méthodologiques, les résultats thématiques proprement dits et les perspectives qui se dégagent de ce travail.

L'objectif de ce travail est la régionalisation du bilan hydrique dans la zone des savanes d'Afrique de l'Ouest. Comme le bilan hydrique est la résultante de processus multiples, cela implique obligatoirement un effort d'acquisition de données provenant de disciplines souvent très diverses.

Ici, deux conséquences en découlent et constituent deux résultats en eux-mêmes. Le premier est qu'il existe une base de données structurée et disponible pour la suite de ces travaux ou pour d'autres recherches associées sur la dynamique des savanes. Le second est constitué par les cartographies des formations végétales. En effet, la distribution des différents types de savanes obtenue s'est avérée être plus précise au plan spatial et aussi acceptable au plan physiognomique que les cartographies comparables en échelle qui existaient à ce jour. De plus, l'estimation des couverts fractionnaires donnés à l'échelle kilométrique pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest constitue la première donnée de ce genre même si elle semble fortement perfectible.

Sur le plan méthodologique, la modélisation développée et l'amélioration du modèle hydrologique distribué ont permis d'obtenir des résultats en décrivant des mécanismes biologiques et physiques qui sont généraux. Cette approche peut donc être étendue et appliquée sur un site quelconque si les paramètres d'entrée sont disponibles : en effet, les opérations de calage spécifique sont très réduites. La robustesse que l'on peut attendre de son application dépendra alors de son principe qui minimise la place souvent laissée aux grandeurs estimées et qui fait appel à des termes d'initialisation de façon analytique pour les sous-modèles des différents processus. En particulier, la définition précise des profondeurs de réservoirs souterrains (tant dans l'amélioration de la discrétisation verticale du modèle de bilan hydrique que dans l'extension de la modélisation hydrologique distribuée) apporte une signification biophysique et non plus conceptuelle aux lames d'eau calculées dans les écosystèmes. D'une manière générale, le passage d'une paramétrisation des cibles et des mécanismes à une initialisation par des mesures, en particulier satellitaires, doit apporter un meilleur réalisme à la régionalisation du bilan hydrique. Enfin, le résultat méthodologique d'ensemble qui paraît le plus prometteur est sans doute cette capacité de régionaliser le bilan hydrique avec une approche robuste devant l'échelle. En effet, l'importance du couplage des flux verticaux et horizontaux apparaît fondamentale alors que le changement d'échelle va dépendre essentiellement du niveau de perception dans les mesures et de la difficulté interdisciplinaire de les acquérir.

Du point de vue du fonctionnement des écosystèmes de savanes, les résultats obtenus donnent une perspective attrayante puisqu'ils conduisent à un indicateur fonctionnel des savanes - la réserve d'eau disponible pour les peuplements végétaux - qui est quantitatif et qui a une signifi-

cation biophysique. Un tel indicateur ne sera donc pas affecté par les effets de saturation que l'on rencontre dans des grandeurs dérivées directement de mesures physiques.

Précisément, la variabilité spatiale et temporelle de cette réserve d'eau paraît correcte au regard des connaissances sur le comportement des peuplements pendant la période chlorophyllienne. On notera également que les grandeurs obtenues sur les flux sont en accord avec les résultats des expérimentations faites à Lamto (Côte d'Ivoire) et à Banizoumbou (Niger). Cependant, la comparaison de telles mesures sur des périodes limitées avec des résultats découlant de données moyennes doit rester prudente. Du point de vue spatial, la répartition des humidités intégrées a paru ajuster de façon acceptable la distribution des formations végétales décrites par une voie tout à fait indépendante : la cartographie par comportement moyen d'indice de végétation. Pour ce qui concerne l'évolution saisonnière, l'analyse des résultats sur les sites S.A.L.T. a montré clairement le réalisme des comportements les uns par rapport aux autres selon le gradient d'aridité en latitude et selon le gradient de continentalité en s'éloignant de l'océan atlantique.

Toutefois, il serait nécessaire de poursuivre et d'approfondir l'exploitation de ces résultats pour détailler les relations entre bilan hydrique et fonctionnement annuel des savanes. Ainsi, une analyse plus complète des sorties de modèles de régionalisation permettrait de mieux comprendre le décalage entre croissance végétale et alimentation en eau. Cette exploitation conduirait vraisemblablement à préciser les hypothèses évoquées et faisant appel à une origine biologique ou pédologique du décalage entre précipitations et déclenchement de la croissance. Il conviendra alors d'affiner l'interprétation des données sur la redistribution de l'eau dans le sol et de compléter l'observation des phases de développement, de croissance et de production.

Au terme de ce travail, les informations obtenues grâce à la base de données, aux développements méthodologiques et aux résultats thématiques amènent à dégager quelques perspectives pour la poursuite de ces objectifs de régionalisation du bilan hydrique.

Tout d'abord, la description physique dans le modèle distribué des réservoirs du sol devra sa signification pédologique à l'introduction d'une stratification multicouches dérivée de la structure des profils observés et cartographiés. Simultanément, cette description devra sa signification hydrodynamique en développant la communication latérale des flux.

Ensuite, l'utilisation de mesures satellitaires pour forcer certains processus devrait être étendue. Une meilleure description de l'hétérogénéité de surface des couverts améliorerait la description des flux entre végétation et atmosphère. L'utilisation conjointe de données à haute résolution spatiale et à haute fréquence temporelle pourrait conduire à cette amélioration. Ces mesures étant faites en optique et proche infra-rouge, l'information d'hétérogénéité obtenue aurait intérêt à être complétée par des mesures radar délivrant une information physique tout à fait décorrélée sur la structure des couverts. De plus, l'utilisation de ces mesures radar conditionnerait la caractérisation de la couche de surface qui pilote l'infiltration.

Dans le domaine de la mesure de température apparente en infra-rouge, une fiabilité et une précision accrues de la température de surface apporterait une meilleure connaissance des flux d'énergie. Or, ceux-ci agissent sur les flux hydriques à l'interface avec l'atmosphère. Une telle température devrait pouvoir être disponible avec une fréquence temporelle quotidienne de jour comme de nuit.

Toutes ces informations sur la structure et le comportement thermique des écosystèmes seraient alors déterminantes pour mieux estimer les flux dans les couverts : interception et évapotranspiration d'une part, et infiltration et ruissellement d'autre part.

D'un point de vue plus prospectif, le chaînage de modèles de processus de flux verticaux et horizontaux semble donc bien la voie à privilégier pour les développements à venir. De même, la

CONCLUSION

recherche d'une plus grande robustesse validant cette approche ne pourra provenir que de sa mise en oeuvre simultanée dans les milieux arides et dans les milieux tempérés.

ANNEXE A : Le transfert de l'eau dans la plante

(D'après Musy A., et Soutter M.)¹

I L'absorption racinaire

L'absorption racinaire constitue la première étape des transferts hydriques assurés par la plante entre le sol et l'atmosphère.

Le processus d'absorption d'eau se produit en réponse au développement d'un gradient de potentiel total décroissant entre la surface externe de la racine et ses tissus vasculaires. Une distinction est toutefois faite selon la nature du potentiel prédominant. Ainsi, dans le cas d'une plante dont le rythme de transpiration est élevé, la tension qui se propage des feuilles aux terminaisons du xylème dans la racine donne naissance à un gradient de potentiel total relevant essentiellement d'un gradient de potentiel de pression hydrostatique. L'absorption est dans ce cas dite *passive*. Par contre, lorsque le taux de transpiration est faible, la tension dans le xylème est réduite. Les processus de transport actif de solutés vers les terminaisons vasculaires induisent une augmentation de la pression osmotique dans le xylème, si bien qu'un potentiel de pression positif peut même s'y développer, donnant lieu à des phénomènes d'*exsudation*. Simultanément apparaît un gradient de potentiel osmotique générant des transferts d'eau. L'absorption est dans ce cas dite active, bien qu'il n'y ait pas à proprement parler de transport actif de molécules d'eau.

Outre le gradient de potentiel constituant la force motrice du processus, l'absorption est conditionnée par la résistance à laquelle il se heurte. La *perméabilité globale* d'un système racinaire dépend d'une part de facteurs spécifiques caractérisant sa formation, et d'autre part de facteurs externes susceptibles de modifier ses propriétés. Les facteurs spécifiques, incluant les caractéristiques génétiques et les conditions physico-chimiques générales dans lesquelles le système racinaire s'est développé, se manifestent notamment en termes de volume et de densité racinaires. En outre, la présence de poils absorbants, dont la perméabilité n'est pas supérieure à celle du reste de la cellule épidermique, peut augmenter d'un ordre de grandeur la capacité d'absorption. Les principaux facteurs externes susceptibles de faire varier la perméabilité globale du système racinaire sont ceux qui influencent son degré d'activité métabolique, dont dépend le maintien de la structure des membranes, soit la température, l'aération du sol et sa teneur en CO₂.

A l'échelle des formations végétales, les caractéristiques de l'environnement (profil et profondeur notamment) et les propriétés structurales des sols sont donc très importantes.

II La circulation dans le système vasculaire

La circulation dans le système vasculaire s'effectue essentiellement sous la forme d'un flux volumique et très peu par diffusion moléculaire. La composante prédominante du gradient de potentiel qui en constitue la force motrice est le terme de pression. Toutefois, comme le parcours des terminaisons vasculaires des racines à celles des feuilles peut s'effectuer sur une dis-

1. Musy A., Soutter M., Physique du sol. Presses polytechniques et universitaires romandes. Collection gérer l'environnement, 1991.

tance verticale considérable, la composante gravitaire du potentiel qu'il est alors nécessaire de surmonter peut s'avérer non négligeable. Le développement et la transmission de potentiels de pression négatifs dans le xylème, suite aux prélèvements d'eau dans les tissus de la feuille lors de la transpiration, sont rendus possibles d'une part par la continuité de la phase liquide entre les tissus vasculaires et les tissus environnants et de l'autre par la *cohésion* des molécules d'eau entre elles et leur *adhésion* aux parois des éléments conducteurs. Contrairement au système racinaire, la résistance globale au flux dans le système vasculaire n'est que très faiblement affectée par des inhibiteurs métaboliques ou des facteurs externes, telles que des modifications de température.

III La transpiration

La force motrice du processus est constituée dans le cas de la transpiration par un gradient de potentiel total dans la phase liquide et par un gradient de pression de vapeur dans la phase gazeuse. Les résistances auxquelles se heurtent ces transferts varient fortement d'un cheminement à l'autre. Dans le cas d'une transmission directe à la surface de la feuille par exsudation, l'eau se trouvant dans les tissus vasculaires est forcée à travers leurs extrémités. Ce mode de transfert ne se manifeste ainsi que lorsque la plante transpire faiblement et que des potentiels de pression positifs se développent dans le xylème. La forte résistance qu'il rencontre en fait ainsi un phénomène marginal. Le cheminement empruntant les parois des cellules de l'épiderme et la cuticule est également marqué par une forte résistance, due aux caractéristiques constitutives de cette couche peu perméable. Il apparaît ainsi que la voie la plus aisée de transfert d'eau des tissus vasculaires à l'air libre passe par les stomates, ce d'autant plus que les surfaces d'évaporation peuvent être considérables.

La principale source de résistance dans la voie stomatique réside dans la taille et les caractéristiques géométriques des pores. Cette résistance est susceptible de varier en fonction du degré d'ouverture des stomates, dont les fluctuations constituent ainsi un mécanisme de régulation des transferts d'eau à l'atmosphère. En effet, lorsque la turgescence des cellules stomatiques et des cellules voisines diminue, les stomates se referment, limitant ainsi les échanges et vice versa. De plus, comme les cellules avoisinantes sont moins fortement cutinisées que les cellules stomatiques, la perte de turgescence les affecte en premier lieu lorsque se manifestent des décalages faibles et transitoires entre la demande évaporative et les flux de sève brute. Ceux-ci n'influencent dès lors que très modérément le degré d'ouverture des stomates.

Les stomates constituent en outre la voie privilégiée des échanges d'oxygène et de gaz carbonique, dont l'intensité est également déterminée par les mécanismes de régulation stomatique. Ceux-ci ne se produisent de ce fait pas simplement en réponse à des situations de stress hydrique, soit lorsque l'alimentation du processus de transpiration s'effectue sur un rythme inférieur aux besoins thermiques de la plante. En effet, le degré d'ouverture des stomates est essentiellement réglé par l'action d'inhibiteurs métaboliques agissant sous l'influence de la concentration en CO₂ des espaces intercellulaires. La régulation stomatique est ainsi surtout affectée par les facteurs déterminant le rythme de production photosynthétique, c'est à dire principalement, la température et l'intensité lumineuse. Comme la température dépend du taux de transpiration, un stress hydrique peut exercer simultanément une action directe et une action indirecte sur le mécanisme de régulation stomatique.

IV Le comportement hydrique global

Bien que les flux se produisent partiellement en phase liquide et partiellement en phase gazeuse, il est possible de considérer qu'ils sont globalement proportionnels à un gradient de potentiel décroissant et inversement proportionnels aux résistances qu'ils rencontrent, et ce, à chaque étape de leur cheminement. Si ce cheminement passe successivement par les points 1, 2, 3 etc., le flux peut s'exprimer de la manière suivante, $R_{1,2}$ et $R_{2,3}$ étant respectivement les résistances rencontrées entre les points 1 et 2 et les points 2 et 3:

$$q = \frac{\Psi_2 - \Psi_1}{R_{1,2}} = \frac{\Psi_3 - \Psi_2}{R_{2,3}} = \text{etc...} \quad (\text{A.1})$$

L'évolution du potentiel entre le sol et l'atmosphère se caractérise par une réduction beaucoup plus marquée en phase gazeuse qu'en phase liquide. Le potentiel peut en effet passer, en ordre de grandeur, de -10 m dans le sol à -150 m dans la feuille, alors que sa chute est brutale entre les parois cellulaires internes de la feuille et l'air libre où il peut atteindre -10 000 m. En conséquence, il apparaît que la résistance rencontrée lors du transfert en phase gazeuse est la plus forte de tout le processus de transfert, et ce de plus d'un ordre de grandeur.

Le flux global transitant par la plante est ainsi principalement contrôlé par la phase d'échanges de vapeur d'eau entre les feuilles et l'air extérieur. Le développement d'une résistance accrue dans un autre secteur de la plante peut toutefois influencer le flux global. En effet, lorsqu'une augmentation de la résistance au transfert se manifeste, dans la zone racinaire par exemple, le flux ne sera réduit que de manière transitoire, le temps que la diminution du potentiel au niveau des feuilles conduise au développement d'un gradient plus important permettant de revenir au flux initial. Par contre si, suite à un nouvel accroissement de la résistance, celle-ci est amenée à un degré tel qu'elle représente une fraction significative de la résistance maximale, elle peut entraîner une fermeture progressive des stomates et une augmentation de la résistance au transfert en phase gazeuse.

Il apparaît donc que tous les facteurs qui influencent les résistances lors des diverses étapes du transfert de l'eau du sol à l'atmosphère peuvent intervenir comme facteurs limitants du flux global.

ANNEXE B : L'eau dans le sol

I Les énergies potentielles dans le sol

Le **potentiel de gravité** à une hauteur z au dessus d'un niveau de référence est en énergie potentielle par unité de masse de:

$$\Psi_g = g \cdot z \quad (\text{B.1})$$

où: g est l'accélération due à la gravité (9.81 m.s^{-2}),
 z un niveau choisi pour que Ψ_g soit positif ou nul.

Le **potentiel de pression** est dû aux forces de tension superficielle qui développent une énergie de liaison eau - sol par capillarité et adsorption à l'ensemble des parois qui constitue la surface spécifique. Ces champs de forces abaissent l'énergie potentielle de l'eau au-dessous de celle de l'eau libre. La phase liquide forme alors des ménisques concaves (centre de courbure extérieur au liquide). La différence de pression entre l'eau du capillaire (p_c) et la pression atmosphérique (p_o) peut s'exprimer par le déficit de pression:

$$p_o - p_c = -p \quad (\text{B.2})$$

$$-p = 2\gamma / R \quad (\text{B.3})$$

où: γ est la tension superficielle de l'eau,
 R le rayon de courbure du ménisque, $R = r / \cos \alpha$.

Le potentiel de pression devient:

$$-\Psi_m = \frac{2\gamma \cdot \cos \alpha}{r} \quad (\text{B.4})$$

où: r est le rayon du capillaire et α l'angle du ménisque à la paroi.

On peut en déduire la remontée capillaire d'une hauteur h dans le milieu:

$$h = \frac{2\gamma \cdot \cos \alpha}{g \cdot (\rho_g - \rho_l)} \quad (\text{B.5})$$

où: ρ_g est la densité de la phase gazeuse (que l'on néglige) et ρ_l est la densité de la phase liquide.

Pour un ménisque convexe, Ψ_m devient positif et il y a dépression capillaire (ex.: le mercure sur le verre).

Pour les écosystèmes terrestres, ce phénomène de remontée capillaire est très important. En effet, la profondeur de sol concernée par l'alimentation en eau des systèmes racinaires de la végétation peut donc aller largement au delà de la zone racinaire active. Par conséquent, on doit intégrer ce phénomène dans la modélisation des réservoirs superposés pour décrire correctement l'interaction des flux hydriques avec la partie souterraine des écosystèmes.

Le **potentiel osmotique** Ψ_{os} dépend de la concentration en ions de l'eau du sol qui est donc en fait une solution:

$$\Psi_{os} = k \cdot T \cdot C_s \quad (B.6)$$

où: C_s est la concentration de la solution du sol et T sa température absolue.

Comme la pression de vapeur des solutions électrolytiques est plus faible que celle de l'eau, la présence des ions dans la solution abaisse l'énergie potentielle de l'eau du sol. Cette diminution est négligeable sur les transferts de masse, mais intervient beaucoup lorsqu'il existe des membranes de diffusion. Or, l'influence de l'osmose est déterminante dans l'interaction entre racines et sol. Cependant, dans les sols relativement bien humectés comme dans les régions tempérées, la concentration ionique est généralement faible. Cet effet est donc peu marqué. Par contre, il peut agir fortement dans les régions arides où la concentration en sels peut-être très élevée.

