



Université
de Liège

Université de Liège
Faculté des Sciences



Département des Sciences et Gestion de l'Environnement

Département des Sciences et Gestion de l'Environnement

Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du Kou au Burkina Faso

Farid TRAORE

Mémoire de fin d'étude de Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA)
en Sciences et Gestion de l'Environnement

Promoteur

Bernard TYCHON

Année Académique : 2006 – 2007

A tous ceux qui me sont chers...

Remerciements

Au terme de cette étude, je voudrais formuler des remerciements à l'endroit de quelques personnes et institutions qui, de près ou de loin, auront contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je remercie tout d'abord le Commissariat Général aux Relations Internationales (CGRI) de la Communauté Française de Belgique, pour avoir financé la bourse d'étude qui m'a permis de réaliser ce travail.

Je remercie mon promoteur, Monsieur Bernard Tychon, pour son encadrement. Ses conseils avisés et les moyens qu'il a mis à ma disposition m'ont également permis de réaliser ce travail.

Je remercie d'avance les membres de mon jury, Messieurs Serge Brouyère, Yves Cornet et Louis François, pour leurs remarques et suggestions qui ne manqueront pas d'enrichir ce modeste travail.

Concernant les aspects techniques de la réalisation de ce travail, je remercie : Joost Wellens et le Projet GEeau, Nicolas Gardin et le Projet Eaux Souterraines, la Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins à Bobo-Dioulasso (Burkina Faso), Antoine Denis, Mohamed Bouezmarni, Bakary Djaby, Stéphanie Horion, Mamadou Diallo, Babacar Dieng.

Sur le plan administratif, je remercie pour leur aide précieuse, le CNRST, l'INERA et leurs Responsables respectifs ; la représentation de l'APEFE à Ouagadougou, son Responsable, Francis Deprez, et tout particulièrement Anselme Sawadogo.

Je remercie l'Université de Liège et son personnel qui m'ont agréablement accueilli dans le cadre de ce DEA en Sciences et Gestion de l'Environnement.

Je remercie ma famille et mes amis, pour leur soutien multiforme.

Enfin, ma gratitude va à l'endroit de toutes les personnes que je n'ai pas citées ici, et qui ont contribué à la réussite de ce travail. Que le Tout-Puissant les bénisse toutes...

Résumé

L'évapotranspiration réelle est un terme clé du bilan hydrique. De la précision de son estimation, dépend celle du bilan hydrique. La précision du bilan hydrique est d'une importance capitale pour le bassin versant du Kou, situé dans le Sud-ouest du Burkina Faso. Les ressources en eau (très importantes) de ce bassin versant assurent l'alimentation en eau potable d'une population de 600 000 habitants, et l'irrigation de 3 200 ha de terres agricoles. C'est dans le cadre d'une vaste étude sur l'inventaire et la gestion des ressources en eau de ce bassin versant que cette étude a été initiée.

Le but de cette étude est l'estimation de l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant du Kou. L'estimation de l'évapotranspiration réelle par analyse comparée de méthodes, est motivée par le fait qu'il n'existe aucune valeur de référence de l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant.

Des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle, issues de plusieurs approches, ont été sélectionnées en fonction des données de terrain et de télédétection existantes. Ces méthodes ont été testées avec un critère de convergence, comme seul moyen de validation.

Certaines méthodes ont donné des résultats assez intéressants. Ces résultats ont été interpolés à l'ensemble du bassin versant et cartographiés sur la base de corrélations assez forte avec l'indice normalisé de végétation (NDVI).

Mots-clés : évapotranspiration, bassin versant du Kou, agrométéorologie, télédétection à basse résolution, interpolation.

Abstract

Actual evapotranspiration (ETa) is a key term of the water balance. Water balance accuracy is strongly linked to its correct evaluation. The precision of the water balance is of fundamental importance for the Kou catchment, located in the Southwest of Burkina Faso. Water resources (very important) of this catchment provide the drinkable water supply of a population for 600 000 inhabitants and the irrigation of 3 200 ha of farmlands. It is in the framework of a vast study on the inventory and the management of water resources of this catchment that this study was introduced.

The purpose of this study is the evaluation of ETa on the Kou catchment by several independent methods. The choice of ETa evaluation by means of several methods is motivated by the fact that there is practically no reference value of ETa on the catchment.

Evaluation methods of ETa, derived from several approaches, were selected according to existing field data and remote sensing data. These methods have been tested with a criterion of convergence as only means of validation.

Some methods gave interesting results. These results have been interpolated to the whole catchment and mapped on the basis of rather high correlations with the normalized difference vegetation index (NDVI).

Keywords: evapotranspiration, Kou catchment, agrometeorology, low resolution remote sensing, interpolation.

Table des matières

Dédicace.....	i
Remerciements.....	ii
Résumé – Abstract.....	iii
Liste des tableaux.....	vi
Liste de figures.....	vii
Avant-propos.....	viii
Introduction.....	1
1. Evapotranspiration – Cadre théorique.....	4
1.1. Définition de l'évapotranspiration.....	4
1.2. Facteurs conditionnant l'évapotranspiration.....	4
1.3. Bilan d'énergie à la surface du sol.....	4
1.3.1. Rayonnement net (Rn).....	5
1.3.2. Flux de chaleur du sol (G).....	6
1.3.3. Flux de chaleur sensible (H).....	6
1.3.4. Flux de chaleur latente (λE).....	7
1.4. Mesure et estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle.....	8
1.4.1. Mesure de l'évapotranspiration.....	9
1.4.2. Estimation de l'évapotranspiration.....	12
1.5. Spatialisation des données locales d'évapotranspiration.....	17
1.5.1. Interpolation spatiale.....	17
1.5.2. A propos de la télédétection.....	18
1.6. Estimation de l'évapotranspiration par la télédétection.....	19
1.6.1. Les méthodes empiriques directes.....	19
1.6.2. Les méthodes dites "résiduelles du bilan d'énergie".....	20
1.6.3. Les méthodes basées sur les indices de végétation.....	24
1.6.4. Meteosat Seconde Génération.....	27
2. Le bassin versant du Kou.....	29
2.1. Généralités.....	29
2.2. Climatologie.....	30
2.2.1. Pluviométrie.....	30
2.2.2. Températures.....	31
2.2.3. Vents.....	31
2.2.4. Rayonnement solaire.....	32
2.2.5. Hygrométrie.....	32
2.2.6. Evapotranspiration potentielle.....	33
2.3. Végétation.....	33
2.4. Pédologie.....	34
2.5. Géologie.....	35
2.6. Hydrogéologie.....	36
2.7. Hydrographie.....	37
2.7.1. Les rivières et les sources.....	37
2.7.2. Les mares et les lacs.....	37
2.8. Occupation des terres.....	38
2.9. Le périmètre irrigué de la Vallée du Kou.....	39
3. Approche méthodologique, Hypothèses, Matériels, Données.....	42
3.1. Approche méthodologique.....	42
3.1.1. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration.....	42
3.1.2. Justification du choix des méthodes retenues.....	43
3.2. Hypothèses.....	43
3.3. Matériels.....	44
3.3.1. Logiciels de télédétection.....	44
3.3.2. Systèmes d'information géographique.....	45
3.3.3. Modèles agroclimatologiques - exemple d'Agrometshell.....	45
3.3.4. Outils divers.....	46

3.4.	Bases de données.....	46
3.4.1.	Base de données GEeau.....	47
3.4.2.	Base de données FAOCLIM	52
3.4.3.	Base de données AP3A	52
3.4.4.	Base de données du Projet Eaux Souterraines	52
3.4.5.	Imagerie satellitale.....	53
3.4.6.	Choix de l'année hydrologique d'étude.....	54
4.	Analyse des données utilisées	62
4.1.	Pluviométrie	62
4.2.	Hydrométrie.....	63
4.3.	Variables climatiques	63
4.4.	Evapotranspiration potentielle	64
4.5.	Imagerie satellitale.....	65
4.5.1.	Qualité des données	66
4.6.	Piézométrie	67
4.6.1.	Etat des données piézométriques	67
4.6.2.	Analyse des données piézométriques	68
4.7.	Justification du choix de Badara comme exutoire du sous bassin considéré pour l'estimation de l'évapotranspiration par la méthode du bilan hydrique	69
4.8.	La prise d'eau de Diaradougou	72
5.	Résultats et commentaires.....	74
5.1.	Evapotranspiration potentielle	74
5.1.1.	Estimation de l'évapotranspiration potentielle de référence par la méthode FAO Penman-Monteith (ET _o)	74
5.1.2.	Estimation de l'évapotranspiration potentielle de référence par la méthode Agrometshell (ET _o) 75	
5.1.3.	Estimation de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite.....	77
5.1.4.	Evapotranspiration extraite de la base de données GEeau pour la station météorologique de Bobo Dioulasso (ET _o).....	78
5.2.	Evapotranspiration réelle.....	78
5.2.1.	Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode du bilan hydrique (exutoire Badara).....	78
5.2.2.	Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode du bilan d'énergie.....	80
5.2.3.	Estimation de l'évapotranspiration réelle par la formule proposée par la méthode du bilan d'énergie	81
5.2.4.	Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Penman-Monteith (ETR)	83
5.2.5.	Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode Agrometshell (ETR)	84
5.3.	Synthèse générale des résultats	89
5.4.	Interpolation et cartographie	93
5.4.1.	Interpolation	93
5.4.2.	Cartographie	93
6.	Discussion générale.....	102
6.1.	A propos de la corrélation entre l'indice de végétation (NDVI) et l'évapotranspiration réelle	102
6.2.	A propos de la position et surface du bassin hydrogéologique (ou d'alimentation)	103
6.2.1.	Position du bassin d'alimentation.....	103
6.2.2.	Estimation de la surface du bassin d'alimentation	104
6.3.	A propos des approches et méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle	106
6.4.	A propos de l'imagerie satellitale.....	108
6.5.	A propos de notre approche méthodologique et de nos résultats.....	108
	Conclusion.....	111
	Références bibliographiques.....	114
	Annexes.....	120

Liste des figures

Figure 1. Les différentes composantes du bilan d'énergie.....	5
Figure 2. Schéma d'une cuve lysimétrique.....	10
Figure 3. Exemple de semi-variogramme.....	18
Figure 4. Principaux attributs de SEBAL.....	21
Figure 5. Illustration du WDI calculé par la méthode du trapèze.....	25
Figure 6. Zone nominale de couverture de Meteosat Seconde Génération.....	27
Figure 7. Localisation du bassin versant du Kou.....	29
Figure 8. Normales pluviométriques de 4 stations du bassin versant du Kou.....	30
Figure 9. Variation des températures moyennes mensuelles à Bobo-Dioulasso.....	31
Figure 10. Moyenne mensuelle de la vitesse du vent à 2 mètres du sol à Bobo-Dioulasso.....	32
Figure 11. Moyenne mensuelle du rayonnement solaire à Bobo-Dioulasso.....	32
Figure 12. Moyenne mensuelle de l'humidité relative à Bobo-Dioulasso.....	33
Figure 13. Evapotranspiration potentielle normale à Bobo Dioulasso et Bama.....	33
Figure 14. Principales formations végétales du bassin versant du Kou.....	34
Figure 15. Carte morphopédologique du bassin versant du Kou.....	35
Figure 16. Géologie du bassin versant du Kou.....	36
Figure 17. Hydrogéologie du bassin versant du Kou.....	37
Figure 18. Réseau hydrographiques et mares du bassin versant du Kou.....	38
Figure 19. Carte d'occupation des terres du bassin versant du Kou.....	39
Figure 20. Périmètre irrigué de la vallée du Kou.....	40
Figure 21. Distribution spatiale des stations pluviométriques du bassin du Kou & environs.....	50
Figure 22. Distribution spatiale des stations hydrométriques du bassin du Kou.....	51
Figure 23. Distribution spatiale des données de pluie (stations pluviométriques d'intérêt pour l'étude).....	56
Figure 24. Distribution spatiale des stations hydrométriques du bassin du Kou.....	57
Figure 25. Stations pluviométriques d'intérêt pour notre étude.....	62
Figure 26. Débit journalier à Badara en 2000.....	63
Figure 27. Comparaison entre la Pluviométrie normale et l'évapotranspiration potentielle normale à Bama....	65
Figure 28. Comparaison entre la Pluviométrie normale et l'évapotranspiration potentielle normale à Bobo Dioulasso.....	65
Figure 29. Hydrogéologie du bassin versant du Kou.....	69
Figure 30. Hydrographie du bassin versant du Kou.....	70
Figure 31. Sous bassin versant Badara.....	71
Figure 32. Polygones de Thiessen du sous bassin versant Badara.....	72
Figure 33. Capture d'image du panneau des données d'entrée du modèle de calcul de l'évapotranspiration avec Agrometshell.....	76
Figure 34. Capture d'écran de l'évolution du Kc variable utilisé dans Agrometshell.....	87
Figure 35. Evapotranspiration réelle pour : Kc = 1 ; SEDI Regression ; NDVI moyen.....	94
Figure 36. Evapotranspiration réelle pour : Kc = 1 ; SEDI Regression ; NDVI max.....	95
Figure 37. Evapotranspiration réelle pour : Kc = 1 ; SEDI Inverse ; NDVI moyen.....	95
Figure 38. Evapotranspiration réelle pour : Kc = 1 ; SEDI Inverse ; NDVI max.....	96
Figure 39. Evapotranspiration réelle pour : Kc = 1 ; Inverse Distance.....	96
Figure 40. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Regression ; NDVI moyen.....	97
Figure 41. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Regression ; NDVI max.....	97
Figure 42. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Inverse ; NDVI moyen.....	98
Figure 43. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Inverse ; NDVI max.....	98
Figure 44. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; Inverse Distance.....	99
Figure 45. Evapotranspiration réelle (Kc variable) en fonction du NDVI moyen des pixels.....	103
Figure 46. Superficie du bassin d'alimentation des sources du Kou, en fonction de l'évapotranspiration réelle	106

Liste des tableaux

Tableau 1. Principales hypothèses sur les paramètres environnementaux utilisés dans l'algorithme de SEBAL	23
Tableau 2. Principales caractéristiques physiques du bassin versant du Kou	30
Tableau 3. Formations aquifères du bassin versant du Kou	36
Tableau 4. Historique des données climatiques	49
Tableau 5. Exemples de produits MODIS	54
Tableau 6. Disponibilité des données journalières de pluie	55
Tableau 7. Disponibilité des données journalières de débit	56
Tableau 8. Disponibilité des données journalières de variables climatiques à Bama	58
Tableau 9. Disponibilité des données journalières de variables climatiques à Bobo Dioulasso	58
Tableau 10. Disponibilité des données journalières d'évapotranspiration à Bobo Dioulasso	58
Tableau 11. Disponibilité des données journalières	59
Tableau 12. Comparaison entre les normales pluviométriques et la pluviométrie de l'an 2000 à Bobo	63
Tableau 13. Données satellitales collectées	66
Tableau 14. Inventaire des points piézométriques suivis	67
Tableau 15. Valeurs manquantes de débit pour les stations de Badara et la Confluence Niamé-Baoulé	70
Tableau 16. Détails du calcul des polygones par la méthode de Thiessen	71
Tableau 17. Données d'entrée pour la formule FAO Penman-Monteith (ETo)	74
Tableau 18. Résultat du calcul de l'ETo par la formule FAO Penman-Monteith	75
Tableau 19. Données d'entrée pour le calcul de l'ETo par Agrometshell	75
Tableau 20. Résultat du calcul de l'ETo par Agrometshell	76
Tableau 21. Données d'entrée pour le calcul de l'ETo par la formule de Thornthwaite	77
Tableau 22. Résultat du calcul de l'ETo par la formule de Thornthwaite	77
Tableau 23. Evapotranspiration potentielle annuelle extraite de la base de données GEeau	78
Tableau 24. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la méthode du bilan hydrique au sous bassin versant de Badara	79
Tableau 25. Résultat du calcul de l'ETR sur le sous bassin versant Badara par la méthode du bilan hydrique	79
Tableau 26. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la méthode du bilan d'énergie	80
Tableau 27. Résultat du calcul de l'ETR par la méthode du bilan d'énergie	80
Tableau 28. Valeurs des paramètres de la formule de Lohammar	82
Tableau 29. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la formule proposée par le bilan d'énergie	82
Tableau 30. Résultat du calcul de l'ETR par la formule proposée par le bilan d'énergie	82
Tableau 31. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la méthode de Penman-Monteith	84
Tableau 32. Résultat du calcul de l'ETR par la méthode de Penman-Monteith	84
Tableau 33. Paramètres des deux simulations avec Agrometshell	86
Tableau 34. Résultats des simulations d'Agrometshell pour l'estimation de l'ETR sur les 7 stations météorologiques	88
Tableau 35. Variations de l'ETo par rapports aux normales	89
Tableau 36. Récapitulatif des résultats des calculs des évapotranspirations (potentielle et réelle) pour les 7 stations météorologiques	91
Tableau 37. Résumé des méthodes d'interpolation utilisées	94
Tableau 38. Résumé des résultats des différentes interpolations	99
Tableau 39. Valeurs de NDVI et d'évapotranspiration par station météorologique	102
Tableau 40. Corrélations NDVI – Evapotranspiration réelle	102
Tableau 41. Résultat des estimations de la surface du bassin d'alimentation des sources, en fonction de l'évapotranspiration réelle	105



- Introduction -

Introduction

Dans le cadre général de l'étude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, il s'avère nécessaire de connaître en profondeur, les différents termes qui composent son bilan hydrique.

Le bilan hydrique est une équation qui fait l'équilibre, au point de vue hydrique, entre les entrées, les sorties et le stock, à l'instant t , ou sur une période donnée. L'évapotranspiration réelle est compté dans les sorties d'un bilan hydrique.

L'évapotranspiration est une combinaison de deux termes, à savoir, l'évaporation (à partir d'une surface, d'un plan d'eau), et la transpiration (des végétaux).

L'évapotranspiration est un phénomène très complexe, en ce sens que les mécanismes à son origine ne sont pas toujours totalement connus et peuvent différer d'un milieu à un autre. Il en résulte alors que son estimation est aussi complexe.

De nombreuses théories et approches ont été élaborées, en vue de l'estimation de l'évapotranspiration (réelle). De ces théories et approches, ont découlé un certain nombre de méthodes, directes ou indirectes, d'estimation.

La présente étude, sans vouloir faire un tour complet de toutes les méthodes existantes, tente dans sa première partie, de faire le point sur les méthodes répertoriées comme étant les plus courantes. Ces méthodes, comme annoncé tantôt, sont issues de théories ou approches, souvent très différentes les unes des autres, ce qui préfigurerait, à priori, des résultats différents pour des situations similaires.

Le bassin du Kou, situé dans le Sud-ouest du Burkina Faso, est le site choisi dans le cadre de cette étude, mais aussi dans un cadre plus vaste d'inventaire et de gestion de ressources en eau du Sud-ouest du Burkina Faso.

L'étude de l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant du Kou s'inscrit dans la logique d'une meilleure connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin du Kou ; *quelles sont les ressources réellement disponibles (stock), connaissant les apports (entrées) et les prélèvements (sorties) annuels ?* Telle est la question fondamentale à laquelle tente de répondre cette étude, tout en se focalisant sur les sorties du bilan hydrique, notamment l'évapotranspiration réelle.

Pourquoi une étude sur l'évapotranspiration réelle du bassin versant du Kou ?

- parce que l'évapotranspiration réelle apparaît, en ce qui nous concerne, comme étant l'élément clé de notre bilan hydrique
- parce que nous n'avons pas voulu nous "satisfaire" seulement d'une estimation de l'évapotranspiration, comme résidu des autres termes du bilan hydrique, comme cela est couramment rencontré dans la littérature
- parce que, jusqu'à nos jours, peu ou pas d'études ont été faites dans le sens de l'estimation de l'évapotranspiration réelle, mais aussi, des mécanismes qui la déclenchent (ou la favorisent), et l'entretiennent.

Concernant ce dernier point, il est à noter que le but de cette étude n'est pas une approche fondamentale de l'évapotranspiration réelle. Mais, cependant, l'ensemble des méthodes qui seront utilisées, permettront (nous l'espérons) de toucher, même partiellement, certains des mécanismes à la base de l'évapotranspiration.

Dans ce rapport sur notre étude de l'évapotranspiration du bassin versant du Kou, après une revue (non exhaustive) des méthodes les plus courantes de calcul/estimation de l'évapotranspiration réelle, ainsi que de leurs théories fondamentales, nous proposons une application des méthodes que nous aurons sélectionnées sur la base des données d'entrée (ou paramètres) qu'elles nécessitent, et dont nous disposons.

La télédétection est très présente dans cette étude, du fait que l'étude et le suivi de l'évapotranspiration réelle, implique un suivi assez régulier des caractéristiques de la végétation, comme l'indice normalisé de végétation (NDVI) ou l'indice de surface foliaire (LAI), par exemple, ou des caractéristiques du sol (occupation du sol, température du sol).

Le recours à la télédétection est devenu de nos jours, quasi-systématique dans les études d'évapotranspiration à grande échelle, en raison de l'économie faite sur le temps de collecte des données et sur le coût de la collecte des données, vu que certains capteurs à basse résolution délivrent régulièrement des images à peu ou pas de frais.

Les produits de la télédétection nous serviront aussi à réaliser un autre objectif de cette étude, à savoir, la cartographie de l'évapotranspiration sur notre bassin versant. En effet, nous pensons qu'au-delà des valeurs ponctuelles d'évapotranspiration habituellement calculées, il serait intéressant de procéder à une cartographie au moyen de méthodes d'interpolation.



- Partie 1 : évapotranspiration – cadre théorique -

1. Evapotranspiration – Cadre théorique

1.1. Définition de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est une combinaison de deux processus : l'évaporation et la transpiration.

L'évaporation, ou plus précisément l'évaporation directe, désigne l'eau qui s'évapore à partir d'un sol (nu) ou d'un plan d'eau. Autrement, l'évaporation est un transfert de l'eau, à partir de la surface du sol, vers l'atmosphère.

La transpiration désigne la transpiration des végétaux à travers les stomates (micropores par lesquels l'eau s'évapore) de leurs feuilles. Les racines des végétaux captent l'eau qui se trouve dans le sol. Une fois parvenue aux feuilles, une partie de l'eau va s'évaporer à travers les stomates des feuilles. L'autre partie va servir à la photosynthèse.

1.2. Facteurs conditionnant l'évapotranspiration

L'évapotranspiration dépend de deux éléments : la chaleur fournie par le rayonnement solaire et la quantité d'eau disponible dans le sol.

En effet, d'après Courault et al. (2005), l'un des principaux facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration est la chaleur du sol (fournie par le rayonnement solaire). On compte aussi parmi les facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration, la résistance aérodynamique (r_a) au transfert de chaleur sensible et latente, et le stress hydrique (lié à la quantité d'eau dans le sol) car, lorsque l'eau se fait plus rare dans le sol, les stomates se referment et la transpiration ralentit.

Il apparaît ainsi que l'évapotranspiration est très liée au rayonnement solaire et au bilan d'énergie à la surface du sol.

Nous verrons dans le prochain paragraphe ce qu'est le bilan d'énergie et comment obtenir une estimation de l'évapotranspiration sur la base de ce bilan d'énergie.

1.3. Bilan d'énergie à la surface du sol

L'expression du bilan d'énergie instantané à la surface du sol, est :

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (\text{W/m}^2) \quad (1)$$

Avec : R_n , le rayonnement net à la surface du sol
 G , le flux de chaleur du sol
 H , le flux de chaleur sensible
 λE , le flux de chaleur latente

L'évapotranspiration correspond au terme du flux de chaleur latente (λE) du bilan d'énergie (Wassenaar et al., 2002 ; Courault et al., 2005). Plus précisément, E est l'évapotranspiration et λ est la chaleur latente de vaporisation, l'énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau (Chemin, 2003).

Il apparaît que de tous les termes du bilan, λE soit le plus difficile à estimer directement (Courault et al., 2005 ; Chemin, 2003 ; Bastiaanssen 1995). De ce fait, λE est généralement un terme déterminé comme résidu de l'équation (1).

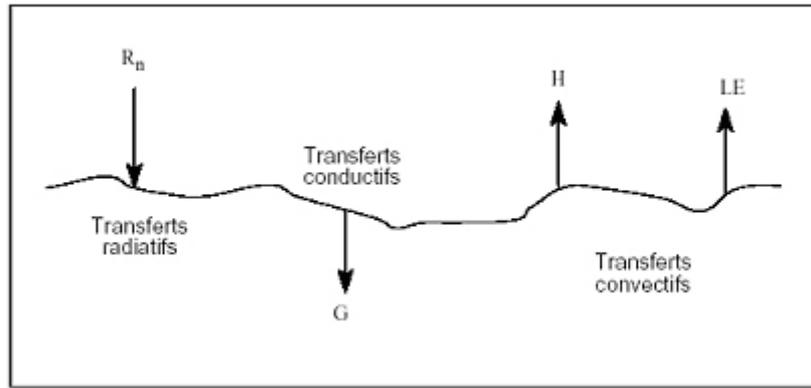


Figure 1. Les différentes composantes du bilan d'énergie. R_n : rayonnement net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs).

1.3.1. Rayonnement net (R_n)

Le rayonnement provenant (principalement) du soleil peut être décomposé en ondes longues et courtes. D'après Chemin (2003), les ondes longues sont absorbées par un certain nombre d'éléments, éventuellement, après un certain temps, tandis que les ondes courtes sont instantanément réfléchies par les éléments du sol, en fonction de leurs albédos¹ respectifs.

$$R_n = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow \quad (\text{W/m}^2) \quad (2)$$

Avec : R_n , le rayonnement net à la surface du sol

K^\downarrow , le rayonnement d'ondes courtes arrivant à la surface du sol

K^\uparrow , le rayonnement d'ondes courtes partant de la surface du sol

L^\downarrow , le rayonnement d'ondes longues arrivant à la surface du sol

L^\uparrow , le rayonnement d'ondes longues partant de la surface du sol

Les courtes longueurs d'onde sont comprises entre 0.3 et 3 μm , tandis que les ondes longues sont comprises entre 3 et 10 μm (Bastiaanssen, 1995).

D'après Bastiaanssen (1995), $K^\uparrow = \alpha K^\downarrow$, avec α étant l'albédo de la surface considérée, et L^\downarrow s'exprime selon l'équation de Stefan-Boltzmann. On obtient alors :

$$R_n = (1 - \alpha)K^\downarrow + L^\downarrow - L^\uparrow \quad (\text{W/m}^2) \quad (3)$$

$$K^\downarrow = G_{sc} * \cos\theta * d * \tau_{sw} \quad (\text{W/m}^2) \quad (4)$$

$$K^\downarrow = 1367 * \cos\theta * d * \tau_{sw}$$

$$L^\downarrow = 1.08 * (-\ln\tau_{sw})^{0.265} * \sigma * T_{o_{ref}} \quad (\text{W/m}^2) \quad (5)$$

$$L^\uparrow = \varepsilon\sigma T_s^4 \quad (\text{W/m}^2) \quad (6)$$

¹ L'albédo est le rapport de l'énergie solaire réfléchiée par une surface, sur l'énergie solaire incidente. On utilise une échelle graduée de 0 à 1, avec 0 correspondant au noir, pour un corps avec aucune réflexion, et 1 au miroir parfait, pour un corps qui diffuse dans toutes les directions et sans absorption de tout le rayonnement électromagnétique visible qu'il reçoit.

α est l'albédo de surface ; G_{sc} est une constante solaire dont la valeur (1367 w/m^2) est proposée par Shu et al (2006) ; $\cos\theta$ est le cosinus de l'angle du zénith solaire ; d , l'inverse de la distance entre le soleil et la terre ; σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,670400.10^{-8} \text{ JK}^4\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$) ; τ_{sw} est la transmissivité de l'atmosphère ; ε est l'émissivité de la surface terrestre ; T_s , la température du sol ; $T_{o,ref}$ est une température de référence, prise par Bastiaanssen (1995) et Vidal (1996), comme égale à la température de l'air.

1.3.2. Flux de chaleur du sol (G)

D'après Vidal (1996), le flux de chaleur du sol est en général exprimé en fonction du rayonnement net et dépend de la couverture végétale, de la température de surface du sol et de l'albédo.

L'expression de G, en termes de flux, donc de rapport entre différence de potentiel et résistance, est donnée par Choudhury & Monteith (1988) et Bastiaanssen (1995) :

$$G = \rho_s c_s (T_o - T_s) / r_{sh} \quad (\text{W/m}^2) \quad (7)$$

Avec : ρ_s , densité apparente du sol (kg/m^3)
 c_s , chaleur spécifique du sol ($\text{J/kg/}^\circ\text{K}$)
 r_{sh} , résistance du sol au transfert par chaleur (s/m)
 T_o , température de surface ($^\circ\text{K}$)
 T_s , température du sol ($^\circ\text{K}$)

D'après Touré (2004), ce flux peut être considéré comme essentiellement dû à la conduction. Il est négatif pendant la journée et correspond à un réchauffement du sol sous l'effet de l'apport énergétique du soleil, tandis que la nuit, il est dirigé de la profondeur du sol vers la surface.

Pratiquement, la valeur instantanée de G en milieu de journée, varie linéairement de $0.3R_n$, pour un sol nu, à $0.1R_n$, pour une végétation totalement couvrante (Clothier et al., 1986 ; in Vidal, 1996).

1.3.3. Flux de chaleur sensible (H)

Le flux de chaleur sensible (H) correspond au transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air. Le flux de chaleur sensible peut s'exprimer aussi comme le rapport d'une différence de potentiel, par une résistance, la résistance aérodynamique de l'air, entre la surface et une hauteur de référence z (estimée à environ 2 m, d'après Courault et al., 2005).

$$H = \rho \cdot c_p \frac{T_r - T_a}{r_a} \quad (\text{W/m}^2) \quad (8)$$

Avec : ρ , densité de l'air (kg/m^3)
 c_p , chaleur spécifique de l'air, à pression constante ($\text{J/kg/}^\circ\text{K}$)
 r_a , résistance au transfert de chaleur (s/m)
 T_r , température radiométrique de surface ($^\circ\text{K}$)
 T_a , température de l'air à la hauteur de référence ($^\circ\text{K}$)

D'après Vidal (1996), le terme ρc_p qui est capacité calorifique du volume de l'air, peut être estimé à $1200 \text{ J/}^\circ\text{K/m}^3$. Luquet (2002), l'estime à $1212 \text{ J/}^\circ\text{K/m}^3$.

La résistance de l'air r_a (s/m), ci-dessus mentionnée, s'exprime :

$$r_a = \frac{1}{ku^2} \left(\ln\left(\frac{z - d_o}{z_{om}}\right) - \psi_m \right) \left(\ln\left(\frac{z - d_o}{z_{om}}\right) - \psi_h \right) \quad (9)$$

Avec : u , vitesse du vent (m/s) ; $u(z) = \frac{u_*}{k} \left(\ln\left(\frac{z - d_o}{z_{om}}\right) - \psi_m \right)$ (10)

u_* , vitesse de friction (m/s)

ψ_m , fonction de stabilité atmosphérique

ψ_h , fonction de stabilité pour la chaleur sensible

k , constante de Von Karman ($k = 0.41$)

d_o , hauteur de déplacement

z_{om} , longueur de rugosité pour le flux de quantité de mouvement

Modèle "extra-resistance" de Kustas et al (1989)

D'après Li et al (1998), Kustas et al (1989) ont proposé un modèle de flux de chaleur sensible dit d'"extra-resistance" dans lequel H s'exprime par :

$$H = \rho.c_p \frac{T_r - T_a}{r_a + r_x} \quad (\text{W/m}^2) \quad (11)$$

Avec : r_a , résistance de l'air (s/m)

$$r_x, \text{ extra-resistance ; } r_x = kB^{-1} \frac{1}{ku^2} \left(\ln\left(\frac{z - d_o}{z_{om}}\right) - \psi_m \right) \quad (12)$$

Kustas et al (1989) ont donné une expression du facteur radiométrique kB^{-1} dans laquelle, kB^{-1} s'exprime en fonction de la différence de température entre l'atmosphère et la surface du sol, et de la vitesse du vent :

$$kB^{-1} = S_{kB} * u * (T_r - T_a) \quad (13)$$

Avec S_{kB} , une constante comprise entre 0.05 et 0.25

Il est à noter que les modèles d'estimation du flux de chaleur sensible H , présentés ci-dessus, sont ceux à une couche² et pour une surface presque homogène. Pour le modèle à deux couches ou pour surface hétérogène, voir Li et al (1998) et Bastiaanssen (1995).

1.3.4. Flux de chaleur latente (λE)

D'après Luquet (2002), cité par Kotchi (2004), le flux de chaleur latente (λE) correspond à une quantité d'eau évaporée par unité de temps, convertie en énergie par la constante de vaporisation de l'eau, λ étant la chaleur latente d'évaporation de l'eau. La chaleur latente d'évaporation est la quantité de chaleur requise pour transformer un gramme de liquide en vapeur, sans changement de température. Le flux de chaleur latente est plus communément appelé évapotranspiration car il résulte de l'évaporation de l'eau présente sur les espaces physiques (sol, feuilles, eau libre) mais aussi de la transpiration foliaire.

² Couche équivalent à 10 à 15 % de la couche limite atmosphérique (Holtslag et al., 1986 ; in Touré, 2004)

$$\lambda E = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \frac{e_s - e_a}{r_s + r_a} \quad (\text{W/m}^2) \quad (14)$$

Avec : γ , constante psychrométrique (66.1 Pa/°K)
 r_s , résistance stomatique (s/m) intervenant dans le couvert végétal
 e_s , pression de vapeur d'eau de la surface (Pa)
 e_a , pression de vapeur d'eau de l'air au voisinage de la surface (Pa)

1.4. Mesure et estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle

On se propose dans ce paragraphe de faire une revue des principales méthodes de mesure/estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle. La question de la spatialisation des données d'évapotranspiration sera abordée dans un autre paragraphe.

Il existe une grande variété de méthodes de mesure de l'évapotranspiration. Certaines d'entre elles sont plus convenables que d'autres pour des questions de précision ou de coût financier, ou sont particulièrement adaptées à des échelles d'espace et de temps données.

Pour diverses applications, l'évapotranspiration a besoin d'être prédite, alors on a besoin de l'estimer par des modèles.

D'après Rose & Sharma (1984), cités par Rana & Katerji (2000), on pourrait faire une classification de ces différentes méthodes en fonction d'un type d'approche adopté.

Ainsi, Rose & Sharma (1984) proposent la classification suivante :

- **Mesure de l'évapotranspiration**
 - Approche hydrologique
 - *Bilan hydrique*
 - *Lysimètre*
 - Approche micro météorologique
 - *Bilan d'énergie et rapport de Bowen*
 - *Méthode aérodynamique*
 - *Eddy Covariance*
 - Approche physiologie végétale
 - *Méthode du flux de sève*
 - *Système de chambres*
- **Estimation de l'évapotranspiration**
 - Approche analytique
 - *Méthode de Penman-Monteith*
 - Approche empirique
 - *Méthode du coefficient cultural Kc*
 - *Méthode basée sur la modélisation du bilan hydrique*

1.4.1. Mesure de l'évapotranspiration

D'après Rana & Katerji (2000), la plupart des méthodes directes ou indirectes de mesure d'évapotranspiration se basent sur la mesure de 2 classes de facteurs :

- la teneur en eau du sol et les caractéristiques physiques des surfaces à partir desquelles se produit l'évapotranspiration (hauteur, densité des plantes, rugosité du couvert végétal, albédo)
- les variables climatiques telles que le rayonnement solaire, la vitesse du vent, les caractéristiques thermodynamiques de l'atmosphère, au-dessus de la végétation.