Le **potentiel total** Ψ_{total} s'exprime en pression hydrostatique ou en charge hydraulique équivalente (si la pression est égale à 1 atmosphère, la charge est égale à une colonne de 1033 cm d'eau). Le potentiel résultant se donne alors en charge hydraulique totale.

Ce potentiel de pression négative peut être très élevé; aussi, on convertit la force appliquée par la charge équivalente en exprimant la succion matricielle par le pF, logarithme de la charge hydraulique négative:

$$pF = \log \Psi_{total} \quad (B.7)$$

La variation de succion en fonction de la profondeur z induit des gradients hydrauliques h_z tels que:

$$h_z = \frac{[(\Psi_{n+1} + z_{n+1}) - (\Psi_n + z_n)]}{z_{n+1} - z_n} \quad (B.8)$$

où: $\Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_n$ sont les valeurs de succions matricielles en centimètres de colonne d'eau et où z_1, z_2, \dots, z_n sont les profondeurs sous la surface également exprimées en centimètres.

L'évolution de h_z indique donc dans le sol le sens et la valeur du gradient de pression qui déterminent les transferts de masse de la phase liquide. Ce gradient a donc une incidence directe sur l'alimentation en eau de la végétation.

II Méthode d'évaluation des transferts d'eau

II-1 Méthode d'évaluation de l'interception

L'interception est définie par:

$$IN_T = \int_0^{h_{max}} i(h)dh \quad (B.9)$$

où IN_T est l'interception totale par le peuplement, $i(h)$ est l'interception dans une épaisseur h de couvert et h_{max} est la hauteur du couvert.

A une hauteur donnée h dans la canopée, la pluie efficace P_h est diminuée de la quantité interceptée depuis le toit:

$$P_h = P_i - \int_{h_i}^{h_{max}} i(h)dh \quad (B.10)$$

o P_i est la pluie incidente donnée par la mesure pluviométrique.

Au total, on peut mesurer IN_T par la différence:

$$IN_T = P_i - (P_{sol} + P_{ecoul}) \quad (B.11)$$

où $P_{sol} = P_o$ est la pluie efficace au niveau du sol et P_{ecoul} est la quantité qui s'écoule le long du tronc (Aussenac, 1968 [1]).

II-1.1 Formule de Horton

La formule de Horton permet de calculer les pertes par interception durant et après l'averse:

$$Vd = Sv + R.E.t_r \quad (B.12)$$

où: Vd : interception (mm),
 Sv : capacité de rétention de la couverture végétale (mm),
 R : relation entre la superficie boisée et la superficie totale de la région,
 E : taux d'évaporation de la superficie boisée ($mm\ h^{-1}$),
 t_r : durée de l'averse.

II-1.2 Extension de la formule de Horton

Dans la mesure où la capacité de rétention n'est pas constante tout au long de l'année, Linsley a proposé une extension de la formule de Horton:

$$Vd = Sv (1 - e^{-P/Sv}) + REt_r = Sv (1 - e^{-P/Sv}) + KP \quad (B.13)$$

où: P : hauteur totale des précipitations,
K : constante = REt_r / P

Si l'averse devient considérable $P \gg Sv$, alors $Vd \approx Sv + KP$.

Parmi d'autres formules, on peut citer celle de Meriarn qui n'est autre (à un rapport près) que l'application de la formulation générale de Linsley au cas particulier des broussailles:

$$Vd = 2.108 (1 - e^{-P/0.083}) + 0.062 P \text{ si } P < 12.7 \text{ mm} \quad (B.14)$$

II-1.3 Approches polynomiales

On trouve de nombreuses autres formules empiriques qui donnent les pertes par interception en fonction du type de végétation:

$$Vd = a + h P^n \quad (B.15)$$

où: a : constante pour un couvert végétal donné,
n : paramètre souvent égal à 1,
b : coefficient d'ajustement.

II-1.4 Formule à partir de la mesure du LAI

La formule de Dickison (1984, [8]) permet de calculer la capacité de stockage d'eau par la canopée (W_{sc}) comme étant égale à:

$$W_{sc} = 0.0002 \text{ LAI} \quad (B.16)$$

II-2 Méthodes d'évaluation du ruissellement superficiel

II-2.1 Vitesse moyenne

Avant d'atteindre un cours d'eau principal ou secondaire, l'eau ruisselle sous forme de nappes d'eau ayant hauteur et une vitesse définie. Cette dernière dépend en premier lieu de la pente de la surface d'écoulement, ainsi que des caractéristiques du sol. La vitesse moyenne de l'eau sous forme de nappe peut être estimée par la formule de l'institut bavarois d'hydrologie:

$$v = 20 \sin^{3/5} a \quad (B.17)$$

où: v : vitesse moyenne en m/s,
a : pente du terrain.

II-2.2 Le modèle HSPF (Hydrological Simulation Program Fortran)

L'eau qui s'écoule est assimilée à une lame d'eau régulière qui se propage continuellement à la surface sur deux dimensions (pas d'écoulement latéral). L'évolution de l'écoulement durant

une averse d'intensité i ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), sur une surface de sol, est décrite par l'équation de la conservation de la masse et l'équation de la quantité de mouvement uniforme, respectivement:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = i \quad (\text{B.18})$$

$$q = a \cdot y^b \quad (\text{B.19})$$

où: a : paramètre sensible à la rugosité, la longueur et la pente;
 b : paramètre égal à $5/3$ pour un écoulement turbulent et 3 si l'écoulement est laminaire.

A l'état d'équilibre, la rétention superficielle est constante et maximale. Le volume d'eau tombant sur la surface est égal au débit à l'exutoire. L'équation devient:

$$\frac{\partial q}{\partial y} = 0 \quad (\text{B.20})$$

$$q_e = i \cdot x \quad (\text{B.21})$$

Avant l'équilibre, le débit dépend peu de x , l'équation devient:

$$\frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad (\text{B.22})$$

$$y = i \cdot t \quad (\text{B.23})$$

L'équation de Chézy-Manning (qui permet d'évaluer le débit d'un écoulement permanent) permet de résoudre l'équation (B.19).

Equation de Chézy-Manning:

La vitesse moyenne d'écoulement peut être approchée par l'équation de Chezy-Maning:

$$V = \frac{h^{5/3} \cdot S^{1/2}}{n} \quad (\text{B.24})$$

où: V : vitesse moyenne (ou débit) en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,
 h : rayon hydrique, peu différent de la profondeur moyenne (m),
 S : pente,
 n : coefficient de Manning.

Signalons que cette équation est plus appropriée au problème d'écoulement qu'à celui du ruissellement dans la mesure où, dans un chenal, l'écoulement est généralement de type turbulent.

Divers auteurs en donne une formulation:

- Kauark Leite, 1990:

$$q_r = 35.941 \cdot \frac{y^{5/3} \cdot S^{1/2}}{n \cdot L} \quad (\text{B.25})$$

où: q_r : volume d'eau en mm sortant du segment pendant le pas de temps,
 y : hauteur d'eau en mètres,
 S : pente du segment en m/m,
 n : coefficient de Manning et L : longueur de la pente en mètre.

- Llamas, 1993:

$$Q = C L H^{3/2} i \quad (\text{B.26})$$

où: Q : débit (m^3s^{-1}),
 C : coefficient de débit (m),
 L : largeur du lit (m),
 H : hauteur de la lame d'eau au dessus du seuil (m),
 i : pente.

Lorsque l'écoulement est parvenu à l'état d'équilibre, la rétention superficielle est constante et maximale, et le volume d'eau tombant sur la surface est égal au débit à l'exutoire.

Kauark Leite (1990), exprime la rétention d'eau à l'équilibre en mm par:

$$D_e = 0.07605 \cdot \left(\frac{i \cdot n \cdot L}{\sqrt{S}} \right)^{3/5} \quad (\text{B.27})$$

où: i : différence entre la fraction d'eau disponible pour l'écoulement, et le stock d'eau dans le réservoir de rétention au début du pas de temps (mm / h),
 n : coefficient de Manning,
 L : longueur de la pente (m),
 S : pente du segment (m/m).

Par la suite, on calcule la hauteur d'eau en mètres, dont on déduit, d'après l'équation de Chezy-Manning, la quantité d'eau ruisselée q_r .

La hauteur d'eau "y" est donnée par les expressions empiriques suivantes. Selon qu'on se trouve dans la phase de transition, d'équilibre ou de récession (à la fin de l'averse), on prendra l'une ou l'autre des ces deux équations:

$$y = D \cdot \left(1 + 0.6 \cdot \left(\frac{D}{D_e} \right)^3 \right) \text{ si } D \geq D_e \quad (\text{B.28})$$

ANNEXE B : L'eau dans le sol
Méthode d'évaluation des transferts d'eau

$$y = 1.6 \cdot D \text{ si } D < D_e \quad (\text{B.29})$$

où: D : rétention moyenne pendant le pas de temps Δt .

La quantité d'eau qui viendra alimenter le réservoir de rétention sera alors $y \cdot q_r$.

Ruissellement laminaire

Dans l'équation de Manning, l'hypothèse est faite d'un ruissellement turbulent ($b=5/6$). Or, si elle est justifiée dans le cas d'un ruissellement rapide, un modèle de flot laminaire est plus approprié sur des surfaces couvertes par la végétation. Montgomery, Dietrich, 1994, proposent l'évaluation suivante:

$$u = \frac{\sqrt{2 \cdot g \cdot h \cdot S}}{f} \quad (\text{B.30})$$

$$f = \frac{k \cdot \nu}{q} \quad (\text{B.31})$$

où: u : vitesse de ruissellement, f : coefficient de frottement (sans dimension),
 h : hauteur de la lame d'eau, S : pente, k : coefficient de rugosité,
 q : charge: pluie - infiltrations et ν : viscosité.

• **Coefficient de Manning**

- Wilson, 1983 ([25])

Type of channel	n	C (SI units)
Smooth timber	0.011	
Cement-asbestos pipes, welded steel	0.012	70-90
Concrete-lined (high-quality formwork)	0.013	60-75
Brickwork well-laid and flush-jointed	0.014	
Concrete and cast iron pipes	0.015	
Rolled earth: brickwork in poor condition	0.018	40-55
Rough-dressed-stone paved, without sharp bends	0.021	30-45
Natural stream channel, flowing smoothly in clean conditions	0.030	19-30
Standard natural stream or river in stable condition	0.035	14-25
River with shallows and meanders and noticeable aquatic growth	0.045	
River or stream with rocks and stones, shallow and weedy	0.060	
Slow flowing meandering river with pools, slight rapids, very weedy and overgrown	0.100	

* For a full discussion of Chezy's coefficient C see *An Introduction to Engineering Fluid Mechanics* by J. A. Fox, published by The Macmillan Press, London, second edition, 1977.

Tableau B.1 : Valeur type du coefficient de Manning (n) (Wilson, 1983 [25])

- Viessman, 1989 ([23]):

“For streamflows, Manning’s n values may range between about 0.03 and 0.15”

II-3 Méthodes d'évaluation de l'écoulement

II-3.1 Ecoulement de surface

II-3.1.a Equation de continuité

Sur un tronçon donné, et en l'absence de nouvelles arrivées d'eau, le volume de fluide passant par une section doit être égal à celui qui transite en provenance de l'amont. Ceci reste vrai même si les dimensions, la pente et la forme des sections considérées, sont différentes. Ainsi, les produits de la vitesse moyenne de l'écoulement par la section, à l'aval et à l'amont, doivent être égaux. L'équation de continuité s'écrira donc:

$$A_1 V_1 = A_2 V_2 \quad (\text{B.32})$$

où: A : section (m²),
 V : vitesse moyenne (m s⁻¹)

II-3.1.b Equation de Chezy-Maning

Cette équation a été citée précédemment (Eq. (B.24))

II-3.1.c Géométrie hydraulique

C'est une technique empirique développée par Leopold et Maddock, cités par Kramer (1993), pour caractériser le réseau hydrique et son régime.

Les hypothèses suivantes sont faites:

$$w = a Q^b \quad (\text{B.33})$$

$$d = c Q^f \quad (\text{B.34})$$

$$v = k Q^m \quad (\text{B.35})$$

D'après l'équation de continuité:

$$Q = v d w \quad (\text{B.36})$$

$$a c k = 1 \text{ et } b + f + m = 1 \quad (\text{B.37})$$

où: Q : débit,
 w : largeur du chenal,
 d : profondeur du chenal,
 v : vitesse d'écoulement.

ANNEXE B : L'eau dans le sol
Méthode d'évaluation des transferts d'eau

Différentes valeurs des coefficients, tirées de mesures expérimentales et de calculs théoriques, sont répertoriées dans le tableau suivant:

Source	$w \sim Q^b$	$d \sim Q^f$	$v \sim Q^m$
<i>Field measurements</i>			
Leopold and Maddock, Ref. 4	$b = 0.26$	$f = 0.40$	$m = 0.34$
Leopold and Miller, Ref. 10	$b = 0.25$	$f = 0.41$	$m = 0.33$
Lewis, Ref. 11	$b = 0.17$	$f = 0.33$	$m = 0.49$
Knighton, Ref. 13	$b = 0.12$	$f = 0.40$	$m = 0.48$
Ackers, Ref. 15	$b = 0.42$	$f = 0.43$	$m = 0.15$
†Leopold and Maddock, Ref. 4	$b = 0.50$	$f = 0.40$	$m = 0.10$
‡Brush, Ref. 14	$b = 0.55$	$f = 0.36$	$m = 0.09$
†Knighton, Ref. 12	$b = 0.46$	$f = 0.16$	$m = 0.38$
<i>Theoretical predictions</i>			
Li, Ref. 29	$b = 0.24$	$f = 0.46$	$m = 0.30$
Williams, Ref. 20	$b = 0.48$	$f = 0.30$	$m = 0.22$
Langbein, Ref. 19	$b = 0.23$	$f = 0.42$	$m = 0.35$
†Leopold and Langbein, Ref. 16	$b = 0.55$	$f = 0.36$	$m = 0.09$
†Langbein, Ref. 19	$b = 0.50$	$f = 0.37$	$m = 0.13$
†Smith, Ref. 27	$b = 0.64$	$f = 0.27$	$m = 0.09$
†Li, Ref. 29	$b = 0.46$	$f = 0.46$	$m = 0.08$
†Chang, Ref. 21	$b = 0.47$	$f = 0.42$	$m = 0.11$

Tableau B.2 : Valeurs des exposants intervenant dans la géométrie hydraulique (Kramer, 1993).

Ainsi, on pourra évaluer le débit dans un chenal, connaissant sa largeur $w = Q^b$, ou sa profondeur $d = Q^f$. En pratique, on prendra la valeur moyenne des résultats obtenus.

II-3.2 Méthodes d'évaluation de l'écoulement souterrain

II-3.2.a Modèle HSPF

D'après l'équation de Manning, l'écoulement des eaux souterraines est supposé être proportionnel au produit entre la section transversale de la nappe et la pente de la ligne d'énergie de la nappe.

Cependant, en l'absence de connaissance de la section transversale, l'hypothèse suivante est faite: le débit est proportionnel au stock d'eau dans le réservoir souterrain:

$$q_L = K (1 + K V R Y \cdot G V W S) A G W S \quad (B.38)$$

où: q_L : débit (mm);

K : paramètre de récession de la nappe;

$K V R Y$: rend compte de la relation entre la réserve souterraine et l'écoulement non linéaire;

$G V W S$: indice de la pente de la ligne d'énergie. n est incrémenté à chaque pas de

temps, du débit entrant dans le réservoir, mais décrétementé de 3% par jour;
AGWS : stock d'eau, au début du pas de temps, dans le réservoir.

II-3.2.b Equation différentielle de Laplace

Dans un milieu saturé, la teneur en eau ne varie pas dans le temps:

$$K_s \cdot \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (\text{B.39})$$

où: H : charge hydraulique,
Ks : conductivité saturée.

Ce qui s'écrira, avec l'opérateur Laplacien:

$$\nabla(\nabla H) = 0 \quad (\text{B.40})$$

Une solution analytique directe de l'équation de Laplace, n'est généralement pas possible. Pour résoudre les problèmes relatifs aux écoulements vers une issue peu profonde, il est souvent approprié d'utiliser l'hypothèse de Dupuit-Forchleimer, cité par Hillel, 1974, suivant laquelle, l'écoulement est horizontal, et la vitesse en chaque point, proportionnelle à la pente et indépendante de la profondeur. L'équation de surface libre s'écrit:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad (\text{B.41})$$

où: h : hauteur saturée au dessus de la couche imperméable.

Si la nappe descend de h_1 , à h_2 , la quantité d'eau drainée par colonne de section unitaire sera:

$$Q = \int_{h_2}^{h_1} f_u(h) dh \quad (\text{B.42})$$

où: $f_u(h)$: fonction liée à la courbe d'humidité du sol; $f_u \neq ah$,
a : pente de la droite.

Si on fait l'hypothèse d'une démarcation nette de succion, entre zones saturées et non saturées, l'équation approchée obtenue est (Hillel, 1974):

$$\frac{Q}{Q_\infty} = 1 - e^{-\left(\frac{q_0 \cdot t}{Q_\infty}\right)} \quad (\text{B.43})$$

où: q_0 : flux initial de drainage,
 Q_∞ : drainage total après un temps infini,
 Q : volume d'eau drainée, par unité de surface pendant le temps t

II-4 Méthode d'évaluation de l'infiltration

II-4.1 Loi de DARCY

Il s'agit d'une relation exprimant le débit total Q transitant au travers d'une colonne de terre saturée comme le produit de sa section S , du rapport de la différence de charge totale ΔH existant entre ses extrémités à sa longueur L et du coefficient de conductivité hydraulique à saturation K_s :

$$Q = S \cdot K_s \cdot \frac{\Delta H}{L} \text{ (en m}^3/\text{s),} \quad (\text{B.44})$$

ou exprimé en densité de flux q :

$$q = K_s \cdot \frac{\Delta H}{L} \text{ (en m/s).} \quad (\text{B.45})$$

Dans l'expérience de Darcy, l'écoulement s'effectue dans une direction unique, si bien que les surfaces équipotentiels $H(x,y,z)=\text{cste}$ sont constituées de plans parallèles. Or dans un sol, le taux de variation du potentiel total peut être différent selon les directions. Les surfaces équipotentiels sont alors courbes et essentiellement non parallèles, et, comme les lignes de courant leur sont orthogonales, la direction globale de l'écoulement est quelconque. L'expression unidimensionnelle de la loi de Darcy se généralise dès lors à trois dimensions par:

$$\vec{q} = -K_s \cdot \vec{\text{grad}}H \quad (\text{B.46})$$

En milieu homogène, le flux de Darcy est orthogonal aux surfaces équipotentiels.

Cette équation dynamique permet de déterminer la densité de flux en un point quelconque du sol. Pour décrire complètement le phénomène, il faut lui adjoindre l'équation de continuité qui exprime le principe de conservation de masse:

$$\text{div} \vec{q} = 0 \quad (\text{B.47})$$

L'équation générale des écoulements en milieu saturé, que l'on dénomme également équation de Laplace, résulte de la combinaison de l'équation dynamique et de l'équation de continuité, ce qui donne:

$$\text{div}(-K_s \cdot \vec{\text{grad}}H) = 0 \quad (\text{B.48})$$

et en supposant le milieu homogène et isotrope:

$$\nabla(\nabla H) = 0 \quad (\text{B.49})$$

En milieu **non saturé**, l'équation dynamique peut s'écrire en fonction de la teneur en eau:

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \vec{\text{grad}}H \quad (\text{B.50})$$

et l'équation de continuité:

$$\text{div} \vec{q} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{B.51})$$

En combinant ces deux équations, on aboutit à l'équation de Richards:

$$\text{div}(K(\theta) \cdot \vec{\text{grad}}H) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{B.52})$$

De nombreuses méthodes numériques permettent la résolution de cette équation. Mais dans la plupart des cas, une solution approchée de nature analytique est employée.

II-4.2 Validité de l'équation de Darcy

L'équation de Darcy n'est pas universelle pour toutes les conditions d'écoulement liquide dans les milieux poreux. On sait que la relation entre le flux et le gradient hydraulique n'est pas linéaire aux grandes vitesses d'écoulement. Les forces d'inertie ne sont plus négligeables devant les forces de viscosité.

La loi de Darcy n'est applicable qu'aux écoulements laminaires. Ceci signifie qu'il y a alors glissement non turbulent, de couches de fluides superposées et parallèles. L'écoulement laminaire est prépondérant dans les limons et les matériaux plus fins. Dans les sables grossiers, la loi de Darcy n'est plus applicable. Le critère quantitatif d'évaluation de l'écoulement turbulent est le nombre de Reynolds:

$$R_e = \frac{\bar{u} \cdot \rho}{\nu} \cdot d \quad (\text{B.53})$$

où: \bar{u} : vitesse moyenne d'écoulement,
d : diamètre effectif des pores ($d = 2r$),
 ρ : densité du liquide,
 ν : viscosité.

Rappelons que ces lois décrivent les transferts liquides à travers des filtres saturés, conditions qui ne sont qu'approximativement remplies dans le sol.

En résumé, les principales hypothèses qui sous-tendent la loi de Darcy sont les suivantes:

- matrice solide homogène, isotrope et stable;
- fluide homogène, isotherme et incompressible;
- énergie cinétique négligeable;
- régime d'écoulement permanent;
- écoulement laminaire.

II-4.3 Formules d'évaluation de l'infiltration

II-4.3.a Loi de Poiseuille

Si le sol était simplement un faisceau de tubes rectilignes lisses et de rayons uniformes, on pourrait supposer le débit d'écoulement global, égal à la somme du débit de chacun des tubes. La connaissance de la distribution des dimensions des rayons des tubes pourrait alors permettre le calcul du débit total à travers le faisceau. Ce débit est du à une différence de pression et peut être évalué par l'équation de Poiseuille:

$$Q = \frac{\pi \cdot R^4}{8 \cdot \eta} \cdot \frac{P}{L} \quad (\text{B.54})$$

où: Q : débit (cm³ / s),
P : pression différentielle entre les extrémités du tube (bar),
L : longueur du tube (cm),
R : rayon capillaire (cm),
η : viscosité du fluide (poises),

Malheureusement, du point de vue physique, les pores du sol ne ressemblent pas à des tubes uniformes et lisses! La configuration réelle de la géométrie et de l'écoulement dans le sol étant bien complexe, on décrit ce dernier en terme d'un vecteur de vitesse d'écoulement macroscopique. Il représente la moyenne globale des vitesses microscopiques dans le volume total du sol.

II-4.3.b Taux moyen d'infiltration

On peut également calculer le taux moyen d'infiltration pendant la période de l'averse où l'intensité de la pluie est supérieure à l'infiltrabilité par:

$$W = \frac{P - Q - Vd}{t_f} \quad (\text{B.55})$$

où: P : précipitations totales,
Q : ruissellement,
Vd : interception,
t_f : temps pendant lequel l'intensité des pluies est supérieure à l'infiltrabilité.

Remarquons qu'afin de déterminer Q, il faut connaître le régime d'infiltration ou tout au moins son intégrale (théorique ou expérimentale) ce qui limite cette approche.

II-4.3.c Formule de Horton

Horton a montré que la capacité normale d'infiltration d'un sol pouvait être représentée par une équation de la forme:

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) e^{-Kt} \quad (\text{B.56})$$

où: i_f : capacité finale d'infiltration, fonction du type de sol,
 i_0 : capacité initiale, fonction du type de sol et de l'humidité initiale,
 K : constante positive,
 t : temps écoulé depuis le début d'infiltration.

Rappelons que plus un sol est humide à l'origine, moins son infiltrabilité sera élevée à cause des gradients de succion plus faibles.

II-4.3.d Approches polynomiales

La proportion d'eau infiltrée décroît dans le temps. Des formules expérimentales ont été depuis longtemps établies:

- Lewis et Kostiakov, 1937:

$$i(t) = a t^b \quad (\text{B.57})$$

- Kirkham et Feng, 1949:

$$i(t) = c t^{1/2} + d \quad (\text{B.58})$$

où: $i(t)$: quantité d'eau infiltrée par unité d'aire en t secondes.

II-4.3.e Méthode de Green et Ampt (1911)

Une méthode approximative et simplifiée pour résoudre le problème de l'infiltration fut suggérée en 1911 par Green et Ampt. Pour le détail des calculs, on se reportera à Hillel (1974, [13]). Il établit, en définitive, la relation simple:

$$i = \Delta\Theta \cdot \sqrt{\bar{D}/(2t)} \quad \text{ou} \quad I = \Delta\Theta \cdot \sqrt{2\bar{D}t} \quad (\text{B.59})$$

où: \bar{D} : diffusivité effective ($\bar{D} = \sqrt{2\pi} \cdot \tilde{D}$),
 $\Delta\Theta$: $\Theta_t - \Theta_i$ où Θ_t est la teneur en eau de la zone de transmission et Θ_i la teneur en eau initiale du profil et qui est encore celle qui prévaut au-delà du front d'humidification.

II-4.3.f Autres méthodes

Parmi les autres méthodes, on peut citer la méthode de Crank (1956) et la méthode de Philip (1957).

II-5 La redistribution

L'équation de redistribution, selon Miller et Klute, cités par Hillel (1974, [13]), s'écrit:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \Psi}\right)_h \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[K_h(\Psi) \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} K_h(\Psi) \quad (\text{B.60})$$

où: θ : teneur en eau volumique,
 t : temps,
 K : conductivité hydraulique,
 z : profondeur,
 Ψ : succion matricielle,
 h : fonction d'hystérèse.

Quand l'infiltration a cessé, et ce, en l'absence d'évapotranspiration, le flux à travers la surface du sol est nul. La loi de conservation de la matière implique alors:

$$\int_{z=0}^{\infty} (\theta \cdot dz) = cte \quad (\text{B.61})$$

La perte d'eau à partir de la zone supérieure, rapide au début, se ralentit de plus en plus et devient imperceptible. Cette teneur en eau, apparemment stable, est appelée capacité au champ ou capacité de rétention.

III Ordre de grandeur de diverses constantes

III-1 Infiltration finale

- Hillel, 1974 ([13]):

Type de sol	Régime final d'infiltration mm/hr
Sables	>20
Sols sableux et loessiques	10-20
Limons	5-10
Sols argileux	1-5
Sols argileux sodiques	< 1

Tableau B.3 : Ordre de grandeur du régime final d'infiltration (Hillel, 1974 [13]).

III-2 Conductivité hydraulique à saturation K_s

- USDA - Soil Conservation Service:

Groupe hydrologique	K_s (mm/h)
A	7,50 - 11,50
B	3,80 - 7,50
C	1,30 - 3,80
D	0,00 - 1,30

Source : USDA (1984).

Tableau B.4 : Conductivité hydraulique à saturation (Kauark Leite, 1990 [15]).

- Williams et al., 1984:

$$K_s = \frac{12.7 \cdot (100 - A)}{100 - A + e^{11.45 - 0.097 \cdot (100 - A)}} + 0.25 \quad (\text{B.62})$$

où: A : pourcentage d'argile.

- Kozeny - Karman:

$$K_s = \frac{1}{a^2 \cdot b} \cdot \frac{f^3}{(1 - f^2)} \quad (\text{B.63})$$

où: f est la porosité et a,b des coefficients d'ajustement.

- Allen Hazen:

$$K_s = c \cdot (d_{10})^2 \quad (\text{B.64})$$

où: d_{10} est de diamètre efficace et

c un coefficient empirique variant selon le type de sol (de $0.4 \cdot 10^{-5}$ pour les argiles à $1.4 \cdot 10^{-5}$ pour les sables).

ANNEXE B : L'eau dans le sol
Ordre de grandeur de diverses constantes

- Musy et al.:

$K \text{ (m/s)}$	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}
	Soit environ :		100 m/s	10 m/s	1 m/s	0.1 m/s					
Perméabilité	<i>Perméable</i>		<i>Semi-perméable</i>		<i>Imperméable</i>						
Types de sols	<i>Gravier sans sable ni éléments fins</i>		<i>Sable avec gravier Sable grossier à sable fin</i>		<i>Sable très fin Limons grossier à limon argileux</i>		<i>Argile limoneuse à argile homogène</i>				
			<i>Tourbes</i>								
Possibilités de drainage	<i>Excellentes</i>		<i>Bonnes</i>		<i>Moyennes à faibles</i>		<i>Faibles à nulles</i>				

Figure B.5 : Conductivité hydraulique (Musy, [19]).

III-3 Conductivité hydraulique K

- Laffèrère:

	μ	μ_1	$K \text{ (m/s)}$
Sol sableux.....	0,22 à 0,26	0,30 à 0,44	$0,00012 \text{ à } 0,00037 \times 10^{-3}$
Sol argileux.....	0,008 à 0,140	0,34 à 0,50	$0,0003 \text{ à } 0,00001 \times 10^{-3}$
Sol tourbeux.....	0,032 à 0,280	0,50 à 0,61	$0,0035 \times 10^{-3}$

Tableau B.6 : Conductivité hydraulique (Demolon, 1966 [7]).

- O'Neal:

	$K \text{ } 10^{-5} \text{ cm.s}^{-1}$
Très faible	3
Faible	3-15
Assez faible.	15-60
Moyenne	60-170
Assez rapide	170-350
Rapide	350-700
Très rapide.	> 700

Tableau B.7 : Conductivité hydraulique (Bonneau et al., 1979 [4]).

ANNEXE B : L'eau dans le sol
Ordre de grandeur de diverses constantes

- Hillel, 1974 ([13]):

Type de sol	Conductivité hydraulique (cm/jour)	Espacement des drains (m)	Profondeur des drains (m)
Argile	0.15	10-20	1-1.5
Argile limoneuse	0.15-0.5	15-25	1-1.5
Limon	0.5-2.0	20-35	1-1.5
Limon sableux fin	2.0-6.5	30-40	1-1.5
Limon sableux	6.5-12.5	30-70	1-2
Tourbe	12.5-25.0	30-100	1-2

Tableau B.8 : Conductivité hydraulique (Hillel, 1974 [13]).

- Gardner:

$$K(h) = \frac{a}{b + (-h)^m} \quad (\text{B.65})$$

où: h est le potentiel de pression et
 a, b et m sont des constantes empiriques.

- Anonyme:

$$k(h) = K_s e^{-ah} \quad (\text{B.66})$$

- Brooks et Corey:

$$K(\Theta) = K_s \left(\frac{\Theta - \Theta_\Gamma}{\Theta_s - \Theta_\Gamma} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (\text{B.67})$$

où: Θ est la teneur en eau et
 λ est un paramètre reflétant la porosimétrie du sol.

- Van Genuchten:

$$K(\Theta) = K_s \cdot \left(\frac{\Theta - \Theta_\Gamma}{\Theta_s - \Theta_\Gamma} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\Theta - \Theta_\Gamma}{\Theta_s - \Theta_\Gamma} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (\text{B.68})$$

où: m est une constante empirique.

ANNEXE B : L'eau dans le sol
Ordre de grandeur de diverses constantes

III-4 Capacité au champ ou capacité de rétention

- Formule de Gras:

Gras a proposé une formule de régression multiple entre la capacité de rétention et certaines caractéristiques granulométriques:

$$CR_v = (0.59 A + 0.16 L + 5.47) d \quad (B.69)$$

où: CR_v : capacité de rétention volumique (%),
 A : teneur en argile (%), L : teneur en limon 2-20 μ et d : densité apparente sèche.

avec: d = 1.5 à 1.8 : sols argileux,
 d = 1.3 à 1.5 : sols limoneux,
 d = 1.1 à 1.3 : sols sableux.

- Méthode de Martens:

Il propose une méthode d'évaluation de la capacité au champ:

$$CC = 0.475 (0.34 A + 0.90 Mo + 10.8) + 12.5 \quad (B.70)$$

où: A : teneur en argile (%) et Mo : teneur en matières organiques (%).

- USDA:

Tableau 10.4 : Caractéristiques physiques moyennes des sols.

Texture	Densité apparente g/cm ³	Porosité	Capacité au champ	Point	α_s
				flétrissement	
			mm/mm		
Coarse sand	1,6	0,40	0,11	0,03	3,3
Sand	1,6 (1,5)	0,40 (0,45)	0,16 (0,09)	0,03 (0,02)	3,3
Fine sand	1,5	0,43	0,18	0,03	
V. fine sand	1,5	0,43	0,27	0,03	3,3
L. coarse sand	1,6	0,40	0,16	0,05	3,3
Loamy sand	1,6	0,40	0,19	0,05	3,3
Loamy f. sand	1,6	0,40	0,22	0,05	3,3
L. v. f. sand	1,6	0,40	0,37	0,05	3,3
Coarse s. loam	1,6	0,40	0,19	0,08	3,3
Sandy loam	1,6 (1,35)	0,40 (0,50)	0,22 (0,15)	0,08 (0,04)	3,5
F. sandy loam	1,7	0,36	0,27	0,08	3,5
V. f. sandy loam	1,6	0,40	0,37	0,08	3,5
Loam	1,6	0,40	0,26	0,11	4,5
Silt loam	1,5 (1,25)	0,43 (0,53)	0,32 (0,22)	0,12 (0,07)	4,5
Silt	1,4	0,47	0,27	0,03	4,0
Sandy clay loam	1,6	0,40	0,30	0,18	4,0
Clay loam	1,6 (1,20)	0,40 (0,55)	0,35 (0,28)	0,22 (0,10)	4,0
Silty clay loam	1,40	0,47	0,36	0,20	4,0
Sandy clay	1,6	0,40	0,28	0,20	3,5
Silty clay	1,5	0,43	0,40	0,30	3,5
Clay	1,4 (1,15)	0,47 (0,60)	0,39 (0,45)	0,28 (0,33)	3,5

Source : USDA (1984).

Tableau B.9 : Capacité au champ (Kauark Leite, 1990 [15])

IV Modèles hydrologiques

La revue des phénomènes intervenant dans le bilan hydrique au sein des écosystèmes, qui est donnée au CHAPITRE II concerne essentiellement des termes de flux verticaux. Or, en milieu naturel, des transferts importants peuvent évidemment avoir lieu par des flux horizontaux. La régionalisation du bilan hydrique devra donc tenir compte de ces termes de flux qui constituent l'hydrologie distribuée et dont l'interaction avec la structure et le fonctionnement des écosystèmes est nécessairement forte.

Le développement des études sur les systèmes complexes comme les milieux naturels (e.g., bassins versants, rivières, lacs, nappes, mers, ...) a provoqué au cours des vingt dernières années une prolifération de modèles dans les sciences de l'eau. On propose de distinguer les différentes approches en tenant compte des champs d'applications et de la structure du modèle (Woolhiser and Brakensiek, 1982 [26]; Becker et Serban, 1990 [2]; Dooge, 1992 [9]) afin d'en retenir les principes adaptés à l'étude des écosystèmes.

IV-1 Modèles déterministes

IV-1.1 Modèles mécanistes

On appelle modèle mécaniste, un modèle qui simule les processus physiques et leurs relations; on parle également de modèle de connaissance, modèle théorique, modèle descriptif, modèle boîte blanche, modèle déterministe.

Les modèles mécanistes décrivent (ou essaient de décrire !) les mécanismes internes du système, se basant sur des lois de la mécanique, de la physique (e.g., conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement), de la chimie (e.g., équilibre chimique et thermodynamique, cinétiques chimiques) ou de la biologie (e.g., lois de comportement et de croissance) et sur une parfaite connaissance de la structure physique du système. En théorie, ce type de modèles est indépendant du calage car tous les paramètres sont censés être mesurables. Dans les sciences de l'eau on est encore loin d'une théorie déterministe des processus hydrologiques. Même dans des secteurs relativement réduits, où l'on dispose de modèles mécanistes qui représentent bien le comportement du système, certains paramètres ne sont pas directement mesurables sur le terrain (e.g. conductivité hydraulique dans la loi de Darcy, coefficient de Strickler dans les équations de Saint Venant, ...).