1.4.1.1. Approche hydrologique

a. Bilan hydrique

La méthode du bilan hydrique est une méthode résiduelle, en ce sens qu'elle se base sur l'équation du bilan et sur la déduction de l'évapotranspiration à partir de la détermination des autres termes de l'équation. Cette méthode peut se justifier dans la mesure où les autres termes de l'équation du bilan sont souvent relativement plus faciles à déterminer.

L'équation du bilan hydrique, dans son expression la plus complète (Rana & Katerji, 2000), s'écrit :

$$P + I + W - ET - R - D = \pm \Delta S_0^r \quad (\text{mm/s}) \quad (15)$$

Avec : P, précipitations
I, irrigation
W, remontée capillaire
D, drainage
R, ruissellement
ET, évapotranspiration
 ΔS , stock d'eau dans la zone racinaire

En fonction de l'environnement, de conditions particulières ou d'hypothèses, du pas de temps, notamment, cette équation peut être simplifiée.

Ainsi, par exemple, d'après Holmes (1984), le ruissellement peut être négligé dans les zones arides et semi-arides à très faibles pentes. Toujours dans les régions arides, d'après Rana & Katerji (2000), pour des sols minces ou pour des sols avec une nappe assez profonde, W peut être négligé.

En outre, à l'échelle journalière, le drainage D peut être négligé si l'apport en eau (P et/ou I) n'excède pas la capacité de stockage du sol (Holmes, 1984 ; Lhomme & Katerji, 1991 ; in Rana & Katerji, 2000).

Rana & Katerji (2000) concluent que la méthode du bilan hydrique convient aux petites parcelles (~10 m²) ou aux grands bassins versants (~10 km²).

b. Lysimètre

Le lysimètre est une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie d'une portion de terrain d'une épaisseur, qui peut varier de 0.5 à 2 m. La végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues sensiblement identiques à celles du terrain en place.

Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain à partir des variations de stock d'eau, par pesée, ou par des mesures de l'eau du sol et du drainage, et des données de précipitation indiquées par un pluviomètre à proximité. L'aire horizontale de la portion de terrain isolée doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée, en théorie à 0.01 mm près (Musy, 2004).

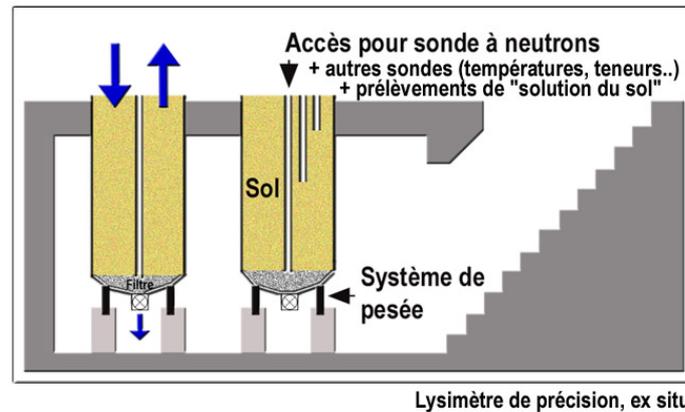


Figure 2. Schéma d'une cuve lysimétrique

Toutefois, selon Rana & Katerji (2000), un certain nombre de paramètres peuvent entacher d'erreurs, les mesures d'évapotranspiration faites avec un lysimètre. Ainsi pour les régions à climats semi-aride et aride, si le sol contenu dans le lysimètre est très fissuré, il peut en résulter une surestimation de l'évapotranspiration. Egalement, dans ces régions, l'échauffement (en surface) des parois métalliques du lysimètre peut provoquer une micro-advection de chaleur sensible au sein de la végétation contenue dans le lysimètre.

Enfin, si les parois du lysimètre sont assez hautes par rapport au terrain naturel, il peut y avoir un effet d'écran par rapport au vent, et en plus, un surplus de rayonnement solaire réfléchi par les parois sur la végétation.

1.4.1.2. Approche micro météorologique

a. Rapport de Bowen (Bowen ratio)

Le rapport de Bowen se base sur l'équation du bilan d'énergie instantané :

$$R_n = G + H + \lambda E \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (1)$$

Avec : R_n , le rayonnement net à la surface du sol

G , le flux de chaleur du sol

H , le flux de chaleur sensible

λE , le flux de chaleur latente

Le rapport de Bowen se définit alors comme étant le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (16)$$

$$\text{Ainsi, } \lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (17)$$

β peut être mesuré par le rapport de la différence de température entre deux points et la différence de pression de vapeur mesurée en ces deux points.

$$\text{Soit } \beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (18)$$

Avec : γ , constante psychrométrique (66.1 Pa/°K)

Le principal avantage du rapport de Bowen, est qu'il permet d'éviter les mesures de vitesse de vent.

b. Méthode aérodynamique

Selon Rana & Katerji (2000), si on suppose qu'une densité de flux peut être reliée à un gradient de concentration dans la couche de surface atmosphérique, alors le flux de chaleur latente peut être directement déterminé par des facteurs d'échelle que sont u_* et q_* , au départ de q , l'humidité spécifique de l'air (kg/kg), et de u , la vitesse du vent.

$$\lambda E = -\lambda \rho u_* q_* \quad (\text{W/m}^2) \quad (19)$$

$$u_* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z-d}{z_o}\right) - \psi_m} \quad (20)$$

$$q_* = \frac{k(q - q_o)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_o}\right) - \psi_v} \quad (21)$$

Avec : ρ , la densité de l'air (kg/m³)
 u_* , la vitesse de friction de l'air (m/s)
 k , constante de Von Karman ($k = 0.41$)
 d , hauteur de déplacement
 z_o , longueur de rugosité de surface
 q_o , humidité de l'air extrapolée à $z = d + z_o$
 ψ_m , fonction de stabilité atmosphérique
 ψ_v , fonction de stabilité/correction pour le transfert de chaleur latente

Le calcul des fonctions de stabilité se fait suivant des processus itératifs, selon Pieri & Fuchs (1990). La difficulté majeure quant à cette méthode aérodynamique, est la mesure de la pression de vapeur à différentes hauteurs au-dessus de la végétation. Pour cette raison, selon Rana & Katerji (2000), le flux de chaleur latente λE peut être directement dérivé du bilan d'énergie, si le flux de chaleur sensible est déterminé par une relation flux-gradient :

$$H = -\rho c_p u_* T^* \quad (22)$$

$$T^* = \frac{k(T - T_o)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_o}\right) - \psi_h} \quad (23)$$

Avec : T_o , température extrapolée à $z = z_o + d$
 ψ_{hr} , fonction de correction pour le transfert de chaleur latente

Par ce dernier procédé, on évite les mesures d'humidité. Toutefois, sa précision repose sur le nombre de mesures de vitesse du vent et de profils de température (3 ou 4 au minimum).

Enfin, d'après de nombreux auteurs (Garrat, 1978 ; Thom et al., 1975 ; Rana & Katerji, 1996), la méthode aérodynamique ne convient pas aux zones de hautes cultures.

c. Eddy covariance

La méthode Eddy covariance (ou *Eddy Correlation*) est une méthode statistique qui utilise les mesures à haute fréquence des températures et vitesse du vent pour décrire la turbulence et à partir de là, les flux de chaleur sensible.

Le principal avantage de la méthode Eddy covariance est qu'elle est la plus directe des mesures des chaleurs latente et sensible en micro météorologie. Aucune hypothèse n'est faite à propos des propriétés de la surface du sol, telles que la rugosité aérodynamique ou la hauteur de déplacement zéro, et aucune correction de stabilité atmosphérique n'est nécessaire.

La méthode Eddy covariance est particulièrement avantageuse dans les végétations hétérogènes et clairsemées des zones semi-arides, caractérisées par des conditions climatiques très variables.

Pour de plus amples informations sur la théorie Eddy covariance, voir Rana & Katerji (2000), Richardson (2005).

d. Approche physiologie végétale

L'approche physiologie végétale consiste à mesurer l'eau perdue (par transpiration) par une plante ou un groupe de plantes.

Cette approche ne sera pas développée ici, mais pour plus d'information, voir Rana & Katerji (2000).

1.4.2. Estimation de l'évapotranspiration

Parmi les principales méthodes d'estimation de l'évapotranspiration, on s'intéressera surtout à l'approche analytique de Penman-Monteith, aux approches empiriques (méthode du coefficient cultural, modélisation du bilan hydrique), tous deux en régime **non-advectif**. L'estimation de l'évapotranspiration en régime advectif sera ensuite abordée.

1.4.2.1. Approche analytique

a. Modèle de Penman-Monteith

Le modèle de Penman résulte de la combinaison de l'équation du bilan d'énergie et de celle du transfert de masse pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une surface d'eau libre.

Le modèle de Penman (1948) modifié par Monteith (1965) s'écrit :

$$\lambda E = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho c_p \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (24)$$

Avec : Δ , rapport entre la différence de pression de vapeur saturante et la différence de température correspondante (Pa/°K)
 D, déficit de pression de vapeur (Pa). $D = (e_s - e_a)$
 γ , constante psychrométrique ($\gamma \sim 66 \text{ Pa/°K}$)
 r_a , résistance aérodynamique (s/m)
 r_s , résistance stomatique (s/m)
 R_n , le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m²/h)
 G , le flux de chaleur du sol (MJ/m²/h)

La résistance r_s est la résistance que le couvert végétal oppose à la diffusion de la vapeur d'eau vers l'atmosphère et est liée aussi bien aux paramètres de la culture, qu'aux paramètres environnementaux (rayonnement, déficit de pression de vapeur, ...) (Thom, 1975 ; Howell & Evett, 2004).

b. Equation FAO 56 Penman-Monteith

Allen et al. (1988) ont apporté une simplification à l'équation de Penman-Monteith en faisant un certain nombre de suppositions sur des paramètres qu'ils ont considérés comme constants.

Ainsi, ils ont supposé constant, λ le flux de chaleur latente de vaporisation. Ils ont fixé la résistance du couvert végétal r_c à une valeur de 70 s/m et simplifié l'expression de la résistance aérodynamique en l'approximant par une fonction inverse de la vitesse du vent ($r_a = 208/u$) (Howell & Evett, 2004).

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e^o - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (25)$$

Avec : ET_o , évapotranspiration de référence (mm/j)
 T , température de l'air (°C)
 u_2 , vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol (m/s)
 Δ , rapport entre la différence de pression de vapeur et la différence de température correspondant (kPa/°C)
 γ , constante psychrométrique ($\gamma \sim 66 \text{ Pa/°K}$)
 R_n , le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m²/j)
 G , le flux de chaleur du sol (MJ/m²/j)
 e , pression de vapeur (kPa)
 e^o , pression de vapeur saturante à la température T_o de référence (kPa)

La formule FAO 56 Penman-Monteith donne l'évapotranspiration d'une surface herbeuse, bien alimentée en eau, d'une hauteur de 0.12 m, d'une résistance de surface de 70 s/m et d'un albédo de 0.23 (Allen, 2000).

1.4.2.2. Approche empirique

Dans cette approche, l'évapotranspiration des plantes est estimée en tant que fraction de l'évapotranspiration de référence ET_o .

$$ET = K_c * ET_o \quad (26)$$

Avec : K_c , coefficient cultural déterminé expérimentalement

a. Le coefficient cultural K_c

Le coefficient cultural K_c représente une intégration des caractéristiques qui distinguent l'évapotranspiration d'une culture donnée, de l'évapotranspiration de référence (Allen, 2000).

Ces caractéristiques sont : la hauteur des cultures (qui affecte la résistance aérodynamique et la rugosité), la résistance de surface des cultures (affectée par la surface foliaire, la fraction du sol couverte par la végétation, l'humidité à la surface du sol) et l'albédo (affecté par la fraction du sol couverte et l'humidité à la surface du sol).

Doorenbos & Pruitt (1977) ont proposé une forme linéarisée de K_c dans FAO 24. Plus tard dans FAO 56, une autre forme de K_c est proposée, permettant une estimation des effets de l'évaporation à partir d'un sol humide (Wright, 1982 ; in Rana & Katerji, 2000). Ce coefficient a alors la forme suivante :

$$K_c = K_s * K_{cb} + K_e \quad (27)$$

K_{cb} , *coefficient cultural basique* qui représente le rapport ET/ET_o quand la surface du sol est sèche, mais que l'eau dans le sol reste suffisante pour assurer la transpiration de la plante.

K_e est un *coefficient d'évaporation* qui permet la quantification de l'évaporation à partir de la surface humide du sol, l'humidité, résultante des précipitations ou de l'irrigation. D'après Rana & Katerji (2000), K_e peut être expérimentalement obtenu en fonction de la capacité de stockage du sol ΔS , et de la zone racinaire des plantes.

K_s est un *coefficient de réduction de stress hydrique*, compris entre 0 et 1. K_s réduit la valeur de K_{cb} quand la teneur en eau moyenne de la zone racinaire du sol n'arrive plus à assurer une bonne transpiration aux plantes (Allen, 2000).

b. Modélisation du bilan hydrique

On distingue en général deux grandes classes de modèles de bilan hydrique :

- les modèles dits "mécanistes"
- les modèles dits "analogues" (ou modèles réservoir)

Dans l'approche mécaniste, le flux d'eau dans le sol est contrôlé par l'existence d'un gradient de potentiel d'eau dans le sol, régi par la loi de Darcy et le principe de continuité (Rana & Katerji, 2000).

Les méthodes de résolution des équations impliquent toutes le fractionnement du sol en plus ou moins petites couches (De Jong, 1981 ; Feddes et al., 1988).

La complexité dans la mise en œuvre de cette méthode réside dans la précision de la fonction de pédotransfert utilisée pour le transfert de l'eau dans le sol, et dans les procédures pour l'estimation des conditions aux limites du système sol-plante-atmosphère.

Dans l'approche analogue, le sol est traité comme une succession de réservoirs, remplis par les eaux de pluie et d'irrigation, et vidés par l'évapotranspiration et le drainage.

D'après Lhomme & Katerji (1991), ces modèles réservoir sont basés sur les deux principes suivants :

1. La détermination de la capacité de stockage de l'eau dans le sol, ΔS , en fonction de la profondeur du sol et de la zone racinaire.

2. Le fractionnement de l'eau du sol en deux catégories, à savoir, l'eau du sol facilement transpirable et l'eau du sol transpirable, totale. Le coefficient de stress hydrique K_s est supposé être égal à 1 dans la fraction de l'eau facilement transpirable et ensuite, supposé décroître avec les réserves de la fraction de l'eau encore transpirable.

1.4.2.3. Estimation de l'évapotranspiration en régime advectif

Toutes les méthodes de mesure/estimation d'évapotranspiration précédemment présentées, reposent sur l'hypothèse fondamentale que les profils de température de l'air, de concentration en vapeur d'eau, et de vitesse du vent, sont constants d'un point de vue horizontal (Itier & Perrier, 1976, Stull, 1988 ; in Rana & Katerji, 2000).

Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée, en particulier dans les régions arides et semi-arides. Ainsi, d'après Figuerola & Berliner (2005), dans certaines régions arides et semi-arides, les zones irriguées ne sont pas contiguës et sont entourées de larges zones de sols nus.

Durant les saisons sèches, les flux de chaleur provoqués par le rayonnement solaire sont importants et la température de surface de ces zones dénudées est plus élevée que celle de l'air. Le flux de chaleur sensible généré sur ces zones se propage alors vers les zones irriguées ou humides, par advection³.

D'autre part, au sein de ces zones irriguées ou humides, la non-uniformité de la répartition de l'humidité provoque une activité de convection de l'air au sein de la végétation.

Selon Figuerola & Berliner (2005), l'advection autour de ces zones et la convection au sein même de ces zones humides affectent la couche d'air au-dessus de la végétation.

De nombreux auteurs (Philip, 1959 ; Taylor, 1970 ; Itier & Perrier, 1976 ; Itier & al., 1994) ayant étudié théoriquement le phénomène local d'advection, ont montré que le flux advectif φ_a dépendait de :

- le *fetch*⁴ F (m)
- la longueur de rugosité z_o (m) de la culture
- la vitesse du vent u (m/s)
- la différence de température ΔT (°K) entre zones sèches et irriguées

Pour Rana & Katerji (2000), d'un point de vue opérationnel, une situation de régime advectif conduit à la conséquence qu'une correction s'impose pour les évapotranspirations mesurées par les lysimètres, la méthode du flux de sève, et la méthode des chambres, quand le "fetch" n'est pas suffisamment large pour éviter les effets d'advection.

A cet effet, Itier et al (1978) propose une simple correction du flux advectif :

$$\varphi_a = 360 * u * \Delta T \sqrt{\frac{z_o}{F}} \quad (28)$$

D'après Itier et al (1978), cette correction peut être de 1 à 2 mm/jour pour des différences de température entre zones sèches et humides de 5 à 10°C.

³ L'advection désigne un transport horizontal de certaines propriétés par des fluides comme le vent ou les courants.

La convection est un phénomène de la mécanique des fluides, qui se produit lorsqu'une zone change de température et qu'elle se déplace alors verticalement sous l'effet de la poussée d'Archimède.

⁴ Fetch : dimension horizontale de la zone d'étude (m)

Wieringa (1993) propose une valeur de *fetch* F, adaptée à la micro météorologie :

$$F \approx 2z_o \left(\frac{10z}{z_o} \left(\ln \left(\frac{10z}{z_o} \right) - 1 \right) \right) \quad (\text{m}) \quad (29)$$

Concernant le cas spécifique du rapport de Bowen, Blad & Rosenberg (1974), rapportent que cette méthode a tendance à sous estimer l'évapotranspiration en conditions de forte advection.

En rappel, le rapport de Bowen représente le rapport du flux de chaleur sensible H, par le flux de chaleur latente λE .

On peut exprimer H et λE sous les formes suivantes :

$$H = -\rho c_p K_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{W/m}^2) \quad (30)$$

$$\lambda E = -\frac{\rho c_p}{\gamma} K_e \frac{\partial e}{\partial z} \quad (\text{W/m}^2) \quad (31)$$

Avec : K_e et K_h , coefficients de diffusivité turbulente de la vapeur d'eau et de la température, respectivement.

D'où,

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{K_h}{K_e} \frac{\partial T}{\partial e} \approx \gamma \frac{K_h}{K_e} \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{si on considère des variables discrètes } T \text{ et } e) \quad (32)$$

En conditions non advectives, on admet l'hypothèse de similarité des coefficients K_e et K_h (Monteny et al., 1984), d'où $K_e = K_h$ et $\beta = \gamma^* \Delta T / \Delta e$

En conditions d'advection, d'après Monteny et al (1984), les flux de chaleur latente et de chaleur sensible sont de signes opposés et les coefficients de diffusivité (ou d'échange) sont différents ($K_e \neq K_h$).

Verma et al (1978), Brakke et al (1978), ont montré expérimentalement qu'en conditions de stabilité, K_h est supérieur à K_e et proposent l'équation suivante :

$$\frac{K_h}{K_e} = 2.95 + 3.72 \left(\frac{dT}{de} \right) + 1.72 \left(\frac{dT}{de} \right)^2 \quad \text{pour } -0.1 < \frac{dT}{de} < -0.8 \quad (33)$$

$$\text{d'où } \beta = \gamma \left(2.95 + 3.72 \left(\frac{dT}{de} \right) + 1.72 \left(\frac{dT}{de} \right)^2 \right) \frac{dT}{de} \quad \text{en régime advectif} \quad (34)$$

1.5. Spatialisation des données locales d'évapotranspiration

On s'intéresse ici à spatialiser des données ponctuelles d'évapotranspiration calculées, mesurées ou estimées à partir des méthodes à la parcelle précédemment présentées.

Autrement dit, à partir des points ou zones pour lesquels il existe des données d'évapotranspiration, on voudrait "générer" des données pour les zones qui n'en ont pas.

Une solution idéale serait de disposer de façon très rapprochée dans l'espace, de stations de mesure de l'évapotranspiration, de manière à assurer une assez bonne couverture de la zone d'intérêt.

A l'évidence, on pourrait vite se rendre compte que cette solution, bien qu'idéale (car une bonne mesure est préférable à une bonne estimation), ne soit pas optimale en termes de coût financier en raison de certains instruments de mesure, assez onéreux. Il faudrait, à cela, ajouter les éventuels problèmes d'accès aux sites choisis pour les mesures.

Une seconde solution serait de procéder à une interpolation spatiale. Une interpolation spatiale consisterait, à partir d'un réseau de stations de mesure ou de données localisées, à créer artificiellement des données, au moyen de diverses techniques afin de couvrir la zone d'intérêt. Nous verrons brièvement ce qu'est l'interpolation, et les différentes techniques qu'elle utilise.

1.5.1. Interpolation spatiale

1.5.1.1. Définition

On peut définir l'**interpolation** spatiale par la procédure qui consiste à estimer la valeur d'attribut pour des sites non échantillonnés, situés à l'intérieur des limites définies par les positions des sites échantillonnés. Pour les sites en dehors des limites précédemment définies, on parle plutôt d'**extrapolation**.

L'interpolation spatiale repose sur le principe de l'auto corrélation spatiale qui veut que des objets rapprochés dans l'espace tendent à posséder des caractéristiques similaires.

Selon Gratton (2002), l'interpolation spatiale est un problème classique d'estimation d'une fonction $F(X)$, où $X = (x,y)$, en un point X_p du plan, à partir de valeurs connues de F en un certain nombre m de points environnants, X_i :

$$F(X_p) = \sum_{i=1}^m w_i F(X_i) \quad (35)$$

Le problème se ramène alors à déterminer les w_i , la pondération de chacun des points environnants. Il existe plusieurs méthodes de choix des poids w_i . Les méthodes les plus connues sont l'interpolation linéaire (en fonction de l'inverse de la distance), les splines cubiques (ajustement de polygones cubiques), le krigeage qui choisit les poids à partir du degré de similarité entre les valeurs de F , c'est à dire, à partir de la covariance entre les points en fonction de la distance entre ces points.

1.5.1.2. Méthodes d'interpolation

D'après Daoust (2005), les méthodes d'interpolation sont classées de la façon suivante :

- *discrètes ou continues*. Les méthodes discrètes (polygones de Thiessen, par exemple), reposent sur le principe que les variations importantes d'un phénomène supposé homogène et isotrope, se produisent aux frontières. Les méthodes continues (surfaces de tendance,

moyenne pondérée, krigeage, splines cubiques) reposent sur le principe que les variations importantes d'un phénomène se produisent graduellement et peuvent être estimées par un modèle mathématique.

- *globales ou locales*. Dans les méthodes globales, toutes les observations disponibles sont utilisées, tandis que dans les méthodes locales, les valeurs inconnues sont estimées à partir d'un voisinage de points échantillonnés.
- *exactes ou approximatives*. Les méthodes exactes préservent les valeurs d'échantillonnage originales, et les méthodes approximatives ne préservent pas les valeurs originales.

1.5.1.3. Cas particulier de la méthode du Krigeage

Le krigeage est une méthode locale exacte. D'après Gratton (2002), le krigeage est la méthode d'interpolation (et d'extrapolation) optimale, au sens statistique du terme.

Pour la détermination des poids de l'équation (35), la méthode du krigeage utilise le semi-variogramme. Le semi-variogramme est calculé à l'aide de l'équation (36) pour les $n(h)$ points x_i et y_i , séparés par une distance $h = |x_i - y_i|$.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} (x_i - y_i)^2 \quad (36)$$

Le semi-variogramme γ , en général, l'allure suivante :

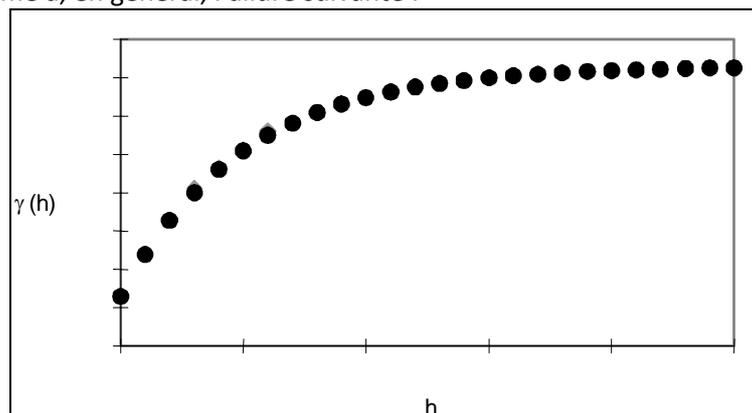


Figure 3. Exemple de semi-variogramme

En bref, la mise en œuvre de la méthode du krigeage peut se faire en 4 étapes :

- génération du semi-variogramme
- sélection du modèle (sphérique, exponentiel, linéaire) qui épouse le mieux la répartition des points dans le semi-variogramme
- détermination de la zone d'influence des points
- réalisation de l'interpolation en utilisant le modèle choisi, en fonction de la distance et la distance limite d'influence des points

1.5.2. A propos de la télédétection

La télédétection peut être un autre moyen de spatialisation de certaines données agrométéorologiques. Les progrès enregistrés dans le domaine de l'observation de la terre et des phénomènes naturels, par satellites, permettent aujourd'hui leur mise à contribution dans le suivi d'un certain nombre de paramètres agrométéorologiques, tels que l'évapotranspiration, par exemple.

Ainsi, il existe un nombre assez important de capteurs, dans le visible et l'infrarouge thermique, qui délivrent régulièrement des données (souvent brutes) qui sont utilisées dans des modèles environnementaux.

1.6. Estimation de l'évapotranspiration par la télédétection

Il existe dans la littérature (comme précédemment vu) une bonne documentation sur l'évapotranspiration et il est relativement facile d'essayer de déterminer les superficies de cultures, leur stade de développement et leur niveau de stress hydrique sous les conditions au champ. Ceci devient plus compliqué quand les variables évoluent en fonction du temps, de l'espace et des types de cultures. Les modèles de calcul d'évapotranspiration se sont assez vite heurtés à leur plus difficile paramètre, à savoir, le comportement particulier des cultures ainsi que leur variété (Chemin, 2003).

Dans le cas d'un bassin versant de grande superficie, très variable sur le plan agro climatique, le calcul de l'évapotranspiration basé sur l'équation du bilan d'énergie peut s'avérer intéressant.

Ces dernières décennies ont vu l'arrivée de plusieurs méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection, basées sur le calcul du bilan d'énergie et les échanges de flux entre le sol et l'atmosphère.

Courault et al. (2005) classent les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection en plusieurs catégories, à savoir :

- les *méthodes empiriques directes* où les données de télédétection sont directement introduites dans des modèles semi-empiriques d'estimation de l'évapotranspiration (exemple : modèle simplifié de Jackson et al., 1977)
- les *méthodes résiduelles du bilan d'énergie* combinant certaines relations empiriques avec des modules physiques (exemple : SEBI, SEBAL)
- les *méthodes déterministes* généralement basées sur des modèles plus complexes tels que les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) qui calculent les différents termes du bilan d'énergie
- les *méthodes basées sur les indices de végétation*, ou méthodes inférentielles basées sur l'utilisation de la télédétection pour le calcul de facteurs de réduction tels que K_c , pour l'estimation de l'évapotranspiration.

Dans ce qui suit, nous ferons une revue des méthodes les plus courantes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection en se basant sur la classification de Courault et al. (2005) qui nous a paru assez bien structurée.

1.6.1. Les méthodes empiriques directes

1.6.1.1. La méthode simplifiée

La méthode dite "simplifiée" est celle dérivée de Jackson et al. (1977) utilisée pour cartographier l'évapotranspiration sur de grandes superficies, à partir des mesures de température de surface.

Cette méthode prétend lier l'estimation journalière de l'évapotranspiration à la différence instantanée entre la température de l'air et la température du sol, aux alentours de la mi-journée.

$$ET_d = Rn_d + A - B(T_s - T_a)_i \quad (\text{mm/j}) \quad (37)$$

Avec : l'indice i désigne le caractère instantané de la variable
l'indice d désigne le caractère journalier de la variable
ET, évapotranspiration réelle
Rn, rayonnement net
T_s, température du sol (°K)
T_a, température de l'air (°K)
A (mm/j), B, constantes dépendant de la situation locale

Cette méthode repose, en outre sur l'hypothèse que le rapport H/Rn, flux de chaleur sensible par rapport au rayonnement net, soit constant durant la journée et que le flux de chaleur du sol G, soit sensiblement nul.

Selon Wassenaar et al. (2002), une bonne détermination statistique des paramètres A et B permettrait d'obtenir une bonne estimation de l'évapotranspiration journalière pour un ciel dégagé, un rayonnement net et une température de l'air, tous homogènes.

Plusieurs auteurs (Riou et al., 1988 ; Vidal et al., 1987) ont utilisé cette équation et ont tenté de proposer des paramétrages plus analytiques, mais tous aussi opérationnelles. Cela a résulté en une série de modèles semi-déterministes pour l'estimation des paramètres A et B.

D'après Wassenaar et al. (2002), le paramètre A correspondrait à la valeur moyenne du flux de chaleur du sol G_d, journalier. Ce flux, comme précédemment annoncé est pris proche de zéro. Le coefficient B, souvent défini comme "coefficient moyen d'échange", est lié à la rugosité de surface et au type de couverture végétale du sol.

1.6.2. Les méthodes dites "résiduelles du bilan d'énergie"

Les méthodes résiduelles du bilan d'énergie sont celles qui se basent sur l'équation du bilan d'énergie instantané, pour l'estimation de l'évapotranspiration.

$$Rn = G + H + \lambda E \quad (1)$$

$$\lambda E = Rn - G - H$$

Le principe de ces méthodes est d'estimer les termes Rn, G, H du bilan d'énergie, λE étant déduit en fin de calcul.

Plusieurs méthodes peuvent être citées, parmi lesquelles, SEBAL (Bastiaanssen, 1995), SEBI (Menenti & Choudhury, 1993), SEBS (Su, 2002) qui intègre SEBI, METRIC (Allen et al., 2005) qui est une variante de SEBAL.

1.6.2.1. SEBI, SEBS, S-SEBI

Ces modèles sont principalement basés sur la différence entre zones humides et zones sèches.

Pour SEBI⁵, Menenti & Choudhury (1993) ont proposé une méthode d'estimation de l'évapotranspiration à partir de la fraction évaporative Λ.

$$\Lambda = \lambda E / (\lambda E + H) \quad (38)$$

⁵ SEBI : Surface Energy Balance Index ; S-SEBI : simplified SEBI ; SEBS : Surface Energy Balance System

Ce concept a été repris par Su (2002) qui l’a intégré dans son modèle SEBS, plus complexe, permettant de déterminer la fraction évaporative en calculant le bilan d’énergie dans des cas bien précis.

Il s’agit de calculer le bilan d’énergie sous des conditions humides et sèches, respectivement.

D’après Menenti et al. (2003), l’évapotranspiration prend sa valeur potentielle sous des conditions “humides” (λE_{wet}). Tandis que sous ces mêmes conditions, le flux de chaleur sensible (H) est à son minimum (ou même nul, d’après Courault et al., 2005).

Sous des conditions “sèches”, c’est plutôt le flux de chaleur sensible qui est à son maximum, quand le flux de chaleur latente est nul.

Menenti & Choudhury (1993) définissent une évaporation relative qui est le rapport entre flux de chaleur latente et flux de chaleur latente en conditions humides ($\alpha = \lambda E / \lambda E_{wet}$) qui est fonction de la différence de température ($T_s - T_a$) entre le sol et l’air, et la résistance aérodynamique (r_a).

La fraction évaporative Λ s’écrit alors :

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{Q_* - G} = \frac{\alpha * \lambda E_{wet}}{Q_* - G} \quad (39)$$

Les données de température de surface du sol sont obtenues via des données infrarouges thermiques (Landsat TM, NOAA AVHRR,...).

Pour plus de détails sur SEBI et SEBS, voir Menenti & Choudhury (1993), Su (2002), Menenti et al. (2003).

1.6.2.2. SEBAL

SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) a été développé pour résoudre l’équation du bilan d’énergie sur la base des pixels d’une image satellite donnée (Bastiaanssen et al., 1995).

SEBAL est une approche intermédiaire utilisant à la fois des relations empiriques et des paramètres physiques. Ce modèle est censé calculer les flux d’énergie (Rn, H, G, λE) à une échelle régionale, à partir d’un minimum de données de terrain.

SEBAL requiert l’acquisition de données satellites, dans le visible, l’infrarouge et l’infrarouge thermique, pour générer ses paramètres d’entrée que sont l’albédo, les indices de végétation et la température de surface.

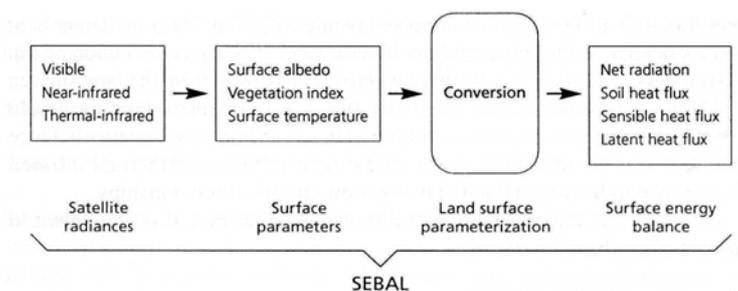


Figure 4. Principaux attributs de SEBAL (d’après Bastiaanssen et al., 1995)

Comme les autres méthodes résiduelles du bilan d'énergie, SEBAL estime l'évapotranspiration à partir des flux R_n , G , H . Pour ce faire, SEBAL utilise un modèle physique à une ou deux couches pour l'estimation du flux de chaleur sensible H et une relation empirique basée sur le rapport entre le flux du sol G et le rayonnement net R_n .

$$H = \rho \cdot c_p \frac{T_r - T_a}{r_a} \quad (\text{W/m}^2) \quad (8)$$

Avec : ρ , densité de l'air
 c_p , chaleur spécifique de l'air, à pression constante
 r_a , résistance au transfert de chaleur (s/m)
 T_r , température radiométrique de surface (°K)
 T_a , température de l'air à la hauteur de référence (°K)

$$G = 0.30(1 - 0.98\text{NDVI}^4) * R_n \quad (\text{D'après Bastiaanssen, 1995}) \quad (40)$$

$$G = [0.58 * e^{(-2.13 * \text{NDVI})}] * R_n \quad (\text{D'après Moran et al., 1989 ; in Li \& Lyons, 1998}) \quad (41)$$

D'après Bastiaanssen et al. (1995), les images satellites pour lesquelles sont utilisées SEBAL, doivent refléter des variations de conditions hydrologiques, c'est à dire que la présence de zones de pixels humides et secs, respectivement, est impérative de manière à permettre la définition de valeurs seuils.

Par exemple, la dénomination "pixels secs" peut être attribuée à une zone de faible (ou nulle) évapotranspiration, tandis que "pixels humides" peut désigner une zone à évapotranspiration potentielle. Au delà de ces conditions hydrologiques humides ou sèches, les conditions atmosphériques devraient être un ciel dégagé ("cloud free").

L'estimation de l'évapotranspiration à l'aide de SEBAL se fait par un algorithme en 35 étapes (Bastiaanssen, 1995) au cours desquelles, les résultats de certaines étapes sont utilisés comme données d'entrée d'autres étapes.

Pour plus de détails sur l'algorithme et les principes physiques sur lesquels repose SEBAL, voir Bastiaanssen et al. (1995) et Bastiaanssen (1995).