IV-1.2 Modèles conceptuels

On appelle modèle conceptuel, un modèle qui décrit le comportement apparent de processus et leurs relations dans un système; on parle également de modèle systémique, modèle paramétrique, modèle boîte-grise, modèle quasi-déterministe, modèle synthétique.

Quand la structure du système et les lois qui le régissent sont inconnues ou quand la mise en oeuvre d'un modèle mécaniste devient trop complexe (en raison de l'incertitude et de la pauvreté des informations, et de la complexité des phénomènes lors de l'application), on procède à une simplification du comportement du système. Les modèles conceptuels en sont un exemple. Ils intègrent des facteurs complexes en essayant de décrire le concept physique du comportement du système par une représentation plus simple qui, ayant bien un sens physique, est dépourvue de réalité physique.

Les modèles conceptuels les plus utilisés sont les modèles "à réservoirs" (Tableau B.10). Ils

ANNEXE B : L'eau dans le sol
Modèles hydrologiques

représentent les différents cheminements de l'eau dans un bassin versant par un jeu de réservoirs qui se remplissent et se déversent les uns dans les autres par des lois de vidange semi-empiriques.

<i>Nom</i>	<i>Auteurs</i>	<i>Année / Réf</i>
SWM	Crawford et Linsley	1966 [6]
CREC	Cormary	1968 [5]
SSARR	U.S. Army	1972 [24]
CEQUEAU	Girard, Morin et Charbonneau	1972 [11]
HBV	Bergström et Forsman	1973 [3]
USDAHL	Holtan et Lopez	1973 [14]
TANK	Sugawara et al.	1974 [22]
UBC Watershed Model	Quick et Pipes	1977 [20]
MODELAC	Girard	1982 [12]
GARDENIA	Roche et Thiéry	1984 [21]
GIRARD	Ledoux, Girard et Villeneuve	1984 [17]
GR3	Edijatno et Michel	1989 [10]

Tableau B.10 : Exemple de modèles à réservoirs.

Bien que ne décrivant pas les processus physiques élémentaires mis en jeu dans le transfert de l'eau, ces modèles essayent de donner à chacun des réservoirs un sens physique comme, par exemple, un réservoir superficiel qui représente la zone racinaire, un réservoir intermédiaire qui représente la zone non-saturée et un réservoir inférieur qui représente la zone saturée. Le mot conceptuel vise donc à indiquer que la structure et les éléments du modèle ont une base conceptuelle i.e., physique en opposition aux modèles du type "boite noire". Généralement, les paramètres des modèles conceptuels ne peuvent pas être directement mesurés sur le terrain et nécessitent donc d'être calés.

On distingue deux fonctionnalités principales dans les modèles conceptuels à réservoirs:

- la fonction de production et,
- la fonction de transfert.

La fonction de production regroupe les phénomènes responsables des pertes subies par l'eau de pluie tombant sur le sol (e.g. interception, rétention superficielle, stockage temporaire dans le sol, évapotranspiration, ...) et qui "empêchent" l'eau d'atteindre l'exutoire du bassin.

La fonction de transfert permet la transformation de la fraction de la pluie qui va devenir écoulement en hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, transformation qui correspond à un étalement dans le temps de la lame d'eau. Son rôle est de schématiser l'ensemble des mécanismes hydrauliques responsables des différents cheminements de l'eau dans le bassin versant.

Dans les modèles conceptuels à réservoirs, ces fonctions ne sont pas indépendantes puisqu'un réservoir peut participer conjointement à la fonction de production et à la fonction de transfert.

IV-2 Modèles empiriques

Les modèles empiriques sont des modèles qui expriment directement des relations entre grandeurs déterminantes en entrée et grandeurs résultantes en sortie. On parle aussi de modèle boîte noire, modèle entrée-sortie.

Les modèles empiriques ne font pas référence aux processus internes du système en se contentant d'établir des relations directes entre les variables de forçage et les variables de sortie (Langbein et al., 1949 [16]). Cependant, comme dans le cas des modèles conceptuels, des interprétations physiques peuvent parfois être données aux paramètres de ces modèles.

IV-3 Modèles stochastiques

Un modèle est dit stochastique si certaines des grandeurs impliquées (i.e., variables de forçage, paramètres et erreurs) sont des variables aléatoires représentées par une fonction de distribution des probabilités. Il en résulte une fonction de distribution des probabilités pour les variables de sortie.

Le besoin des données de base adéquates et précises pouvant servir de support aux études d'évaluation et d'optimisation de systèmes hydriques a été la cause du développement récent de l'hydrologie stochastique. Les techniques mathématiques de génération ont pour objectif d'obtenir des séries synthétiques de précipitations, de débit, etc, qui auront en commun, avec des séries historiques enregistrées, un ensemble de paramètres statistiques (moyenne, variance, coefficient de corrélation, etc).

Depuis les premiers travaux de Thomas et Fiering (1962), plusieurs auteurs ont élaboré un grand nombre de modèles stochastiques de simulation. Ces travaux peuvent être classés en cinq types fondamentaux, selon le processus générateur et les hypothèses de base (Llamas, 1993 [18]):

- Modèles de régression linéaire à variables multiples: Modèle HEC-4 du Corps des ingénieurs des États-Unis, 1971;
- Modèles autorégressifs: Fiering (1964 et 1967), Matalas (1967), Fiering et Jackson (1971), Matalas et Wallis (1976);
- Modèles de bruit fractionné (fractional-noise): Mandelbrot et Wallis (1969), Matalas et Wallis (1971), Srikanthan et McMahon (1978);
- Modèles de ligne segmentée (broken line): Mejia (1971), Garcia et al. (1972), Rodriguez-Iturbe et al. (1972), Mandelbrot (1972), Mejia et al. (1972 et 1974);
- Modèles ARIMA: Box et Jenkins (1970), Carlson et al. (1970), O'Connell (1971), Lettenmaier et Burger (1977), Hipel et al. (1977), McLeod et al. (1977), etc.

Bibliographie

- [1] Aussenac G., Interception des précipitations par le couvert forestier. *Ann. Sci. Forest*, Vol. 25, No. 3, pp. 135-156, 1968.
- [2] Becker A., Serban P., Hydrological Models for Water-Resources System Design and Operation, World Meteorological Organization, Operational Hydrology Report No.34, WMO No. 740, 1990.
- [3] Bergström S, Forsman A., Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model, *Nordic Hydrology*, Vol. 4, No 3, 1973.
- [4] Bonneau M., Souchier B., Constituants et propriétés du sol, *Pédologie*, Tome 2, Masson, 1979.
- [5] Cormary Y., Modèles déterministes, EDF, LNH, Note HYD/5.68, 17 pp., 1968.
- [6] Crawford N.H., Linsley R.K., Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV, Stanford University, Dept. of Civil Engineering, Tech. Report No 39, 1966.
- [7] Demolon A., Dynamique du sol, Principes d'agronomie, Tome I, Dunod, 1966.
- [8] Dickinson R.E., Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 29, edited by J.E. Hansen and T. Takahashi, pp 58-72, AGU, Washington D.C., 1984.
- [9] Dooge J.C.I., Hydrological Models and Climate Change, *J. Geophys. Res.*, 97 D3, pp. 2677 - 2686, 1982.
- [10] Edijatno, Michel C., Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *La Houille Blanche*, No 2, pp 113 - 121, 1989.
- [11] Girard G., Morin G., Charbonneau R., Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale, *Cahier ORSTOM, série hydrologie*, Vol. 9, No 4, pp 35 - 52, 1972.
- [12] Girard G., Modélisation des écoulements de surface sur les bassins hydrologiques équipés de réservoirs: Modèle MODLAC. *Cahier de l'ORSTOM*, Vol. 19, No 2, 1982.
- [13] Hillel D., L'eau et le sol: principes et processus physiques, Vander Editeur, 1974.
- [14] Holtan H.N., Lopez N.C., USDAHL-73 revised model of watershed hydrology. U.S. Department of Agriculture, Plant Physiology Institute, Report No 1, 1973.
- [15] Kauark Leite L.A., Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole, Thèse à l'École des Ponts et Chaussées, 1990.
- [16] Langbein W.B. et al., Annual runoff in the United States. U.S. Geological Survey Circ. 52, U.S. Department of Interior, Washington, D.C., 1949.
- [17] Ledoux E., Girard G., Villeneuve J.P., Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin versant hydrologique, *La Houille Blanche*, No 1 et 2, pp 101 - 110, 1984.
- [18] Llamas J., Hydrologie générale, Principes et applications, Gaëtan Morin, 1993.
- [19] Musy A., Souter M., Physique du sol, Collection gérer l'environnement, Presse polytechniques et universitaires romandes, 335 pp., 1991.
- [20] Quick M.C., Pipes A., UBC Watershed Model. *Hydrological Sciences Bulletin*, Vol 22, No 1, pp 153 - 161, 1977.
- [21] Roche P.A., Thiéry D., Simulation globale de bassins hydrologiques, Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENA, BRGM, Département Eau, No 84 SGN 337 EAU, Orléans, 97 pp., 1984.
- [22] Sugawara M. et al., Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune. *Research Notes of the National Research*

Centre for Disaster Prevention, 1974.

[23] Viessman W., Lewis G., Knapp J., Introduction to hydrology, Third edition, Harper Collins Publishers, 780 pp, 1989.

[24] U.S. Army, Program description and user manual for SSARR model, Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation, U.S. Army Corps of Engineers, Program 724-K5-G0010, 1972..

[25] Wilson E.M., Engineering Hydrology, Hydraulics, 3rd edition, 1983.

[26] Woolhiser D.A., Brakensiek D.L., Hydrologic System Synthesis, in Haan C.T, Johnson H.P. et Brakensiek D.L. (eds.), Hydrologic Modeling of Small Watersheds, American Society of Agricultural Engineers, ASAE Monograph No 5, 1982.

ANNEXE C : Le bilan radiatif et le bilan énergétique

I La température de surface

I-1 Généralités

Tous les flux entrant en jeu dans la modélisation du bilan énergétique à la surface terrestre, à l'exception du flux solaire, font intervenir au cours de leur paramétrisation, la température de surface.

Il paraît donc indispensable d'acquérir ce paramètre à différentes échelles spatiales et comme il est, de façon pratique, impossible d'avoir accès à celui-ci, de façon continue par le biais de mesures au sol, l'utilisation de données satellitaires paraît donc être une solution pour avoir une mesure de la température radiative de la surface.

La radiométrie spatiale en infra-rouge permet de mesurer une luminance qui peut être convertie en température au sommet de l'atmosphère. Si on se place dans une fenêtre atmosphérique, c'est à dire dans une région du spectre électromagnétique où l'absorption par l'atmosphère terrestre est minimale (typiquement 10,5 - 12,5 μm), il est possible d'en déduire la température de surface (Anding et al., 1970 [1]; Prabhakara et al., 1974 [41]; McMillin, 1975 [33]; Becker, 1982 [3]; Price, 1984 [44]; Singh, 1984 [49]; McClain et al., 1985 [32]; Kerr, 1991 [26]; ...). Malheureusement le passage de ces valeurs en luminance au sommet de l'atmosphère à une température de surface au sol pose un certain nombre de problèmes, les principaux étant la caractérisation de la surface observée (nous ne sommes pas en présence d'un corps noir), et l'influence de l'atmosphère.

Dans un premier temps nous allons rappeler les quelques bases physiques nécessaires à l'évaluation de ce paramètre, ensuite nous exposerons succinctement une méthode de correction des problèmes liés à la traversée de l'atmosphère terrestre et pour finir son calcul pratique pour son utilisation dans notre cas présent.

I-2 Bases physiques

L'atmosphère n'est pas complètement transparente, la réflectance de la terre ne sera pas influencée uniquement par la surface terrestre considérée mais aussi par la composition et la structure thermique de l'atmosphère. Un modèle complet du transfert radiatif de l'atmosphère devra prendre en compte l'émission et l'absorption de celle-ci. On négligera ici les phénomènes de diffusion dans l'atmosphère, ceux-ci étant faibles en l'absence de brumes (visibilité supérieure à 5 Km), ainsi que les effets liés au gaz carbonique (CO_2) et à l'ozone (O_3), leurs effets étant largement plus faibles que ceux liés à l'eau.

La radiation thermique reçue par le capteur embarqué à bord d'un satellite peut être exprimée par la somme de trois termes d'après Chandrasekhar (1960 [13]).

Ainsi dans les conditions d'une atmosphère claire sous un équilibre thermodynamique local, le signal enregistré dans le canal i du satellite sous un angle zénithal q , peut être décrit de la manière suivante:

$$R_i(\theta, \phi) = \int f_i(\lambda) \varepsilon_\lambda(\theta, \phi) B_\lambda(T_s) \tau_\lambda(\theta, \phi) d\lambda + \int f_i(\lambda) B_\lambda(T_p) \cdot \frac{\delta\tau(\theta, \phi, p)}{\delta p} dp d\lambda + \int f_i(\lambda) \iint \rho_{b\lambda}(\theta, \theta', \phi) L_{s\lambda}(\theta) \tau_\lambda(\theta, \phi) \cos\theta' \sin\theta' d\theta' d\phi d\lambda \quad (C.1)$$

avec:

$$L_{s\lambda}(\theta) = \int B_\lambda(T_p) \cdot \frac{\delta\tau_\lambda(\theta, p)}{\delta p} dp \quad (C.2)$$

où: $L_{s\lambda}$ est la luminance atmosphérique, R_i est la radiance totale reçue par le capteur du satellite, $B_\lambda(T)$ est la brillance spectrale du corps noir équivalent pour une température T , ε_λ est le coefficient d'émissivité spectrale de la surface, τ_λ est le facteur de transmission spectral de l'atmosphère, $\rho_{b\lambda}$ est la réflectivité spectrale bidirectionnelle de la terre et $f_i(\lambda)$ est la réponse spectrale du radiomètre du canal i .

Le premier terme de l'équation correspond à la contribution du sol, le second à celui de l'atmosphère sur le chemin montant et le troisième au rayonnement atmosphérique descendant réfléchi par la surface.

Au niveau du capteur, nous disposons d'une mesure de luminance R_i qu'il faut transformer en température radiative. Nous pouvons transformer cette luminance en une pseudo température de brillance T_b qui est en fait la température d'un corps noir émettant la même luminance que celle observée au moyen de la loi de Planck inverse:

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \cdot \left(e^{\frac{hc}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad (C.3)$$

où: h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière et k la constante de Boltzmann.

Cette équation est valable dans le cas idéal monochromatique et doit donc être adaptée au cas d'un capteur ayant une réponse spectrale limitée. Il faudra donc, pour toute extraction de la température de brillance, prendre en compte la largeur de bande du radiomètre et éventuellement ses non linéarités.

I-3 Méthode Split Window (SWT)

A partir de ce qui précède on dispose de l'ensemble des concepts nécessaires pour calculer une température de brillance au sommet de l'atmosphère. Il ne reste plus qu'à examiner une méthode qui permet de corriger les effets atmosphériques pour accéder à la valeur de la température de surface.

Il existe de nombreuses méthodes permettant de déduire de la température de brillance au sommet de l'atmosphère, la température de surface du sol: méthode mono-canal, méthode multi-canal (Split Window), méthode des angles multiples ou encore une combinaison de cette dernière et de la méthode multi-canal.

La méthode multi-spectrale est particulièrement adaptée aux satellites NOAA. Cette méthode, suggérée dès 1970 (Anding et al., 1970 [1]) et établie dans une forme maintenant classique (Prabhakara et al., 1974 [41]) a été depuis reprise par différents auteurs (McMilling, 1975 [33]; Becker, 1982 [3]; Price, 1984 [44]; Singh, 1984 [49]; McClain, 1985 [32]; Kerr, 1991 [26]; ...). Cette méthode est basée sur la différence d'absorption de l'atmosphère dans deux fenêtres spectrales adjacentes, centrées sur 10,5 μm et 11,5 μm . Il a été démontré par ces auteurs que la température de surface de la mer peut être obtenue par une combinaison linéaire de deux températures, T_1 et T_2 , respectivement, mesurées dans deux canaux infra-rouge adjacents:

$$T_s = a_0 + a_1 T_1 + a_2 T_2 \quad (\text{C.4})$$

avec: $a_1 + a_2 = 1$.

Cette méthode ne donne une température qu'en partie corrigée des effets atmosphériques mais elle a l'avantage d'être fort simple à mettre en oeuvre.

Différentes méthodes ont été proposées pour obtenir les coefficients a_0 , a_1 , a_2 (il faut noter que la SWT est maintenant utilisée de façon opérationnelle sur les océans par la NOAA avec une précision moyenne annoncée de 0,02 K).

La SWT donne toutefois des résultats moins bons pour les terres émergées, où l'écart entre la valeur réelle et la valeur déduite par SWT peut aller jusqu'à 6 K. Ceci est lié au fait que les hypothèses permettant à la SWT d'être appliquée ne sont plus tout à fait valables sur les terres émergées.

La SWT a été mise au point pour des surfaces océaniques. Elle repose donc sur les hypothèses suivantes:

- la surface observée est lambertienne
- la température de surface est proche des températures des basses couches
- l'absorption de l'atmosphère est faible et concentrée dans les basses couches
- l'émissivité est constante sur de larges surfaces et très proche de 1
- les émissivités dans les deux canaux thermiques sont très proches

Il faut également garder à l'esprit que dans le cas spécifique de AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), embarqué à bord des satellites de la NOAA, un certain nombre de limitations inhérentes au capteur sont à prendre en compte lors de l'utilisation et la validation d'algorithmes d'extraction de la température de surface:

- le capteur sature au dessus de 320 K
- le satellite voit son heure de passage au noeud ascendant dériver avec le temps
- de part son large champ, le capteur vise sur une même acquisition, des points pour lesquelles l'heure solaire locale est différente.

I-4 SWT en fonction de la végétation

Une végétation suffisamment dense réduit considérablement la radiation totale atteignant le sol. Aubreville (1947, [2]) a mesuré des réductions de 68 à 75% en République Centrafricaine et de 81 à 85% au Cameroun.

Il s'ensuit une réduction de la température du sol sous savane et plus encore, sous forêt, par rapport au sol nu. Cette influence joue sur la valeur des températures maxima et de l'amplitude thermique journalière à la surface du sol.