Dans le tableau suivant figurent les principales hypothèses sur les paramètres environnementaux utilisés dans l'algorithme de SEBAL.

Tableau 1. Principales hypothèses sur les paramètres environnementaux utilisés dans l'algorithme de SEBAL (d'après Bastiaanssen et al., 1995)

-
- les concentrations atmosphériques en poussières, aérosols et gaz sont bien mélangées au dessus de la région d'étude, permettant des corrections uniformes des mesures des perturbations atmosphériques par les capteurs des satellites ;
 - certaines relations (semi) empiriques ne sont valables que pour les conditions environnementales de la zone d'étude considérée. Les coefficients des différentes relations sont ajustés pour chaque zone d'étude ;
 - les pixels avec un albédo de moins de 10% et une température de surface relativement basse sont considérés comme ayant un déficit d'évaporation nul ; $R_n \sim G + \lambda E (H \sim 0)$;
 - les pixels avec un albédo de plus de 25% et une température de surface relativement élevée sont considérés comme ayant un déficit d'évaporation de 100% ; $R_n \sim G + H (\lambda E \sim 0)$;
 - les processus d'échange adjacents à la surface du sol (entre 0 et 2 m) sont considérés verticaux. Par conséquent, l'advection horizontale de surface entre la longueur de rugosité et le niveau de référence peut être éliminé du bilan d'énergie à la surface du sol ;
 - les flux de chaleur latente négatifs ne se produisent pas au cours de la journée ($\lambda E \geq 0$) ;
 - la vitesse du vent et la température de l'air sont constants à 100 mètres du sol (approximativement, un centième du Planetary Boundary Layer, PBL) et sont donc indépendants des processus locaux à la surface du sol ;
 - le rapport de la longueur de rugosité de la chaleur et du momentum est constant sur un terrain hétérogène ;
-

SEBAL, dans le domaine de l'estimation de l'évapotranspiration par la télédétection, est l'un des modèles les plus populaires, ayant fourni des résultats satisfaisants un peu partout dans le monde (Shu et al., 2006). Cela peut être dû au fait que SEBAL présente moins d'inconvénients, de l'avis de Bastiaanssen (1995), par rapport aux algorithmes de Jackson et al. (1977) ou Seguin et al. (1993).

Enfin, d'après Bastiaanssen (1995), les avantages et inconvénients du modèle SEBAL sont :

Avantages

- + le très faible nombre de données requises
- + le concept physique du modèle qui lui permet d'être appliqué sous plusieurs types de climats
- + pas besoin d'une classification de l'occupation du sol
- + pas besoin des données généralement requises dans les modèles de type SVAT
- + schémas de résistance incluant les densités de probabilité de fonctions et semi-variogrammes des paramètres hydro météorologiques les plus significatifs
- + méthode convenant aux différents types de capteurs radiométriques (visible, proche infrarouge, infrarouge thermique) qui implique qu'elle puisse être appliquée à n'importe quelle échelle spatiale et temporelle
- + pour les images de haute résolution, les résultats peuvent être vérifiés par des mesures in-situ de densité de flux et de teneur en eau du sol
- + approche modulaire

Inconvénients

- la condition nécessaire du ciel dégagé
- la présence impérative de zones "sèches" ($\Lambda \sim 0$) et "humides" ($\Lambda \sim 1$)
- la rugosité de surface est très faiblement décrite
- ne convient qu'aux terrains plats

1.6.2.3. METRIC

METRIC (*Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration*) est une variante de SEBAL développée par l'Université de l'Idaho, qui calcule l'évapotranspiration comme résidu de l'équation du bilan d'énergie. METRIC a été développé pour assurer un meilleur contrôle au sol, des termes du bilan d'énergie utilisant l'évapotranspiration de référence calculée par la formule de Penman-Monteith.

Allen et al. (2005) expliquent en détail la théorie de base de METRIC. Trezza (2005) a appliqué avec succès METRIC dans la gestion des eaux d'irrigation au Venezuela.

1.6.3. Les méthodes basées sur les indices de végétation

1.6.3.1. Water Stress Deficit Index (WDI)

Le WDI est une généralisation d'un autre indice, le CWSI (Crop Water Stress Deficit Index). Le CWSI est un indice développé par Jackson et al. (1981), basé sur la différence entre la température radiométrique de surface et la température de l'air ($T_r - T_a$), le déficit de pression de vapeur de l'air, la résistance aérodynamique de l'air (Kotchi, 2004).

$$CWSI = 1 - \frac{\lambda E}{\lambda E_p} = \frac{\gamma(1 + \frac{r_c}{r_a}) - \gamma(1 + \frac{r_{cp}}{r_a})}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad (42)$$

Avec : r_a , la résistance aérodynamique

r_c , la résistance du couvert végétal au transfert de chaleur

r_{cp} , la résistance du couvert végétal à l'évapotranspiration potentielle

La contrainte majeure du CWSI est qu'il ne s'applique qu'aux végétations entièrement couvrantes. En outre, le CWSI repose aussi sur l'existence physique de 2 valeurs particulières de la température du couvert végétal, à savoir l'une minimale ($ET \sim ET_p$) et l'autre maximale ($ET \sim 0$) (Vidal, 1996).

Pour palier à cette contrainte du CWSI, Moran et al. (1994) ont développé l'indice WDI (Water Stress Deficit Index) pour l'évaluation des taux d'évaporation des végétations entièrement et partiellement couvrantes.

Vidal (1996) décrit le calcul du WDI comme étant basé sur la représentation du continuum sol-plante dans un diagramme ($T_r - T_a$), en fonction du pourcentage du couvert végétal (pouvant être estimé à partir du NDVI), et dont la position est comprise entre les limites d'un trapèze.

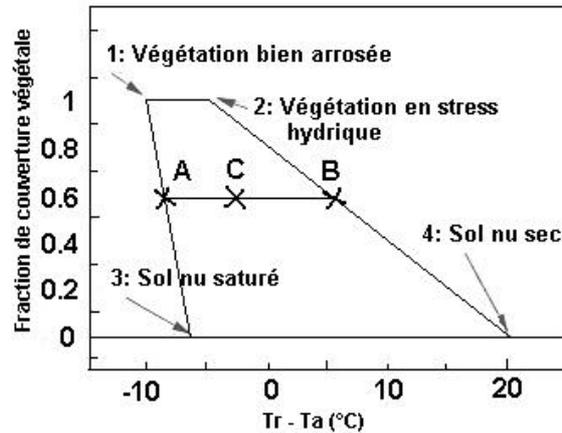


Figure 5. Illustration du WDI calculé par la méthode du trapèze (Adaptée de Moran et al., 1994)

D'après Luquet (2002) et Vidal (1996), les 4 sommets du trapèze correspondent aux conditions extrêmes de cultures, en termes de taux de couverture et de température. Ce sont des conditions limites du bilan d'énergie qui peuvent être estimées en utilisant uniquement des données météorologiques et une valeur de la résistance aérodynamique du continuum sol-plante.

En fait, à la différence du CWSI qui ne s'applique qu'aux végétations totalement couvrantes, le WDI peut être calculé à l'aide du trapèze, dans la mesure où toutes les combinaisons entre taux de couverture fc et différence de température $(T_r - T_a)$ sont contenues dans le trapèze, pour un taux de couverture donné. Moran et al. (1994) supposent que $(T_r - T_a)$ est une fonction linéaire de fc .

L'indice WDI peut s'écrire alors :

$$WDI = 1 - \frac{\lambda E}{\lambda E_p} = \frac{(T_r - T_a)_{\min} - (T_r - T_a)_{\text{mesuré}}}{(T_r - T_a)_{\min} - (T_r - T_a)_{\max}} = \frac{AC}{AB} \quad (43)$$

D'où :

$$\lambda E = \lambda E_p (1 - WDI) \quad (44)$$

D'après Li & Lyons (1999), Moran et al. (1994) suggèrent pour la détermination de la fraction du couvert végétal, que soit utilisé un indice de végétation. Le SAVI (Soil-Adjusted Vegetation Index) de Huete (1988) peut être utilisé, aussi bien que le NDVI.

D'après Wollenweber (1995) :

$$fc = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (45)$$

1.6.3.2. Enhanced Vegetation Index (EVI)

Choudhury et al. (1994), Nagler et al. (2005) ont montré, quand tous les autres facteurs affectant l'évapotranspiration étaient maintenus constants, que l'évapotranspiration était une fonction d'un indice de végétation, multiplié par l'évapotranspiration potentielle d'une culture de référence, calculée à partir de données météorologiques.

D'après Choudhury et al. (1994), cette relation a été vérifiée pour 3 indices de végétation sur 19 types de sols différents, différents types de cultures. Toutefois, les effets du stress hydrique ou de

l'évaporation à partir du sol, ont apporté des incertitudes à cette relation, conduisant au constat que la fonction liant l'évapotranspiration aux indices de végétation, dépendait de l'indice de végétation considéré.

Partant de ce constat, Nagler et al. (2005) décident de retenir l'EVI (Huete, 1997) comme indice de végétation pouvant servir à déterminer l'évapotranspiration.

$$EVI = 2.5 \frac{PIR - R}{PIR + 6R - 7.5B + 1} \quad (46)$$

Avec : PIR , proche infra rouge ; R , rouge ; B , bleu

Cela s'explique par le fait que dans le modèle proposé par Nagler et al. (2004), l'évapotranspiration était liée à la fraction du rayonnement incident solaire intercepté par la végétation, et à la température de l'air. La fraction du rayonnement solaire incident intercepté par la végétation pouvant s'exprimer en fonction du LAI :

$$fIRs = \frac{IRs}{Rs} = (1 - e^{-kLAI}) \quad (47)$$

Avec : LAI, *Leaf Area Index*, indice de surface foliaire

Rs , rayonnement solaire incident total

IRs , rayonnement solaire incident intercepté par la végétation

k est une constante déterminée par les angles des feuilles et les propriétés spectrales du feuillage, d'après Monteith & Unsworth (1990 ; in Nagler, 2005)

Nagler et al. (2001) ont trouvé que EVI était lié à LAI de façon linéaire pour de la végétation ripicole mixte, le long de la rivière Colorado, ce qui conduit à une possibilité de substitution de LAI par EVI* (la valeur normalisée de EVI), dans la fonction fIRs.

En outre, Nagler et al. (2004) rapportent que la température de l'air T_a , plutôt que l'évapotranspiration de référence ET_0 d'une culture donnée, est la variable météorologique la plus corrélée à l'évapotranspiration mesurée.

Nagler et al. (2004) arrivent enfin à une expression prédictive de l'évapotranspiration en fonction de EVI* et de la température de l'air, qui a la forme suivante :

$$ET = a(1 - e^{-bEVI^*}) \left(\frac{c}{1 + e^{\frac{-(Ta-d)}{e}}} - f \right) \quad (48)$$

$$\text{Avec : } EVI^* = 1 - \frac{EVI_{\max} - EVI}{EVI_{\max} - EVI_{\min}} \quad (49)$$

a, b, c, d, e, f , sont des constantes générées au cours de l'analyse de l'évapotranspiration, en fonction des variables indépendantes EVI* et T_a .

Des données mesurées d'évapotranspiration, à partir de stations Eddy covariance, ont été comparées à des estimations d'évapotranspiration (estimées par l'équation 48) sur des pixels correspondant à ces stations. La corrélation trouvée a été de plus de 80 % (Nagler et al., 2004).

Cette estimation de l'évapotranspiration par l'équation (48) a été également faite en substituant à l'EVI, le NDVI. L'évapotranspiration a été fort corrélée à NDVI, mais relativement moins qu'avec l'EVI.

1.6.4. Meteosat Seconde Génération

Il est aussi important de mentionner ici, l'opportunité qu'offre Meteosat Seconde Génération (MSG), qui permet, soit de monter de petites stations météo capables d'enregistrer en temps réel, des données météorologiques transmises par le satellite MSG (Beaudoin et al., 2005), soit de bénéficier de l'estimation de l'évapotranspiration (à une résolution spatiale de 1 à 3 km, avec une acquisition toutes les 15 minutes) via son module *Land Surface Analysis*, à venir (MSG - Overview, 2001).

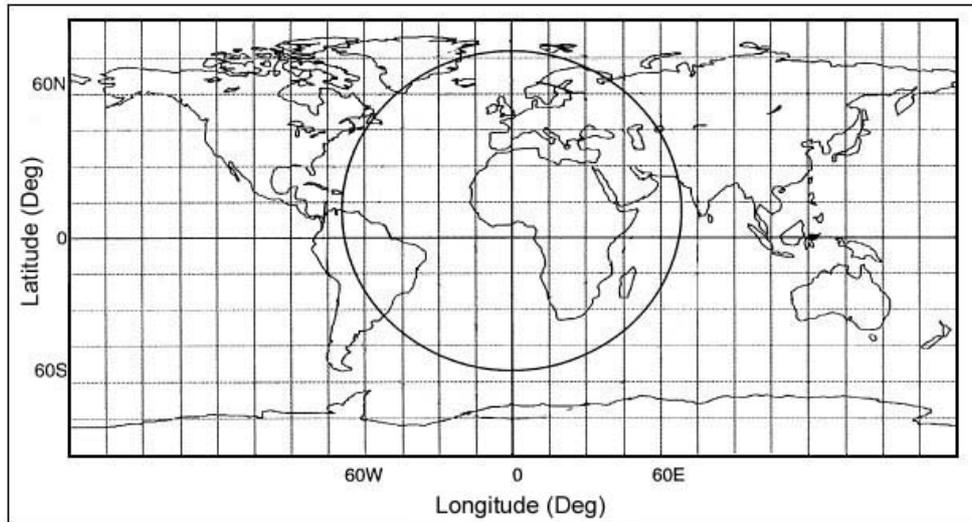


Figure 6. Zone nominale de couverture de Meteosat Seconde Génération (d'après MSG – Overview, 2001)



- Partie 2 : Le bassin versant du Kou -

2. Le bassin versant du Kou

2.1. Généralités

Le bassin versant du Kou est un bassin de la rivière Kou, affluent du fleuve Mouhoun (ex. Volta noire) qui est un des 3 grands cours d'eau du Burkina Faso. Le bassin versant du Kou se situe à l'Ouest du Burkina Faso, dans la province du Houet.



Figure 7. Localisation du bassin versant du Kou

Ce bassin versant, a une superficie de 1823 km². Il est constitué essentiellement par un plateau gréseux culminant aux environs de 500 m au sud, pour s'abaisser progressivement jusqu'à 300 m à l'aval, point de confluence avec le Mouhoun. L'altitude moyenne est de 407 m (GEeau, 2003).

Le système d'eau du bassin versant du Kou assure l'alimentation en eau potable d'une population estimée à 600 000 habitants, et l'irrigation de zones agricoles (périmètres maraîchers, fruitiers, horticoles, rizicoles) estimées à 3200 ha (Mamadou Chérif, 2006). Parmi ces zones agricoles, on compte le périmètre de la vallée de Kou (1260 ha), essentiellement dédié à la riziculture.

La disponibilité de l'eau du Kou pendant toute l'année permet plusieurs récoltes après l'hivernage. Les parcelles peuvent être utilisées dans un système de rotation alternativement par la pluie et par l'irrigation avec l'eau du fleuve pendant la saison sèche.

Le bassin versant du Kou serait donc par excellence un lieu privilégié d'expression et de satisfaction des besoins en eau pour les hommes qui y vivent, pour leurs activités et pour l'environnement (Diallo, 1998).

Les principales caractéristiques physiques du bassin versant du Kou sont données dans le tableau 1, ci-dessous.

Tableau 2. Principales caractéristiques physiques du bassin versant du Kou

Superficie (km ²)	1823
Périmètre (km)	201.37
Coefficient de compacité de Gravelius	1.33
Longueur du rectangle équivalent (km)	77.01
Largueur du rectangle équivalent (km)	23.67
Indice de pente de Roche (m/km)	2.02
Indice de pente global (m/km)	3.17
Altitude moyenne (m)	407
Altitude maximale (m)	500
Altitude minimale (m)	300
Dénivelée (m)	200

2.2. Climatologie

Le bassin versant du Kou est situé dans la zone soudanienne. Le climat est caractérisé par l'alternance de deux saisons, à savoir une saison pluvieuse (4 à 5 mois) qui s'étend de mi-mai à Octobre et une saison sèche (7 à 8 mois) qui s'étend d'octobre à Mai. L'alternance de ces saisons est conditionnée par le déplacement annuel du Front Intertropical (FIT).

Les principaux facteurs influençant le climat sont : la pluviométrie, les températures, les vents, le rayonnement solaire, l'hygrométrie et l'évapotranspiration.

2.2.1. Pluviométrie

La région a connu ces dernières années, une baisse de la pluviométrie liée à la baisse générale de la pluviométrie (migration des isohyètes vers le Sud) constatée dans la sous-région. Toutefois, selon des études récentes (Ozer & Erpicum, 1995), on observe une remontée des isohyètes vers le nord, ce qui aurait pour conséquence une augmentation des totaux pluviométriques.

Le bassin versant du Kou se trouve dans une zone climatique (soudanienne) dont la pluviométrie moyenne varie d'une année à l'autre, entre 600 mm et 1 500 mm.

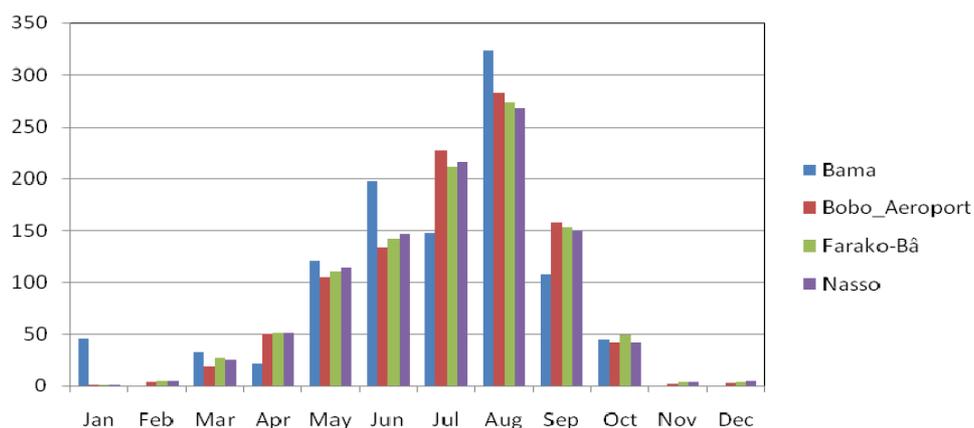


Figure 8. Normales pluviométriques de 4 stations du bassin versant du Kou

Le régime pluviométrique annuel de la région est caractérisé par une saison des pluies, avec un pic enregistré durant le mois d'Août.

La pluviométrie moyenne annuelle sur le bassin versant du Kou est de l'ordre de 1000 mm.

2.2.2. Températures

Les températures moyennes mensuelles ont été tracées par Wellens et Compaoré(2002), pour la station de Bobo Dioulasso. Ces températures moyennes sont basées sur des séries de données de 1940 à 1996.

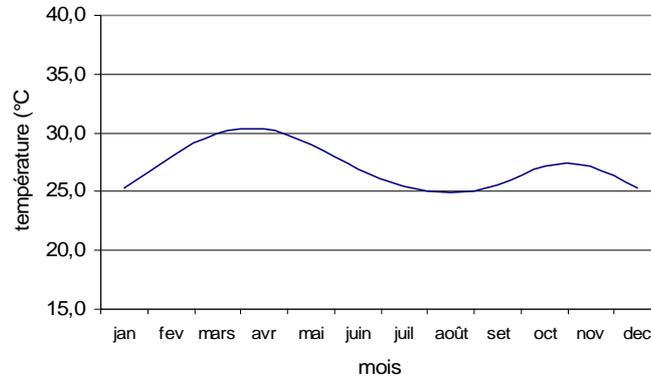


Figure 9. Variation des températures moyennes mensuelles à Bobo-Dioulasso (d'après Wellens & Compaoré, 2002)

Les courbes font ressortir que les températures sont minimales à la fin et au début de l'année et augmentent progressivement durant l'année. Notons une baisse relative de la température aux mois juillet et août, et les températures les plus élevées sont à signaler aux mois de mars et avril.

La moyenne annuelle de température à Bobo-Dioulasso est 26,9 °C. L'amplitude thermique annuelle moyenne est de 5 °C. Les écarts diurnes varient entre 8 °C (août) et 14 °C (janvier) ; ils se réduisent vers le sud et augmentent vers le nord.

2.2.3. Vents

D'après Wellens et Compaoré (2002), les vents seraient liés aux mouvements du Front Intertropical (FIT). En saison sèche (Octobre à Mai), lorsque le FIT redescend vers la côte du Golfe de Guinée, le Burkina Faso est soumis au régime d'un vent alizé continental du nord-est, l'Harmattan. L'Harmattan est un vent chaud, très sec et qui engendre des vents de sable dans le Sahel et le sud saharien. Plus au sud, et donc aussi dans le Sud-ouest burkinabé, il en résulte parfois des journées de « brume sèche », constituée par la fraction la plus fine de ces vents de sable que l'Harmattan emporte.

L'effet desséchant de l'Harmattan est accentuée en mars/avril par la montée de la température.

Lorsque le FIT remonte, le Burkina Faso est balayé par la Mousson qui est un alizé austral humide, chargé de cumulus.

La moyenne des valeurs mensuelles de la vitesse du vent d'une série qui s'étend de 1970 à 2000, à Bobo-Dioulasso, est reportée sur la figure 9 suivante.

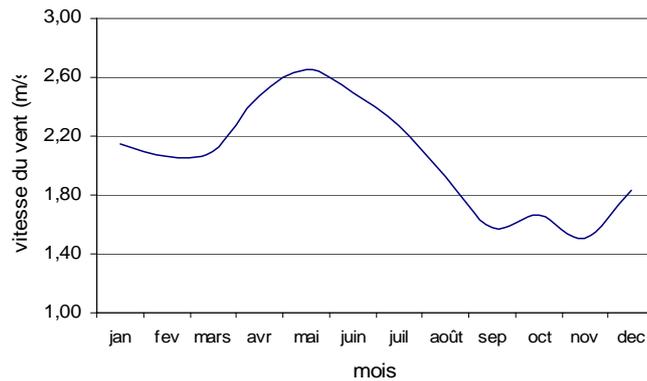


Figure 10. Moyenne mensuelle de la vitesse du vent à 2 mètres du sol à Bobo-Dioulasso (d'après Wellens & Compaoré, 2002)

Il ressort de cette figure, que la vitesse du vent est en moyenne assez élevée en saison sèche, avec un maximum à plus de 2.6 m/s en Avril-Mai, et tend à diminuer vers la fin de la saison des pluies, en Octobre-Novembre.

2.2.4. Rayonnement solaire

Le rayonnement solaire moyen a été calculé pour la station de Bobo Dioulasso par Wellens et Compaoré (2002) sur la base de la formule d'Angström et du rayonnement extraterrestre, pour la période de 1971 à 2000.

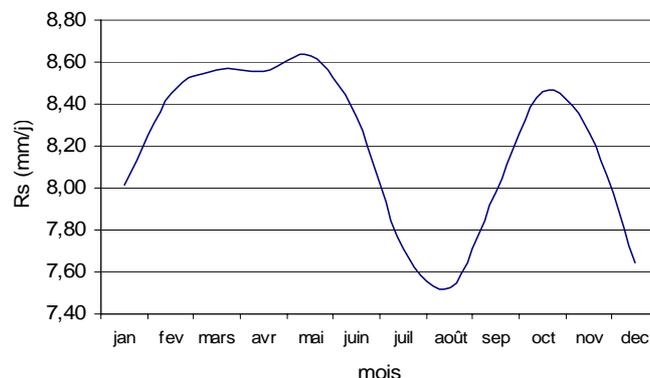


Figure 11. Moyenne mensuelle du rayonnement solaire à Bobo-Dioulasso (d'après Wellens & Compaoré, 2002)

Le rayonnement solaire à Bobo présente une évolution annuelle à deux pics, dont le premier est situé en Mai et le second, en fin de saison des pluies (fin Octobre). Le rayonnement solaire est relativement bas en Juillet-Août en pleine saison des pluies, quand le ciel est très souvent couvert de nuages.

2.2.5. Hygrométrie

L'hygrométrie annuelle moyenne calculée pour la période de 1961 à 1997, est de 53 %. Elle fluctue beaucoup selon la saison, et est fonction des vents et des masses d'air associées.

Les alizés de la mousson emmènent du Golfe de Guinée, un air humide, avec une hygrométrie moyenne de 80 %. En saison sèche, l'Harmattan fait descendre des zones sahariennes et sahéliennes, un air très sec dont l'hygrométrie tombe à 20 % en janvier (Sahelconsult/F.E.T., 1997 ; in Wellens & Compaoré, 2002).

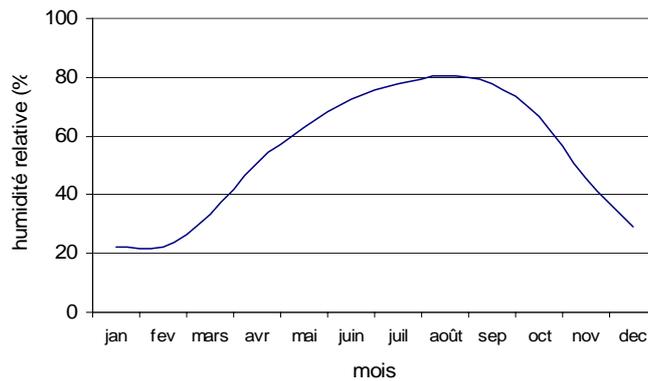


Figure 12. Moyenne mensuelle de l'humidité relative à Bobo-Dioulasso (d'après Wellens & Compaoré, 2002)

2.2.6. Evapotranspiration potentielle

Les tracés de l'évapotranspiration potentielle normale pour les stations de Bobo Dioulasso et de Bama, font ressortir des valeurs élevées d'évapotranspiration en Mars-Avril, en saison sèche. On observe aussi des valeurs élevées en Décembre pour la station de Bama, située à proximité de la vallée du Kou.

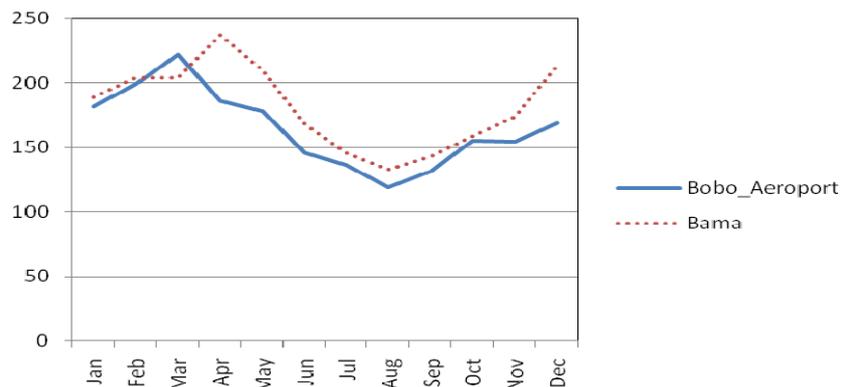


Figure 13. Evapotranspiration potentielle normale à Bobo Dioulasso et Bama

Pour ces deux stations, on enregistre une évapotranspiration moyenne annuelle de l'ordre de 2000 mm.

2.3. Végétation

D'après des études faites par Coulibaly (2003), Barro (2004) et Guinko (2005), citées par Bazongo (2006), la végétation sur le bassin du Kou est composée des types de formations suivantes :

- la végétation aquatique dans les lits des rivières guinguette et Kou, dominée par *Nymphaea lotus* et *Potamogeton octandrus* ;
- la forêt galerie formant une véritable ceinture autour de la guinguette et du Kou et dans les autres bas-fonds ;
- la forêt claire dominée par *Anogeissus leiocarpus*, *Celtis integrifolia* et *Khaya senegalensis* ;
- la savane boisée caractérisée par 2 groupements, dont l'un à *Azelia africana* et *Acacia dudgeoni*, et l'autre à *Terminalia avicennioides* et *Pericopsis laxiflora* ;
- la savane arborée dominée par *Anogeissus leiocarpus* et *Azelia africana* ;
- la savane arbustive sur les glacis.

La figure 14 ci-dessous présente une carte des principales formations végétales du bassin versant du Kou, composée à partir de la base de données GEeau. Ces données sont elles-mêmes reprises de la base de données de l'Institut Géographique du Burkina (IGB). Dans cette base de données, les cultures industrielles sont répertoriées dans la végétation.

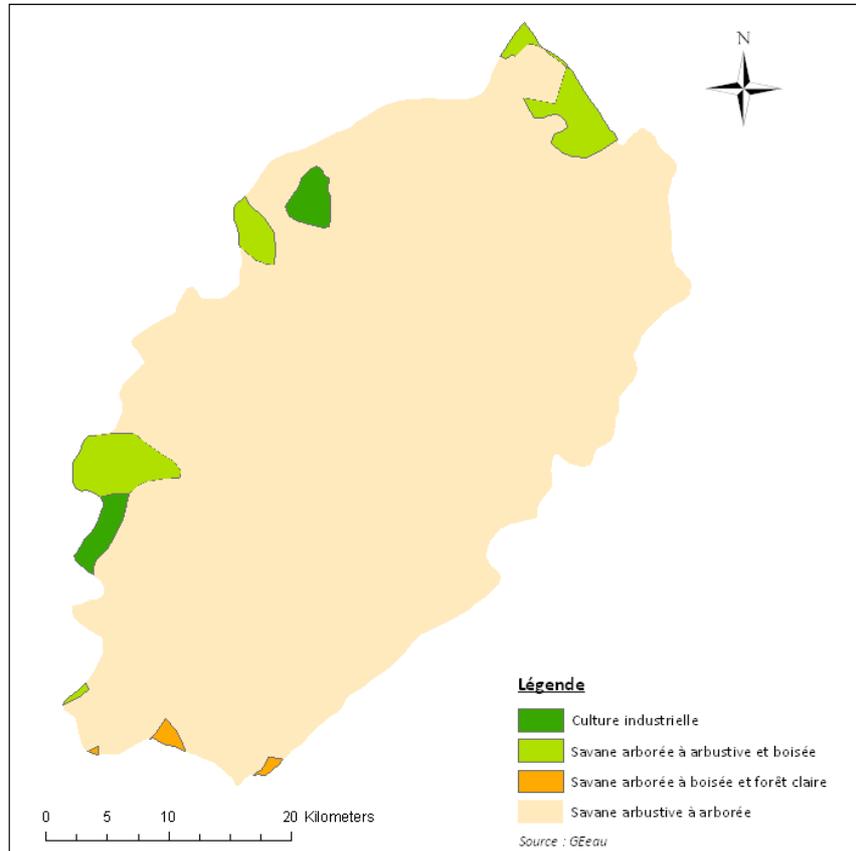


Figure 14. Principales formations végétales du bassin versant du Kou

2.4. Pédologie

D'après Guinko (2005), la plupart des sols rencontrés dans le bassin du Kou sont de texture limono-sableuse. On peut regrouper ces sols en 3 unités :

- La première unité, constituée de sols sur alluvions fluviales et de sols développés sur certaines roches mères localisées le long de la bordure orientale des grès, se rencontre sur le long des cours d'eau.
- La seconde unité est représentée par les cuirasses anciennes et leurs produits de démantèlement.
- La troisième unité est désignée par les sols ferralitiques apparaissant sur certains matériaux dans la coupure Ouest-Sud.

Une carte morphopédologique du bassin versant du Kou (voir figure 15 ci-dessous), a été faite par le Projet GEeau, en collaboration avec le Bureau National des Sols (BUNASOLS).

Un tableau contenant les textures de tous les types de sols présents dans le bassin du Kou, est présenté en **annexe 1** de ce document.

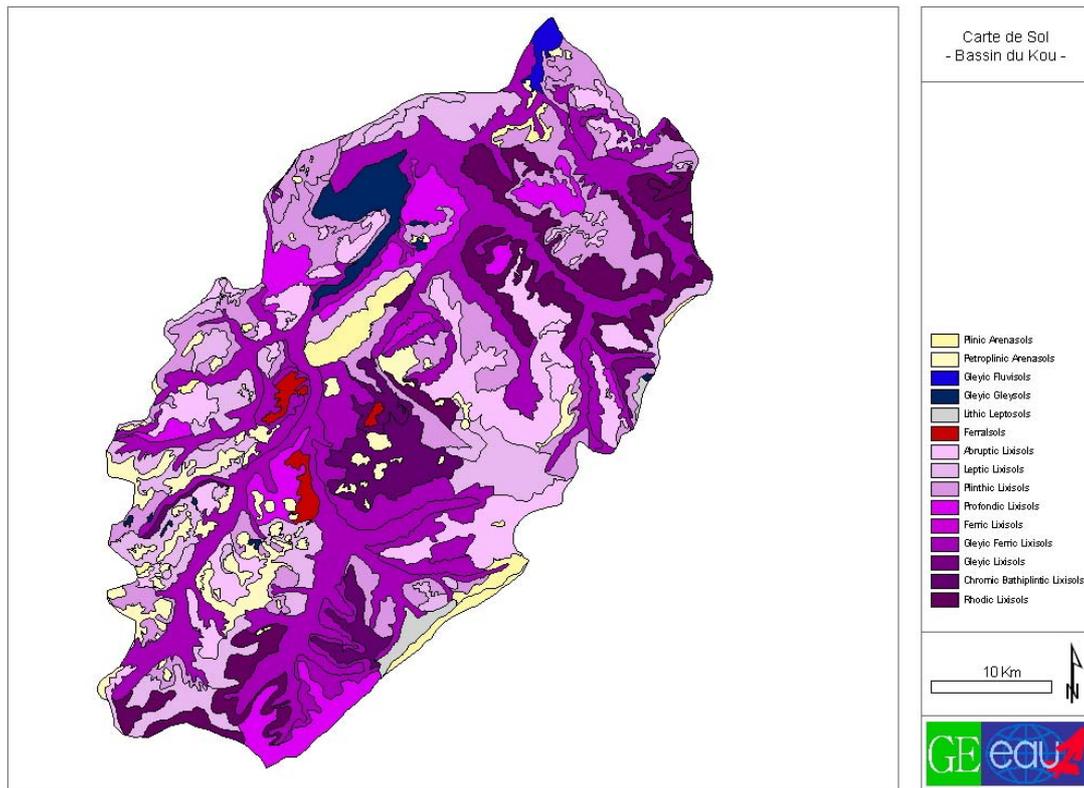


Figure 15. Carte morphopédologique du bassin versant du Kou (d'après Wellens & Compaoré, 2004)

2.5. Géologie

D'après Lorenzini (2007), le bassin versant du Kou est caractérisé par les formations géologiques suivantes :

- les **grès fins glauconieux** (GFG) de Takalédougou. Leur épaisseur varie de 100 à 500 m. Ils sont constitués de grès grossiers conglomératiques glauconieux et de minces niveaux de grès fins, avec parfois un aspect schisteux.
- les **grès à granules de quartz** (GGQ). Ils sont composés de grès quartzites fins à moyens avec des passées de grès grossiers à gros galets.
- les **silstones, argilites et carbonates** de Guéna-Souroukoudinga (SAC 1).
- les **grès fins roses** de Bonvalé (GFR). Ils occupent une petite superficie d'environ 25 km² au Nord-ouest de la zone d'étude, à l'Ouest du village de Bama. Cette formation se compose de grès très fins à fins, roses à violacés, finement lités et très micacés. Ce faciès est assez homogène avec des passées de grès fins à moyen feldspathiques roses.