De nombreux auteurs ont cité des résultats analogues. En Afrique Orientale, d'après Vageler (1933, [53]) la température du sol nu variant de 50° à 54°, celle du sol voisin sous végétation herbacée était de 34° et sous forêt de 25° seulement.

Au Congo belge, Beirnaert (1941, [4]) a mesuré des différences de 17° entre les températures en surface du sol nu et du sol sous forêt; au Soudan, Jaeger (1956, [24]), 15°, entre un sol sous savane et le sol voisin sous forêt.

I-4.1 Méthode de Kerr

La température de surface est déterminée comme une combinaison de température de surface de sol nu (T_{bs}) et de température de surface d'une végétation couvrante (T_v) proportionnellement au pourcentage de recouvrement I_c (Kerr et al., 1992 [27]):

$$T_s = I_c T_v + (1 - I_c) T_{bs} \quad (C.5)$$

où :

$$T_{bs} = 3.1 + 3.1 T_{10.8} - 2.1 T_{11.9} \quad (C.6)$$

$$T_v = -2.4 + 3.6 T_{10.8} - 2.6 T_{11.9} \quad (C.7)$$

$T_{10.8}$ et $T_{11.9}$ sont les températures de brillance au sommet de l'atmosphère dans les deux canaux thermiques de NOAA-AVHRR.

L'indice de recouvrement (pourcentage de recouvrement) I_c est déterminé par la formule suivante :

$$I_c = \frac{(NDVI - NDVI_{bs})}{(NDVI_v - NDVI_{bs})} \quad (C.8)$$

Où le $NDVI_{bs}$ est la valeur minimale du NDVI pour le sol nu (typiquement la fin de la saison sèche) et le $NDVI_v$ correspond à la valeur maximale du NDVI (typiquement la fin de la saison des pluies), au niveau de chaque pixel. Cette formulation dépend fortement du niveau de corrections atmosphériques appliquées aux données et n'est valable que dans les régions où la végétation est annuelle.

I-4.2 Méthode de Roozkrans

Sur le même principe et en compilant les travaux de Van de Griend et al. (1993 [54]) et Kerr et al. (1992 [27]), Roozkrans (1994 [47]) détermine la température de surface comme une combinaison de température de surface de sol nu (T_{bs}) et de température de surface d'une végétation couvrante (T_v) en améliorant l'estimation de l'émissivité de surface; cette émissivité est fonction du NDVI:

$$T_s = \frac{\varepsilon - 0.90}{0.08} \cdot T_v + \frac{0.98 - \varepsilon}{0.08} \cdot T_{bs} \quad (C.9)$$

avec:

$$\varepsilon = 1.0094 + 0.047 \cdot \ln(NDVI) \quad (C.10)$$

et pour la température de surface de la végétation et du sol nu, les expressions suivantes (Prata et Platt, 1991 [42]):

$$T_v = \frac{1 - \varepsilon'}{\varepsilon'} \cdot 9.80 + \frac{1}{\varepsilon'} \cdot 2.83 \cdot T_{10.8} - \frac{1}{\varepsilon'} \cdot 2.02 \cdot T_{11.9} \quad (C.11)$$

$$T_{bs} = \frac{1 - \varepsilon'}{\varepsilon'} \cdot 36.36 + \frac{1}{\varepsilon'} \cdot 3.02 \cdot T_{10.8} - \frac{1}{\varepsilon'} \cdot 2.25 \cdot T_{11.9} \quad (C.12)$$

où: ε' est une émissivité fonction de l'angle zénithal solaire et de l'émissivité de surface au nadir ($\theta = 0$) ε_0 :

$$\varepsilon' = \varepsilon_0 \cdot \cos(\theta/2) \quad (C.13)$$

avec: $\varepsilon_0 = 0.9$ pour un sol nu et $\varepsilon_0 = 0.98$ pour une végétation couvrante (Kerr et al., 1992 [27]).

II Le bilan radiatif du sol: le rayonnement net

Une partie des échanges d'énergie se fait sous forme radiative: la surface reçoit dans la gamme des courtes longueurs d'onde (visible et proche infra-rouge) le rayonnement solaire global R_g qui est réfléchi au niveau du sol avec un coefficient A_s , l'albédo.

Dans l'infra-rouge (grandes longueurs d'ondes), le sol reçoit un rayonnement R_a d'origine atmosphérique absorbé dans la proportion ϵ_s par la surface du sol tandis qu'il perd une énergie R_s fonction de sa température de surface T_s et de son émissivité ϵ_s .

Le rayonnement net est le bilan radiatif du sol. Puisque le rayonnement atmosphérique et le rayonnement propre du sol couvrent sensiblement la même partie du spectre, il résulte de la loi de Kirchoff que le rayonnement atmosphérique est absorbé dans la proportion ϵ_s par la surface du sol. En comptant positivement les flux qui constituent un apport d'énergie pour la surface, le rayonnement net (R_n) s'écrit (Figure C.1):

$$R_n = (1-A_s) R_g + \epsilon_s (R_a - R_s) \quad (C.14)$$

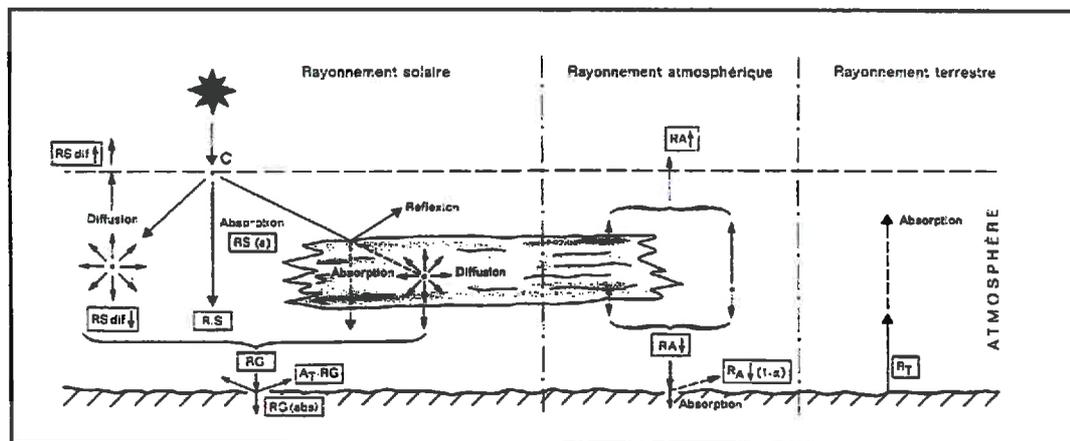


Figure C.1 : Les échanges radiatifs dans l'ensemble terre-atmosphère (Perarnaud et al., 1990 [39]).

II-1 L'Albédo et le Rayonnement global

Le rayonnement solaire global (R_g) est le rayonnement incident issu de la chromosphère solaire qui se comporte comme un corps noir à 5800 K, dans des longueurs d'onde comprises entre 0,28 et 5 μm ; il peut être estimé à partir de la fraction d'insolation (rapport de la durée d'insolation à la durée astronomique du jour) et du calcul du rayonnement solaire global extra-terrestre; la partie réfléchiée de ce rayonnement est égale à $A_s \cdot R_g$.

Au cours de la traversée de l'atmosphère terrestre, le rayonnement solaire est soumis à des phénomènes d'extinction par absorption et diffusion que l'on peut classer en quatre catégories:

- absorption vraie due aux composants gazeux de l'atmosphère, principalement l'ozone (qui absorbe pratiquement tout le rayonnement solaire de longueur d'onde inférieure à 0,3 μm), le gaz carbonique et la vapeur d'eau (bandes d'absorption faibles vers 0,7, 0,9 et 1,1 μm , larges et intenses au-delà de 1,3 μm).

- affaiblissement dû à la diffusion moléculaire ou diffusion Rayleigh. Cette extinction est liée à la longueur du trajet optique dans l'atmosphère et est proportionnelle à λ^{-4} (λ : longueur d'onde). Elle est donc très efficace sur les courtes longueurs d'onde mais agit peu sur l'infra-rouge.
- affaiblissement dû à la diffusion par les aérosols ou diffusion de Mie. Elle dépend, comme la précédente, du trajet optique et varie fortement avec la teneur en aérosols de l'atmosphère. Elle est généralement proportionnelle à $\lambda^{-1/n}$, n variant de 0 à 4.
- diffusion et absorption par les nuages, très variable selon leur nature (gouttelettes, cristaux), leur altitude, leur densité, leur nébulosité, leurs dimensions.

Le rayonnement solaire est partiellement réfléchi par la surface du sol, la réflectance de la surface étant variable avec la longueur d'onde. La fraction correspondant au pourcentage de réflexion s'appelle l'albédo. L'albédo (A_s) d'un sol dépend de son humidité en surface. Il décroît lorsque la teneur en eau superficielle augmente et varie légèrement en fonction de la hauteur du soleil.

Dans le cas d'un sol, l'absorption du rayonnement solaire est limitée à une couche superficielle très mince qu'on peut assimiler à la surface du sol. L'énergie solaire absorbée par la surface (R_{ab}) vaut donc:

$$R_{ab} = (1 - A_s) R_g \quad (C.15)$$

II-1.1 Formules empiriques

- **Linacre, 1977 [31]:**

$$R_g = \frac{T_m}{60} \cdot (100 - A) \text{ en cal cm}^{-2}\text{s}^{-1} \quad (C.16)$$

avec : $T_m = T + 0.006 h$, t° moyenne ramenée au niveau de la mer en $^\circ\text{C}$,
 h = altitude exprimée en mètre,
 A = Latitude.
 $1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1} = 1.4184 \text{ W m}^{-2}$

- **Prescott, 1940 [43]:**

$$R_g = R_{g_0} \cdot \left(A + B \frac{n}{N} \right) \quad (C.17)$$

avec : R_{g_0} = rayonnement extra-terrestre,
 n = durée d'insolation,
 N = durée du jour,
 A, B = coefficients ajustés (ex: $A=0.28$; $B=0.38$).

II-1.2 Méthodes physiques

• **Lacis, 1974:**

Lacis et al. (1974, [29]) ont proposé une méthode pour estimer le rayonnement global par ciel clair en prenant en compte l'absorption d'une partie du rayonnement extra-terrestre par la vapeur d'eau et l'ozone de l'atmosphère terrestre. De plus, une prise en compte des aérosols est possible par cette formulation.

Le rayonnement global par ciel clair est égale à:

$$R_g = F_1 / (I_0 * d_{jm}/24) \quad (C.18)$$

où: I_0 = rayonnement extra-terrestre = 1353 W. m^{-2} ,
 d_{jm} = durée de la période diurne du jour, et
 F_1 est calculé de la manière suivante:

Calcul de F_1

On pose:

μ_0 : cos angle zénithal solaire

w_v : contenu en vapeur d'eau (g.cm^{-2})

O_3 : contenu en ozone (atm.cm)

$$M = \frac{35}{(1224\mu_0^2 + 1)^{1/2}} \sim 1 / \mu_0 \quad (C.19)$$

$$X = w_v \cdot M \sim w_v / \mu_0 \quad (C.20)$$

$$Y = O_3 \cdot M \sim O_3 / \mu_0 \quad (C.21)$$

L'absorption de la vapeur d'eau est prise en compte de la manière suivante:

$$A_{w_v}(X) = \frac{2.9X}{(1 + 141.5X)^{0.635} + 5.925X} \quad (C.22)$$

ainsi que l'absorption de l'ozone:
+ dans le visible:

$$A_{oz}^{vis} = \frac{0.02118Y}{1 + 0.042Y + 0.000323Y^2} \quad (C.23)$$

+ dans l'ultra-violet:

$$A_{oz}^{uv} = \frac{1.082Y}{(1 + 138.6Y)^{0.805}} + \frac{0.0658Y}{1 + (103.6Y)^3} \quad (C.24)$$

D'ou pour le ciel clair:

$$F1 = \left(1 - A_{wv} - A_{oz} - \frac{0.28}{1 + 6.43\mu_o} \right) \cdot \mu_o \quad (C.25)$$

Et en prenant en compte les aérosols

$$F1 = \frac{F1}{1 + \frac{0.166 \cdot 0.2}{\mu_o}} \quad (C.26)$$

Valeur que l'on injecte dans l'équation (C.18).

• **Dedieu, 1984:**

Dedieu (1984, [18]) a proposé un modèle de transfert radiatif simple que l'équation suivante peut résumer:

$$R_g = R_i \cdot \frac{1 - A}{1 - A_s} \quad (C.27)$$

où: R_g est le rayonnement global au sol,
 R_i est le rayonnement incident au niveau du nuage,
 A est l'albédo apparent mesuré par le satellite (albédo formé par le système par la surface et le nuage,
 A_s est l'albédo de surface.

En effet si on considère une couche nuageuse mince, homogène, horizontale, d'albédo A_n à une altitude faible, si de plus on néglige la dépendance spectrale et l'anisotropie (surface Lambertienne), alors la fraction du rayonnement incident réfléchi par le nuage est $A_n R_i$ et $(1 - A_n) R_i$ la fraction transmise. Ainsi le rayonnement reçu par un pyranomètre (appareil de mesure du rayonnement au sol) après la contribution des diffusions multiples, entre la surface sous-jacente d'albédo A_s et la base du nuage, peut s'écrire:

$$R_g = R_i (1 - A_n) (1 + A_s A_n + (A_s A_n)^2 + \dots) = R_i \cdot \frac{1 - A_n}{1 - A_s A_n} \quad (C.28)$$

Pour un observateur situé au dessus des nuages, le flux rétrodiffusé vers l'espace s'écrit:

$$R_r = R_i A = R_i A_n + R_g A_s (1 - A_n) \quad (C.29)$$

D'où:

$$A = A_n + \frac{(1 - A_n)^2 A_s}{1 - A_s A_n} \quad (\text{C.30})$$

et

$$R_g = R_i \cdot \frac{A - A_n}{(1 - A_n) A_s} = R_i \cdot \frac{1 - A}{1 - A_s} \quad (\text{C.31})$$

Le terme R_i est le rayonnement atteignant le nuage et prend en compte les effets de diffusion et d'absorption d'une atmosphère claire.

Pour une nébulosité fractionnée, si l'on note N le pourcentage de nuage au dessus d'une surface donnée, il suffit de remplacer A_n par $N.A_n$. Une couverture fractionnée composée de nuages d'albédo A_n occupant N pourcent de la zone sera donc traitée comme une couche homogène d'albédo $N.A_n$. L'équation précédente pourra donc être utilisée dans tous les cas: ciel clair, nébulosité partielle ou totale.

L'éclairement au niveau du nuage R_i , est calculé à partir de la constante solaire $E_s(r)$ (1335 W.m^{-2}), corrigée de l'absorption et de la diffusion des gaz, ainsi que de l'angle zénithal solaire. Les effets atmosphériques sont simplifiés en considérant qu'ils se produisent au dessus de la couche nuageuse et que l'absorption et la diffusion des aérosols sont négligeables.

Cette relation qui est linéaire permet de s'affranchir de l'utilisation d'un seuil pour différencier les cas nuageux d'un ciel clair.

L'équation précédente n'est pas directement utilisable car elle est fonction de l'albédo du système formé par la surface et la couche nuageuse. La mesure satellitaire nous donne seulement accès, après calibration, à la réflectance apparente, au sommet de l'atmosphère, moyennée dans la bande spectrale de ce dernier. Il faut donc relier la réflectance moyenne apparente à l'albédo de surface A_s et à l'albédo de la scène A et donc effectuer des corrections pour l'absorption et la diffusion des photons sur le double trajet soleil-surface et surface-détecteur. Dans cette approche et pour le satellite METEOSAT, l'albédo du système est calculé par la relation:

$$A = \frac{A'}{T(\theta_s)T(\theta_o)} \quad (\text{C.32})$$

avec:

$$A' = \frac{\int_0^{i_{nf}} \pi a_x S(\lambda) d\lambda}{\int_0^{i_{nj}} \cos(\theta_s) \cdot S(\lambda) E_s(\lambda) d\lambda} \quad (\text{C.33})$$

où: a est un coefficient de calibration du détecteur,
 x est le compte numérique,
 $S(\lambda)$ est la réponse du détecteur pour la longueur d'onde λ ,
 θ_s est l'angle d'incidence solaire,
 θ_o est l'angle d'observation,
 $E_s(\lambda)$ est la valeur de la constante solaire à la longueur d'onde λ , corrigée des variations de la distance terre soleil,
 $T(\theta_s)$ et $T(\theta_o)$ sont les coefficients de transmission calculés d'après LACIS.

L'albédo de surface A_s est confondu avec la valeur minimale de l'albédo du système A (pour une série temporelle) et l'on calcule facilement le rayonnement global au niveau du sol.

Dedieu (1984, [18]) effectue la comparaison entre l'estimation sur une maille de $40 \times 30 \text{ Km}^2$ avec le rayonnement solaire entre 11 h et 13 h TU. Avec les données horaires, la corrélation est d'environ de 0.90 avec un écart type de 120 W m^{-2} (soit 21% du rayonnement moyen mesuré au sol) tandis qu'avec les moyennes mensuelles la corrélation est de 0.98 avec un écart type de 36 W m^{-2} (soit 6% du rayonnement moyen mesuré au sol).

II-2 Le rayonnement atmosphérique

Ce rayonnement provient de la réémission des gaz contenus dans l'atmosphère. Si l'on suppose qu'un corps est à l'équilibre thermodynamique (ce qui est vrai, au moins localement, pour l'atmosphère), la loi de Kirchoff énonce que la luminance à toute température et à toute longueur d'onde est égale au produit du facteur d'absorption par la luminance du corps noir à la même température et à la même longueur d'onde. Il en résulte que tous les gaz et toutes les particules solides ou liquides, contenus dans l'atmosphère, qui présentent une bande d'absorption située dans le spectre d'émission du corps noir porté à la même température qu'eux, vont émettre un rayonnement dans cette bande. L'énergie rayonnée par un corps noir à une température de l'ordre de 300 K se situe dans la bande 5 - 50 μm . Or, trois des constituants de l'air, l'ozone, le gaz carbonique et la vapeur d'eau, possèdent des bandes d'absorption dans l'infra-rouge. L'atmosphère émet donc un rayonnement de grande longueur d'onde. On peut à partir de la loi de Kirchoff définir le pouvoir émissif de l'atmosphère dont la valeur dépend principalement de la teneur de l'air en vapeur d'eau et en gaz carbonique. Ce pouvoir émissif varie de 0,18 pour l'air complètement sec à 0,940 lorsque la quantité d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère atteint 25 cm.