D'après Lorenzini (2007), ces formations se présentent sous forme d'une série homogène monoclinale avec un léger pendage vers le Nord – Nord-Ouest, haché par des failles. Ces failles seraient à rejets verticaux, grossièrement parallèles, et orientées Sud-est – Nord-ouest. Des dolérites affleurent également dans la partie Ouest du bassin versant.

Les formations superficielles sont des latérites, des alluvions argileuses ou sablo-argileuses, et des formations d'altération et de recouvrement, constituées de sables plus ou moins argileux à argiles plus ou moins sableuses (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Gombert, 1998 ; Ouédraogo, 2007 ; in Lorenzini 2007).

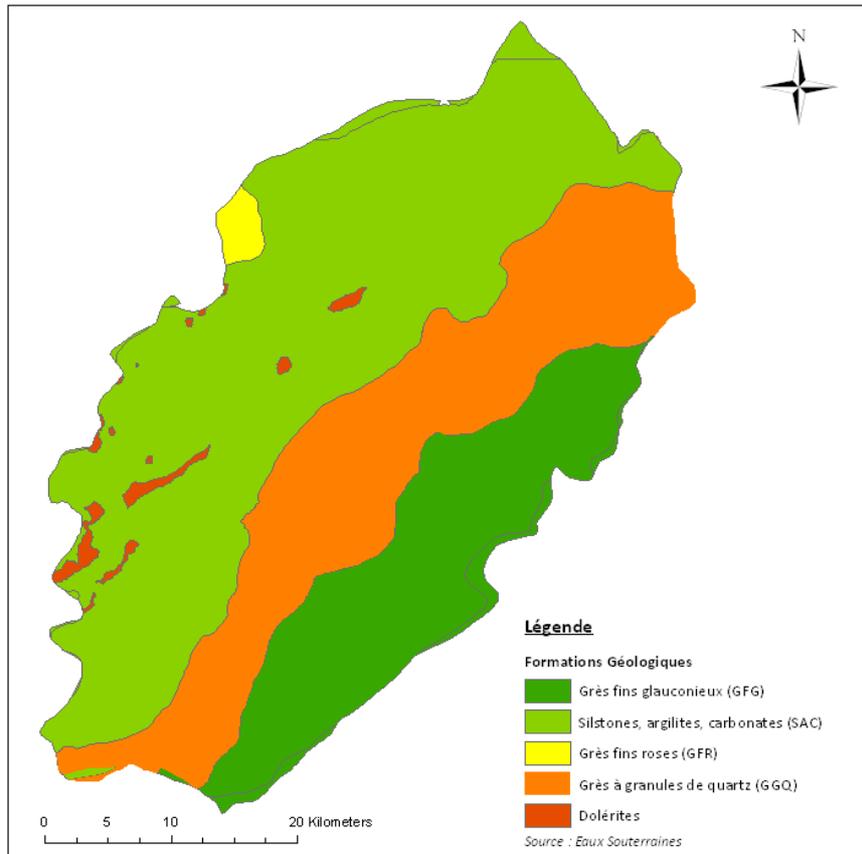


Figure 16. Géologie du bassin versant du Kou

2.6. Hydrogéologie

D'après Lorenzini (2007), le bassin versant est caractérisé par l'alternance de dépôts perméables et moins perméables, favorables à l'existence de couches aquifères.

De nombreux aquifères sont présents sur le bassin versant. Ces aquifères peuvent être caractérisés, d'après SOGREAH Ingénierie (2004), en fonction des formations géologiques dans lesquelles elles se trouvent :

Tableau 3. Formations aquifères du bassin versant du Kou (source : Lorenzini, 2007)

Aquifère	Débit (m ³ /h)	Transmissivité (m ² /s)	Coefficient d'emmagasinement	pH	Conductivité électrique (μS/cm)
GKS	150	10 ⁻³	10 ⁻⁴	-	-
GFG	40 à 70	7.10 ⁻⁴	-	5.3	5 à 15
GGQ	Supérieur	320	6.10 ⁻²	5,5.10 ⁻⁴	75 à 190
	Inférieur				5 à 30
SAC	-	5,6.10 ⁻⁴ à 1,1.10 ⁻²	35 à 135	-	-

Le bassin versant du Kou compte, en outre, de nombreuses sources pérennes, dont la Guinguette (6000 m³/h), ONEA 1 (850 m³/h) et ONEA 2 (550 m³/h). Ces deux dernières sources assurent l'alimentation en eau potable de la ville de Bobo Dioulasso.

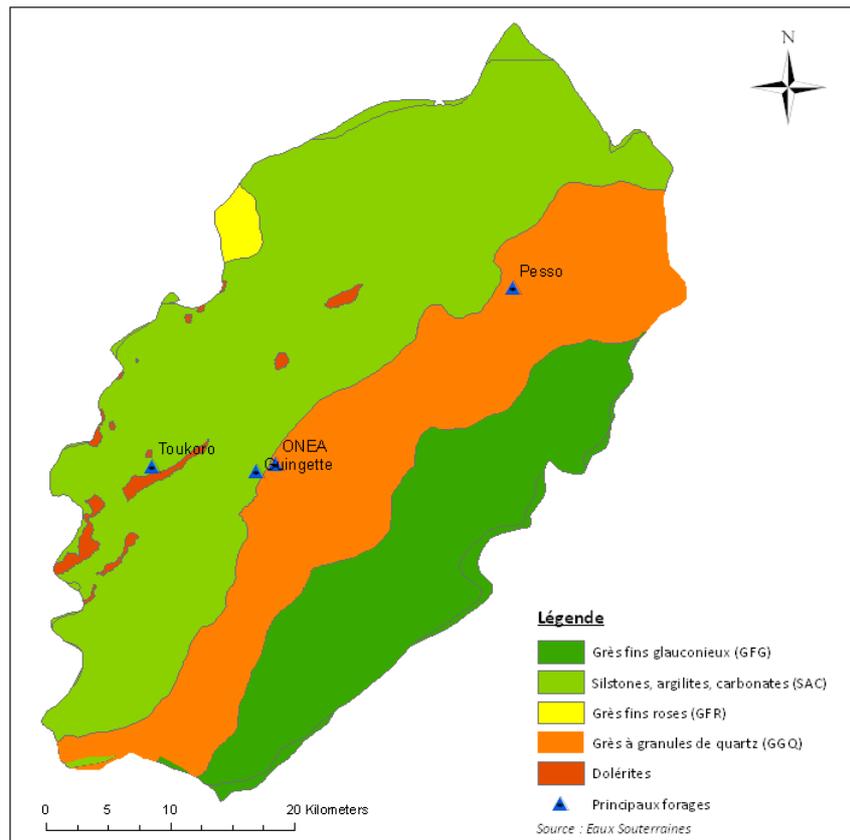


Figure 17. Hydrogéologie du bassin versant du Kou

2.7. Hydrographie

2.7.1. Les rivières et les sources

Le Kou, issu de la jonction des marigots Kiené et Farako-Bâ, qui prennent leur source dans le plateau de Banfora à une altitude de 500 m, est le premier affluent important de la rive droite du Mouhoun (Chabi-Gonni, 2003 ; Sanon, 2006).

Les sources de Kokoroué et de Dinderesso grossissent son cours, qui reçoit en rive gauche le marigot de Yengué et celui de Suo à son entrée dans la plaine. En aval de la plaine, le Kou reçoit le marigot de Niamé. Une dénivellation de 197 m (environ une pente moyenne de 3,65 m/km) est constatée sur 54 km de longueur entre les sources de Kiené et son exutoire à Badara (HURE, 1998). Le constat réel fait dans la partie amont donne une pente moyenne de 8,3 m/km. Au niveau du cours inférieur, la pente a une valeur de 1m/km après le palier de Koumi à Nasso (Bazongo, 2006).

2.7.2. Les mares et les lacs

La mare de Bama est localisée dans le lit du marigot Bongo qui assure son alimentation hydrique. Son point le plus bas se situe à une altitude de 294,3 m. Le volume d'eau stockée est estimé à un million de m³ quand la hauteur est maximale (côte 296,7 m). La superficie du Bassin au pont de Bongo est de 30 km².

La mare de Tumbagama est située dans le lit du Tumbagama qui est un petit affluent du Kou. Comparativement à la marre de Bama, elle est moins importante et relève d'un bassin versant d'une superficie de 15 km² (Bazongo, 2006).

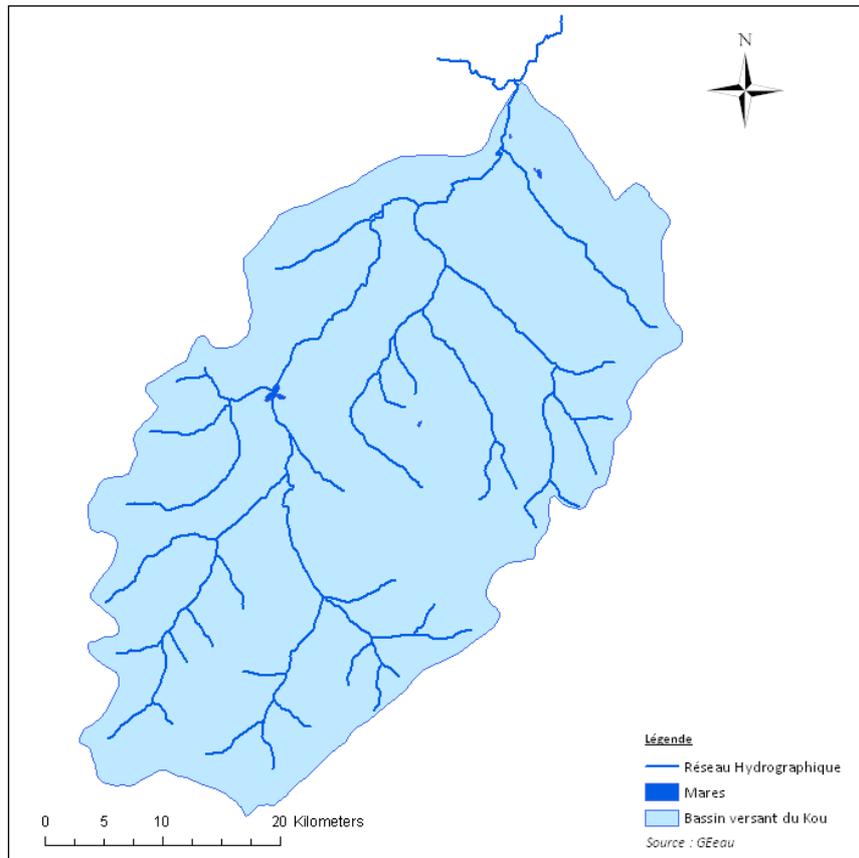


Figure 18. Réseau hydrographiques et mares du bassin versant du Kou

2.8. Occupation des terres

L'occupation des terres sur le bassin versant du Kou est principalement répartie entre les zones de cultures et la plaine rizicole (vallée du Kou), les zones urbaines (principalement la ville de Bobo, qui s'accroît), les zones de forêts et de formations végétales naturelles (savanes arborées et arbustives). Sur le bassin versant, on rencontre aussi des zones inondables, des plans d'eau, des zones nues ou érodées.

Une carte d'occupation des terres du bassin versant (voir figure 18 ci-dessous), a été élaborée par le Projet GEeau, conjointement avec le Projet d'Aménagement Participatif des Forêts Classées de Dindéresso et du Kou (PAFDK).

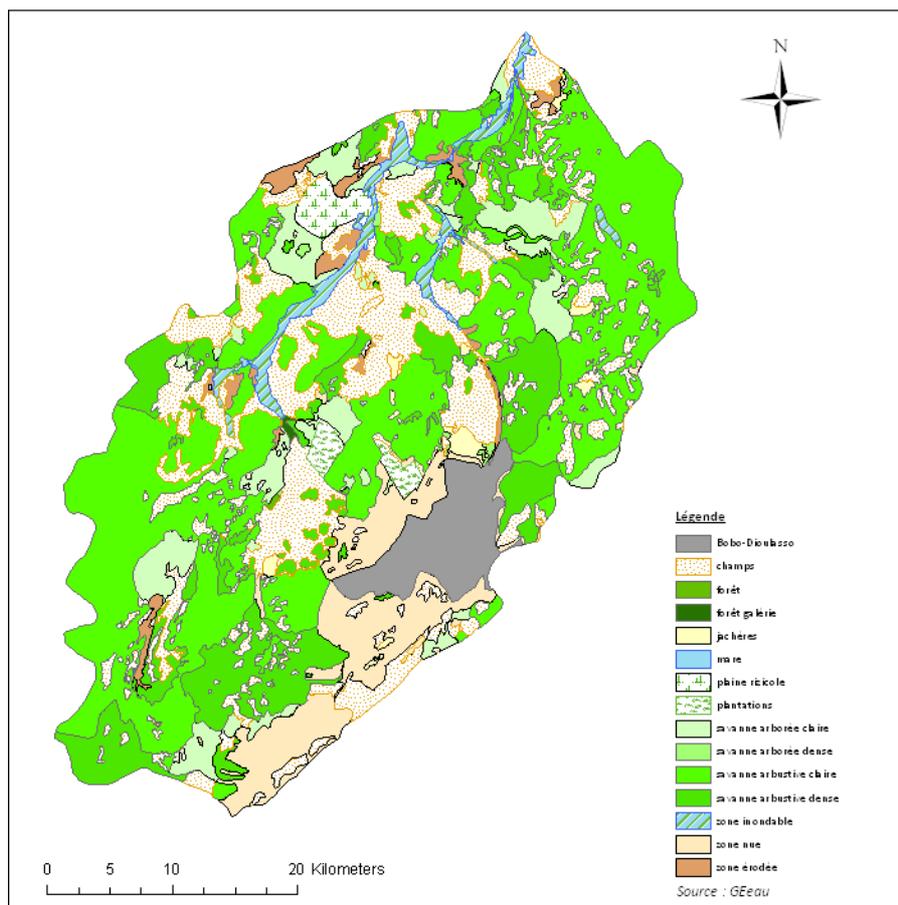


Figure 19. Carte d'occupation des terres du bassin versant du Kou

2.9. Le périmètre irrigué de la Vallée du Kou (d'après Wellens & Compaoré, 2003)

Le périmètre rizicole de la vallée du Kou est situé à 25 Km au nord-ouest de la ville de Bobo-Dioulasso sur l'axe Bobo-Faramana-Mali et enclave le village de Bama. Il se situe entre le 10°55 " de latitude nord, 4° 20" et 4 ° 35" de longitude ouest à une altitude de 300 m par rapport au niveau de la mer. Il est délimité au sud à l'ouest et au nord par le canal principal d'irrigation, tandis que la rivière le Kou constitue sa limite naturelle à l'est.

D'une superficie totale de 1260 ha aménagés, le périmètre rizicole irrigué de la Vallée du Kou fait partie d'une vaste plaine de 9700 ha de superficie dont 2300 ha sont exploitables. La plaine comprend deux parties : la vallée du Kou et quelques collines de 300 m d'altitude qui limitent la plaine à la sortie de Bobo.

Le périmètre a été réalisé dans le cadre de la coopération entre la Haute Volta et la République de Taïwan. Les 100 premiers hectares ont été aménagés par la coopération Taïwanaise en 1969 et exploités en 1970. L'extension du périmètre s'est poursuivie jusqu'en 1974.

Après 1974, les Chinois remplacent les Taïwanais pour 2 ans. Suite à leur départ, le périmètre est géré par l'ORD (Organisation pour la Recherche et le Développement) puis bénéficie d'une aide financière de la BOAD (Banque Ouest Africaine de Développement) et d'une assistance néerlandaise jusqu'à 1993. Le programme RESO (Ressources en Eau dans le Sud-ouest) géré par l'assistance technique d'IWACO a fait une étude du périmètre. Enfin en 1999 - 2000 un programme spécial pour la sécurité alimentaire géré par la FAO et le Maroc a de nouveau analysé les problèmes du périmètre.

La population est répartie en 8 villages situés sur le périmètre irrigué, majoritairement des producteurs allochtones venus par vagues successives, qui représentent 80 % de la population.

Le riz est la culture dominante, on y fait deux récoltes par an : le riz irrigué et le riz pluvial. La première campagne rizicole ou la campagne de contre-saison est généralement mise en place courant décembre-janvier. La deuxième campagne rizicole se pratique pendant la période pluvieuse. Depuis l'aménagement du réseau hydraulique, une baisse remarquable des rendements a été observée. La production moyenne était de 7,7 T/ha/camp en 1980-1981. Et depuis, les rendements se sont stabilisés autour de 4,8 T/ha/camp de paddy (Lahcen, 2000).

Selon la typologie aboutie d'une étude menée par le CILSS en 1991, cet aménagement est de type : **grand aménagement hydro-agricole encadré** (Sahelconsult/FET, 1997).

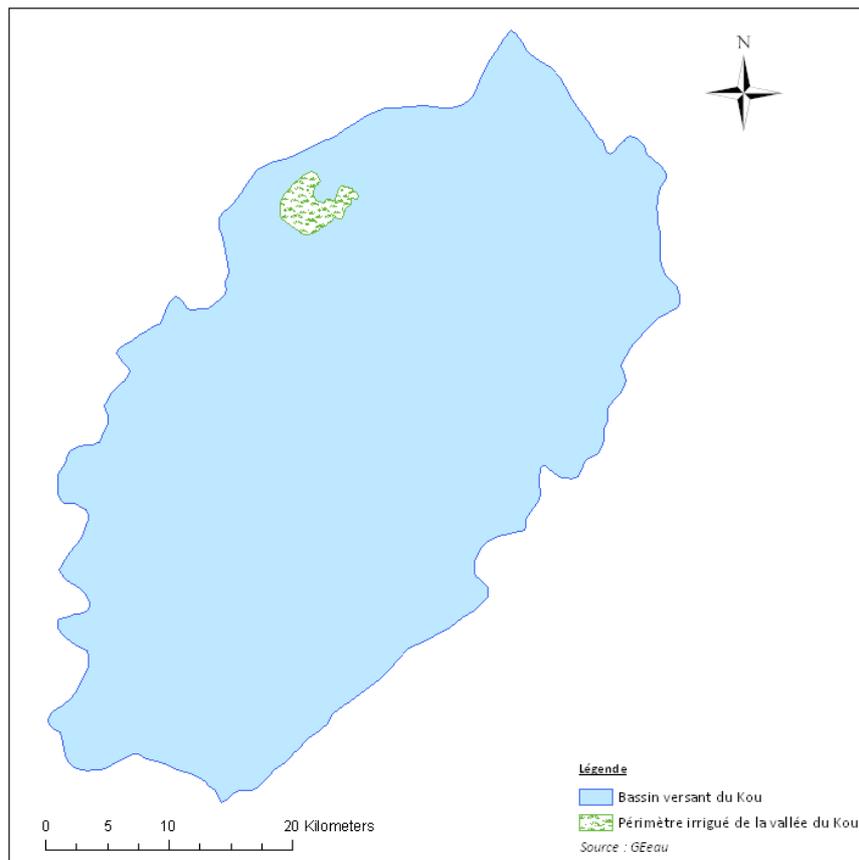


Figure 20. Périmètre irrigué de la vallée du Kou



**- Partie 3 : Méthodes – Matériels –
Hypothèses – Données -**

3. Approche méthodologique, Hypothèses, Matériels, Données

3.1. Approche méthodologique

L'approche méthodologique générale adoptée pour l'estimation de l'évapotranspiration sur le bassin versant du Kou, est un peu particulière, en ce sens que, quelle que soit la méthode utilisée, il n'existe aucun moyen de validation en bonne et due forme. En effet, à ce jour, aucune mesure de l'évapotranspiration réelle n'existe sur la zone d'étude. Certes, quelques auteurs (Bazongo, 2006 ; Lorenzini, 2007) ont tenté d'estimer l'évapotranspiration réelle, mais sans que leurs résultats n'aient vraiment été validés.

En l'absence d'un moyen de validation, on se propose d'utiliser un certain nombre de méthodes (modèles, formules) de calcul/estimation de l'évapotranspiration qui ont prouvé leur efficacité en d'autres lieux et dans des situations antérieures. Pour l'évaluation des différentes méthodes, nous proposons l'utilisation d'un critère de convergence. Ainsi, nous serons particulièrement "attentifs" à la convergence, en termes de résultats, des différentes méthodes que nous utiliserons. Cela se traduirait par le fait que, si un certain nombre (non négligeable) de méthodes convergent vers un même intervalle de valeurs, alors il y aurait une probabilité plus ou moins forte que l'évapotranspiration réelle sur le bassin du Kou se situe dans cette plage.

En fait, ce critère serait une condition nécessaire pour l'évaluation des différentes méthodes qui seront utilisées. En l'absence de mesures de références, le fait d'utiliser plusieurs méthodes d'estimation reconnues, à partir, plus ou moins, des mêmes données climatiques peut conduire à une convergence vers un intervalle de valeurs. Une méthode jugée bonne pour l'estimation de l'évapotranspiration sur notre bassin versant, devra nécessairement avoir des résultats dans cet intervalle.

Ce critère de convergence n'est pas, par contre, une condition suffisante pour l'évaluation d'une méthode donnée, car plusieurs méthodes pourraient (pour une raison ou une autre) converger vers une valeur erronée d'évapotranspiration.

Il nous a paru aussi intéressant, dans le cadre de cette étude, de déterminer autant que possible, les limites du bassin hydrogéologique qui alimente les nombreuses sources du bassin versant, dont celles de Nasso qui contribue à alimenter le débit de drainage du Kou. En effet, il importe (surtout pour la méthode du bilan hydrique) de savoir si l'eau aux sources provient uniquement de la percolation dans les limites internes du bassin versant ou si cette eau provient d'une zone de collecte beaucoup plus large que celle du bassin hydrologique du Kou. Dans ce dernier cas, il importerait alors de déterminer les limites (exactes ou approximatives) du bassin hydrogéologique. Ce problème de délimitation du bassin d'alimentation est une raison essentielle qui empêche de valider nos estimations de l'évapotranspiration annuelle du bassin.

3.1.1. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration

Parmi les méthodes d'estimation d'évapotranspiration présentées dans la partie 1 (Evapotranspiration - cadre théorique), celles qui ont été retenues, sont les plus simples (et non simplistes). Ces méthodes simples, à notre sens, sont celles qui ne nécessitent pas trop de données de terrain ou de données de calibration, ou celles qui compensent le manque de mesures ou calibration de terrain, par des estimations issues de la télédétection et de l'imagerie satellitale (MODIS, SPOT Vegetation).

L'estimation par la télédétection n'est pas toujours précise, mais elle vient palier au manque de mesures de terrain, comme c'est le cas du bassin versant du Kou.

Ainsi, les méthodes qui seront utilisées dans le cadre de ce travail, sont les suivantes :

- Méthode du bilan hydrique (exutoire Badara)
- Méthode du bilan d'énergie (résidu)
- Méthode FAO-Penman-Monteith
- Méthode Agrometshell
- Méthode Thornthwaite
- Méthode originale de Penman-Monteith
- Méthode de calcul de l'évapotranspiration réelle du bilan d'énergie

3.1.2. Justification du choix des méthodes retenues

La **méthode du bilan hydrique** a été retenue pour sa simplicité relative, et plus encore pour sa logique qui veut que l'évapotranspiration soit estimée comme étant le résidu d'une équation qui tient compte des différents termes du bilan hydrique (P, Q, etc.). Il faudrait néanmoins souligner que l'inconvénient de la méthode du bilan hydrique, est le risque de propagation d'erreurs faites au cours de l'estimation de certains termes, qui pourraient se répercuter sur le terme résidu (évapotranspiration, dans notre cas).

Le choix de la **méthode du bilan d'énergie**, obéit aux mêmes critères qu'à ceux de la méthode du bilan hydrique, en ce sens qu'elle est aussi une méthode "comptable" simple. A la différence de la méthode du bilan hydrique, la méthode du bilan d'énergie, dans notre cas, ne s'appuiera pas sur des mesures de terrain, mais plutôt sur des mesures de télédétection.

La **méthode FAO-56 Penman-Monteith** est la formule recommandée pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_o). Même si elle ne calcule que l'évapotranspiration de référence (et non l'évapotranspiration réelle), il nous a paru nécessaire d'y avoir recours afin d'estimer la valeur plafond que pourrait prendre l'évapotranspiration sur le bassin versant du Kou.

Agrometshell (AMS) est un modèle agrométéorologique développé par la FAO. Le calcul de l'évapotranspiration de référence dans AMS se fait suivant la méthode FAO56. Toutefois, elle se fait avec une certaine "souplesse" dans le choix des variables et paramètres à prendre en compte dans les calculs.

AMS permet également le calcul de l'évapotranspiration réelle (ET_a) à travers l'utilisation de coefficients cultureux, et d'autres paramètres agronomiques.

La **formule de Thornthwaite** est une formule empirique d'estimation de l'évapotranspiration potentielle, relativement simple à mettre en œuvre, dans la mesure où elle requiert peu de données (températures moyennes de l'air, notamment). L'un des inconvénients de la méthode de Thornthwaite est son pas de temps mensuel, de calcul de l'évapotranspiration potentielle.

La **formule originale de Penman-Monteith** d'estimation de l'évapotranspiration réelle combine la méthode du bilan d'énergie avec la méthode aérodynamique qui estime le flux de chaleur latente à partir de différences de pression de vapeur et de vitesse de vent entre la surface évapotranspirante et l'atmosphère et qui tient compte de résistances aérodynamiques et de surface pour expliquer l'échange surface-atmosphère.

3.2. Hypothèses

Afin de mettre en œuvre certaines des méthodes qui seront utilisées dans le cadre de cette étude, il convient ici de formuler un certain nombre d'hypothèses.

Le calcul de l'évapotranspiration se fera sur une année hydrologique.

Le choix du calcul sur l'année hydrologique permettra de s'affranchir de l'estimation de certains termes complexes du bilan hydrique, comme le stock d'eau dans le sol. En choisissant l'année hydrologique, on fait implicitement l'hypothèse que le niveau du stock d'eau dans le sol varie très peu pour une même période, d'une année à l'autre (cycle hydrologique). Ce terme serait alors sensiblement nul ($\Delta S \sim 0$) et l'équation du bilan hydrique ne se résumerait plus qu'aux termes de la pluie, de l'évapotranspiration et du drainage.

Ne disposant pas de suffisamment d'informations sur la piézométrie du bassin versant du Kou, et notamment les limites du bassin versant hydrogéologique, nous supposons, sous réserve, que le bassin versant d'alimentation des sources est identique au bassin versant hydrologique. Ce point sera discuté dans la Partie 4 (Analyse des données).

3.3. Matériels

Un certain nombre d'outils ont été utilisés dans le cadre de ce travail. Ces outils, vont de l'imagerie satellitale, aux modèles de calcul de l'évapotranspiration, en passant par les Systèmes d'Information Géographiques (SIG) et les logiciels de télédétection.

Ont été aussi utilisés, des systèmes de gestion de bases de données climatiques.

3.3.1. Logiciels de télédétection

3.3.1.1. ENVI

ENVI (*Environment for Visualizing Images*) est un des plus puissants outils qui permette l'extraction rapide, facile et exacte de l'imagerie géospatiale.

ENVI fournit une visualisation intégrale des données et une analyse d'images de tailles et types divers.

Dans le cadre de cette étude, ENVI a été utilisé d'abord pour l'affichage des données sous forme d'images, puis pour la manipulation de ces images. La manipulation des images dans cette étude comprend la définition de projections, ou la reprojection d'images, la conversion de formats d'image, les opérations mathématiques et statistiques.

3.3.1.2. WinDisp

WinDisp est un outil de télédétection libre d'accès, qui permet des visualisations, des compilations et des analyses faciles d'images satellites, de cartes, de bases de données associées et de tendances. WinDisp a été développé à l'origine pour le Global Information and Early Warning System de la FAO. Il permet entre autres :

- d'afficher et d'analyser des images satellite;
- de construire de nouvelles images à partir d'une série d'images;
- de cartographier des données statistiques;
- de construire des produits personnalisés en combinant des images, des cartes et des légendes spécialisées;
- d'écrire et d'exécuter des macros pour automatiser les tâches répétitives;

WinDisp a été utilisé au cours de cette étude, pour la visualisation d'images, mais aussi pour des statistiques sur des images et aussi pour l'exécution de tâches répétitives.

A noter que WinDisp est très lié à Agrometshell (voir ci dessous), dans la mesure où la plupart des cartes d'entrée d'Agrometshell sont au format WinDisp (.img).

3.3.2. Systèmes d'information géographique

3.3.2.1. Généralités sur les Systèmes d'Information Géographique

Un système d'information géographique (SIG) est un outil informatique permettant d'organiser et présenter des données alphanumériques spatialement référencées, ainsi que de produire des plans et cartes. Ses usages couvrent les activités géomatiques de traitement et diffusion de l'information géographique. La représentation est généralement en deux dimensions, mais un rendu 3D ou une animation présentant des variations temporelles sur un territoire sont possibles.

Le rôle du système d'information est de proposer une représentation plus ou moins réaliste de l'environnement spatial en se basant sur des primitives graphiques telles que des points, des vecteurs (arcs), des polygones ou des maillages (raster). À ces primitives sont associées des informations qualitatives telles que la nature (route, voie ferrée, forêt, etc.) ou toute autre information contextuelle (nombre d'habitants, type ou superficie d'une commune par exemple).

3.3.2.2. ArcGIS Desktop

ArcGIS Desktop est une collection intégrée et extensible de logiciels SIG professionnels. Elle permet de créer, importer, éditer, afficher, interroger, modéliser, analyser et gérer les données à caractères géographiques.

Le cœur du système est constitué de quatre applications étroitement liées l'une à l'autre: ArcMap, ArcCatalog, ArcToolbox, ModelBuilder.

ArcGIS a, en outre, été utilisé dans cette étude pour la conception et l'affichage de données cartographiques, la création de projection, ou la reprojection de données cartographiques, à travers son application ArcMap.

ArcMap a été aussi utilisé pour des calculs d'interpolation, notamment dans l'étude de la piézométrie du bassin versant du Kou.

ArcGIS nous a été aussi utile pour l'exploration et l'interrogation de la base de données du Projet GEeau (Projet dans lequel est effectué ce mémoire), à travers son module ArcCatalog.

3.3.3. Modèles agroclimatologiques - exemple d'Agrometshell

Agrometshell (AMS) est un modèle de calcul de l'évapotranspiration et du bilan hydrique, et d'interpolation. Il a été développé par la FAO, qui fournit des outils pour le suivi agrométéorologique et la prévision des rendements des cultures.

Le programme inclut une base de données climatique et agronomique, nécessaires à l'analyse de l'impact du climat sur les cultures. Les données peuvent être encodées dans la base de données, de plusieurs manières (saisies, lues à partir de fichiers images WinDisp, importées en ASCII).

AMS est un modèle de suivi de cultures qui utilise des données agrométéorologiques pour faire des prévisions.

Le modèle se fonde sur l'influence des facteurs climatiques dont la pluviométrie, notamment, pour exprimer la variation des rendements.

Des relations empiriques sont établies à partir du calcul du bilan hydrique pour avoir le rendement. Les paramètres le plus souvent utilisés sont l'indice de satisfaction en eau et l'évapotranspiration actuelle (Guérilus, 2005).

3.3.3.1. Données d'entrées d'Agrometshell

Les données d'entrée d'Agrometshell sont essentiellement :

- Des données agronomiques : dates de plantation, durée des cycles de culture (en décade) et la réserve en eau utile du sol, etc.
- Des données climatiques : précipitations, température, humidité relative, énergie radiative, vitesse du vent, etc.
- Données satellitaires et administratives : données issues de WinDisp.

3.3.3.2. Sorties d'Agrometshell

Elles sont diverses. Ce sont des cartes montrant la répartition d'un facteur, des résultats tabulés, des graphes pouvant ressortir une évolution temporelle, des bulletins prédéfinis (Guénilus, 2005).

3.3.4. Outils divers

Des outils divers ont été utilisés, notamment pour la manipulation (extraction ou conversion) d'images ou de données cartographiques. Parmi ces outils, on peut citer :

3.3.4.1. MODIS Reprojection Tool (MRT)

MRT est un outil développé par la NASA, permettant la manipulation d'images MODIS. MRT permet le découpage, la reprojection, le changement de format des images natives MODIS. Il permet aussi la sélection des canaux des nouvelles images créées par l'utilisateur.

Toutes les fonctions ci-dessus citées ont été utilisées dans le cadre de cette étude, sur les images MODIS téléchargées.

3.3.4.2. VGT Extract

VGT Extract est un outil qui permet d'extraire des images brutes SPOT Vegetation, uniquement les canaux que l'on désire, de découper spatialement les images selon une région d'intérêt définie par l'utilisateur ou préenregistrée, et de convertir les données dans un format plus facile à utiliser (ENVI, Geotiff, ERMapper, WinDisp ...).

Toutefois, cet outil n'est utilisable que pour les données du continent africain. Pour les autres régions du monde, l'outil Crop VGT est mieux indiqué.

3.3.4.3. Crop VGT

Crop VGT permet de réaliser les mêmes opérations que VGT Extract, avec un rayon d'action plus étendu, car Crop VGT peut être appliqué aux données satellites SPOT Vegetation de toutes les régions du monde.

3.4. Bases de données

La réalisation de cette étude repose sur l'utilisation d'un certain nombre de bases de données, assez diverses, mais complémentaires. Les données contenues dans ces bases sont climatologiques, agronomiques, piézométriques, cartographiques. On distingue les bases de données suivantes :

- Base de données du Projet GEeau
- Base de données de l'AGRHYMET (AP3A)
- Base de données de la FAO
- Base de données MODIS
- Base de données SPOT Vegetation
- Base de données du Projet « Eaux Souterraines »

3.4.1. Base de données GEeau

La base de donnée GEeau est a été constituée depuis le démarrage du Projet en début 2002, et enrichie au fil du temps. Cette base de données est très diversifiée et repose entre autres sur celles de la Direction Générale de l'Hydraulique (DGH).

La base de données comprend des données météorologiques, des données cartographiques (SIG & Télédétection), des bases de données "héritées" d'anciens projets ou programmes (BEWACO & BDRESO). En outre, on y trouve de la documentation assez diverse (ouvrages spécialisés, articles scientifiques, rapports, mémoires, posters, etc.).

3.4.1.1. Eléments de la base de données GEeau

La base de données se compose de :

- **données climatiques** : pluviométrie, températures, humidités, durée d'insolation, vitesse du vent, évaporation bac. Ces données sont au pas de temps journalier, en ce qui concerne les stations de Bobo Dioulasso et de la Vallée du Kou (Bama). Les données de pluie, elles, sont particulièrement disponibles pour près de 13 stations, dans la zone Ouest Sud-ouest (comprenant Bobo). Cette base de données pluviométrique combine à la fois, la base de données PLUVIOM de la Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins (DRH/HB), la base de données de l'Aéroport de Bobo Dioulasso et de l'INERA, et la base de données de la Direction Provinciale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques (DPAH/RH) du Houet.
- **données d'évapotranspiration**. Des données d'évapotranspiration sont disponibles, mais elles ne sont pas mesurées, mais plutôt calculées à partir des données climatiques enregistrées.
- **données hydrométriques**. Ces données sont reprises de la base de données HYDROM, générée par les services de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), mais aussi au sein de la base de données hydrométriques du réseau hydrométrique national, de la base de données issue du Projet "Valée du Kou", de la base de données du Projet "Ressources en eau de Bobo Dioulasso", et enfin, de la base d'IWACO.
- **données agronomiques**. La base de données GEeau contient des données de rendement et de production pour la Province du Houet (Chef-lieu : Bobo Dioulasso).
- **données morpho-pédologiques**. Une étude morpho-pédologique faite sur l'ensemble du bassin versant du Kou, en début 2004, a permis d'actualiser les bases de données de sol du Projet.
- **données cartographiques**. Les bases de données cartographique du Projet GEeau est composé de plusieurs bases de données, dont celles de l'Institut Géographique du Burkina (IGB), du Programme de valorisation des Ressources en Eau dans le Sud Ouest (RESO), de la DGH. Cette base contient des données climatiques cartographiées pour l'ensemble du bassin versant du Kou, et même au-delà, les données liées aux sols du bassin (morpho pédologie, occupation du sol). Il existe également des données hydrauliques sur les cours d'eau et les points d'eau du bassin versant. Des données piézométriques existent aussi, mais sont du ressort du Projet "Eaux Souterraines", qui collabore avec GEeau.

En outre, le Projet GEeau dispose de la **Base de Données d'Occupation des Terres (BDOT)**. La BDOT comme l'indique son nom, contient des données d'occupation des terres du Burkina Faso. Ces données sont au format "shapefile" (.shp). Cette base de données a été réalisée à partir d'images Landsat 7 ETM de 2002.

3.4.1.2. Base de données DGH

La cellule informatique de la Direction Générale de l'Hydraulique (DGH) dispose de plusieurs fonds cartographiques renseignés. Ces données cartographiques ont été réalisées sous ArcInfo et peuvent être exportées vers d'autres logiciels.

Les cartes numériques disponibles au niveau de la DRH-HB comprennent :

- Les routes principales
- Les rivières principales
- Les forêts classées
- Les bassins versants
- La pédologie
- Le climat (pluvio_70, pluvio_60-90)
- La topographie

3.4.1.3. A propos de BEWACO et BDRESO

BEWACO est une base de données nationale des Ressources en Eau (eaux souterraines et eaux de surfaces), élaborée en 1987 pendant l'exécution du projet Bilan d'Eau par le Bureau d'Etude néerlandais IWACO, pour le compte de la Direction Régionale de l'Hydraulique.

La base de données BDRESO est issue d'un grand inventaire couvrant toute la zone Ouest Sud-ouest du Burkina, soit une superficie de 60 000 km². Cette base de données contient des informations sur les données socio-économiques, des points d'eau, des eaux de surface, des eaux souterraines, des périmètres irrigués et des industries.

3.4.1.4. Historique et qualité des données

a. Historique

L'historique des données climatiques est donné dans le tableau 4, ci dessous.

Tableau 4. Historique des données climatiques

	Pas de temps	Stations	Historique
Pluie	<i>Journalier</i>	Beregadougou (PLUVIOM)	1974 – 2000
		Bobo Dioulasso (Aéroport & INERA)	1959 – 2005
		Bondoukuy (PLUVIOM)	1963 – 1998
		Farako-bâ (INERA)	1960 – 2005
		Karangasso-Sambla (DPAH/RH)	2003 – 2005
		Koumbia (PLUVIOM)	1964 – 2000
		Moussodougou (PLUVIOM)	1992 – 1996
		Nasso (PLUVIOM)	1960 – 1996
		Orodara (PLUVIOM)	1955 – 2000
		Badema (DPAH/RH)	2003 – 2005
		Samorogouan (PLUVIOM)	1964 – 1998
		Satiri (DPAH/RH)	2003 – 2005
		Toussiana (DPAH/RH)	2003 – 2005
		Vallée du Kou (INERA)	1986 – 2005
	<i>Mensuel</i>	Banfora	1921 – 1998
		Bobo Dioulasso	1907 – 1998
		Farako-bâ	1953 – 1997
		Niangoloko	1951 – 1998
		Orodara	1954 – 1998
Sidéradougou		1955 – 1998	
Sindou		1969 – 1998	
Débits	<i>Journalier</i>	Badara	1984 – 2002
		Confluence Niamé-Baoulé	1986 – 2000
		Koumi	1987 – 1993
		Nasso Aval	1989 – 1997
		Nasso Milieu	1984 – 1991
	<i>Mensuel</i>	Badara	1984 – 2002
		Diaradougou	2004
		Koumi	1988 – 1997
		Nasso Aval	1961 – 1970 1989 – 1997
		Nasso Milieu	1961 – 1991
Variables climatiques (températures, humidités relatives, vitesse du vent, durée d'insolation, évaporation bac)	<i>Journalier</i>	Bobo Dioulasso	1998 – 2005
		Bama	2000 – 2005
Evapotranspiration	<i>Journalier</i>	Bobo Dioulasso	1961 – 2003

On peut constater que les séries données de pluie sont relativement longues et assez diverses. Pour les données journalières de pluie, on compte 14 stations dans la région Ouest Sud-ouest. A noter que la liste des stations pour lesquelles on dispose de données mensuelles de pluie, n'est pas exhaustive. Certaines stations situées dans de petites localités n'ont pas été mentionnées ici.

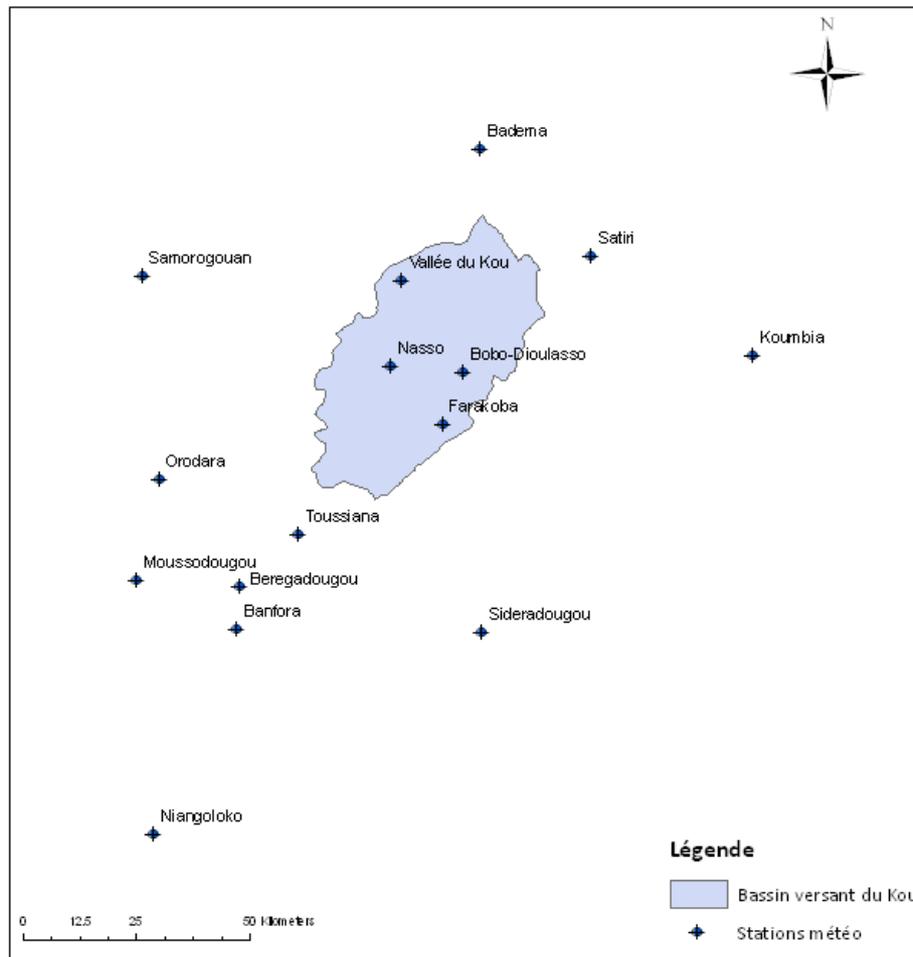


Figure 21. Distribution spatiale des stations pluviométriques du bassin du Kou & environs

Les séries de données hydrométriques sont, elles, moins longues et les stations de mesure, moins nombreuses que dans le cas de la pluie. Seules les stations situées à Nasso ont un historique remontant aux années 1960, ceci pour un pas de temps mensuel toutefois.

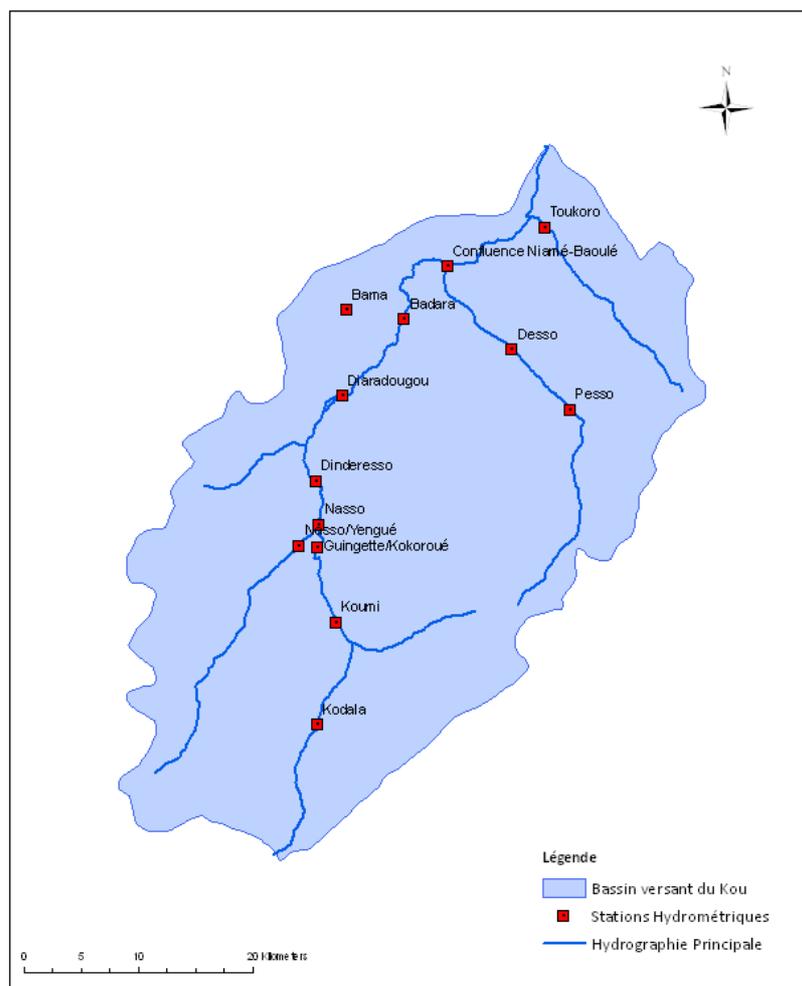


Figure 22. Distribution spatiale des stations hydrométriques du bassin du Kou

En ce qui concerne les variables climatiques autres que les précipitations, on remarque que l'historique est assez court (1998 à 2005 ou 2006, dans le meilleur des cas).

Les données d'évapotranspiration de référence ETo ont été calculées sur la base de variables climatiques (Température, humidité relative, vitesse du vent et rayonnement) et sont disponibles de 1961 à nos jours, pour la station météorologique de Bobo Dioulasso.

b. Qualité des données

Pluviométrie

Les données pluviométriques sont dans l'ensemble, d'assez bonne qualité, ainsi que leur répartition. Toutefois, on note souvent des lacunes ou des ruptures dans les séries. On peut à ce titre, citer le cas de la station de Nasso, une station clé du bassin versant, car située au cœur de ce bassin. Les données météorologiques de Nasso ne vont pas au-delà de l'année 1996.

Hydrométrie

Les données sur l'hydraulique, et notamment l'hydrométrie, quant à elles, sont assez mauvaises (Bicaba, 1991 ; Hure, 1998 ; Berthiaud, 2001 ; Mamadou Chérif, 2006). En effet, les séries journalières sont pleines de lacunes, et quant aux données existantes, elles sont à prendre avec précaution. Ceci s'explique par le fait que les stations limnimétriques, dans les normes, devraient être calibrées (tarées) assez souvent, en raison des profils des berges qui évoluent avec le temps et sont susceptibles d'introduire des biais dans les calculs de débits. Le constat fait sur le bassin du Kou, est

qu'il existe un certain nombre de stations limnimétriques qui sont hors de fonctionnement et d'autres qui sont en fonctionnement, mais dont les courbes de tarages n'ont pas été actualisées.

D'après Mamadou Chérif (2006) une analyse plus détaillée des données hydrométriques brutes a permis de mettre en évidence des incohérences dans ces données :

- Plusieurs jours consécutifs avec exactement le même débit moyen journalier (Koumi, confluence...).
- Des débits qui fluctuent sans rapport avec la pluviométrie, particulièrement pour la station de Koumi où, on assiste à une inversion des valeurs.
- Absence de corrélation entre des stations cependant voisines (BICABA, 1991).

3.4.1.5. Conclusion sur la base de données GEeau

Globalement, l'analyse de la base de données a révélé que les différents champs de données ont un taux de remplissage moyen. Pour quelques champs intéressants, ces taux de remplissage sont malheureusement médiocres (cas de l'hydrométrie et de la vitesse du vent à Bama).

3.4.2. Base de données FAOCLIM

FAOCLIM est une base de données climatique mondiale. Elle a été éditée par le Département du développement durable de la FAO. La version 2 de FAOCLIM (celle que nous avons utilisée) contient des données mensuelles pour 28100 stations; jusque 14 paramètres agroclimatiques observés et calculés sont donnés pour chaque station, tant les moyennes trentenaires (1961-1990) que des séries temporelles pour les pluies et les températures.

FAOCLIM permet de sélectionner les données par zone géographique, par échelle de temps et par paramètre, et de les exporter pour leur analyse ultérieure par d'autres logiciels.

3.4.3. Base de données AP3A

La base de données AP3A est une application qui a été développée par le Centre Régional AGRHYMET, dans le cadre du projet Alerte Précoce et Préviation des Productions Agricoles (AP3A). Les données dans cette base, disponibles pour les pays du C.I.L.S.S, sont organisées en ensembles (agriculture, démographie, élevage, météorologie).

Nous avons utilisé son module relatif à la météorologie. Cette base de données, est relativement bien fournie, avec un historique remontant aux années 1950, pour certaines données climatiques du Burkina....

3.4.4. Base de données du Projet Eaux Souterraines

Cette base de données sur la piézométrie du bassin versant du Kou, est en fait, une fusion de plusieurs sources de données, héritées d'anciens Projets basés dans la région de Bobo Dioulasso (RESO, par exemple).

Du fait que ces données soient d'origines différentes, il se pose alors souvent des problèmes de correspondance entre les données.

Cependant, on note de nouvelles campagnes de mesure menées par le Projet Eaux Souterraines, en 2006 et 2007 avec un suivi plus fréquent et plus rigoureux. On peut s'attendre en plus à une reconstruction prochaine de la base de données piézométrique.

3.4.4.1. Qualité des données

Les données piézométriques, à l'image des données hydrométriques de GEeau, sont également pleines de lacunes et de qualité souvent douteuse.

De plus, on note souvent une absence de données d'altitudes. Certes, on pourrait tenter de les remplacer par des données SRTM, mais il nous a été donné de constater que ces dernières n'étaient pas très précises sur le bassin versant. Des écarts d'altitude de plusieurs mètres (jusqu'à 10 m) ont été observés.

En effet, le modèle SRTM donne des altitudes pour des pixels de 90 m x 90 m, ce qui a tendance à lisser les fortes valeurs. Ce pourrait être une explication aux écarts d'altitudes constatés.

Enfin, la répartition des piézomètres sur le bassin versant, limite l'étude de la piézométrie sur la globalité du bassin versant. Cette question sera abordée dans le paragraphe sur l'analyse des données piézométriques (voir Partie 4 – Analyse des données).

3.4.5. Imagerie satellitale

L'imagerie satellitale, de nos jours, joue un très grand rôle dans le suivi des phénomènes naturels et c'est tout naturellement que nous avons, dès le début de cette étude, choisi d'y avoir recours. Ces outils sont devenus incontournables de nos jours, et permettent, quand ils sont bien calibrés, des gains de temps très importants dans la collecte des données.

Il existe aujourd'hui un certain nombre de données issues de la télédétection, dont l'acquisition peut se faire gratuitement, ou tout au plus, à peu de frais. Il s'agit généralement des produits issus de la télédétection à basse résolution spatiale.

Parmi ces produits, on peut citer ceux de MODIS et du programme SPOT Vegetation.

Nous nous sommes, dans un premier temps, intéressés à l'indice normalisé de végétation (disponible en SPOT Vegetation et MODIS). L'idée première et directrice de cette étude était de s'intéresser à une variable qui, à priori, pourrait être corrélée à l'évapotranspiration réelle, d'où le choix de l'indice normalisé de végétation qui nous a paru à même d'être un indicateur intéressant de l'état de la végétation. Et on sait que l'évapotranspiration est liée à l'état de la végétation.

Pour les besoins du calcul de l'évapotranspiration, d'autres produits de la télédétection ont été collectés : la température de surface du sol, l'indice de surface foliaire (LAI), l'albédo de surface.

Certaines de ces données, à l'utilisation, se sont révélées relativement imprécises, en comparaison avec des données mesurées sur le terrain. Ces données issues de la télédétection ont néanmoins été intégrées, dans la mesure de l'acceptable, à notre étude, faute de ne pas disposer de données complètes de terrain.

3.4.5.1. MODIS

MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un satellite de basse résolution pour l'observation de la terre. MODIS compte 36 bandes spectrales comprises entre les longueurs d'onde 0.4 μm à 14.4 μm .

Terra (EOS AM) & Aqua (EOS PM) sont les satellites sur lesquels sont montés les capteurs MODIS. L'orbite de Terra est programmée de sorte qu'il passe du nord au sud, par l'équateur, dans la matinée, tandis que Aqua passe du sud au nord au dessus de l'équateur, dans l'après midi. Terra MODIS & Aqua MODIS observent l'entièreté de la surface terrestre tous les 1 à 2 jours, faisant l'acquisition d'images en 36 bandes spectrales.

Tableau 5. Exemples de produits MODIS

Produits	Codes abrégés ^(*)	Fréquence d'acquisition
Surface reflectance	MOD09 ou MYD09	1 & 8 jours
Land Surface Temperature and Emissivity	MOD11 ou MYD11	1 jour; 8 jours; 1 mois
Land Cover Change	MOD12	96 jours & 1 année
Vegetation Indices	MOD13 ou MYD13	16 jours & 1 mois
Leaf Area Index/Fraction of Photosynthetically Active Radiation (LAI/FPAR)	MOD15 ou MYD15	8 jours
Gross Primary Productivity	MOD17 ou MYD17	8 jours & 1 année
Bidirectional Reflectance Distribution Function/Albedo	MOD43 ou MCD43 ^(**)	16 jours

(*) Les codes présentés ici sont ceux des produits MODIS Terra (préfixe « MOD ») et MODIS Aqua (préfixe « MYD »)

(**) Les produits MCD sont générés en utilisant une combinaison d'acquisitions Terra & Aqua pour une optimisation de la qualité des données

a. Résolution spatiale

Sur les 36 bandes spectrales, deux bandes sont à 250 m de résolution spatiale, cinq bandes à 500 m et les 29 autres bandes, à 1 km de résolution spatiale.

b. Résolution temporelle

La résolution temporelle de MODIS est de 1 jour, 8 jours, 16 jours, 96 jours ou une année, en fonction du produit sélectionné. Les données MODIS ne sont disponibles qu'à partir de l'année 2000.

3.4.5.2. SPOT Vegetation

Le Programme Vegetation de SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre), est le fruit de la collaboration entre certains pays de l'union européenne (France, Suède, Belgique, Italie). Son objectif est d'assurer un suivi régional et global de la biosphère et de sa végétation.

SPOT Vegetation comporte 4 bandes spectrales, dont 3 caractérisent la végétation (rouge, proche-infrarouge, moyen-infrarouge). La quatrième bande, le bleu, permet d'effectuer des corrections atmosphériques des 3 autres bandes.

Trois types de produits VEGETATION sont disponibles :

- Les produits primaires (P), extraits à partir d'un seul segment de prise de vue,
- Les synthèses journalières (S1) ou décennales (S10), mosaïques des segments de prise de vues acquis, respectivement en 24h et au cours des 10 derniers jours.
- L'indice de végétation NDVI calculé à partir des synthèses journalières ou décennales.

a. Résolution spatiale

Les images SPOT Vegetation ont une résolution constante de 1 km sur toute la largeur d'un champ de 2400 km, offrant un accès quasi quotidien à l'ensemble du globe.

b. Résolution temporelle

La résolution temporelle de SPOT Vegetation est journalière ou décennale. Les données sont disponibles à partir d'avril 1998.

3.4.6. Choix de l'année hydrologique d'étude

Le choix de l'année hydrologique pour notre étude, se fera en priorité, à partir des données agrométéorologiques de la base de données du projet GEeau. La base de données GEeau est plus complète que les autres bases de données climatiques (FAOCLIM, AP3A, etc.) pour le bassin versant du Kou, qui est justement sa zone d'intervention.

Une fois, l'année hydrologique déterminée, les autres bases de données viendront en appui à celle de GEeau.

La méthode que nous avons adoptée pour le choix de l'année d'étude, est de faire des croisements entre les séries chronologiques des différentes variables auxquelles, nous nous intéressons pour notre étude. Ces croisements serviront à déterminer les années pour lesquelles, il existe un maximum de données journalières disponibles. De ces années, sera choisie l'année hydrologique pour cette étude.

Ainsi, comme variables, seront prises en compte les séries chronologiques de pluie, de débits, et des variables climatiques (températures, humidités, vitesse du vent, etc.) mesurées aux stations hydrométriques et météorologiques du bassin versant.

Il est tout à fait logique que le choix de l'année soit intimement lié à la disponibilité des données sur les variables à suivre. Par conséquent, le choix de l'année se fera pour celle qui sera relativement la plus complète et la plus proche, chronologiquement, de la période actuelle.

3.4.6.1. Pluviométrie

Disponibilité des données journalières de pluie

Les données pluviométriques sont dans l'ensemble assez satisfaisantes, en termes de répartition (4 stations) et longueur des séries chronologiques. Enfin, on y observe peu de lacunes, comme l'atteste le récapitulatif dans le tableau 6, ci-dessous.

Tableau 6. Disponibilité des données journalières de pluie

Station	Disponibilité des données	Remarques
Bobo Dioulasso	1959 à 2005 (ou 2006)	
Farako-Bâ	1960 à 1986 ; 1989 à 1991 ; 1993 à 2005	Quelques données sont manquantes pour les années 1999 à 2003
Nasso	1972 à 1993	
Bama (Vallée du Kou)	1986 & 1987 ; 1989 à 1991 ; 1993 à 2005	

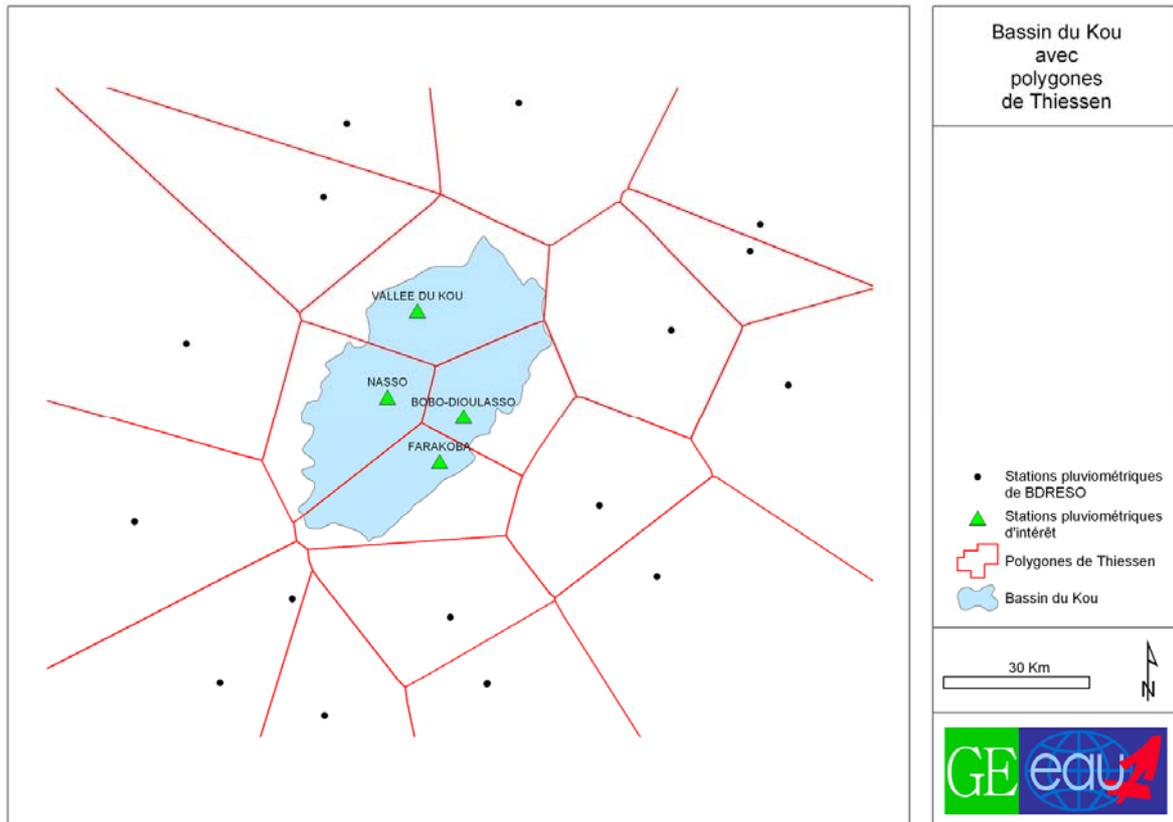


Figure 23. Distribution spatiale des données de pluie (stations pluviométriques d'intérêt pour l'étude)

3.4.6.2. Hydrométrie

Disponibilité des données journalières de débits

Les séries chronologiques de données hydrométriques sont moins longues et moins fournies que celles de la pluie. De plus la qualité de certaines séries est assez douteuse du fait que les courbes de tarages ne soient pas régulièrement actualisées.

Des lacunes sont systématiquement présentes dans la plupart de ces séries.

Tableau 7. Disponibilité des données journalières de débit

Station	Disponibilité des données	Remarques
Badara	1984 à 1993 ; 1996 à 2002	La plupart des séries contiennent des données manquantes, excepté l'année 2000
Confluence Niamé-Baoulé	1986 à 1997 ; 1999 & 2000	La plupart des séries contiennent des données manquantes, excepté l'année 1993
Koumi	1987 à 1993	La plupart des séries contiennent des données manquantes
Nasso Aval	1989 à 1993 ; 1995 à 1997	La plupart des séries contiennent des données manquantes
Nasso Milieu	1984 à 1991	La plupart des séries contiennent des données manquantes

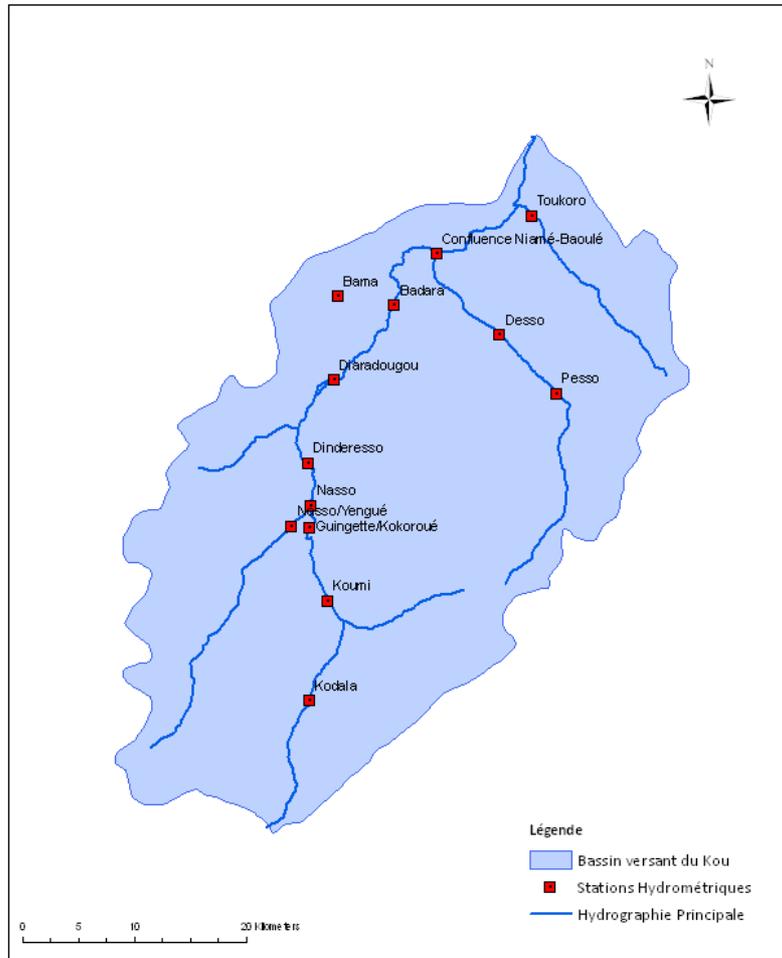


Figure 24. Distribution spatiale des stations hydrométriques du bassin du Kou

3.4.6.3. Données climatiques

Les variables climatiques suivies pour les deux stations météo du bassin (Bobo et Bama), sont les températures (minimale et maximale), les humidités (minimale et maximale), la vitesse du vent, la durée d'insolation. Toutes ces données sont au pas de temps journalier.

Les séries chronologiques de la base de données de GEEau, ne sont pas très longues (2000 à 2005 pour Bama, et 1998 à 2005 pour Bobo Dioulasso). Il arrive parfois que ces séries comportent des lacunes pour des variables assez intéressantes (cas de la vitesse du vent et de la durée d'insolation à Bama).

La disponibilité des variables climatiques mesurées aux stations météo de Bobo Dioulasso et Bama, est donnée dans les tableaux 8 et 9 suivants :

Tableau 8. Disponibilité des données journalières de variables climatiques à Bama

	Température		Humidité		Vitesse du vent à 2 m	Durée d'insolation
	Min	max	min	max		
2000						
2001						
2002						
2003						
2004						
2005						

-  Données journalières disponibles
-  Données journalières avec quelques valeurs manquantes
-  Pas de données

Tableau 9. Disponibilité des données journalières de variables climatiques à Bobo Dioulasso

	Température		Humidité		Vitesse du vent à 2 m	Durée d'insolation
	min	max	min	max		
1998						
1999						
2000						
2001						
2002						
2003						
2004						

-  Données journalières disponibles
-  Données journalières avec quelques valeurs manquantes

3.4.6.4. Evapotranspiration

Disponibilité des données journalières d'évapotranspiration potentielle de Bobo Dioulasso

Les données d'évapotranspiration sont disponibles pour la station météo de 1961 à 2003. Cette série contient quelques valeurs manquantes, mais est dans l'ensemble assez complète.

Tableau 10. Disponibilité des données journalières d'évapotranspiration à Bobo Dioulasso

Station	Disponibilité des données	Remarques
Bobo Dioulasso	1961 à 2003	On observe quelques données manquantes pour les années : 1982 & 1983 ; 1986 à 1991

3.4.6.5. Choix d'une année d'étude

Tableau 11. Disponibilité des données journalières

Années	Pluies				Débits		
	Nasso	Farako-Bâ	Vallée du Kou	Bobo Dioulasso	Koumi	Badara	Confluence
1984	1	1	0	1	0	1	0
1985	1	1	0	1	0	1	0
1986	1	1	1	1	0	1	1
1987	1	0	1	1	1	1	1
1988	1	0	0	1	1	1	1
1989	1	1	1	1	1	1	1
1990	1	1	1	1	1	1	1
1991	1	1	1	1	1	1	1
1992	1	0	0	1	1	1	1
1993	1	1	1	1	1	1	1
1994	1	1	1	1	0	0	1
1995	1	1	1	1	0	0	1
1996	1	1	1	1	0	1	1
1997	0	1	1	1	0	1	1
1998	0	1	1	1	0	1	0
1999	0	1	1	1	0	1	1
2000	0	1	1	1	0	1	1
2001	0	1	1	1	0	1	0
2002	0	1	1	1	0	1	0

1 Données journalières disponibles

0 Données journalières indisponibles

Le tableau ci-dessus est une combinaison des données de pluie et de débits, en s'appuyant surtout sur les périodes pour lesquelles sont disponibles, des données de débit. Cette période va de 1984 à 2002. Le manque de données au delà de cette période est dû, soit à l'absence d'instruments de mesure sur le terrain, soit à l'absence de courbes de tarage actualisées.

Nous avons mis en couleur jaune, les cellules appartenant à des années susceptibles d'être choisies pour notre étude du bilan hydrique du bassin du Kou. Cette sélection ne se base, pour une année donnée, que sur le nombre de stations pouvant fournir des données journalières.

Le véritable critère de choix de l'année d'étude, est celui qui tient compte de la disponibilité des données pluviométriques, hydrométriques, mais aussi des données météorologiques permettant le calcul de l'évapotranspiration. A cela, il faudrait ajouter que l'année choisie devra être la plus proche chronologiquement, de sorte que l'on puisse faire l'hypothèse selon laquelle, les conditions climatiques en place, n'aient pas trop évolué par rapport à celles de 2007. Enfin, l'année d'étude devra être choisie en tenant compte de l'accès aux images SPOT Vegetation et MODIS.

Partant du critère ci-dessus énoncé, une année retient particulièrement notre attention, il s'agit de l'année 2000.

En effet, parmi toutes les années éligibles, l'année 2000 est chronologiquement la plus proche de la période actuelle. En 2000, sur le bassin versant du Kou, on compte 3 stations pluviométriques (Bama, Bobo, Farako-Bâ) et 2 stations hydrométriques (Badara et la confluence Niamé-Baoulé), les plus en aval du bassin versant.

Idéalement, le choix de l'année d'étude devrait se faire en tenant compte aussi de la disponibilité des données piézométriques. Toutefois, au regard de la base de données piézométrique dont nous disposions, et qui était assez incomplète, nous avons décidé de considérer plutôt pour la piézométrie, une année quelconque, mais assez proche chronologiquement de l'année 2000. Nous faisons implicitement l'hypothèse ici, que les variations de niveaux piézométriques ne sont pas très importantes d'une année à l'autre, sur le bassin versant du Kou, surtout en période de basses eaux (le bilan est calculé à partir du 1^{er} janvier, soit plus de 2 mois et demi après les dernières pluies importantes sur le bassin).



- Partie 4 : Analyse des données -

4. Analyse des données utilisées

4.1. Pluviométrie

Les données pluviométriques considérées dans le cadre de cette étude, sont celles des stations de Bobo Dioulasso, Farako-Bâ, Bama (voir figure 25). Ces données sont issues de la base de données GEeau. Les données considérées sont celles de l'année 2000.