Dans le cas d'un ciel clair, on peut définir une température apparente d'émission du ciel clair (T_c) qui serait celle d'un corps noir émettant le même flux de rayonnement propre dans l'infra-rouge par la relation suivante:

$$Ra = \sigma T_c^4 \quad (\text{C.34})$$

L'écart variable entre cette température fictive d'émission et la température de l'air sous abri dépend avant tout de l'humidité des basses couches de l'atmosphère que l'on peut représenter par la hauteur d'eau condensable. Il existe une relation à peu près linéaire entre l'épaisseur d'eau condensable et la tension de vapeur mesurée sous abri. Connaissant cette tension de vapeur, on détermine l'écart ($T_a - T_c$) (Figure C.2), et avec la température de l'air sous abri T_a ,

on en déduit T_c et donc le rayonnement infra-rouge de l'atmosphère claire.

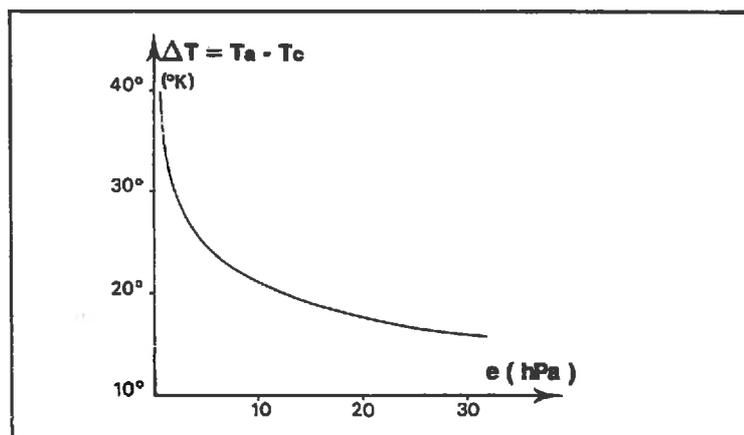


Figure C.2 : Ecart entre T_a (température de l'air) et T_c (température apparente d'émission infra-rouge du ciel) en fonction de la tension de vapeur d'eau e sous abri, par ciel clair. (Perarnaud et al., 1990 [39]).

Ainsi divers auteurs ont établi des relations empiriques entre le rayonnement atmosphérique en l'absence de nuage et la pression partielle de vapeur d'eau (e_a) et la température de l'air (T_a) au voisinage du sol (à une altitude d'environ 2 m):

- Brunt, 1932 [8]:

$$Ra = (0.52 + 0.065 \sqrt{e_a}) \sigma T_a^4 \quad (C.35)$$

- Brutsaert, 1975 [9]:

$$Ra = 1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} \sigma T_a^4 \quad (C.36)$$

- Idso-Jackson, 1969 [22]:

$$Ra = 1 - 0.261 \exp(-7.77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2) \sigma T_a^4 \quad (C.37)$$

- Satterlund, 1979 [48]:

$$Ra = 1.08 \left(1 - \exp\left(-e_a^{\frac{T_a}{1026}}\right) \right) \sigma T_a^4 \quad (C.38)$$

- Unsworth-Monteith, 1975 [52]:

$$Ra = 1.06\sigma Ta^4 - 119 \quad (C.39)$$

avec: Ra : rayonnement atmosphérique ($W.m^{-2}$) par ciel clair,
 Ra_{cn} : rayonnement atmosphérique ($W.m^{-2}$) par ciel nuageux,
 σ : constante de Stephan = $5,67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$,
 e_a : pression de vapeur à 2 mètres (mb),
 Ta : température de l'air à 2 mètres (K).

Dans le cas d'un ciel nuageux, il faut corriger cette émission atmosphérique en fonction de la couverture nuageuse estimée à l'aide de la nébulosité chiffrée par l'observateur. Cette émission supplémentaire due aux nuages dépend de la température de base des nuages, et de la réabsorption partielle de ce rayonnement dans les couches inférieures de l'atmosphère.

Au cours de l'année, le rayonnement infra-rouge reçu au sol et dû aux nuages (R_{nuages}) est sensiblement constant, de l'ordre de $70 W.m^{-2}$ pour un ciel totalement couvert de nuages moyens. Cette émission des nuages, pondérée par la fraction de nébulosité (N), permet d'estimer le rayonnement infra-rouge atmosphérique d'un ciel nuageux (Ra_{cn}):

$$Ra_{cn} = Ra + R_{nuages} \cdot N_n \quad (C.40)$$

Certaines corrections prennent en compte le type de nuage:

- Bolz, 1949 [6]:

$$Ra_{cn} = Ra \cdot (1 + aN^2) \quad (C.41)$$

où: a est un coefficient dépendant du type de nuage (cf Brutsaert, 1982 [12],p143).

Pour palier aux manques de données sur la nébulosité, on peut approximer N à partir de la durée d'insolation journalière (DI) et de la durée astronomique du jour (DJ):

$$aN + b \cdot DI/DJ = 1 \quad (C.42)$$

En première approximation $a=1$ et $b=1$, mais certains auteurs ont montré que a et b ne sont pas égaux à 1:

- De Vries, 1955 [19] au Pays Bas:
 $a=1.12$ et $b=0.88$ en été,
 $a=1.29$ et $b=1.00$ en hiver.
- Kondo, 1967 [28] au Japon:
 $a=1.11$ et $b=0.78$.

Ces formules ne donnent qu'une **estimation journalière du rayonnement atmosphérique** et on a observé expérimentalement des variations importantes de R_g au cours de la journée, sans lien avec des modifications de la température ou de l'humidité de l'air à 2 mètres, ce qui montre la qualité relative de ces formules.

II-3 Le rayonnement de surface

Le sol peut être considéré comme un corps gris en équilibre thermodynamique et, en dehors du rayonnement solaire qu'il réfléchit partiellement, il émet donc un rayonnement d'origine thermique. L'énergie de ce rayonnement dépend de la nature et de la température des corps qui le constituent. La température d'un sol est de l'ordre de 300 K à quelques dizaines de degrés près, le maximum d'émission se situe aux environs de 10 μm (loi de Wien) et d'après la loi de Planck, plus de 99% de l'énergie émise se répartit dans la bande 4-100 μm. L'expérience montre que, dans cette partie du spectre, l'émissivité de l'eau est voisine de 1 et celle d'un sol varie en fonction de la teneur en eau superficielle (de 0.90 à ~1).

Le rayonnement propre est donné par la loi de Stephan:

$$R_s = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (C.43)$$

où: T_s est la température de surface du sol exprimée en K,
 σ la constante de Stephan,
 ϵ_s le coefficient d'émissivité de la surface.

Une méthode d'estimation du rayonnement de surface journalier a été développée par Lagouarde et al (1993, [30]); ce calcul repose sur l'estimation de la température de surface à partir de données satellitaires et sur la mesure de la température minimale de l'air disponible en routine dans les stations météorologiques:

$$R_{s_j} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot \int_0^{24} \left(T_n + \alpha \cdot \Delta T \cdot \sin\left(\frac{\pi t}{D}\right) \right)^4 \cdot dt \text{ en W/m}^2 \quad (C.44)$$

avec : $T_n = t^\circ$ minimale de l'air,
 $\Delta T = T_{s14h} - T_n$,
 $D =$ durée du jour,
 $\alpha = 1.13$ pour $0 < t < D$, et $\alpha = 0$ pour $D < t < 24$ heures.

Expression se simplifiant :

$$R_{s_j} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_n^4 \cdot (c \cdot D + 24) \quad (C.45)$$

avec : $c = \frac{3}{8}r^4 + \frac{16}{3\pi}r^3 + 3r^2 + \frac{8}{\pi}r$, $r = \alpha \frac{\Delta T}{T_n}$

III Le bilan énergétique

L'étude de l'évaporation d'une surface ou de l'évapotranspiration d'un couvert végétal conduit naturellement à l'analyse des échanges énergétiques au niveau de cette surface (Perrier 1975 ([40]), Choissnel 1977 ([15]), Recan 1982 ([46]), Vidal 1989 ([56])).

L'établissement du bilan énergétique d'une surface mince, que Perrier (1975, [40]) définit comme une surface où les échanges de masse et d'énergie restent situés au voisinage d'un même plan, feuille, surface de sol ou à la rigueur surface herbacée, nécessite de modéliser les échanges de chaleur entre ceux-ci et l'atmosphère.

La modélisation consiste à considérer un système schématisé par deux plans parallèles:

- un premier plan supérieur ou interface avec le milieu air
- un second plan inférieur ou interface avec le milieu que constitue le sol.

Le bilan d'énergie de la surface du sol traduit le principe de la conservation de l'énergie. Puisque la surface du sol est assimilée à un plan, sa capacité calorifique est nulle. La somme des différents flux qui arrivent à la surface doit être nulle, soit:

$$R_n - G - H - LE = 0 \quad (C.46)$$

où: R_n = rayonnement net, H est le flux de chaleur sensible, correspondant à un transfert de chaleur dans l'air, LE est le flux de chaleur latente, correspondant à l'évapotranspiration et G est le flux de chaleur échangée par conduction dans le sol.

L'apport d'énergie radiative solaire et atmosphérique se traduit après absorption à la surface du sol, par un gain de chaleur, et l'émission de rayonnement par le sol vers l'espace par une perte de chaleur. Il y a au niveau de la surface de discontinuité du milieu une transformation brutale d'énergie de rayonnement en énergie thermique.

III-1 Le flux conductif (G)

Le flux conductif correspond au transfert de chaleur dans le sol par conduction. Il est positif pendant la journée, et correspond à un réchauffement du sol sous l'effet de l'apport énergétique du rayonnement solaire. Au contraire, la nuit, il est dirigé de la profondeur vers la surface, donc négatif, et correspond à une restitution de chaleur accumulée dans le sol pendant le jour. Le flux est relié au gradient de température dT/dz dans le sol par la relation:

$$G = - k \cdot dT/dz \quad (C.47)$$

où: k = conductivité thermique ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$),
 z = profondeur comptée positivement vers le bas (m).

Le flux conductif est parfois exprimé en fonction du rayonnement net et de la végétation à travers un indice de végétation (Moran et al., 1989 [35]; Njoku et al., 1994 [36]).

Le flux de chaleur dans le sol apparaît négligeable devant les autres types d'échanges, notamment la convection, du fait de l'inertie thermique du sol. Dans le bilan d'énergie le terme d'échange par conduction est en général faible. Au cours d'une période de 24 heures le flux dans le sol présente un caractère périodique, ce qui fait que la chaleur apportée au sol au cours

de la journée est plus ou moins restituée au cours de la nuit. Ceci justifie en partie le fait qu'à l'échelle d'une estimation journalière de l'évapotranspiration potentielle, le flux par conduction dans le sol a toujours été négligé.

III-2 Les flux convectifs (H et LE)

III-2.1 Rappels et définitions

On dit qu'un transfert de chaleur ou de masse s'opère par convection lorsqu'il a lieu au sein d'un fluide en mouvement et qu'il s'effectue par le déplacement du fluide. Cela correspond au cas général des transferts entre les surfaces naturelles (sol nu, végétation, surfaces d'eau...) et l'atmosphère. Selon les causes du mouvement du fluide on distingue trois types de convections: libre, forcée ou mixte.

Convection libre: La convection est dite "libre" lorsque le mouvement du fluide est provoqué par des différences de densité qui apparaissent en son sein. Elles sont généralement dues à des gradients de températures qui induisent des gradients de dilatation du fluide. Par exemple, au cours de la journée la surface du sol s'échauffe car son bilan radiatif est positif. L'air à son contact s'échauffe également, ce qui entraîne une diminution de sa masse spécifique. Une particule d'air chaud reçoit ainsi de l'air plus froid qui l'entoure, une poussée verticale dirigée de bas en haut. Cette particule d'air s'élève donc et est remplacée par de l'air plus froid et ainsi de suite. Ce processus permet ainsi le transfert de l'énergie captée par la surface vers les basses couches de l'atmosphère.

Convection forcée: la convection est dite "forcée" lorsque le mouvement du fluide est provoqué par un champ de force extérieur. Dans les conditions naturelles la convection forcée est due au vent qui est la résultante du gradient local de la pression atmosphérique et de la force engendrée par la rotation terrestre.

Convection mixte: en général, ces 2 types de convections interviennent en proportions variées pour donner la convection mixte. Ce cas se rencontre souvent dans les conditions naturelles lorsque la vitesse du vent est faible. Les mouvements de l'air sont alors produits à la fois par les facteurs qui entretiennent le vent et par les gradients verticaux de température. Les transferts de chaleur et de masse sont alors dûs en partie à la convection naturelle et en partie à la convection forcée.

Nous pouvons alors distinguer deux cas qui dépendent du gradient de température entre le sol et la surface: la stabilité et l'instabilité thermique.

- La **stabilité** est obtenue lorsque la température du sol est inférieure à celle de l'air. Dans ce cas, la convection libre s'oppose aux flux ascendants. Ceci se traduit par une stabilisation des masses d'air. Cette situation est obtenue principalement la nuit.
- L'**instabilité** est obtenue lorsque la température du sol est supérieure à celle de l'air. Dans ce cas, la convection libre accentue les flux ascendants. Cette situation correspond la plupart du temps à une condition d'évaporation diurne.

Dans la modélisation des échanges convectifs, il est donc nécessaire de prendre à la fois en compte les deux types de convection, libre et forcée. La convection forcée fait intervenir la vitesse du vent et la rugosité de surface qui agit sur les turbulences. La convection libre dépend quant à elle de la stratification thermique de l'air.

La modélisation du flux convectif de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) passe

donc par une caractérisation des convections libre et forcée. Il existe deux types de modélisation:

- l'approche directe dite des fluctuations. Celle-ci est basée sur une analyse statistique des mouvements turbulents;
- l'approche analogique qui consiste à exprimer les flux convectifs par le produit d'un coefficient de diffusivité turbulente et d'un écart de température (pour H) ou de pression de vapeur d'eau de l'air (pour LE).

La première approche requiert la connaissance de grandeurs telles que la composante verticale, la température ou la pression partielle de vapeur d'eau sur des pas de temps très courts (inférieurs au $1/10^{\text{ème}}$ de seconde). Ce type d'approche convient pour la mesure directe des flux, mais il est peu adapté pour la simulation des flux. Nous développerons donc l'approche analogique.

III-2.2 Le flux convectif de chaleur sensible (H)

Par analogie avec la loi de Newton, nous écrivons le flux convectif de chaleur sensible sous la forme:

$$H = \rho_a C_{pa} h_s (T_s - T_a) \quad (\text{C.48})$$

où: T_a est la température de l'air exprimée en K à la hauteur de référence z_a ,
 T_s est la température de la surface du sol (K),
 h_s le coefficient d'échange thermique (m.s^{-1}) entre le sol et l'air à l'altitude z_a (m),
 ρ_a et C_{pa} = masse volumique (kg.m^{-3}) et chaleur spécifique de l'air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

III-2.3 Le flux convectif de chaleur latente (LE)

Le flux de chaleur latente est l'énergie utilisée pour la vaporisation de l'eau, c'est à dire l'évapotranspiration. Soit une variable d'état caractéristique de l'état hydrique du système, telle que la pression de vapeur d'eau de l'air $e\{T\}$ à la température T, ou la tension de vapeur d'eau de surface P_s . Le flux de chaleur latente (LE) est le trait d'union entre le bilan énergétique, puisque c'est un flux, et le bilan hydrique, par l'intermédiaire de la variable $e\{T\}$.

On exprime donc LE de la façon suivante en fonction de $e\{T\}$:

$$LE = \rho_a \cdot C_{pa} / \gamma \cdot h_1 (e_w\{T_s\} - e\{T_{z_r}\}) \quad (\text{C.49})$$

où: ρ_a et C_{pa} = masse volumique (kg.m^{-3}) et chaleur spécifique de l'air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$),
 γ est la constante psychrométrique ($67 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$),
 h_1 = coefficient d'échange de masse entre le sol et l'air à l'altitude z_a (m.s^{-1}),
 $e_w\{T_s\}$ = pression de vapeur d'eau saturante de l'air à la surface du sol (Pa).
 $e\{T_{z_r}\}$ = pression de vapeur d'eau de l'air à la hauteur z_r (Pa).

III-3 Calcul des coefficients d'échange convectif

On supposera que h_s et h_l sont égaux (Recan, 1982 [46]).

Le calcul des coefficients d'échange pour différentes valeurs de température et de vent (Chanzy, 1991 [14]) fait apparaître une hiérarchie entre les facteurs de variations qui sont par ordre décroissant d'importance:

- le vent;
- la stratification thermique de l'air. Son effet est surtout important par vent faible au voisinage de la neutralité et en condition stable;
- la température de l'air qui n'a qu'un effet mineur.

Il est clair que ce coefficient h_s n'est qu'un paramètre commode qui n'a pas de réalité physique. En admettant les hypothèses de la couche de surface idéalisée, la théorie de la similitude de Monin-Obukhov permet d'explicitier le coefficient h_s à partir de l'état hydrodynamique et thermique de l'atmosphère à l'altitude z_a , de la température de la surface du sol et des caractéristiques hydrodynamique de la surface (paramétrées par la longueur de rugosité z_{om}).