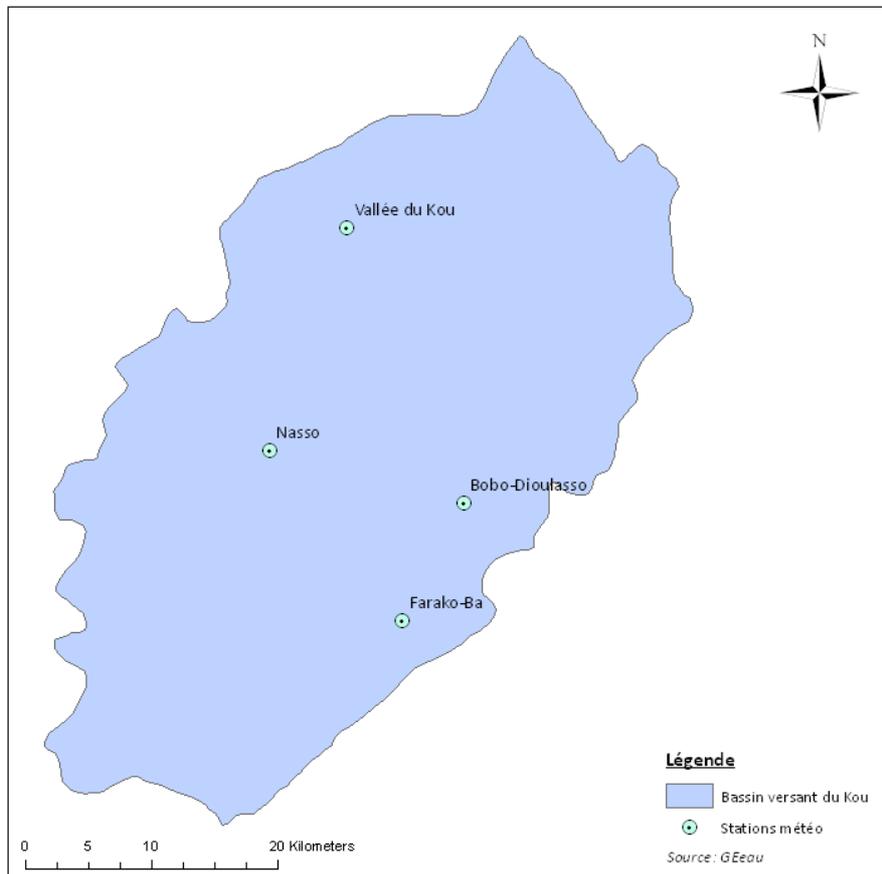


Figure 25. Stations pluviométriques d'intérêt pour notre étude

Nous avons réalisé un tracé de polygones de Thiessen à partir des stations situées sur le bassin versant. A l'origine, ces stations étaient au nombre de 4, à savoir, Bama, Bobo Dioulasso, Farako-Bâ et Nasso. Mais nous n'avons finalement considéré que les 3 premières stations citées, car celle de Nasso a été exclue de cette étude, en raison de la rupture observée dans la série chronologique de cette station, dès 1996.

Selon Bicaba (1991), les données de la station pluviométrique de Bobo sont homogènes. Pour autant, l'année 2000 serait-elle une année particulière, ou régulière en termes de pluviométrie ?

A l'analyse des écarts observés entre la pluviométrie totale de l'année 2000 et la pluviométrie normale pour des stations que nous avons sélectionnées, l'année 2000 n'est pas une année exceptionnelle en termes de pluviométrie, pour notre zone d'étude (région de Bobo). Au regard de la pluviométrie normale, on peut dire que la pluviométrie totale de l'année 2000 est tout juste excédentaire (+14 %).

Tableau 12. Comparaison entre les normales pluviométriques et la pluviométrie de l'an 2000 à Bobo (source : GEeau & Direction de la Météorologie Nationale)

Station	Pluie (mm)	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Août	Sep	Oct	Noc	Déc	Total	Ecart P ₂₀₀₀ - P _{Normale}	Ecart (%)
Bobo	P ₂₀₀₀	2	0	2	20	106	210	232	322	218	59	0	0	1171	144	14.02
	P _{Normale}	1	4	19	50	104	134	227	283	158	42	2	3	1027		

4.2. Hydrométrie

Comme déjà évoqué dans la partie 3, les données hydrométriques issues des stations hydrométriques du bassin du Kou, sont à prendre avec réserve en ce qui concerne certaines stations.

La qualité de ces données est douteuse pour les stations dont les courbes de tarage n'ont pas été actualisées.

Les données hydrométriques pour l'année 2000, de notre étude, sont celles de la station de Badara. Ces données sont issues de la base de données GEeau. Idéalement, on aurait plutôt dû considérer les données de la station hydrométrique de la Confluence Niamé-Baoulé, celle-ci étant située le plus en aval par rapport aux autres stations hydrométriques du bassin versant du Kou.

Le choix de Badara est dû au fait que les données de la station de la Confluence Niamé-Baoulé, contiennent des données manquantes pour l'année 2000.

Par conséquent, la lame d'eau écoulée pour l'année 2000 n'a pu être calculée que pour le sous bassin ayant pour exutoire Badara. Les raisons de cette démarche sont développées dans le paragraphe 4.7 ("Justification du choix de Badara comme exutoire du sous bassin considéré pour l'estimation de l'évapotranspiration par la méthode du bilan hydrique").

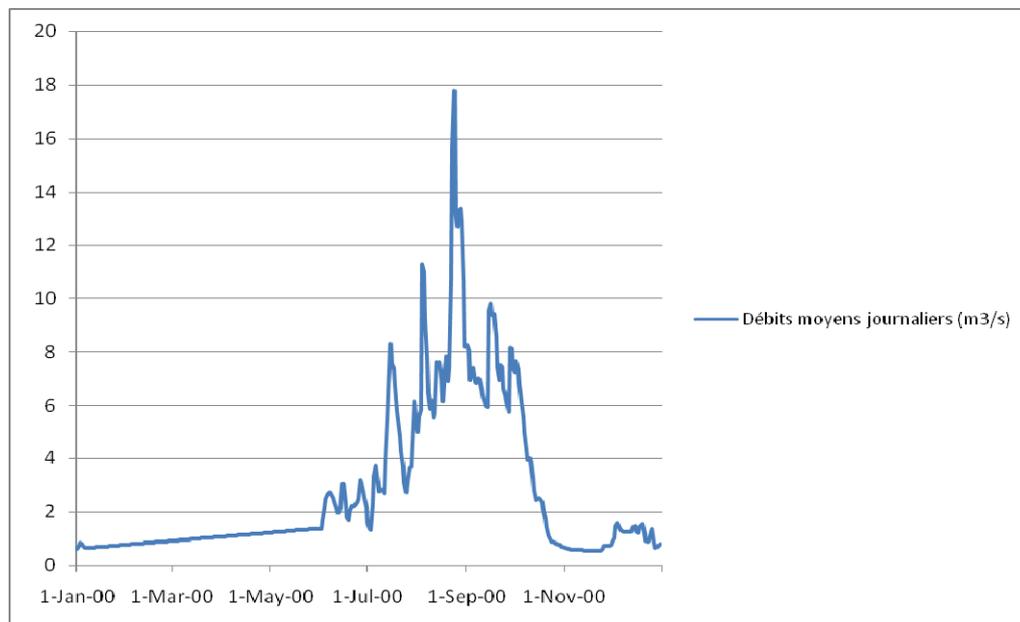


Figure 26. Débit journalier à Badara en 2000 (source : GEeau)

Le volume annuel recueilli à Badara est de **86 525 280.05 m³**.

4.3. Variables climatiques

Les variables climatiques utilisées dans notre étude, sont celles permettant le calcul de l'évapotranspiration (potentielle & réelle). Ce sont : les températures (minimum & maximum), les

humidités relatives (minimum & maximum), la vitesse du vent, la durée d'insolation et l'évaporation bac (si disponible).

Ces variables climatiques sont issues de bases de données différentes (GEeau, FAOCLIM 2, AP3A).

Le calcul de l'évapotranspiration sur notre bassin versant nécessite la présence (simultanée) d'au moins 4 stations, afin de permettre une interpolation, dans l'optique d'une cartographie de l'évapotranspiration.

Pour ce faire, à nos deux stations météorologiques du bassin versant (Bama et Bobo), nous avons rajouté 5 autres, externes au bassin versant. Ces stations, toutes synoptiques, sont : Boromo, Dédougou, Gaoua, Koutiala (Mali), Ouahigouya.

Les données climatiques de ces stations ont été extraites de la base de données AP3A. Les données climatiques des stations de Bama et Bobo, proviennent de la base de données de GEeau.

On pourrait s'étonner du choix de la station de Koutiala, qui est située en territoire Malien. La station de Koutiala a été choisie en raison de sa proximité d'avec le bassin versant du Kou. La ville de Koutiala se situe, presque sur la même latitude (Latitude : 12.4°) que celle de Dédougou (Latitude : 12.47°) et devrait, à priori, être caractérisée par le même type de climat soudano-sahélien qu'à Dédougou.

Les autres stations (Boromo, Dédougou, Gaoua, Ouahigouya) ont été choisies de façon à ce qu'elles soient réparties tout autour de notre bassin versant, afin de permettre une bonne interpolation de l'évapotranspiration.

Nous avons aussi extrait des valeurs normales (idéalement, des moyennes calculées sur 30 ans) de pluie et d'évapotranspiration potentielle, à partir de la base de données FAOCLIM 2. Ces valeurs normales extraites, sont celles des stations pour lesquelles, nous ne disposions pas d'un historique suffisamment long, permettant de réaliser nous-mêmes ce calcul.

L'extraction de ces valeurs normales (mensuelles) d'évapotranspiration potentielle ou de pluie, a pour but de les substituer aux valeurs manquantes observées pour certaines de nos stations, en 2000.

4.4. Evapotranspiration potentielle

Nous avons extrait des données d'évapotranspiration normales à partir de la base de données FAOCLIM 2 pour toutes nos stations météorologiques, excepté la station de Bobo Dioulasso pour laquelle nous avons effectué nous-mêmes le calcul.

Une analyse graphique de ces données normales d'évapotranspiration comparées aux normales pluviométriques de nos 7 stations météorologiques sélectionnées, montre qu'en général, durant les mois de Juillet, Août et Septembre, l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle, puisque nous avons une pluviométrie supérieure à l'ETP.

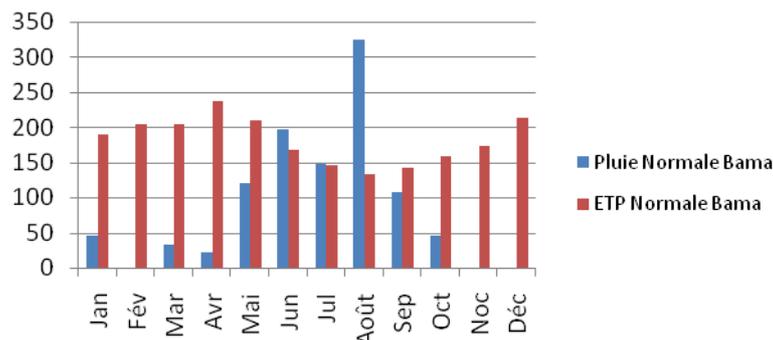


Figure 27. Comparaison entre la Pluviométrie normale et l'évapotranspiration potentielle normale à Bama (source : GEeau & AP3A)

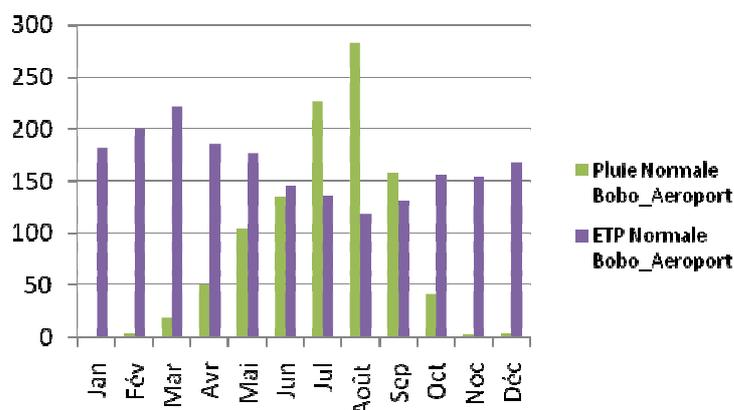


Figure 28. Comparaison entre la Pluviométrie normale et l'évapotranspiration potentielle normale à Bobo Dioulasso (source : GEeau & AP3A)

4.5. Imagerie satellitale

L'imagerie satellitale, pour notre étude, est constituée d'images basse résolution SPOT Vegetation et MODIS, comme précédemment annoncé dans la partie 3.

Ces images sont, pour la plupart, à 1 km de résolution et concernent exclusivement l'année 2000. Pour cette période temporelle, un problème se pose avec les images MODIS : les acquisitions de MODIS n'ont commencé qu'au 49^{ième} jour de l'année 2000.

Pour contourner ce problème, il a fallu, pour MODIS, étendre la collecte des images au 49^{ième} jour de l'année 2001.

Les images satellites ont, dans leur intégralité, été téléchargées gratuitement sur les sites des distributeurs officiels de ces images, à savoir VITO⁶ (SPOT Vegetation) et NASA/LPDAAC⁷ (MODIS). Le tableau suivant résume les données d'images satellites téléchargées pour les besoins de notre étude.

⁶ VITO : Vlaamse Instelling voor Technologisch Onderzoek

⁷ LPDAAC : Land Processes Distributed Active Archive Center

Tableau 13. Données satellitaires collectées

Donnée suivie	Capteur	Code	Résolution temporelle	Résolution spatiale
Land Surface Temperature (LST)	MODIS	MOD11A2	8 jours	1 km
Leaf Area Index (LAI)	MODIS	MOD15A2	8 jours	1 km
Albedo	MODIS	MOD43B1	16 jours	1 km
Vegetation Indice	MODIS	MOD13A2	16 jours	1 km
	MODIS	MOD13A2	16 jours	500 m
	MODIS	MOD13Q1	16 jours	250 m
	SPOT Vegetation	V1KRNS10	10 jours	1km

4.5.1. Qualité des données

Au point de vue de la qualité des données, il est assez difficile pour nous de les juger de manière objective, car disposant de peu ou pas de données de mesures de terrain pour une éventuelle comparaison. Nous avons tout de même adopté une certaine logique qui nous a permis de confirmer ou d'infirmer des valeurs données par la télédétection. Nous avons pris pour repère les données et résultats d'études effectuées sur les mêmes zones géographiques.

Ainsi, concernant les images MODIS LAI (MOD15) pour l'indice de surface foliaire (*Leaf Area Index*), nous avons eu du mal à accepter leurs valeurs, jugées trop basses ($0 < LAI < 0.6$). Elles étaient d'un ordre de grandeur de 10 fois plus faibles que les valeurs observées dans la même zone ($0.12 < LAI < 7$, d'après Ringersma & Sikking, 2001). (A propos des faibles valeurs de LAI de MODIS, voir l'"à propos" présenté à ce sujet, ci-dessous).

A propos de la sous estimation des valeurs du LAI par MODIS...

D'après une étude menée au Botswana par Tian et al. (2002), il a été démontré que le fait de négliger l'effet de la résolution spatiale, pouvait résulter en une sous-estimation des valeurs de LAI issues des images basse résolution.

Kim & Lee (2004), parviennent à la même conclusion dans le cadre d'une étude sur l'évaluation du LAI de MODIS, à une échelle régionale. Pour le bassin versant de Kyongan, dans la péninsule centrale de la Corée du Sud, ils ont trouvé que les valeurs estimées de LAI par MODIS, étaient inférieures à celles mesurées pour les prairies et les terres cultivées. Toutefois, les valeurs du LAI de MODIS étaient légèrement plus élevées pour les forêts.

Ils expliquent les différences entre LAI mesurés et LAI estimés par MODIS, par la probable mauvaise classification du couvert végétal des images MODIS qui sont utilisées pour l'estimation du LAI de MODIS.

Enfin, d'après les conclusions d'une étude menée au Sénégal par Fensholt et al (2004), il ressort que l'ampleur de la sous-estimation pourrait augmenter avec l'hétérogénéité de la végétation.

Sur les images MODIS *Land Surface Temperature* (MOD11) pour la région de Bobo, on a pu observer par endroits des secteurs entiers de données manquantes, dues, soit à une couverture nuageuse, soit à une toute autre cause (poussière, etc.). Ces "bruits" ont rendu presque inutilisables les images en question. Finalement, les images MOD11 ont été utilisées avec la plus grande des réserves.

Les données contenues dans les images MODIS *BDRF/Albedo* (MOD43) n'ont pas pu être exploitées, faute d'expertise de notre part. Ces images sont pour la plupart, constituées de près de 42 bandes, dont 30 sont des paramètres liés à l'albédo. Les images MOD43 ne fournissent pas directement de données calculées d'albédo, et le temps imparti à cette étude n'a pas permis de se familiariser avec les méthodes de calcul, données sur le site du fournisseur (LPDAAC/NASA & GFSC⁸/NASA).

⁸ GSFC : Goddard Space Flight Center

Les données d'indice de végétation, quant à elles, sont assez satisfaisantes et proviennent de deux sources différentes (SPOT Vegetation & MODIS).

4.6. Piézométrie

4.6.1. Etat des données piézométriques

Les données piézométriques que nous avons utilisées pour la caractérisation de l'hydrogéologie du bassin versant du Kou, ne sont pas celles de l'année 2000 (idéalement), mais plutôt celles de l'année 1995. L'année 1995 est, à la fois, l'une des années pour lesquelles il existe un maximum de mesures de niveaux piézométriques, et l'année qui compte le plus de points piézométriques suivis dans l'historique de la base de données piézométrique du bassin versant du Kou (voir le tableau 14, ci-dessous).

L'historique des données piézométriques contenues dans la base de données ESO Bobo du Projet "Eaux Souterraines", va de 1987 à 2007. Il faut préciser que la collecte des données a été assez fréquente entre 1990 et 1996, un peu moins de 1997 à 1999. Entre 2000 et 2004, il est apparu beaucoup trop de lacunes dans les séries chronologiques. On note une reprise dans la collecte des données effectuée cette fois par le Projet Eaux Souterraines, à partir de 2006, période du démarrage effectif des activités dudit Projet.

En dépit de l'existence de données récentes de piézométrie, nous avons préféré ne travailler qu'avec celles de 1995, car étant plus complètes.

Tableau 14. Inventaire des points piézométriques suivis

Années	Nombre d'enregistrement	Nombre de points piézométriques suivis
1987	10	10
1988	14	14
1989	9	9
1990	922	39
1991	1419	39
1992	1048	39
1993	609	76
1994	543	64
1995	834	101
1996	685	96
1997	436	46
1998	380	44
1999	337	37
2000	173	31
2001	56	10
2002	10	6
2004	64	18
2006	25	25

L'idée maîtresse derrière l'utilisation de la piézométrie du bassin versant du Kou reste la caractérisation du bassin hydrogéologique du Kou : connaître les limites de ce bassin hydrogéologique, connaître les gradients hydrauliques afin de déterminer les sens d'écoulement...

4.6.2. Analyse des données piézométriques

Nous avons scindé les données piézométriques de l'année 1995, en deux catégories: les hautes eaux et les basses eaux. Les hautes eaux correspondent aux maximums observés dans les niveaux piézométriques en fin de saison des pluies (Octobre-Novembre), tandis que les basses eaux correspondent aux minimums observés en pleine saison sèche (Mars-Avril-Mai).

Nous avons affiché dans ArcMap, les données piézométriques des forages suivis en 1995. Le but de cette étude de la piézométrie, était de pouvoir déterminer le bassin versant hydrogéologique qui alimente les nombreuses sources présentes sur le bassin versant, notamment celles de Nasso.

Nous avons également voulu connaître les gradients d'écoulement au niveau de ces eaux souterraines, alors nous avons tracé, toujours à partir des niveaux piézométriques de 1995, des isopièzes. De ces isopièzes, nous avons constaté quelques grandes tendances : des écoulements provenant des versants Nord-ouest et Sud-est, et convergeant vers le centre du bassin versant qui se situe dans la formation des grès à galets de quartz.

On note aussi, dans la partie amont du bassin versant, un gradient orienté du Sud-ouest vers le Nord-est, mais sans pouvoir pour autant connaître l'étendue de la nappe plus en amont du bassin versant, faute de plus d'information.

L'absence de points de mesure dans la partie la plus en amont du bassin versant (et même au-delà), nous prive d'informations capitales sur l'étendue du bassin hydrogéologique.

Dans le cadre de notre étude, nous pouvons estimer la superficie du bassin hydrogéologique, de deux façons :

- Nous pouvons supposer que le bassin hydrogéologique est identique au bassin versant hydrographique. C'est une méthode simple, mais sujette à caution, d'après Tychon (1993)
- Nous pouvons, à partir des termes du bilan hydrique (Pluie, Evapotranspiration réelle, etc.), estimer la superficie du bassin hydrogéologique. Cette seconde méthode sera présentée et discutée dans la partie 6, après avoir réalisé notre estimation de l'évapotranspiration réelle.

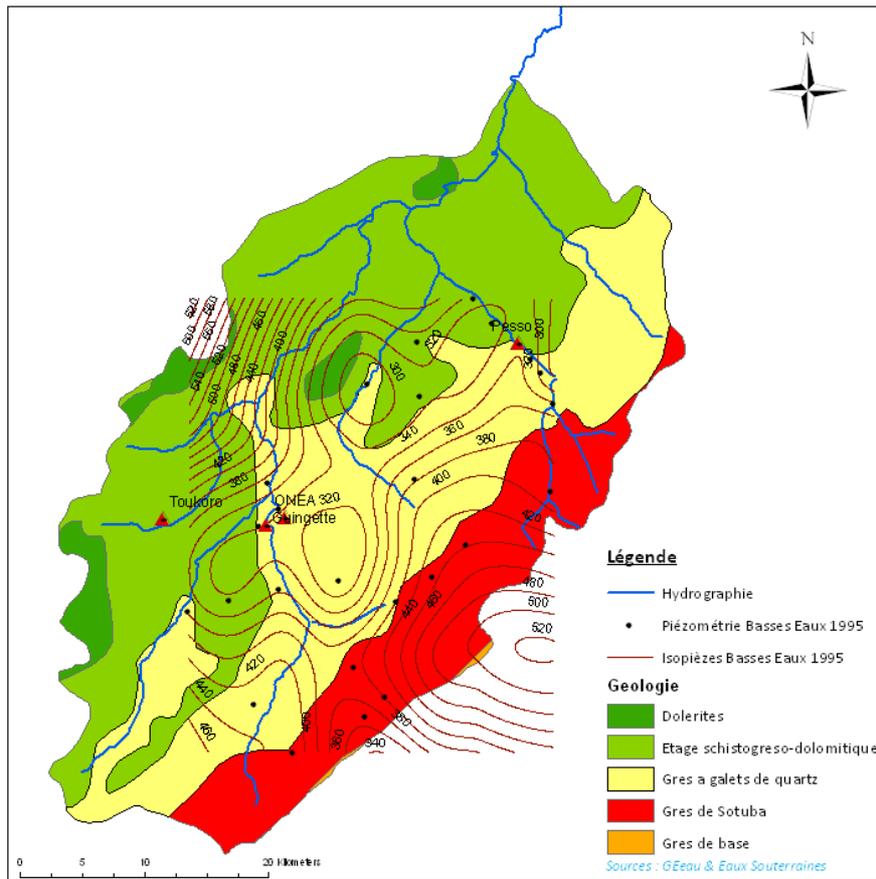


Figure 29. Hydrogéologie du bassin versant du Kou

4.7. Justification du choix de Badara comme exutoire du sous bassin considéré pour l'estimation de l'évapotranspiration par la méthode du bilan hydrique

Initialement, l'exutoire choisi pour l'étude du bilan hydrique de notre bassin versant était la Confluence Niamé-Baoulé, du fait de sa position à l'aval du bassin versant du Kou, et du fait qu'elle était la dernière station en aval, pour laquelle il existait des séries de mesures agrométéorologiques.

La station de la Confluence Niamé-Baoulé, est un "nœud" qui reçoit les eaux provenant de Badara, de Pesso et du canal qui draine le lac de Bama (voir figure 30, ci-dessous).

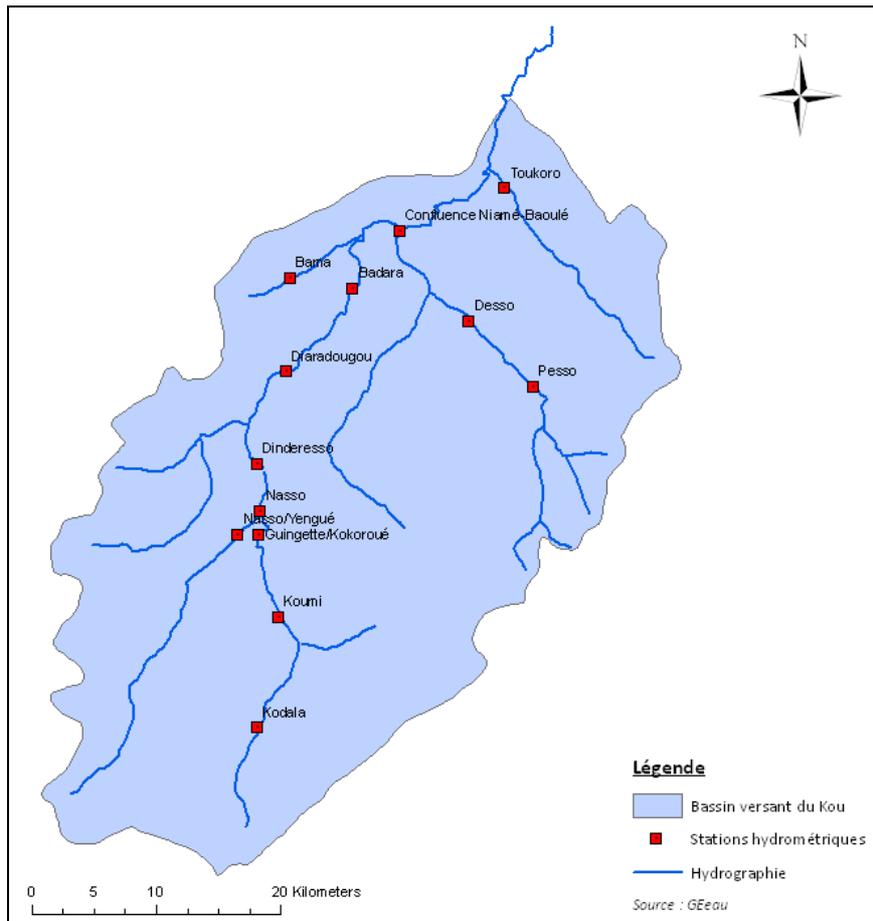


Figure 30. Hydrographie du bassin versant du Kou (source : GEeau)

Cependant, un constat est que, en comparaison avec la station de Badara, celle de la Confluence compte beaucoup plus de données journalières manquantes, pour les années 1997 à 2002 (voir tableau 15, ci-dessous).

Tableau 15. Valeurs manquantes de débit pour les stations de Badara et la Confluence Niamé-Baoulé

Date	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1996	1997	1999	2000	2001	2002
Badara	65	125	136	111	121	147	119	77	203	12	16	0	39	248
Confluence	13	12	6	159	36	48	52	0	56	41	50	52	35	273
Δ (Confl. – Bad.)	-52	-113	-130	48	-85	-99	-67	-77	-147	29	34	52	-4	25

Ceci pris en compte, il semble alors préférable pour le calcul de l'évapotranspiration par la **méthode du bilan hydrique**, de ne considérer que les données provenant de Badara, ce qui en fait l'exutoire du nouveau sous bassin versant ainsi créé.

Nous ne disposons pas de données de mesure de débits de PESSO et du canal qui draine le lac de Bama. Il est alors difficile (voire impossible) d'établir une reconstitution, voire une régression (si possible) permettant de lier les données de débits de la Confluence à celles de la seule station de Badara. Cela aurait peut être permis de (re)générer les données manquantes de débit de la Confluence à partir de celles de Badara (et vice versa), et permis l'utilisation de la station de la Confluence, comme exutoire du bassin versant.

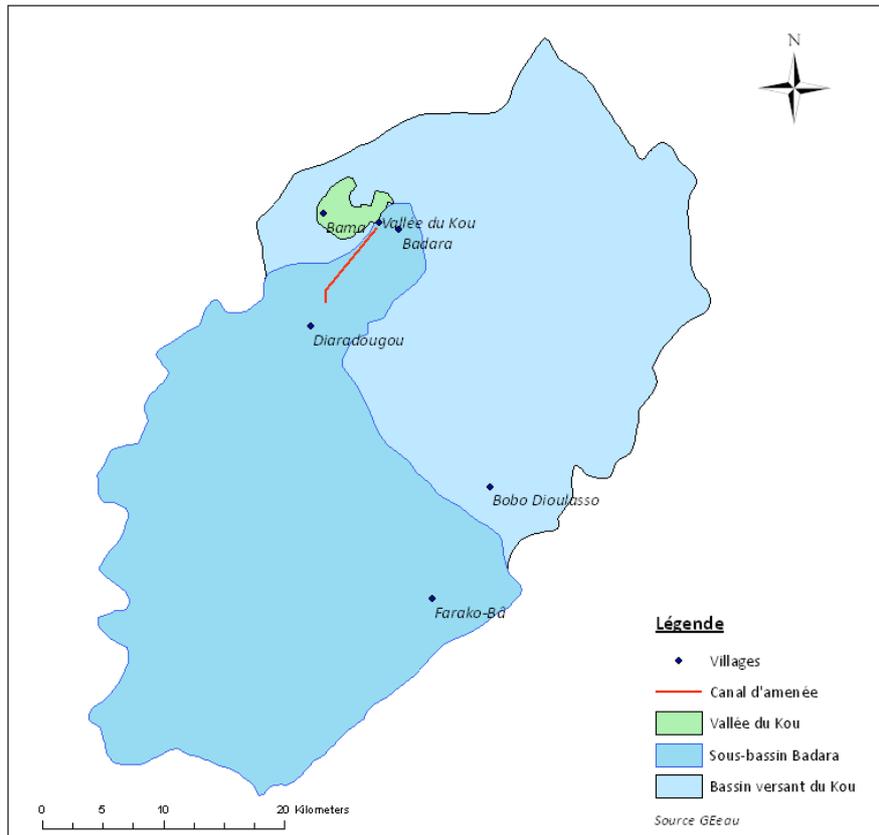


Figure 31. Sous bassin versant Badara

Après redécoupage, on constate, que le nouveau sous bassin versant créé (voir figure 31, ci-dessus) ne prend pas en compte toute la zone irriguée de Bama (vallée du Kou). Cependant, la prise d’eau de Diaradougou reste comprise dans la nouvelle zone d’étude. Les débits prélevés au niveau de cette prise d’eau étant plus ou moins bien estimés, on peut connaître les volumes d’eau drainés en dehors du sous bassin versant (débit Badara + débit prise d’eau de Diaradougou) à partir de cette section (Badara).

Les polygones de Thiessen ont alors été tracés en tenant compte aussi bien du nouveau sous bassin versant de Badara et de l’exclusion de la station de Nasso, pour cause de rupture dans la série de données pluviométriques de cette station, et ce depuis 1996.

Ainsi, la pluviométrie moyenne annuelle a été calculée pour le sous bassin versant de Badara, avec les données pluviométriques journalières de Bobo Dioulasso, Bama et Farako-Bâ. Cette pluviométrie annuelle est une moyenne pondérée par la zone d’influence de chacune des trois stations pluviométriques, selon la méthode de Thiessen. Le détail de ce calcul est donné dans le tableau 16 ci-dessous :

Tableau 16. Détails du calcul des polygones par la méthode de Thiessen

	Aire d'influence (km ²)	Pourcentage par rapport à S _{totale}	Pluviométrie annuelle (mm)
Farako-Bâ	666.94	68 %	1 074
Bama	220.52	23 %	1 042.1
Bobo Dioulasso	87.16	9 %	1 171.4
Pluviométrie moyenne annuelle au sous bassin versant de Badara (année 2000)			1 075.49

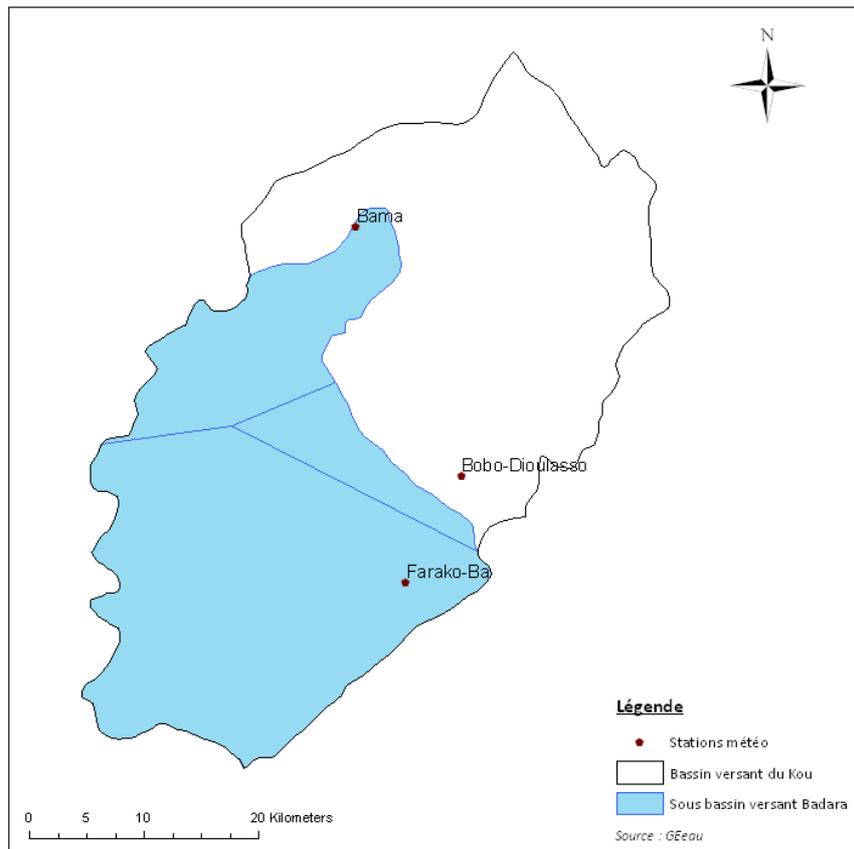


Figure 32. Polygones de Thiessen du sous bassin versant Badara

4.8. La prise d'eau de Diaradougou

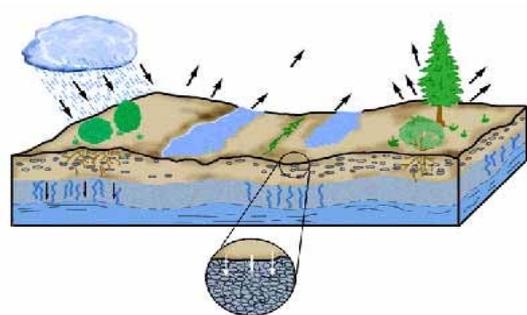
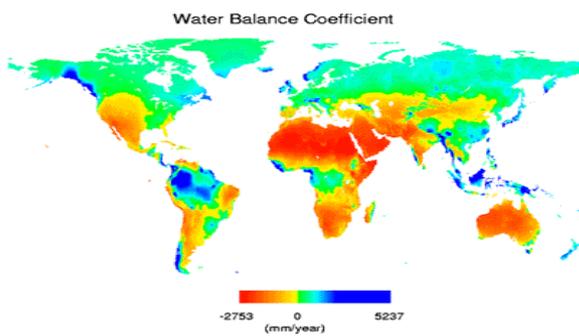
La prise d'eau de Diaradougou alimente, à partir de la rivière Kou, le périmètre irrigué de la vallée du Kou. Cette prise draine de l'eau en dehors de notre système. Les volumes d'eau drainés à partir de Diaradougou doivent être pris en compte dans le drainage total de notre sous bassin versant de Badara.

D'après Mamadou Chérif (2006), le périmètre irrigué de la vallée du Kou couvre une superficie de 1250 ha dont 1021 ha sont effectivement susceptibles d'être mis en valeur. A l'étiage tout le débit du Kou est dérivé vers le périmètre irrigué, exclusivement dédié à la production rizicole.

Sur le périmètre, on note l'existence de deux campagnes de production par an :

- la campagne hivernale
- la campagne de saison sèche (janvier à mai) pendant laquelle l'alimentation en eau des cultures est assurée par irrigation

Mamadou Chérif (2006) estime la consommation en eau du périmètre rizicole à 20 000 m³/ha, d'où une demande totale de **40 840 000 m³**, en tenant compte de la superficie de 1021 ha et des deux campagnes agricoles. Ce volume rapporté à la superficie du sous bassin de Badara, donne une lame d'eau de **41.9 mm**.



- Partie 5 : résultats & commentaires -

5. Résultats et commentaires

5.1. Evapotranspiration potentielle

5.1.1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle de référence par la méthode FAO Penman-Monteith (ET_o)

5.1.1.1. Rappel théorique et formule

La formule FAO Penman-Monteith a été proposée par Allen et al (1988), en simplifiant à l'équation originale de Penman-Monteith à partir d'un certain nombre de suppositions sur des paramètres qu'ils ont considérés constants.

Ainsi, ils ont fixé la valeur du flux de chaleur latente de vaporisation, λ , à 2.45 MJ kg⁻¹, la résistance du couvert végétal r_s à une valeur de 70 s/m et simplifié l'expression de la résistance aérodynamique en l'approximant par une fonction inverse de la vitesse du vent ($r_a = 208/u$).

La formule FAO Penman-Monteith pour l'évapotranspiration potentielle de référence est :

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (25)$$

Avec : ET_o, évapotranspiration de référence (mm/j)

T, température de l'air (°C)

u₂, vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol (m/s)

Δ, rapport entre la différence de pression de vapeur et la différence de température correspondant (kPa/°C)

γ, constante psychrométrique (γ ~ 66 Pa/°K)

Rn, le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m²/j)

G, le flux de chaleur du sol (MJ/m²/j)

e_s, pression de vapeur (kPa)

e_a, pression de vapeur saturante à la température T (kPa)

5.1.1.2. Données d'entrée

Nos données d'entrée pour l'application de cette formule, sont les suivantes :

Tableau 17. Données d'entrée pour la formule FAO Penman-Monteith (ET_o)

Données d'entrée	Symboles	Types	Origine des données
Température moyenne de l'air	T	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A)
Vitesse du vent à 2 m	u ₂	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A)
Différence de pression/différence de température	Δ	Variable	Formule ^(*)
Constante psychrométrique	γ	Constante	-
Rayonnement net à la surface du sol	Rn	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A) & Formule
Flux de chaleur du sol	G	Variable	Formule (G ~ 0.1*Rn)
Pression de vapeur	e _s	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A) & Formule ^(*)
Pression de vapeur saturante	e _a	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A) & Formule ^(*)

^(*) Ces formules de calcul sont présentées en Annexe 2

5.1.1.3. Résultats

Nous avons calculé l'évapotranspiration de référence pour les 366 jours de l'année 2000. Les résultats donnés dans le tableau suivant, sont les totaux annuels pour les stations de Bobo Dioulasso et Bama (Vallée du Kou).

Tableau 18. Résultat du calcul de l'ETo par la formule FAO Penman-Monteith

ETo	Bobo Dioulasso	Bama ^(*)
mm	1 986.34	2149.71

^(*) Les vitesses du vent à Bama étant manquantes pour plusieurs années, dont l'année 2000, elles ont été remplacées par celles de Bobo Dioulasso

5.1.1.4. Commentaires

Les résultats obtenus pour les stations de Bobo Dioulasso et Bama, semblent être en accord avec les normales d'évapotranspiration qui sont de 1977 mm pour Bobo Dioulasso et 2180 mm pour Bama. On note aussi une valeur d'ETo relativement élevée à Bama, par rapport à Bobo Dioulasso (+ 163 mm).

5.1.2. Estimation de l'évapotranspiration potentielle de référence par la méthode Agrometshell (ETo)

5.1.2.1. Rappel théorique et formule

Agrometshell intègre un module permettant le calcul de l'évapotranspiration potentielle, au moyen de la formule FAO Penman-Monteith, vue précédemment.

Agrometshell propose un calcul sur base de modules de complexités différentes. Si par exemple, pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle de référence, l'humidité n'est pas connue, elle est estimée à partir de la température minimum avec certaines hypothèses simplificatrices.

Le modèle que nous avons utilisé nous permet de calculer l'évapotranspiration journalière pour tous les jours de l'année. Par sommation, on obtient l'évapotranspiration annuelle.

5.1.2.2. Données d'entrée

Les données d'entrée pour ce modèle de calcul de l'évapotranspiration potentielle avec Agrometshell, sont données dans le tableau suivant :

Tableau 19. Données d'entrée pour le calcul de l'ETo par Agrometshell

Données d'entrée	Types	Origine des données
Code de la station météorologique	-	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Jour & Mois de l'année ou Jour Julien	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Latitude et/ou Longitude		Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Températures minimale & maximale ou Température moyenne	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Rayonnement Global ou Durée d'insolation	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Vitesse du vent & hauteur de mesure de la vitesse du vent	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Humidités relatives minimale & maximale ou Humidité relative moyenne	Variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)

La figure ci-dessous est une capture d'image du panneau des données d'entrée du modèle de calcul de l'évapotranspiration avec Agrometshell.

Input parameter	In Column	Fixed value
<input checked="" type="checkbox"/> Station	Name (column 2)	
<input checked="" type="checkbox"/> Day (1-31)	day (column 8)	
<input checked="" type="checkbox"/> Month (1-12)	mth (column 7)	
<input type="checkbox"/> Day Number in year (1-366)		
<input checked="" type="checkbox"/> Latitude (deg)	lat (column 3)	
<input checked="" type="checkbox"/> Elevation (m)	alt (column 5)	
<input checked="" type="checkbox"/> Maximum Temperature (°C)	Tx (column 9)	
<input checked="" type="checkbox"/> Minimum Temperature (°C)	Tn (column 10)	
<input type="checkbox"/> Average Temperature (°C)		
<input type="checkbox"/> Dewpoint Temperature (°C)		
<input checked="" type="checkbox"/> Global Radiation (MJ m-2)	Rad_cal (column 15)	
<input type="checkbox"/> Sunshine hours (hours)		
<input type="checkbox"/> Sunshine fraction (0-1)		
<input checked="" type="checkbox"/> Wind Speed (m s-1)	Wýnd_10m (column 14)	
<input checked="" type="checkbox"/> Wind Measurement Height (m)		10
<input type="checkbox"/> Maximum Relative Humidity (%)		
<input type="checkbox"/> Minimum Relative Humidity (%)		
<input checked="" type="checkbox"/> Average Relative Humidity (%)	RH% (column 12)	
<input type="checkbox"/> Maximum Vapour Pressure (kPa)		
<input type="checkbox"/> Minimum Vapour Pressure (kPa)		
<input type="checkbox"/> Average Vapour Pressure (kPa)		
<input type="checkbox"/> Leaf Area Index (0-8)		
<input type="checkbox"/> Crop ET coefficient full canopy (0.9-1.25)		
<input type="checkbox"/> Crop light (RAD) extinction coeff (0.4-0.5)		
<input type="checkbox"/> Aridity Factor (0-0.08)		

Take following input field to output

Calculate Cancel

Figure 33. Capture d'image du panneau des données d'entrée du modèle de calcul de l'évapotranspiration avec Agrometshell

5.1.2.3. Résultats

Agrometshell a calculé l'évapotranspiration journalière pour les 366 jours de l'année 2000. Les résultats donnés dans le tableau suivant, sont les totaux annuels pour les stations de Bobo Dioulasso et Bama (Vallée du Kou) et Dédougou.

Tableau 20. Résultat du calcul de l'ETo par Agrometshell

ETo	Bobo Dioulasso	Bama	Dédougou
mm	2 153.84	2097.57	2306.05

5.1.2.4. Commentaires

Les valeurs annuelles d'ETo obtenues pour l'année 2000 par Agrometshell, à Bobo Dioulasso et Bama, se retrouvent dans l'ordre de grandeur des valeurs normales d'ETo pour ces deux stations (1977 mm à Bobo Dioulasso et 2180 à Bama).

Néanmoins, les sorties d'Agrometshell donnent une ETo plus importante à Bobo Dioulasso qu'à Bama (+ 56 mm).

L'ETo a été calculée aussi pour Dédougou. En l'absence de valeurs normales pour la comparaison, nous garderons cette valeur d'ETo donnée par Agrometshell, à titre indicatif, sans toutefois garantir ici son exactitude.

5.1.3. Estimation de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite

5.1.3.1. Rappel théorique et formule

D'après Brochet et al., 1974, cité par Lorenzini, 2007, La formule de Thornthwaite s'exprime sous la forme suivante :

$$ETP = F(\lambda) * 16 * \left[10 \frac{T_m}{I} \right]^a \quad (50)$$

Avec : ETP, évapotranspiration potentielle, en mm

T_m , température moyenne mensuelle de l'air, en °C

$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239$

i_m , indice thermique mensuel, $i_m = (T_m/5)^{1,514}$

I , indice thermique de l'année, $I = \sum i_m$, pour $m = 1, \dots, 12$

$F(\lambda)$, coefficient de correction tenant compte de la latitude et du mois

Le coefficient $F(\lambda)$ tient compte du nombre d'heures d'ensoleillement mensuel moyen. Ces valeurs varient en fonction de la latitude et du mois de l'année. Une table des valeurs de $F(\lambda)$ est présentée en annexe 4 de ce document.

5.1.3.2. Données d'entrée

Tableau 21. Données d'entrée pour le calcul de l'ETo par la formule de Thornthwaite

Données d'entrée	Types	Origine des données
Températures moyennes mensuelles de l'air	variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)
Latitude	variable	Base de données climatique (GEeau, AP3A, FAOCLIM 2)

5.1.3.3. Résultats

Tableau 22. Résultat du calcul de l'ETo par la formule de Thornthwaite

	Bobo Dioulasso	Bama	Dédougou	Gaoua	Ouahigouya
mm	1934.91	1798.59	2541.64	1814.81	2537.33

5.1.3.4. Commentaires

La méthode de Thornthwaite donne, pour l'année 2000, des valeurs relativement basses d'évapotranspiration potentielle à Bobo Dioulasso (1934 mm) et surtout à Bama (1798 mm), en comparaison avec les valeurs normales (Bobo Dioulasso : 1977 mm ; Bama : 2180 mm) et les méthodes de Penman-Monteith et Agrometshell.

Par contre, la méthode de Thornthwaite attribue une valeur d'évapotranspiration potentielle de 2541 mm à Dédougou, soit une différence de +235 mm, par rapport à la méthode Agrometshell.

L'évapotranspiration potentielle annuelle à Gaoua (1814 mm) en 2000, est du même ordre de grandeur que la valeur normale pour cette station, soit 1894 mm.

A Ouahigouya, l'évapotranspiration potentielle en 2000, d'une valeur de 2537 mm est nettement surévaluée par rapport à la valeur normale pour la station (1769 mm).

5.1.4. Evapotranspiration extraite de la base de données GEeau pour la station météorologique de Bobo Dioulasso (ETo)

Nous avons calculé l'évapotranspiration potentielle annuelle, à la station météorologique de Bobo Dioulasso, à partir des valeurs journalière d'évapotranspiration potentielle de la base de données de GEeau.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle s'est fait en sommant les 366 valeurs journalières de la base de données GEeau, pour l'année 2000.

Tableau 23. Evapotranspiration potentielle annuelle extraite de la base de données GEeau

	ETo (mm)
Année 2000	2047.6
Valeur Normale	1977.2

Cette sommation a donné un total de 2047 mm, soit 70 mm de plus que la valeur normale, 106 mm de moins que l'évapotranspiration donnée par Agrometshell, et 61 mm de plus que l'évapotranspiration par notre méthode de Penman-Monteith.

5.2. Evapotranspiration réelle

5.2.1. Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode du bilan hydrique (exutoire Badara)

5.2.1.1. Rappel théorique et formule

L'estimation de l'évapotranspiration par le bilan hydrique est une méthode résiduelle dans laquelle l'évapotranspiration est déterminée à partir des autres termes du bilan hydrique. Le bilan hydrique est exprimé par :

$$P + I + W - ET - R - D = \pm \Delta S_0^r \quad (\text{mm}) \quad (15)$$

Avec : P, précipitations

I, irrigation

W, remontée capillaire

D, drainage

R, ruissellement

ET, évapotranspiration réelle

ΔS , stock d'eau dans la zone racinaire

A l'échelle de notre bassin versant (1823 km²), et pour une période d'une année (ou d'un cycle hydrologique) nous pouvons négliger les termes suivant : l'irrigation, la remontée capillaire, le ruissellement et le stock d'eau dans la zone racinaire.

L'équation du bilan hydrique devient alors :

$$ET = P - D \quad (\text{mm}) \quad (51)$$

5.2.1.2. Données d'entrée

Comme données d'entrées, nous avons la pluviométrie annuelle et le drainage annuel, ou plutôt, la lame d'eau écoulée à l'échelle d'une année.

Tableau 24. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la méthode du bilan hydrique au sous bassin versant de Badara

Données d'entrée	Symboles	Types	Origine des données
Pluviométrie	P	Variable	Base de données climatique GEeau
Drainage	D	Variable	Base de données climatique GEeau

En raison du manque de données hydrométriques pour l'année 2000 à l'exutoire de notre bassin versant (Confluence Niamé-Baoulé), nous avons dû considérer un bilan hydrique à l'exutoire du sous bassin versant ayant pour exutoire, Badara. Une explication détaillée de ce choix a été évoqué dans le paragraphe 4.7 de ce document.

Dans le calcul du drainage à Badara, nous avons inclus les débits continus prélevés à Diaradougou pour l'alimentation du périmètre irrigué.

Le drainage annuel recueilli à la station hydrométrique de Badara en 2000 s'élève à 86 525 280.05 m³. Le volume prélevé à la prise d'eau de Diaradougou a été estimé à 40 840 000 m³. Soit un **drainage total de 127 365 280.05 m³**, soit une **lame d'eau de 130.68 mm**, si on rapporte le drainage total à la superficie du sous bassin versant de Badara (974.61 km²).

La pluviométrie moyenne annuelle a été calculée sur la base des polygones de Thiessen. Elle est égale à 1075.22 mm, pour l'année 2000.

5.2.1.3. Résultats

L'évapotranspiration réelle sur le sous bassin versant est donnée dans le tableau 25 ci-dessous, par la différence entre la pluviométrie et le drainage.

Tableau 25. Résultat du calcul de l'ETR sur le sous bassin versant Badara par la méthode du bilan hydrique

Pluie (mm)	Drainage (mm)	ETR (mm)
1075.22	130.68	944.54

5.2.1.4. Commentaires

Le calcul de l'évapotranspiration réelle en 2000, pour le sous bassin versant de Badara, par la méthode du bilan hydrique, donne par simple différence en la pluie annuelle moyenne et la lame d'eau annuelle écoulée, une valeur de 944 mm.

Cette valeur, sans être une référence absolue, semble logique, car inférieure à celle de l'évapotranspiration potentielle sur le bassin versant, pour la même période.

Cette valeur d'évapotranspiration réelle, semble aussi cohérente, dans la mesure où elle est inférieure au total pluviométrique annuel, pour le bassin versant.

Enfin, elle serait exacte si les valeurs annuelles de drainage l'étaient, et si les hypothèses simplificatrices faites tantôt ($\Delta S \sim 0$), s'avéraient exactes. Or, faute de plus d'information, aucune de ces hypothèses n'a pu être vérifiée.

Nous considérerons néanmoins cette valeur, à titre indicatif.

5.2.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode du bilan d'énergie

5.2.2.1. Rappel théorique et formule

Le but de la méthode suivante, est d'estimer l'évapotranspiration réelle à partir de l'équation du bilan d'énergie. A l'image de la méthode du bilan hydrique, on voudrait estimer l'évapotranspiration comme résidu d'une équation dont tous les autres termes seraient connus.

L'expression du bilan d'énergie instantané à la surface du sol, est :

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (\text{W/m}^2) \quad (1)$$

Avec : R_n , le rayonnement net à la surface du sol

G , le flux de chaleur du sol

H , le flux de chaleur sensible

λE , le flux de chaleur latente

L'évapotranspiration (en W/m^2) correspond au terme du flux de chaleur latente, λE .

L'utilisation de l'équation du bilan d'énergie pour la détermination de l'évapotranspiration peut se justifier par le fait que, d'après de nombreux auteurs (Courault et al., 2005, Chemin, 2003, Bastiaanssen 1995), le terme du flux de chaleur latente, soit le terme le plus difficile à estimer de l'équation.

5.2.2.2. Données d'entrée

Tableau 26. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la méthode du bilan d'énergie

Données d'entrée	Symboles	Types	Origine des données
Flux de chaleur sensible	H	Variable	Base de données climatique GEeau, MODIS, Formule
Rayonnement net	R_n	Variable	Base de données climatique GEeau, Agrometshell
Flux de chaleur du sol	G	Variable	Formule ($G \sim 0.1 * R_n$)
Température de la surface du sol	T_s	Variable	MODIS (MOD11A2)
Température de l'air	T_a	Variable	Base de données climatique GEeau
Résistance aérodynamique de l'air	r_a	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule
Densité de l'air	ρ	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule
Chaleur spécifique de l'air, à pression constante	c_p	Constante	Littérature
Chaleur latente de vaporisation	λ	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule

5.2.2.3. Résultats

Tableau 27. Résultat du calcul de l'ETR par la méthode du bilan d'énergie

	Bobo Dioulasso	Bama
Flux de chaleur sensible H/λ (mm)	2891.96	4238.76
Rayonnement net R_n/λ (mm)	1368.18	1422.68
Flux de chaleur du sol G/λ (mm)	136.818	142.268
Evapotranspiration ETR (mm)	-1660.60	-2958.35

5.2.2.4. Commentaires

Les résultats obtenus par cette méthode, sont totalement aberrants, d'autant plus que ces résultats donnent des valeurs d'évapotranspiration réelle très négatives à Bobo Dioulasso et Bama, ce qui est évidemment absurde.

Toutefois, ces résultats peuvent, à priori, s'expliquer par la qualité des données d'entrée pour cette méthode ; les valeurs relativement imprécises (ou manquantes) de températures du sol données par MODIS (MOD11A2), couplées aux valeurs de résistance de l'air (r_a), basées sur une hauteur de végétation moyenne annuelle, attribuée arbitrairement à l'ensemble du bassin versant.

Cette méthode avait été retenue pour sa logique de bilan, qui voudrait, entre autres, que l'évapotranspiration réelle ne puisse pas être supérieure à la valeur du rayonnement net, exprimée en mm.

5.2.3. Estimation de l'évapotranspiration réelle par la formule proposée par la méthode du bilan d'énergie

5.2.3.1. Rappel théorique et formule

L'estimation de l'évapotranspiration à partir de la méthode du bilan d'énergie, est une méthode directe d'estimation qui a pour équation :

$$\lambda ET = \frac{\rho_a c_p (e_s - e_a)}{\gamma (r_a + r_s)} \quad (14)$$

Avec : γ , constante psychrométrique ($66.1 \text{ Pa } ^\circ\text{K}^{-1}$)
 r_s , résistance stomatique (s m^{-1}) intervenant dans le couvert végétal
 r_a , résistance aérodynamique de l'air (s m^{-1})
 e_s , pression de vapeur d'eau à saturation (Pa)
 e_a , pression de vapeur d'eau (Pa)

Pour le calcul de la résistance stomatique, nous avons choisi d'utiliser la formule de Lohammar qui est reprise dans *CoupModel* (Jansson & Karlberg, 2004), qui est un modèle couplé de transfert de chaleur et de masse pour le système sol-plante-atmosphère.

La formule de Lohammar est la suivante :

$$r_s = \frac{r_{s \min}}{LAI} \frac{R_g + R_o}{R_g} \left(1 + \frac{e_s - e_a}{D} \right) \quad (\text{s m}^{-1}) \quad (52)$$

Avec : $r_{s \min}$, résistance stomatique minimum (s m^{-1})
 LAI, indice de surface foliaire (*Leaf Area Index*)
 R_g , rayonnement global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$)
 R_o , coefficient de dépendance à la lumière ($\text{MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$)
 e_s , pression de vapeur d'eau à saturation, moyenne (Pa)
 e_a , Pression de vapeur d'eau, réelle (Pa)
 D, déficit de pression de vapeur (Pa)

Des valeurs de $r_{s \min}$, R_o et D sont données par Rockström et al. (1998) pour des régions du Niger (voir tableau ci-dessous). Nous avons reconduit les mêmes valeurs à titre de test, pour notre bassin versant.

Tableau 28. Valeurs des paramètres de la formule de Lohammar

Paramètres	Symboles	Valeurs	Unités
Coefficient de dépendance à la lumière	R_o	20	$\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$
Résistance stomatique minimum	$r_{s,\text{min}}$	37.03	s m^{-1}
Déficit de pression de vapeur	D	6000	Pa

Concernant le LAI, nous avons préféré substituer aux faibles valeurs des images MODIS, une formule de LAI tenant compte de la fraction du couvert végétal. Cette formule, citée par Wollenweber (1995), a été établie par Kanemasu et al. (1977) :

$$\text{LAI} = -2.5 \times \ln(1-fc) \quad (53)$$

Avec : fc , fraction du couvert végétal. $fc = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\text{min}}) / (\text{NDVI}_{\text{max}} - \text{NDVI}_{\text{min}})$
 NDVI, indice normalisé de végétation (*Normalized Difference Vegetation Index*)

5.2.3.2. Données d'entrée

Tableau 29. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la formule proposée par le bilan d'énergie

Données d'entrée	Symboles	Types	Origine des données
Pression de vapeur d'eau, réelle	e_a	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule ^(*)
Pression de vapeur d'eau à saturation	e_o	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule ^(*)
Pression de vapeur d'eau à saturation, moyenne	e_s	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule ^(*)
Résistance aérodynamique de l'air	r_a	Variable	Base de données climatique GEeau, littérature, Formule
Résistance stomatique	r_s	Variable	Base de données climatique GEeau, Littérature, MODIS, Formule de Lohammar
Densité de l'air	ρ_a	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule
Chaleur spécifique de l'air, à pression constante	c_p	Constante	Littérature
Constante psychrométrique	γ	Variable	Littérature
Rayonnement solaire	R_s	Variable	Base de données climatique, Formules ^(*)
Indice de surface foliaire	LAI	Variable	MODIS (MOD15A2), Formule

^(*) Ces formules de calcul sont présentées en Annexe 2

5.2.3.3. Résultats

Tableau 30. Résultat du calcul de l'ETR par la formule proposée par le bilan d'énergie

	Bobo Dioulasso	Bama	Observation
ETR (mm)	2211.89	1691.05	Calcul effectué avec D = 6 kPa
ETR (mm)	1311.61	1019.81	Calcul avec D journalier, pour chaque station

5.2.3.4. Commentaires

La méthode de calcul de l'évapotranspiration réelle par la formule issue du bilan d'énergie, donne, pour les 2 cas que nous avons considéré (variations du déficit de pression de vapeur), des valeurs surélevées à Bobo Dioulasso et Bama. Ces valeurs sont surélevées par rapport à celle obtenue par la méthode du bilan hydrique, pour le sous bassin versant de Badara.

En considérant pour toute l'année 2000, le déficit de pression de vapeur $D = 6$ kPa, utilisé par Rockström et al. (1998) au Niger, nous obtenons des valeurs d'évapotranspiration réelles (2211 mm à Bobo Dioulasso et 1691 à Bama), proches de l'évapotranspiration potentielle. Ces valeurs sont à rejeter, au regard du total pluviométrique moyen sur le bassin versant, qui n'excède pas 1075 mm, en 2000.

En considérant nos valeurs de déficit de pression de vapeur D (calculées à partir de la base de données GEeau), situées entre 0.095 et 0.289 kPa, nous obtenons des valeurs relativement intéressantes d'évapotranspiration réelle. Ces valeurs sont tout de même surestimées par rapport à celle donnée par la méthode du bilan hydrique.

Nous obtenons 1311 mm d'évapotranspiration réelle à Bobo Dioulasso, et 1091 mm d'évapotranspiration à Bama (soit un écart de 33 mm par rapport à la méthode du bilan hydrique).

Une fois encore, les résultats dépendent des résistances (aérodynamique et stomatique), dont l'estimation n'a pas été des plus précises. A cela, on peut ajouter l'incertitude sur les valeurs de LAI.

5.2.4. Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Penman-Monteith (ETR)

5.2.4.1. Rappel théorique et formule

Le modèle de Penman résulte de la combinaison de l'équation du bilan d'énergie et de celle du transfert de masse pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une surface d'eau libre. Cette méthode dite combinée, a été par la suite modifiée par l'ajout de facteurs de résistance, afin de pouvoir l'étendre aux surfaces cultivées. La formule de Penman-Monteith est la suivante :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (24)$$

Avec : Δ , rapport entre la différence de pression de vapeur saturante et la différence de température correspondante (Pa/°K)

D , déficit de pression de vapeur (Pa). $D = (e_s - e_a)$

γ , constante psychrométrique ($\gamma \sim 66$ Pa/°K)

r_a , résistance aérodynamique (s/m)

r_s , résistance du couvert végétal (s/m)

Rn , le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m²/h)

G , le flux de chaleur du sol (MJ/m²/h)

5.2.4.2. Données d'entrée

Tableau 31. Données d'entrée pour le calcul de l'ETR par la méthode de Penman-Monteith

Données d'entrée	Symboles	Types	Origine des données
Pression de vapeur d'eau, réelle	e_a	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule ^(*)
Pression de vapeur d'eau à saturation, moyenne	e_s	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule ^(*)
Résistance aérodynamique de l'air	r_a	Variable	Base de données climatique GEeau, littérature, Formule
Résistance stomatique	r_s	Variable	Base de données climatique GEeau, Littérature, MODIS, Formule de Lohammar
Densité de l'air	ρ_a	Variable	Base de données climatique GEeau, Formule
Chaleur spécifique de l'air, à pression constante	c_p	Constante	Littérature
Constante psychrométrique	γ	Variable	Littérature
Rayonnement net	R_n	Variable	Base de données climatique GEeau, Agrometshell
Flux de chaleur du sol	G	Variable	Formule ($G \sim 0.1 * R_n$)

5.2.4.3. Résultats

Tableau 32. Résultat du calcul de l'ETR par la méthode de Penman-Monteith

ETR	Bobo Dioulasso	Bama	Observation
mm	2036.21	967.65	Calcul effectué avec $D = 6$ kPa
mm	1283.85	704.64	Calcul avec D journalier, pour chaque station

5.2.4.4. Commentaires

Comme dans la méthode précédente, nous avons différencié 2 cas pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle :

- avec une valeur du déficit de pression de vapeur, D , fixée à 6kPa, nous obtenons des valeurs très élevées d'évapotranspiration à Bobo Dioulasso (2036 mm) et des valeurs assez intéressantes à Bama (967 mm, soit un écart de 19 mm par rapport à la méthode du bilan hydrique).
- avec nos valeurs journalières de déficit de pression de vapeur, nous obtenons une évapotranspiration de 1283 mm à Bobo Dioulasso et de 704 mm à Bama. La valeur annuelle obtenue pour la station de Bobo Dioulasso s'améliore par rapport à celle obtenue pour $D = 6$ kPa, mais reste toujours élevée. Quant à la valeur de l'évapotranspiration réelle à la station de Bama, elle est sous-estimée par rapport à celle obtenue pour $D = 6$ kPa, ainsi que la méthode d'estimation précédente.

Dans cette méthode, interviennent aussi les résistances (aérodynamique et stomatique) avec leurs estimations incertaines.

5.2.5. Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode Agrometshell (ETR)

5.2.5.1. Principe

En dernier lieu, nous avons choisi d'estimer l'évapotranspiration réelle avec Agrometshell. Avec ce modèle, nous avons déjà calculé l'évapotranspiration potentielle. Agrometshell offre également la possibilité de calculer l'évapotranspiration réelle, idéalement, sur une parcelle de culture. Pour ce faire, Agrometshell effectue des simulations de bilans hydriques à la parcelle. Pour ces simulations, un certain nombre de paramètres et données d'entrée sont requis. Ce sont :

- Un fichier contenant des informations sur la (les) station(s) météorologique(s) concernée(s)
- L'année de simulation
- Un fichier contenant des informations sur les cultures concernées, ainsi que leurs coefficients culturaux (Kc)

En plus de ces informations, l'utilisateur devra aussi fournir des détails sur : la décade de semis ; la longueur du cycle de la culture sélectionnée (en décade) ; la capacité de rétention en eau du sol (en mm) ; le pourcentage de la pluie efficace ; le coefficient cultural de pré saison ; le recours ou non à l'irrigation ; la hauteur des diguettes de rétention (mm).

Dans l'objectif d'utiliser ce modèle de calcul de l'évapotranspiration réelle, nous avons fait l'hypothèse simplificatrice suivante : nous considérerons le bassin versant comme une entité unique, du point de vue cultural.

Si nous assimilons notre bassin versant à une "parcelle" d'une culture donnée, alors nous pouvons lui attribuer un coefficient cultural (qui évolue ou non, le long du cycle), une longueur de cycle, etc.

Le choix de cette procédure n'est guidé que par le souci d'explorer le maximum d'approches possibles pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant du Kou.

Enfin, Agrometshell est doté d'un outil d'interpolation spatiale (*SEDI : Satellite Enhanced Data Interpolation* routines), qui est très utile quand on désire cartographier l'évapotranspiration.

5.2.5.2. Données d'entrée

Les données d'entrée pour la simulation de l'évapotranspiration réelle avec Agrometshell sont celles précédemment citées dans le paragraphe ci-dessus, à savoir : des informations sur les stations dont les données climatiques seront prises en compte lors de la simulation, des informations de nature agronomiques (cultures et coefficients culturaux, longueur de cycle, date de semis), des informations sur les propriétés du sol, etc.

Pour ces simulations, nous utiliserons toutes les stations météorologiques que nous avons présélectionnées. Il s'agit des stations météorologiques de :

- Bama
- Bobo Dioulasso Aéroport
- Boromo
- Dédougou
- Gaoua
- Koutiala (Mali)
- Ouahigouya

Les données climatiques journalières de ces stations ont été intégrées à la base de données d'Agrometshell et converties en données décadaires, mensuelles et/ou normales. Les informations essentielles requises ici pour les données climatiques, sont la pluviométrie et l'évapotranspiration potentielle. Agrometshell effectue les simulations de bilan hydrique au pas de temps décadaire.

Nous avons considéré deux cas pour nos simulations.

1. Le premier cas est celui d'une culture imaginaire dont le coefficient cultural (Kc) serait égal à 1
2. Le second cas est celui d'une culture qui serait représentative des cultures et formations végétales dominantes du bassin versant. Le coefficient cultural a été élaboré en synthèse de ces cultures et formations végétales.

Toutes autres spécifications sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 33. Paramètres des deux simulations avec Agrometshell

Kc	Station Name	Planting Dekad	Cycle Length (dekads)	Water Holding Capacity (mm)	Percentage Effective Rainfall (0-100)	Pre-season KCR	Irrigation Application (0=No, 1=From database, 2=Automatic)	Irrigation Bund Height (mm)
Kc = 1	Bama	1	36	100	100	0.3	0	0
	Bobo_Aeroport	1	36	100	100	0.3	0	0
	Boromo	1	36	100	100	0.3	0	0
	Dédougou	1	36	100	100	0.3	0	0
	Gaoua	1	36	100	100	0.3	0	0
	Koutiala	1	36	100	100	0.3	0	0
	Ouahigouya	1	36	100	100	0.3	0	0
Kc variable tout au long du cycle	Bama	1	36	100	100	0.3	0	0
	Bobo_Aeroport	1	36	100	100	0.3	0	0
	Boromo	1	36	100	100	0.3	0	0
	Dédougou	1	36	100	100	0.3	0	0
	Gaoua	1	36	100	100	0.3	0	0
	Koutiala	1	36	100	100	0.3	0	0
	Ouahigouya	1	36	100	100	0.3	0	0

Il apparaît que pour les deux simulations que nous avons effectuées avec Agrometshell, il n'y a que les coefficients culturaux (Kc) qui changent.

A propos de la capacité de rétention en eau du sol (*water holding capacity*), la valeur de 100 mm est donnée à un sol moyen, d'après les travaux sur la prévision des rendements de Frère et Popov (1986), pour le compte de la FAO.

En ce qui concerne la précipitation effective (*percentage effective rainfall*), 100% signifie que toute l'eau de précipitation s'infiltré dans le sol et est disponible pour la plante. Ceci est possible pour les pluies de faible intensité ou lorsque le sol est couvert de végétation. Cette situation est vérifiée en pleine saison de végétation, mais pas au début et à la fin du cycle.

En toute rigueur, il aurait fallu faire une analyse de sensibilité sur tous les paramètres ci-dessus cités (Kc, capacité de rétention, précipitation effective). Faute de temps, cette analyse de sensibilité n'a pu être faite.

Une analyse de sensibilité pourrait aider à prédire l'effet de chaque variable (ou paramètre) sur les résultats du modèle et à les classer suivant leur degré de sensibilité (Saltelli et al., 2000 ; in Félix & Xanthoulis, 2005).

Ainsi, l'analyse de sensibilité nous aurait permis d'envisager plusieurs scénarios objectifs, afin de déterminer l'évolution de l'évapotranspiration sur notre bassin versant.

La figure ci-dessous donne l'évolution de notre Kc variable, en fonction de la saison. La valeur du Kc au début de l'année est fortement influencée par la culture de la banane qui se termine en début d'année, soit en Janvier. La culture de la banane n'est pas une culture dominante sur le bassin versant, mais le constat a été fait, qu'au vu de sa rentabilité, elle gagne en importance (Diaradouguo

et le long de la prise d'eau), au point que certains agriculteurs l'aient introduite anarchiquement dans la vallée du Kou, pourtant dédiée à la riziculture.