Le coefficient d'échange convectif ($m.s^{-1}$) s'écrit:

$$h_s = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\left(\ln\left(\frac{z_a - d_o}{z_{om}}\right) - \Psi_m(\zeta_{om}) \right) \cdot \left(\ln\left(\frac{z_a - d_o}{z_{oh}}\right) - \Psi_h(\zeta_{oh}) \right)} \quad (C.50)$$

ou encore avec la notation de Recan:

$$h_s = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\left(F_M\left(\frac{z_a}{\Lambda}\right) - F_M\left(\frac{z_{om}}{\Lambda}\right) \right) \cdot \left(F_H\left(\frac{z_a}{\Lambda}\right) - F_H\left(\frac{z_{oh}}{\Lambda}\right) \right)} \quad (C.51)$$

III-3.1 Notation et liste des symboles

III-3.1.a Liste des symboles

- U_a = vitesse du vent (m/s) à l'altitude de référence z_a (m),
- κ = "constante" de Karman ($\sim 0,4$),
- Λ = longueur d'Obukhov (m), qui prend en compte la stratification thermique de l'air,
- Ψ_m (ou F_M) = fonction de stabilité pour les transferts de quantité de mouvement,
- Ψ_h (ou F_H) = fonction de stabilité pour les transferts de chaleur,
- z_{om} = longueur de rugosité aérodynamique (m) pour la quantité de mouvement,
- z_{oh} = longueur de rugosité (m) pour le transfert de chaleur.

Les longueurs de rugosités z_{om} et z_{oh} sont les hauteurs pour lesquelles les variables vent et température prendraient leurs valeurs de surface ($0, T_s$) si les lois les régissant étaient valables jusqu'à ce niveau (elles ne le sont en fait que pour $z \gg z_{om}$). La longueur z_{oh} est fonction de

z_{om} et de la nature de la surface.

III-3.1.b Notation

L'analyse dimensionnelle aboutit à regrouper les grandeurs physiques intervenant dans la turbulence en une variable adimensionnelle (Monin et Obukhov's, pour $d=0$):

$$\zeta = \frac{z - d_o}{\Lambda}; \zeta_a = \frac{z_a - d_o}{\Lambda}; \zeta_{om} = \frac{z_{om} - d_o}{\Lambda}; \zeta_{oh} = \frac{z_{oh} - d_o}{\Lambda} \quad (C.52)$$

où: d_o = hauteur de déplacement (m) (le niveau moyen d'absorption de la quantité de mouvement n'est pas au niveau du sol, mais à une certaine hauteur d_o , qui est typiquement de l'ordre de 2/3 de la hauteur moyenne des éléments de rugosité (hauteur du couvert de la surface végétale)). Pour des surfaces peu rugueuses qui absorbent la quantité de mouvement sur une portion d'espace de faible extension verticale, $d_o = 0$.

Λ = longueur d'Obukhov, est un paramètre caractéristique de l'état de stratification de la couche de surface:

$$\Lambda = - \frac{u^3}{\kappa \cdot \frac{g}{T_a} \cdot \frac{H}{\rho_a C_{pa}}} \quad (C.53)$$

avec g = accélération de pesanteur = 9.81 m.s^{-2} ,

ρ_a et C_{pa} = masse volumique (kg.m^{-3}) et chaleur spécifique de l'air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$),

H = flux convectif de chaleur sensible (m.s^{-1}),

T_a = température de l'air (K) à la hauteur z_a (m),

u est la vitesse de frottement (m.s^{-1}) qui est liée à la vitesse du vent U_a à l'altitude de référence z_a par la relation:

$$U_a = \frac{u}{\kappa} \cdot \left(F_M \left(\frac{z_a}{\Lambda} \right) - F_M \left(\frac{z_{om}}{\Lambda} \right) \right) \quad (C.54)$$

La longueur d'Obukhov est positive lorsque la stratification thermique est stable (c'est à dire lorsque la température de l'air croît avec l'altitude) et négative dans le cas instable. Elle tend vers l'infini au voisinage de la neutralité.

On utilise souvent la notion de *résistance aérodynamique*, qui n'est autre que l'inverse du coefficient d'échange:

$$r_a = 1/h_s \quad (C.55)$$

III-3.2 Convection forcée

Le profil du vent dans la couche limite est sensiblement logarithmique.

Dans le cas particulier de la convection forcée, on a $\zeta = 0$, d'où les expressions classiques:

$$h_s = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\ln\left(\frac{z_a - d_o}{z_{om}}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_a - d_o}{z_{oh}}\right)} \quad (\text{C.56})$$

Et en supposant $z_{om} = z_{oh}$,

$$u = \kappa \cdot U_a / \left(\ln \frac{z_a - d_o}{z_{om}} \right) \quad (\text{C.57})$$

$$h_s = \frac{\kappa \cdot u}{\ln \frac{z_a - d_o}{z_{om}}} = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\left(\ln \frac{z_a - d_o}{z_{om}} \right)^2} \quad (\text{C.58})$$

où par exemple $d_o = 0.65 \text{ h}$ et $z_{om} = 0.1 \text{ h}$ (Monteith et Unsworth, 1990 [34])

Si $d_o = 0$:

$$u = \kappa \cdot U_a / \left(\ln \frac{z_a}{z_{om}} \right) \quad (\text{C.59})$$

$$h_s = \frac{\kappa \cdot u}{\ln \frac{z_a}{z_{om}}} = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\left(\ln \frac{z_a}{z_{om}} \right)^2} \quad (\text{C.60})$$

et si $\kappa = 0.4$, $z_a = 2 \text{ m}$, $z_{om} = 0.01 \text{ m}$:

$$h_s = 0.0057 \cdot U_a \quad (\text{C.61})$$

on se rapproche des formules simplifiées suivantes:

- Choissnel (1977 [15]):

$$h_s = 0.007 + 0.0056 \cdot U_a \quad (\text{C.62})$$

- Itier - Katerji (1983 [23]):

$$h_s = 0.0057 \cdot U_a \cdot \left[1 + \frac{0.4084 \cdot (T_s - T_a)}{U_a^2} \right]^{0.75} \quad (C.63)$$

Ces formules simplifiées sont valables uniquement en convection forcée, car elles ne prennent pas en compte les phénomènes d'instabilité atmosphérique.

III-3.3 Convection mixte

On a un profil non logarithmique du vent. L'intégration des profils de vitesse conduit à deux fonctions de similitudes Ψ_m et Ψ_h (ou F_M et F_H) explicitées par Paulson (1970, [37]), paramétrées par le régime des échanges convectifs. On a alors suivant les auteurs, les expressions suivantes:

III-3.3.a Recan (1982 [46])

- en régime instable

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_{om}) = \ln \frac{z_a}{z_{om}} + \ln \frac{(\eta_o^2 + 1) \cdot (\eta_o + 1)}{(\eta_a^2 + 1) \cdot (\eta_a + 1)} + 2(\text{atan} \eta_a - \text{atan} \eta_o) \quad (C.64)$$

$$\eta_o = \left(1 - 15 \cdot \frac{z_{om}}{\Lambda} \right)^{\frac{1}{4}}; \eta_a = \left(1 - 15 \cdot \frac{z_a}{\Lambda} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (C.65)$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oh}) = 0.74 \ln \frac{z_a}{z_{oh}} + 2 \ln \frac{\lambda_{oh} + 1}{\lambda_a + 1} \quad (C.66)$$

$$\lambda_{oh} = \left(1 - 9 \cdot \frac{z_{oh}}{\Lambda} \right)^{\frac{1}{2}}; \lambda_a = \left(1 - 9 \cdot \frac{z_a}{\Lambda} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (C.67)$$

- en régime stable

si $\zeta > 1$:

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_{om}) = \ln \frac{z_a}{z_{om}} + 4.7 + 4.7 \ln \frac{z_a + z_{om}}{\Lambda} \quad (C.68)$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oh}) = 0.74 \ln \frac{z_a}{z_{oh}} + 4.7 + 4.7 \ln \frac{z_a + z_{oh}}{\Lambda} \quad (C.69)$$

si $\zeta \leq 1$ (neutre à stable) :

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_{om}) = \ln \frac{z_a}{z_{om}} + 4.7 \ln \frac{z_a + z_{om}}{\Lambda} \quad (C.70)$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oh}) = 0.74 \ln \frac{z_a}{z_{oh}} + 4.7 \ln \frac{z_a + z_{oh}}{\Lambda} \quad (C.71)$$

Lorsque Λ tend vers l'infini, c'est à dire au voisinage de la neutralité, $F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_{om})$ tend vers $\ln(z_a/z_{om})$ et on retrouve le profil logarithmique classique pour les vitesses:

$$U_a = \frac{u}{\kappa} \cdot \ln \frac{z_a}{z_{om}} \quad (C.72)$$

III-3.3.b Brutsaert (1984 [12])

$$u = \kappa \cdot U_a / \left(\ln \frac{z_a}{z_{om}} - \Psi_m \left(\frac{z_a}{\Lambda} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{om}}{\Lambda} \right) \right) \quad (C.73)$$

$$h_s = \kappa \cdot u / \left(\ln \frac{z_a}{z_{om}} - \Psi_h \left(\frac{z_a}{\Lambda} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_{om}}{\Lambda} \right) \right) \quad (C.74)$$

- En régime instable (Paulson, 1970) :

$$\Psi_m(\zeta) = 2 \ln \frac{1+\eta}{2} + \ln \frac{1+\eta^2}{2} - 2 \operatorname{atan} \eta + \frac{\pi}{2} \quad (C.75)$$

$$\Psi_h(\zeta) = 2 \ln \frac{1+\eta^2}{2} \quad (C.76)$$

avec:

$$\eta = \left(1 - 16 \cdot \frac{z}{\Lambda} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (C.77)$$

- En régime neutre à stable :

$$\Psi_m(\zeta) = \Psi_h(\zeta) = -5\zeta \quad (\text{C.78})$$

- En régime stable :

$$\Psi_m(\zeta) = \Psi_h(\zeta) = 6 \quad (\text{C.79})$$

III-3.3.c Van De Griend, 1989 ([55])

- En régime instable :

$$h_s = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\left(\ln\left(\frac{z_a - d_o}{z_o}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_o}{\Lambda}\right) \right) \cdot \left(\ln\left(\frac{z_a - d_o}{z_{oh}}\right) - \Psi_h\left(\frac{z_{oh}}{\Lambda}\right) \right)} \quad (\text{C.80})$$

- En régime stable :

$$\Psi_m = \Psi_h = -\bar{c} \cdot \tau \quad (\text{Webb, 1970 [57]}) \quad (\text{C.81})$$

où: $\bar{c} = 4.7$ (Businger et al, 1971 [11])

avec: **en régime modérément stable ($\tau > z-d$):**

$$\tau = \frac{z-d}{\Lambda}$$

en régime extrêmement stable ($0 < L' < z-d$):

$$\tau = 1$$

III-3.3.d Choudhury et al, 1986 ([17])

$$h_s = \frac{\kappa^2 \cdot U_a}{\left(\ln\frac{z_a - d_o}{z_{om}} \right)^2} \cdot (1 + \eta)^p \quad (\text{C.82})$$

avec:

$$\eta = \frac{5 \cdot (z_a - d_o) \cdot g \cdot (T_s - T_a)}{T_a \cdot U_a^2} \quad (\text{C.83})$$

où: $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$, constante de gravitation

- En régime instable

$p = 3/4$

- En régime stable

$p = 2$

III-3.4 Convection libre

Dans le cas de la convection libre, où la vitesse du vent est très faible, nous conserverons les équations de la convection mixte en bloquant u à 0.02 m.s^{-1} (Brunet, 1984 [10]).

III-3.5 Profil vertical de la vitesse du vent

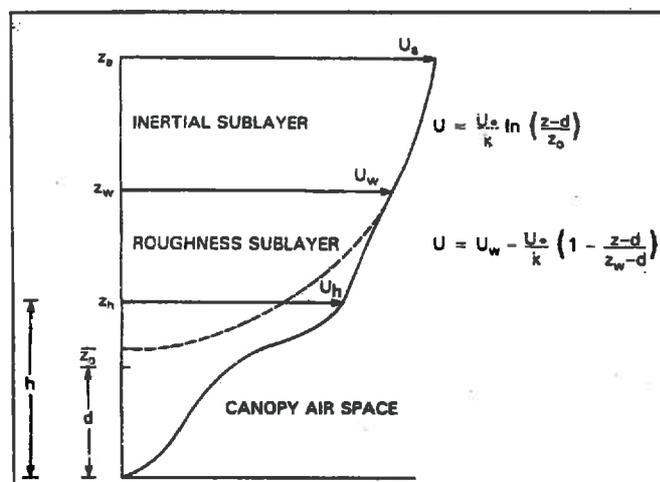


Figure C.3 Profil vertical de la vitesse du vent au dessus d'un couvert végétal.

IV Eau et vapeur d'eau

IV-1 Chaleur latente de vaporisation

Pour faire passer l'eau de l'état liquide (à la température T exprimé en °C) à l'état vapeur il faut fournir une certaine quantité de chaleur L_w par unité de masse. L_w est la chaleur massique de vaporisation appelée encore **chaleur latente de vaporisation de l'eau**:

$$L_w = 2.501 - 0.002361 T \text{ en MJ.kg}^{-1} \quad (\text{C.84})$$

IV-2 Pression de vapeur saturante

L'expérience montre que la pression de vapeur en équilibre avec l'eau liquide ou **pression de vapeur saturante**, ne dépend que de la température dont elle est une fonction croissante. Elle ne dépend en aucun cas de la présence d'un autre gaz comme l'air sec, par exemple. Sa variation en fonction de la température est représentée sur la Figure C.4. La courbe représentée sépare, pour une pression de vapeur donnée, l'eau à l'état liquide de l'eau à l'état gazeux.

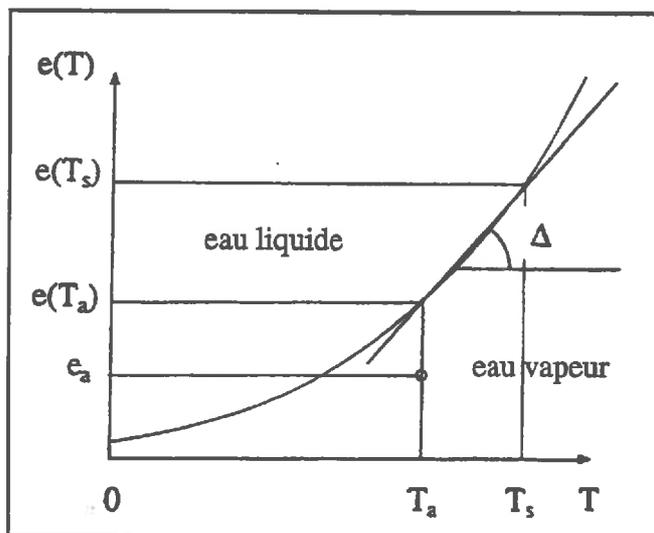


Figure C.4 : Variation de la pression de vapeur saturante e_s en fonction de la température T .

Différentes formules d'approximations sont utilisées pour représenter la variation de la pression de vapeur saturante de l'eau en fonction de la température:

avec: e_s : pression de vapeur saturante en kPa et T : température de l'air en °C.

- La plus simple est celle de Tetens (1930) qui est valable entre 0 et 40°C et qui est facilement dérivable:

$$e_s(T) = 6.1070 \times 10^{\frac{7.5, T}{237.3 + T}} / 10 \quad (\text{C.85})$$

- Une formule voisine, valable pour l'ensemble de la gamme des températures observées en météorologie ($T/3$ est exprimé en °C):

$$e_s(T) = 6.1070 \cdot \left(1 + \sqrt{2} \cdot \sin\left(\frac{T}{3}\right)\right)^{8.827} / 10 \quad (\text{C.86})$$

- La loi de Magnus:

$$e_s(T) = 0.611 \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T}{T + 273.16 - 35.86}} \quad (\text{C.87})$$

La dérivée de la courbe de pression saturante est égale à:

$$\Delta(T) = de_s(T) / dT \quad (\text{C.88})$$

Si on utilise la loi de Magnus pour déterminer $e_s(T)$, $\Delta(T)$ est alors égale à:

$$\Delta(T) = \frac{17.27 \cdot (T + 273.16 - 35.86) - 17.27 \cdot T}{(T + 273.16 - 35.86)^2} \cdot e_s(T) \quad (\text{C.89})$$

IV-3 Constante psychrométrique

La «constante» psychrométrique γ est égale à:

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P}{\varepsilon \cdot L_w} \cdot 10^{-3} = 0.0016286 \cdot \frac{P}{L_w} \text{ en kPa} \cdot \text{°C}^{-1} \quad (\text{C.90})$$

avec: C_p : chaleur massique de l'air à pression constante = 1.013 kJ.kg.°C⁻¹,
 P : pression atmosphérique en kPa,
 $\varepsilon = M_w / M_a = 18 / 28.94 = 0.622$, M_w : masse moléculaire de la vapeur d'eau en g.mol⁻¹ et M_a : masse moléculaire de l'air sec en g.mol⁻¹.

IV-4 Masse volumique de l'air (humide)

La masse volumique de l'air (humide) est égale à:

$$\rho_a = 3.486 \cdot \frac{P}{273 + T} \quad (\text{C.91})$$

avec: T : température de l'air en °C.

V L'évapotranspiration potentielle

C'est la demande évaporative du climat. Le paramètre évaporation est difficile à appréhender et à cartographier car il est généralement mesuré par différents types d'appareils et il est impossible de disposer de données homogènes. L'évaporation Piche, les différents types de bac donnent des résultats discordants. Il faut donc bien définir ce qui est entendu par le terme évaporation, comment sa valeur a été obtenue et à quelles surfaces naturelles il s'applique.

Les facteurs de variation de l'ETP

Les paramètres qui entrent dans le calcul de l'ETP ont un rôle sur la variabilité du résultat. Nous reprenons les conclusions du CIEH sur la précision de l'ETP calculée. L'imprécision sur la valeur d'albédo, l'incertitude sur les coefficients d'Angström en l'absence de leur mesure entraînent une erreur sur l'évaluation du rayonnement solaire qui peut atteindre 30%. Une variation de 10 points sur l'humidité apporte une modification de l'ETP d'environ 2%, la même variation sur l'insolation fait changer l'ETP de 1%. Dans la moyenne des cas l'imprécision des mesures des paramètres entraîne une incertitude de 10% sur l'ETP. Dans le cas de climats très humides et assez venteux l'incertitude peut atteindre 30%, en effet le vent fort est un paramètre qui influe de façon majeure sur la précision de l'ETP quand l'humidité ambiante dépasse 60%. Ceci montre l'intérêt d'un contrôle rigoureux sur les mesures de vent. Le rôle de la température est primordial, d'ailleurs certains auteurs proposent des formules basées uniquement sur ce paramètre.

V-1 Formules empiriques

V-1.1 Formules essentiellement thermiques

- Thornthwaite, 1948 [50]:

$$ETP_{mensuel} = 16 \frac{(10T)^a}{I} \cdot F(dj) \text{ en mm/mois} \quad (C.92)$$

avec: T : température moyenne mensuelle de l'air en °C

$$I : \text{indice thermique annuel} = \sum_{1}^{12} i = \sum_{1}^{12} \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514}$$

a : constante pour un lieu donné = $f(I) = 6.75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 I^2 + 1.79 \cdot 10^{-2} I + 0.492$

F(dj) : terme correctif lié à la durée du jour et donc à la latitude.

- Blaney et Criddle, 1950 [5]:

$$ETP = K \cdot (8.13 + 0.46T) \cdot P(dj) \text{ en mm/mois} \quad (C.93)$$

avec: T : température moyenne mensuelle de l'air en °C

K : coefficient cultural

P(dj) : terme correctif lié à la durée du jour.

- Hargreaves, 1974 [20]:

$$ETP = 0.0023 \frac{R_{go}}{L} \cdot (T + 17.8) \cdot (T_x - T_n)^{0.5} \text{ en mm/jour} \quad (C.94)$$

avec: R_{go}/L : rayonnement solaire extraterrestre exprimé en mm d'évaporation
 R_{go} : rayonnement solaire extraterrestre
 L : chaleur latente correspondant à 1 mm d'évaporation
 T, T_x, T_n : température moyenne, maximale, minimale de l'air.

- Linacre, 1977 [31]:

$$ETP = \frac{700 \cdot T_m / (100 - A) + 15 \cdot (T - T_d)}{80 - T} \quad (C.95)$$

avec : $T_m = T + 0.006 h$, t° moyenne de l'air ramenée au niveau de la mer,
 h = altitude en mètre,
 $(T - T_d) = 0.023h + 0.37T + 0.53R + 0.35R_{ann} - 10.9$, où
 $R_{ann} = T_{moy \max} - T_{moy \min}$ des 12 mois pour le pixel considéré et
 $R = (T_{\max} - T_{\min})$ du mois pour l'ensemble des pixels.

V-1.2 Formules radiatives

- Turc, 1961 [51]:

$$ETP = 0.013 \cdot \frac{T_a}{T_a + 15} \cdot (R_g + 50) \cdot f(HR) \quad (C.96)$$

avec : ETP l'évapotranspiration potentielle exprimée en mm / jour
 $T_a = t^\circ$ moyenne de l'air en $^\circ C$,
 R_g = rayonnement journalier moyen pour la décade considérée (en $cal \text{ cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$),
 $f(HR)$ = terme correctif pour prendre en compte le déficit de saturation de l'air si HR (humidité relative) < 50 %, $f(HR) = 1 + (50 - HR)/70$, sinon $f(HR) = 1$ (si $HR > 50\%$).

V-1.3 Autres formules empiriques

- Papadakis:

$$ETP = 5.625(e_s(T_x) - e) \text{ en mm/mois} \quad (C.97)$$

avec: $e_s(T_x)$: pression saturante de vapeur d'eau à la température maximale T_x
 e : pression réelle de vapeur d'eau dans l'air.

- Prescott, 1940 [43]:

$$ETP = (e_s(T_a) - e)^{0.75} \text{ en mm/mois} \quad (C.98)$$

- Haude, 1955 [21]:

$$ETP = \alpha(e_s(T_a) - e)_{13hTU} \quad (C.99)$$

avec: $e_s(T_a) - e$: est le déficit de saturation mesurée à 13h TU, exprimé en mm Hg.

Le facteur α varie selon la saison. Pour un gazon il est de 0.27 en novembre, février, de 0.39 en avril/mai et de 0.35 en juillet, les pressions de vapeur étant exprimées en millimètres de mercure.

- Jensen et Haise, 1963 [25]:

$$ETP = \frac{R_g}{L} \cdot (0.025T + 0.08) \quad (C.100)$$

V-2 Les formules physiques

V-2.1 Penman, 1948 [38]

On se reportera au document de synthèse établi par Choissnel et al, 1992 [16] pour l'énoncé des hypothèses sous-jacentes à l'établissement de cette formule:

$$ETP_{mm/j} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{L_w} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot Ea \quad (C.101)$$

le premier terme de l'équation est le terme radiatif et le second, le terme convectif et advectif

avec: $Ea = 0.26 (e_s(T) - e) \cdot f(U)$

$f(U)$: fonction vent:

$f(U_{10}) = 1 + 0.4 U_{10}$ à 10 mètres

$f(U_2) = 1 + 0.54 U_2$ à 2 mètres

$U_2 \diamond 0.76 U_{10}$

V-2.2 Les formules simplifiées

- Brochet et Gerbier, 1972 [7]:

$$ETR = m R_g + n E_{\text{piche}} \quad (\text{C.102})$$

avec: E_{piche} = l'évaporation mesuré a l'aide d'un bac de type Piche,
 m et n = f(latititude, période dans l'année).

- Priestley-Taylor, 1972 [45]:

$$ETP = 1.25 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot R_n \quad (\text{C.103})$$

Bibliographie

- [1] Anding D., et Kauth, Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sens. Environ.*, Vol. 1, pp. 217-220, 1970.
- [2] Aubreville A., Observations d'écologie générale, *Agronomie tropicale*, Vol. II-12, pp 592-613, 1947.
- [3] Becker F., Absolute sea surface temperature measurements by remote sensing and atmospheric corrections differential radiometry. *Processing in marine remote sensin*, University of South California Press, Columbia, pp. 151-174, 1982.
- [4] Beirnaert, La technique culturale sous l'équateur, *Publ I.N.E.A.C.*, Ser. Techn., 1941.
- [5] Blaney H.F., Criddle W.D., Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data, *USDA Soil Conservation Service, Techn. Paper No 96*, 48 pp., 1950.
- [6] Bolz H.M., Die abhängigkeit der infraroten gegenstrahlung von der bewölkung, *Z. Meteorol.*, 3, pp. 201 - 203, 1949.
- [7] Brochet P., Gerbier N., Une méthode pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle, *Ann. Agron.*, 23, pp. 31 - 49, 1972.
- [8] Brunt D., Notes on radiation in the atmosphere: I, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 58, pp. 389 - 420, 1932.
- [9] Brutsaert W., On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11, pp. 742 - 744, 1975.
- [10] Bunet Y., Modélisation des échanges sol nu-atmosphère. Essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse de Docteur-Ingénieur, INPG, 201p, 1984.
- [11] Businger J.A., Yaglom A.M., Introduction to Obukhov's paper on "Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature". *Boundary-Layer Meteorol*, Vol. 2, pp. 3-6, 1971.
- [12] Brutsaert W., *Evaporation into the atmosphere. Theory, History and Applications*. Kluwer Academic Publishers, 299p, 1984.
- [13] Chandrasekhar S., *Radiative transfer*, Dover, New York, 1960.
- [14] Chanzy A, Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection, Thèse de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon, avril 1991.
- [15] Choissnel E., Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La METEOROLOGIE*, numéro spécial : Evapotranspiration et bilan hydrique, p 103 - 133, décembre 1977.
- [16] Choissnel E., de Villele O., Lacroze F., Une approche uniforme du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la communauté européenne, *Un système d'information agronomique pour la communauté européenne*, EUR 14223 FR, 1992.
- [17] Choudhury B.J., Reginato R.J., et Idso S.B., An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric. For. Meteor.* Vol. 37, pp. 75-88, 1986.
- [18] Dedieu, G., Estimation du rayonnement solaire global au sol et de l'albédo à l'aide de METEOSAT. Thèse, Mai 1984. Université Paul Sabatier, Toulouse, 98 pp.
- [19] De Vries D.A., Solar radiation at Wageningen, *Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen*, 55, pp. 277 - 304, 1955.
- [20] Hargreaves G.H., Estimation of potentiel and crop evapotranspiration, *Trans. ASAE*, 17, PP. 701 -704, 1974.
- [21] Haude W., Zur Bestimmung der verdunstung auf möglichst eifache Weise, *Mitteilungen*

- des deutschen wetterdienstes, No 11, Band 2, Bad Kissingen, 24 pp., 1955.
- [22] Idso S.B., Jackson R.D., Thermal radiation from the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, pp. 5397 - 5403, 1969.
- [23] Itier B., Katerji N., Une expression simplifiée de la résistance aérodynamique d'un couvert végétal (Applications à la mesure des flux de masse et d'énergie), *Oecol. Plant.*, 1983.
- [24] Jaeger P., Forêts reliques du Soudan Occidental. *Bull. I.F.A.N.*, A, Vol. 4, pp 993-1053, Octobre, 1956.
- [25] Jensen M.E., Haise H.R., Estimating evapotranspiration from solar radiation, *J. Irrig. Drain. Div., Proc. ASCE* 89, (IR4), pp. 15 - 41, 1963.
- [26] Kerr Y.H., Corrections atmosphériques dans l'infra-rouge thermique: cas de l'AVHRR. In *Proc. 5th Coll. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, SP 319, ESA, Paris, pp. 29-34, 1991.
- [27] Kerr Y.H., Lagouarde J.P., Imbernon J., Accurate Land Surface Temperature Retrieval from AVHRR Data with Use of an Improved Split Window Algorithm. *Remote Sens. Environ.*, 41, p 197 - 209, 1992.
- [28] Kondo J., Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Sandai - Japan, Ser. 5, Geophys.*, 18, pp. 91 - 124, 1967.
- [29] Lacis A., Hansen J.E., A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 31, pp. 118 - 133, January 1974.
- [30] Lagouarde J.P., Brunet Y., A simple model for estimating the daily upward longwave radiation flux from NOAA - AVHRR data. *Int. J. of Remote Sensing*, Vol. 14, No. 5, p 907 - 925, 1993.
- [31] Linacre E.T., A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone, *Agricultural Meteorology*, 18, pp. 409 - 424, 1977.
- [32] McClain E.P., Pichel W.G., et Walton C.C., Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, Vol. C6:11, pp. 587-601, 1985.
- [33] McMillin L.M., Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *J. Geophys. Res.*, Vol. 36, pp. 5113-5117, 1975.
- [34] Monteith J.L., Unsworth M.H., *Principles of environmental Physics.* Edward Arnold, London, 291p, 1990.
- [35] Moran S., Jackson R.D., Raymond L.H., Gay L.W., Slater P., Mapping surface energy components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based Meteorological Data, *R.S.E.*, Vol. 30, pp. 77 - 87, 1989.
- [36] Njoku E.G., Chehbouni A., Cabot F., Rague B., Fleming K., Kerr Y.H., An approach to estimating surface parameters and fluxes using modeling and multispectral remote sensing, *IGARSS'94, Pasadena, USA, IEEE*, Vol. 1, pp. 187 - 189, 1994.
- [37] Paulson C.A., The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 9, pp. 857 - 861, 1970.
- [38] Penman H.L., Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, *Proc. Roy. Soc. London A193*, pp. 120 - 146, 1948.
- [39] Perarnaud V., Raynal N, *Cours et manuel N° 4, Agrométéorologie*, Ecole Nationale de la météorologie, 1990.
- [40] Perrier A., Etude et essai de modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau des couverts végétaux. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Paris VI, Paris, 236 pp., 1976.
- [41] Prabhakara et al., Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 and 13 mm window region. *J. Geophysical res.*, Vol. 79, pp. 5039-5044, 1974.
- [42] Prata A.J., Platt C.M.R., Land surface temperature measurements from the AVHRR. pri-

- ceedings of the 5th AVHRR Data Users' Meeting, Tromsø, Norway, Eumetsat report EUM P 09, 1991.
- [43] Prescott J.A., Evaporation from a water surface in relation to solar radiation, *Trans. Roy. Soc. South. Aust.*, 64, pp. 114 - 125, 1940.
- [44] Price J.C., Land surface temperature measurements from split window channels of the NOAA 7 AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, pp. 7231-7237, 1984.
- [45] Priestley C.H.B., Taylor R.J., On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters, *Monthly Weath. Rev.*, 100, pp. 81 - 92, 1972.
- [46] Recan M., Simulation numérique du comportement thermique et hydrique du sol nu : Application à l'étude de l'évaporation par télédétection. Thèse. Institut National Polytechnique de Toulouse. Mai 1982.
- [47] Roozkrans H., Mapping of desertification parameters using NOAA-AVHRR data, Symposium EUROPTO, Rome, Septembre 1994.
- [48] Satterlund D.R., An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere, *Water Resour. Res.*, 15, pp. 1649 - 1650, 1979.
- [49] Singh S.M., Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites. The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 5, N° 1, p 161 - 183, 1984.
- [50] Thornthwaite C.W., An approach toward a rational classification of climate, *Geograph. Rev.*, 38, 55 - 94, 1948.
- [51] Turc L., Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour, *Ann. Agron.*, Vol. 12, pp. 13 - 49, 1961.
- [52] Unsworth M.H., Monteith J.L., Long wave radiation at the ground, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101, pp. 13 - 24, 1975.
- [53] Vageler P., An introduction to tropical soils, MacMillan, London, 1933, 240 pp., 1933.
- [54] Van de Griend A.A., Owe M., On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, *IJRS*, Vol. 14, N° 6, p 1119 - 1131, 1993.
- [55] Van de Griend A.A., Van Boxel J.H., Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purposes. *Water Resources Research*, Vol. 25, No. 5, pp. 949-971, 1989.
- [56] Vidal A., Estimation de l'évapotranspiration par télédétection (Application au contrôle de l'irrigation), Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc - Académie de Montpellier. Décembre 1989.
- [57] Webb E.K., Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* Vol. 96, pp. 67-90, 1970.

BIBLIOTHÈQUE

MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I.N.R.A. - Site AGROPARC
Unité de Bioclimatologie
Domaine Saint-Paul
84914 AVIGNON CEDEX 9
FRANCE

RESUME

27 JAN. 1997

Dans les régions arides, le fonctionnement des écosystèmes terrestres est conditionné par la répartition spatio-temporelle de la disponibilité en eau. Ainsi, en Afrique de l'Ouest, la pluviométrie est souvent faible et spatialement variable, les hautes températures de l'air et du sol entraînent une évapotranspiration élevée et de nombreux sols ont des textures à faible capacité de rétention en eau. Une bonne caractérisation fonctionnelle de la végétation dans ces régions nécessite actuellement d'améliorer la modélisation et la régionalisation des différents flux hydriques : verticaux et horizontaux.

Pour tester la faisabilité de la régionalisation du bilan hydrique, un modèle physique simple a été utilisé : le modèle de Thornthwaite. Il intègre l'apport en eau et le dessèchement du sol sur l'épaisseur considérée. L'eau disponible a été estimée pour les grandes formations de savanes et comparée à la réponse de la végétation à travers l'indice de végétation GVI dérivé des données satellitaires NOAA/AVHRR.

Ensuite, le développement d'un modèle où les flux verticaux dans le sol sont représentés par la communication de réservoirs superposés et où l'estimation de l'évapotranspiration réelle est réalisée à l'aide des mesures satellitaires, a permis une bonne description verticale des flux dans l'écosystème. La description de l'eau disponible est complétée en introduisant des flux latéraux lorsque les réservoirs superficiels sont saturés ou plus humides que dans le voisinage. La sortie du modèle est comparée à la réponse de la végétation à travers le GVI et conduit à des résultats satisfaisants.

Enfin, la description des flux verticaux est complétée par l'amélioration des flux latéraux qui sont bien appréhendés dans les Modèles Hydrologiques Distribués (M.H.D). Le M.H.D. CEQUEAU a été choisi et modifié. La résolution du M.H.D. est améliorée, la détermination de la physiographie qui conditionne les flux de surface est remplacée par une description analytique de la surface permettant d'initialiser le modèle par des grandeurs physiques, la fonction d'évapotranspiration potentielle pondérée est remplacée par une fonction d'évapotranspiration réelle intégrant la réserve en eau du sol, la discrétisation verticale du sol est affinée pour prendre en compte les états de surface. La validation de cette approche repose sur les débits aux exutoires des bassins versants successifs et donne de bons résultats.

SUMMARY

In arid regions, the vegetation functioning is conditioned by the distribution of water availability in time and space. Thus, in West Africa where the rainfall is often low and spatially variable, and the air and soil temperatures are high, evapotranspiration is high and several types of soils have textures with low water retention capacity. In this region, a clear description of the vegetation functioning needs improved modelling and regionalization of the different hydrological fluxes: vertical and lateral ones.

To test the feasibility of water balance regionalization, the Thornthwaite model has been used. It integrates the incoming water and the dryness of the soil over the depth of soil considered. The available quantity of water is estimated for the main savannas types present in West Africa and compared to the response of vegetation through the Green Vegetation Index (GVI) derived from NOAA-AVHRR satellite measurements.

Then the development of a model in which the vertical fluxes in the soil are represented by the communication between a series of tanks and in which an estimate of real evapotranspiration is realised from satellite measurements has allowed a good description of vertical fluxes in the savanna's ecosystem. The description of water availability is completed by the introduction of lateral fluxes when the surface tanks are saturated or more humid than the neighbours. The output of the model is well correlated with the response of vegetation through the GVI.

Finally, the description of vertical fluxes is completed by an improvement of the lateral fluxes which are well apprehended in the Distributed Hydrological Models (D.H.M). The D.H.M CEQUEAU has been chosen and modified. The resolution of the CEQUEAU is improved, the determination of the physiography which conditioned the surface fluxes is replaced by an analytical description of the surface. This analytical description allows the model to be initialised with physical variables. The potential evapotranspiration is replaced by a real function of evapotranspiration which integrates the soil water content and the vertical discretisation of soil is refined to take into account the land surfaces. The validation of this approach rests on the discharge at the outlet of the basin and give good results.