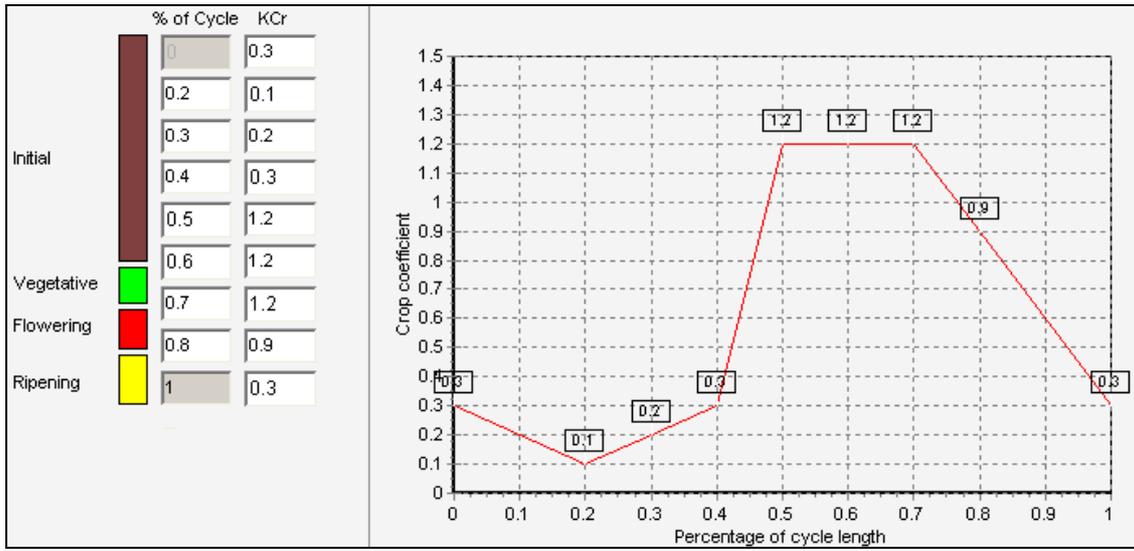


Figure 34. Capture d'écran de l'évolution du Kc variable utilisé dans Agrometshell

5.2.5.3. Résultats

Tableau 34. Résultats des simulations d'Agrometshell pour l'estimation de l'ETR sur les 7 stations météorologiques

Décades	Stations météorologiques													
	Kc = 1							Kc variable tout au long cycle						
	Bama	Bobo	Boromo	Dédougou	Gaoua	Koutiala	Ouahigouya	Bama	Bobo	Boromo	Dédougou	Gaoua	Koutiala	Ouahigouya
D1	46	2	1	1	10	0	0	20	2	1	1	10	0	0
D2	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	0	0	0
D3	0	0	0	0	38	0	0	10	0	0	0	14	0	0
D4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	0
D5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	0	0
D6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D8	0	0	0	0	28	0	0	0	0	0	0	7	0	0
D9	32	2	0	15	10	0	0	8	2	10	5	8	0	0
D10	5	3	14	7	57	0	10	12	3	10	4	9	0	8
D11	11	16	0	0	3	0	0	15	16	4	3	11	0	2
D12	5	1	6	0	42	0	0	16	1	6	3	12	0	0
D13	34	14	0	0	19	0	16	14	14	0	4	13	0	15
D14	19	22	16	18	9	0	17	21	22	16	11	15	0	17
D15	61	62	54	2	51	0	14	18	19	16	6	15	0	15
D16	46	60	39	41	47	12	5	29	34	27	23	26	12	5
D17	57	53	44	18	44	41	42	46	43	38	22	36	41	42
D18	53	49	7	43	43	50	20	57	52	50	46	46	54	20
D19	45	47	28	23	44	50	38	54	56	41	28	53	60	38
D20	46	40	48	45	44	50	53	55	48	58	54	53	60	62
D21	49	45	46	35	43	48	48	59	54	41	42	52	58	39
D22	46	42	42	49	39	44	47	55	50	50	59	47	53	47
D23	42	44	39	49	36	40	44	50	53	47	59	43	48	53
D24	49	48	39	38	36	40	44	59	58	47	46	43	48	53
D25	47	46	41	24	39	42	46	56	55	49	29	47	50	55
D26	48	42	45	38	44	45	48	56	49	52	44	51	52	56
D27	48	48	49	17	49	48	49	51	51	52	18	52	41	22
D28	54	57	52	39	52	40	30	53	56	51	39	51	32	22
D29	49	47	53	17	53	6	7	36	42	39	15	48	6	7
D30	6	55	32	17	33	0	0	0	48	0	1	39	0	0
D31	0	0	0	14	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0
D32	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total (mm)	898	845	695	562	913	556	578	866	841	695	562	825	615	578

5.2.5.4. Commentaires

Avec la méthode d'estimation de l'évapotranspiration réelle par Agrometshell, nous avons distingué 2 cas de simulation, dépendant des valeurs arbitraires de coefficients culturaux (K_c) que nous avons choisies : un K_c fixé à 1 et un K_c variable au cours de l'année.

Pour le cas $K_c = 1$, nous avons pour Bobo Dioulasso et Bama, des valeurs d'évapotranspiration relativement intéressantes (845 mm et 898 mm, respectivement), car nécessairement inférieures à la pluviométrie annuelle du bassin versant. Ces valeurs sont également inférieures à celles obtenues par la méthode du bilan hydrique (944 mm).

Pour le cas du K_c variable, nous avons obtenu pour Bobo Dioulasso et Bama, des valeurs d'évapotranspiration réelles de 841 mm et 866 mm, respectivement.

Ces valeurs sont finalement assez proches de celles obtenues avec $K_c = 1$, ce qui nous laisse supposer que l'estimation de l'évapotranspiration réelle par Agrometshell ne serait pas très sensible à la variation du coefficient cultural K_c . Mais cette supposition ne pourrait être vérifiée que par une analyse de sensibilité du modèle à K_c .

En ce qui concerne les résultats obtenus pour les stations autres que Bobo Dioulasso et Bama, nous les prenons à titre indicatif, et surtout dans le but d'avoir un certain nombre de points pour une bonne interpolation spatiale de notre évapotranspiration réelle. N'ayant aucune valeur de comparaison, nous ne pouvons garantir l'exactitude des valeurs d'évapotranspiration réelle calculées pour ces stations, par Agrometshell.

5.3.Synthèse générale des résultats

Les calculs de l'évapotranspiration potentielle à Bobo et Bama (les 2 stations météo du bassin versant), par les différentes méthodes, ont donné des résultats plutôt satisfaisants dans la mesure où ces résultats oscillent autour des valeurs normales d'évapotranspiration pour ces deux stations. Les écarts autour des normales se situent entre -17.50 % (Thornthwaite à Bama) et 8.94 % (Agrometshell à Bobo).

Pour les stations météo de Gaoua et Ouahigouya, ces variations autour de la normale sont de -4.36 % à Gaoua et 30.28 % à Ouahigouya.

Tableau 35. Variations de l'ETo par rapports aux normales

	Bama	Bobo
FAO 56 Penman-Monteith	-1.39	0.47
Agrometshell	-3.78	8.94
Thornthwaite	-17.50	-2.13
Base de données GEeau	-	3.57

Bien que l'objectif de ce travail ne soit pas le calcul de l'évapotranspiration potentielle, il importait de l'estimer pour deux raisons :

- l'évapotranspiration potentielle est l'évapotranspiration de la plante est absence de stress quelconque. De ce fait, l'évapotranspiration potentielle peut être considérée, dans la pratique, comme une valeur "plafond" de l'évapotranspiration réelle, qui elle, se produit assez souvent en condition de stress dans ce type de régions à climat soudano-sahélien. Pour la région de Bobo Dioulasso, on aura noté que seuls durant les mois de Juillet, Août, et dans une moindre mesure, Septembre, on pouvait observer une évapotranspiration potentielle, du fait des fortes pluviométries en ces périodes.

- l'évapotranspiration potentielle est une variable d'entrée pour le calcul de l'évapotranspiration réelle, pour beaucoup de modèles d'estimation de l'évapotranspiration réelle, dont Agrometshell.

Tableau 36. Récapitulatif des résultats des calculs des évapotranspirations (potentielle et réelle) pour les 7 stations météorologiques

	Méthode	Condition	Bama	Bobo	Boromo	Dédougou	Gaoua	Ouahigouya	Koutiala
ETo (mm)	FAO 56 Penman-Monteith	-	2149.71	1986.34	-	-	-	-	-
	Agrometshell	-	2097.57	2153.84	-	884.27	-	-	-
	Thorthwaite	-	1798.59	1934.91	-	2541.64	1814.81	2537.33	-
	Base de données GEeau	-	-	2047.6	-	-	-	-	-
	Normales	-	2180	1977	1924	-	1894	1769	2083
ETR (mm)	Bilan hydrique	-	944.54	944.54	-	-	-	-	-
	Résidu du bilan d'énergie	-	-1660.60	-2958.35	-	-	-	-	-
	ETR du bilan d'énergie	D = 6 kPa	2211.89	1691.05	-	-	-	-	-
		D variable	1311.61	1019.81	-	-	-	-	-
	Penman-Monteith	D = 6 kPa	2036.21	967.65	-	-	-	-	-
		D variable	1283.85	704.64	-	-	-	-	-
	Agrometshell	Kc = 1	898	845	695	562	913	556	578
Kc variable		866	841	695	562	825	615	578	

L'évaluation des résultats du calcul de l'évapotranspiration réelle est relativement moins aisée, dans la mesure où on ne connaît, pour aucune de nos stations, des valeurs normales. On peut tout juste garder pour repère les "plafonds" que constituent les valeurs d'évapotranspiration potentielle, et aussi les totaux pluviométriques pour nos stations où l'évapotranspiration annuelle ne dépasse pas la pluviométrie, en général.

Notre valeur de référence aurait pu être l'évapotranspiration réelle donnée par la méthode du bilan hydrique, mais nous devons relativiser cette valeur qui dépend à la fois de l'exactitude des hypothèses faites pour la simplification des autres termes du bilan, et aussi à l'exactitude des valeurs de drainage à Badara, qui ne sont probablement pas exemptes d'erreurs.

Si nous supposons tout de même que le résultat donné par la méthode du bilan hydrique est indicatif de l'ordre de grandeur de l'évapotranspiration sur le bassin versant du Kou, alors nous pouvons mettre en doute les résultats obtenus par les méthodes dérivées du bilan d'énergie qui donnent en général des valeurs supérieures à la pluviométrie annuelle sur le bassin du Kou. Le constat est peut être plus mitigé quant à la méthode Penman-Monteith qui, par exemple, à Bama a donné une valeur assez proche de celle du bilan hydrique. Les autres résultats sont, soit beaucoup plus élevés, soit beaucoup plus faibles.

Les méthodes Agrometshell ont donné des résultats assez intéressants en ce sens que l'évapotranspiration à Bama et Bobo était déjà inférieure à la pluviométrie annuelle. Mais elles sont dans leur majorité, plus basses que la valeur donnée par la méthode bilan hydrique, sans qu'on ne puisse toutefois conclure. On ne peut conclure, car si les hypothèses simplificatrices faites sur les autres termes du bilan s'avéraient fausses et que le drainage à Badara était sous-estimé, on aurait peut être une valeur d'évapotranspiration plus faible par la méthode bilan hydrique. Cette valeur pourrait être alors de l'ordre de celles obtenues par Agrometshell.

Nous ne ferons pas ici un classement absolu des différentes méthodes que nous avons utilisées, dans la mesure où, elles ne sont toutes que des méthodes d'estimation basées sur des approches différentes. Toutefois, nous pouvons constater les résultats assez divergents (ou aberrants) de certaines méthodes, telles que celle du bilan d'énergie. Plusieurs raisons pourraient être à l'origine de ces résultats :

- la qualité des données d'entrée. Les données issues de la télédétection étaient parfois assez mauvaises, en comparaison des valeurs indicatives mesurées de certains paramètres.
- les hypothèses et/ou approximations faites sur certaines variables
- dans une moindre mesure, les méthodes elles-mêmes, en ce sens qu'elles n'ont pas toutes été validées sous toutes les latitudes et peuvent être sujettes à des estimations biaisées

5.4. Interpolation et cartographie

Agrometshell intègre un module permettant le calcul d'interpolation spatiale par plusieurs méthodes, et un module (*SEDI viewer*) permettant de visualiser les résultats des interpolations, sous forme cartographique. A noter aussi que le format des fichiers de cartes (.img) est pris en charge par WinDisp.

Le module d'interpolation effectue les calculs selon plusieurs méthodes : distances inverses, distances inverses SEDI, régression SEDI.

Pour nos calculs d'interpolation de l'évapotranspiration réelle, nous avons utilisé les méthodes SEDI, et la méthode des distances inverses que nous qualifierons de "basique", pour la différencier de celles du SEDI. La représentation spatiale de nos données a été faite suivant la grille de données du NDVI.

5.4.1. Interpolation

5.4.1.1. Méthode des distances inverses "basique"

La méthode des distances inverses "basique" est l'une des techniques les plus utilisées pour l'interpolation des points spatialement distribués. Cette méthode est basée sur l'hypothèse selon laquelle la surface à interpoler devrait être beaucoup plus influencée par les points les plus proches, et moins par les points plus distants. La surface interpolée est une moyenne pondérée des points et le poids affecté à chaque point diminue en fonction de la distance d'avec le point à interpoler.

5.4.1.2. Méthode SEDI

La méthode SEDI (*Satellite Enhanced Data Interpolation routines*) est une méthode directe d'interpolation "assistée". Cette méthode peut être appliquée à tout paramètre dont les valeurs sont sous forme de points distribués dans l'espace. Trois conditions doivent être remplies pour l'application de la méthode SEDI :

- la disponibilité de la variable (ou du paramètre) à interpoler, sous forme de points distribués dans l'espace (exemple : pluie, évapotranspiration, rendements)
- la disponibilité d'un paramètre de fond, sous forme d'un maillage spatial régulier, pour la même zone géographique (exemple : NDVI, altitude)
- une corrélation (positive ou négative) entre les deux paramètres ci-dessus mentionnés

La méthode SEDI renvoie en sortie, le premier paramètre sous forme d'image ou de grille de données.

Pour la méthode SEDI, nous avons considéré comme variable, l'évapotranspiration réelle calculée pour chacune de nos 7 stations sélectionnées, selon la condition sur le coefficient cultural K_c . Comme paramètre (ou maillage) de fond, nous avons choisi des images NDVI SPOT Vegetation à 1 km, pour une zone couvrant l'ensemble de nos 7 stations météorologiques. Le choix du NDVI, tient du fait qu'à priori, une végétation saine (symbolisée par un bon NDVI) présente une assez bonne évapotranspiration.

5.4.2. Cartographie

Nous présentons dans ce paragraphe, les résultats interpolés et cartographiés, obtenus par la méthode d'estimation de l'évapotranspiration par Agrometshell.

Nous avons distingué deux grands cas, à savoir : un coefficient cultural K_c , variable ou égal à 1. Dans un second niveau de distinction, pour chacun des deux cas précédents, nous avons considéré trois

méthodes d'interpolation (SEDI Inverse Distance, SEDI Regression, Inverse Distance). Enfin, un troisième niveau de distinction a été fait selon la grille d'interpolation utilisée ou non. Ces différents cas sont résumés dans le tableau 37 suivant :

Tableau 37. Résumé des méthodes d'interpolation utilisées

	Méthode d'interpolation	Grille d'interpolation
Kc = 1	SEDI Inverse Distance	NDVI moyen 2000 ^(*)
		NDVI max 2000 ^(**)
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000
		NDVI max 2000
Inverse Distance	-	
Kc variable	SEDI Inverse Distance	NDVI moyen 2000
		NDVI max 2000
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000
		NDVI max 2000
Inverse Distance	-	

^(*) Valeur moyenne annuelle du NDVI de chaque pixel, pour l'année 2000

^(**) Valeur maximale annuelle du NDVI de chaque pixel, pour l'année 2000

5.4.2.1. Résultats

Les résultats de la cartographie de l'évapotranspiration par Agrometshell, sont présentés dans les figures 35 à 44, suivantes :

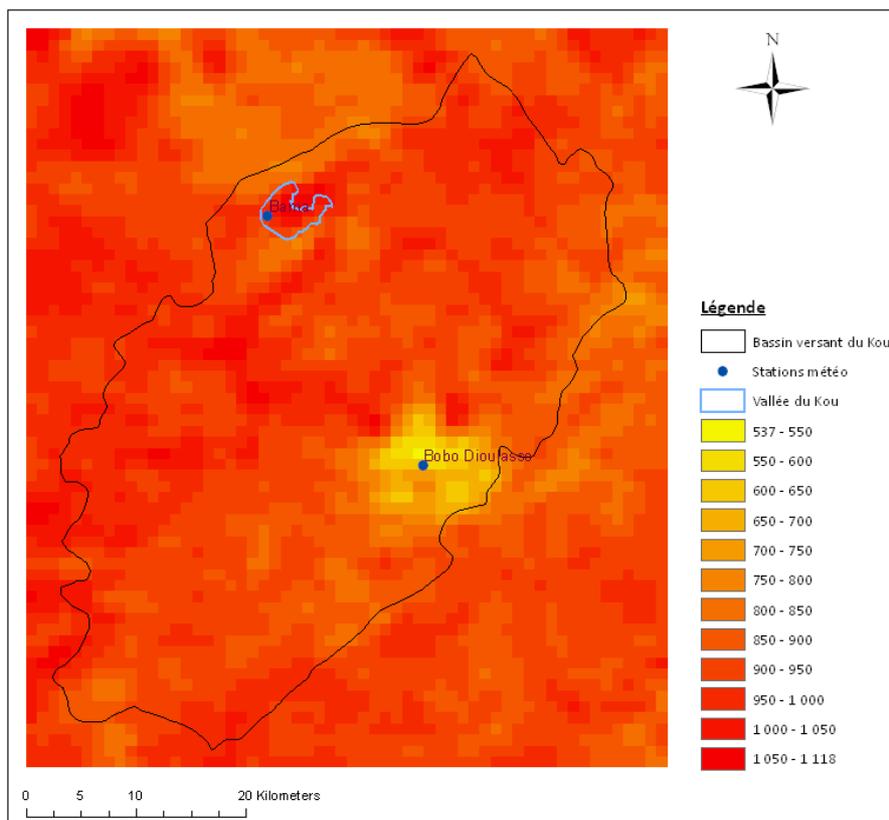


Figure 35. Evapotranspiration réelle pour : Kc = 1 ; SEDI Regression ; NDVI moyen

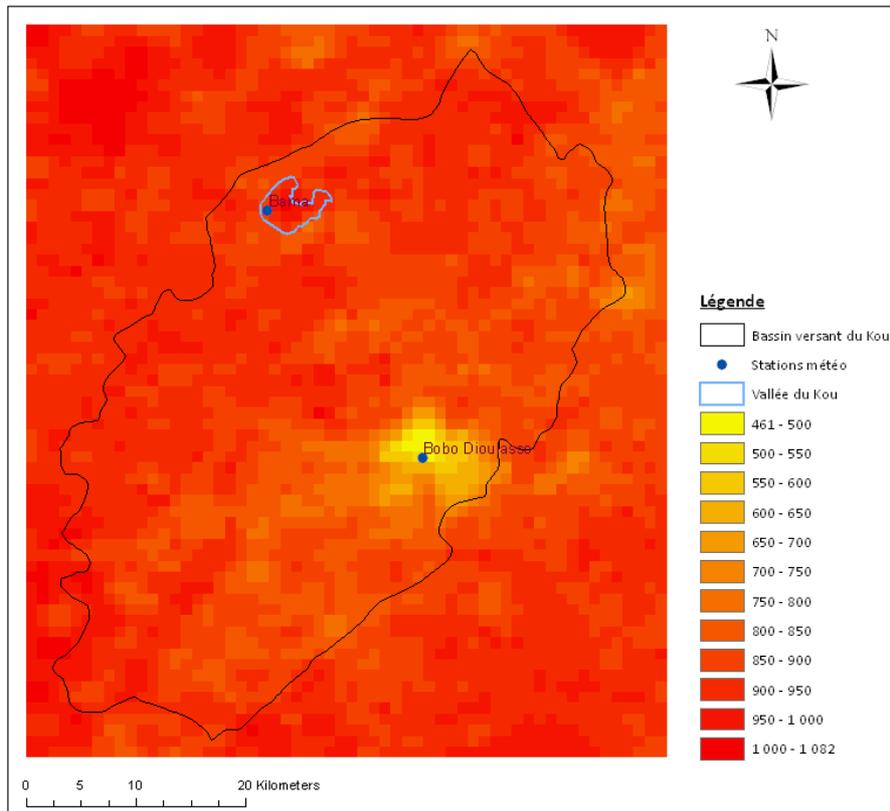


Figure 36. Evapotranspiration réelle pour : $K_c = 1$; SEDI Regression ; NDVI max

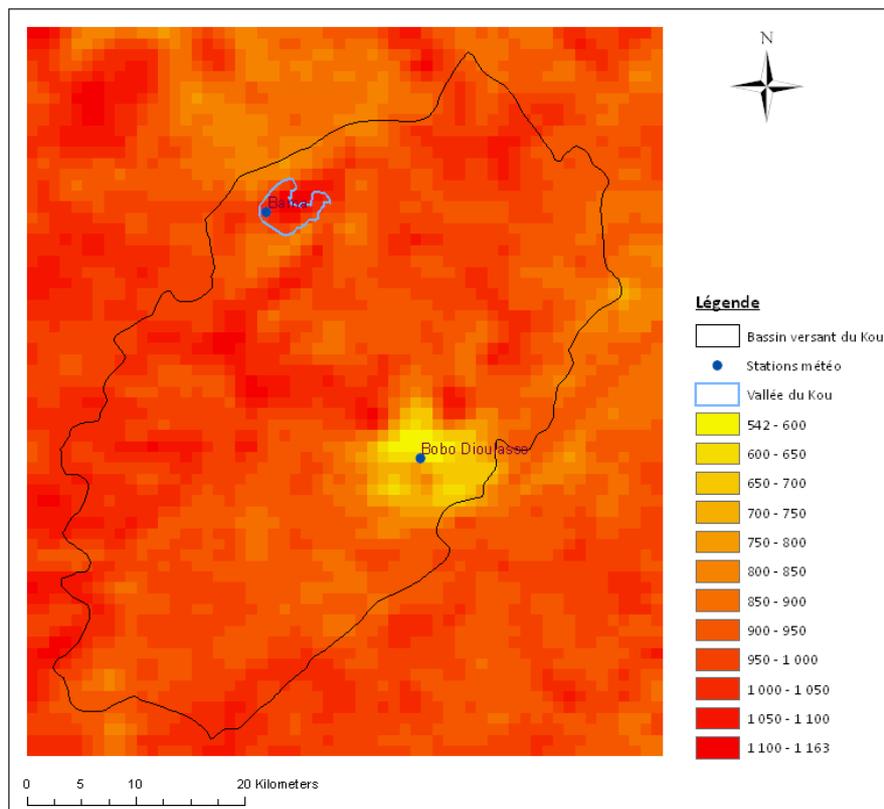


Figure 37. Evapotranspiration réelle pour : $K_c = 1$; SEDI Inverse ; NDVI moyen

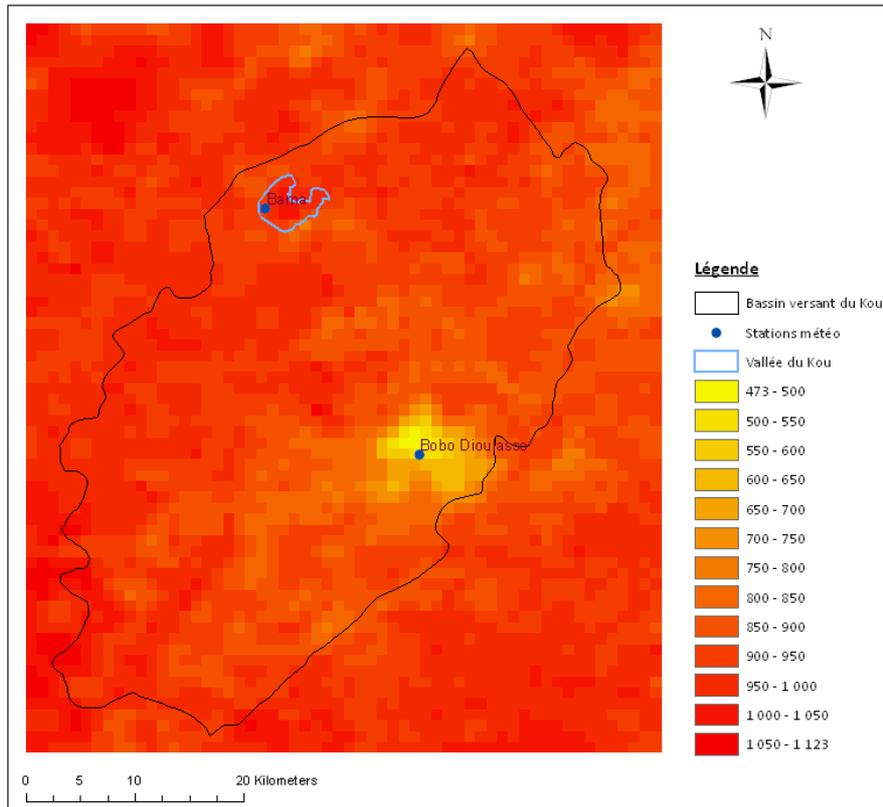


Figure 38. Evapotranspiration réelle pour : $K_c = 1$; SEDI Inverse ; NDVI max

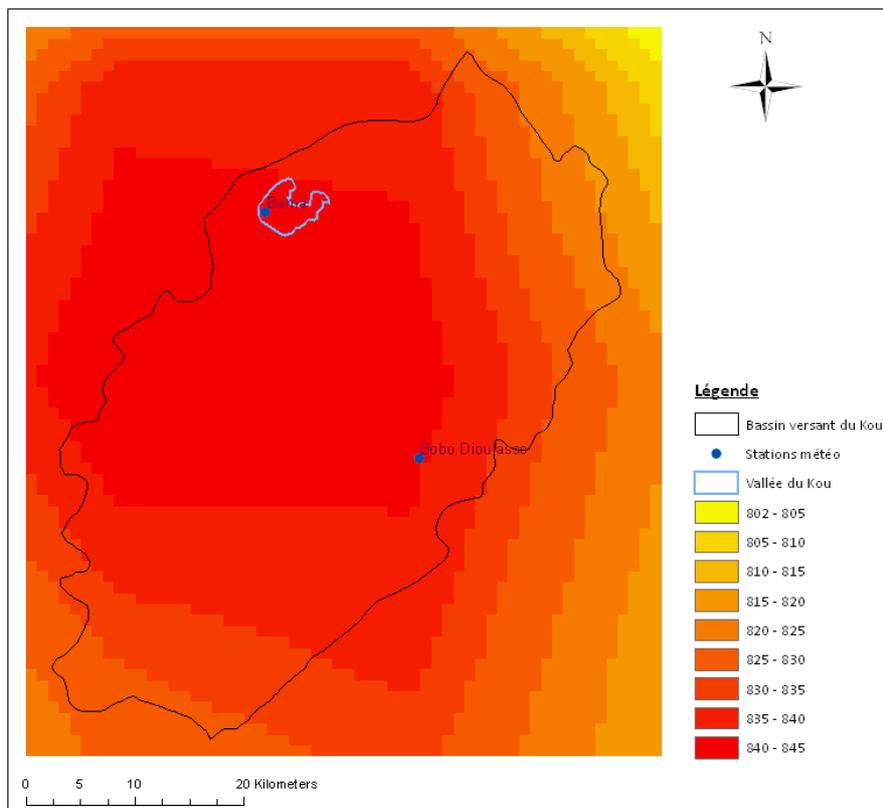


Figure 39. Evapotranspiration réelle pour : $K_c = 1$; Inverse Distance

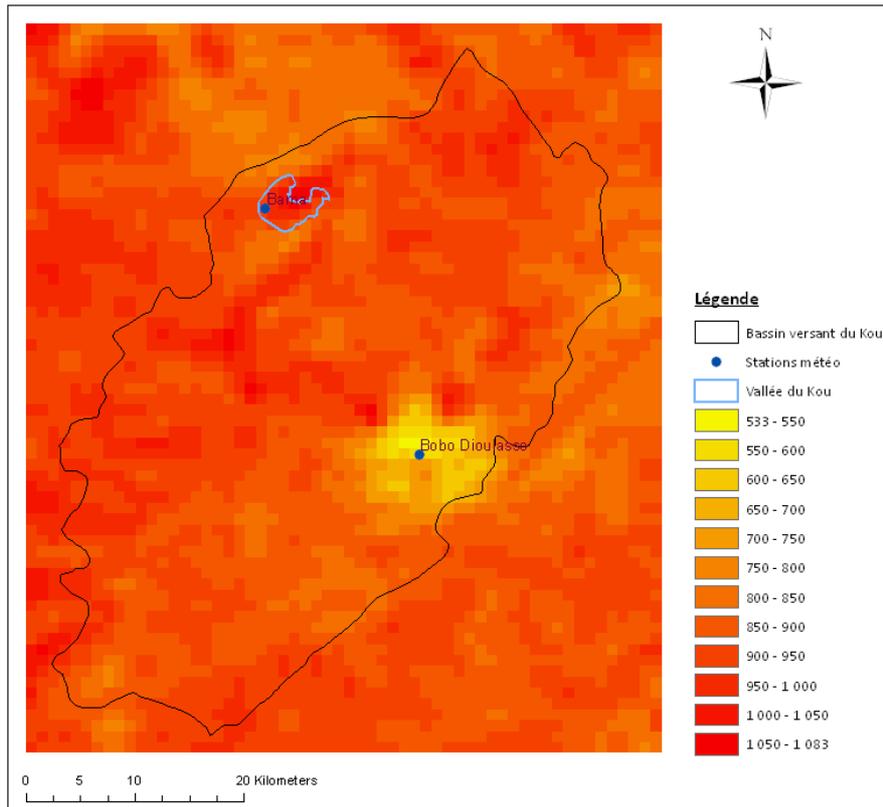


Figure 40. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Regression ; NDVI moyen

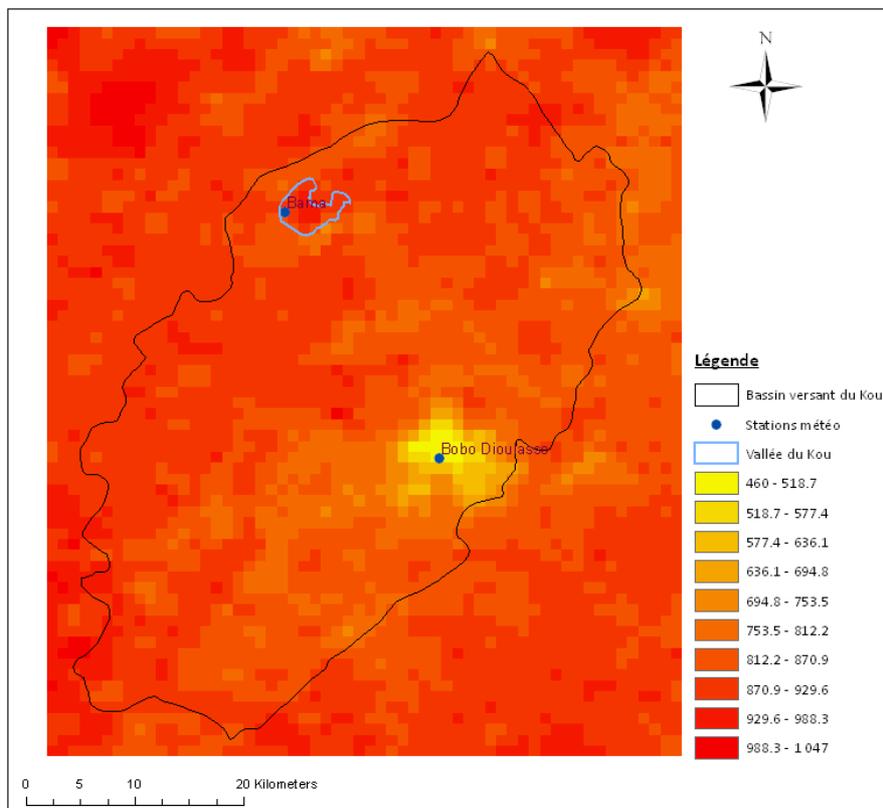


Figure 41. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Regression ; NDVI max

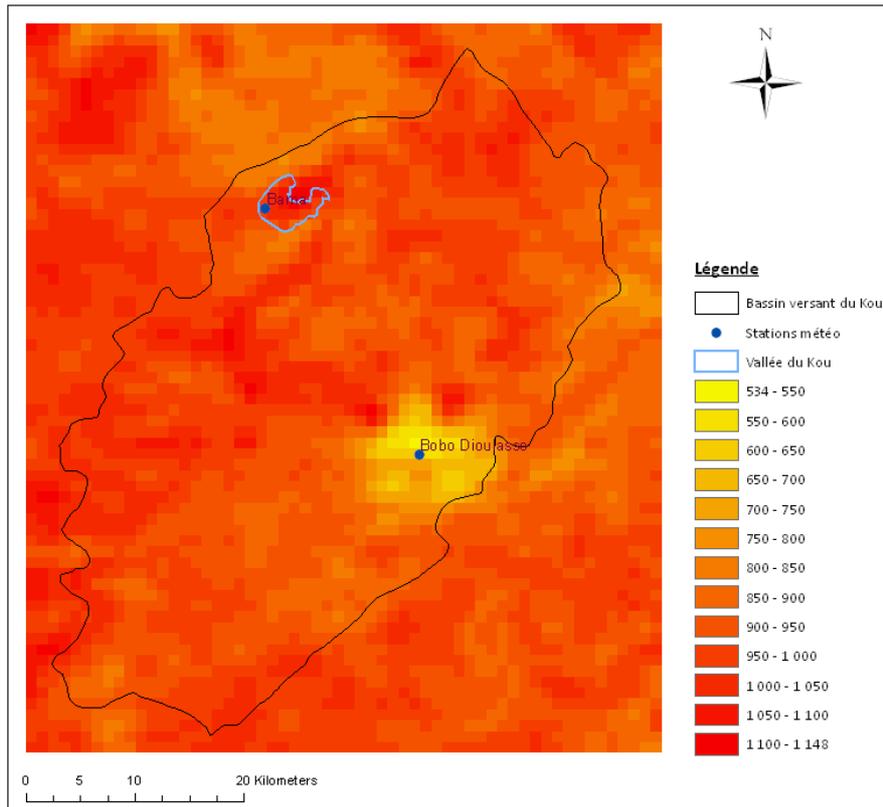


Figure 42. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Inverse ; NDVI moyen

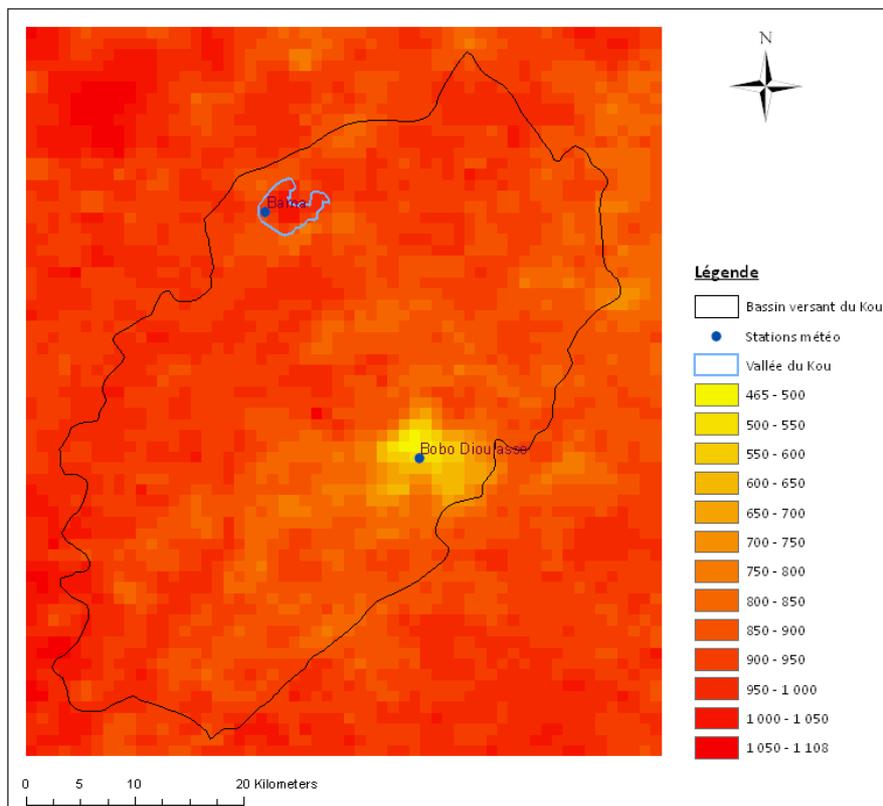


Figure 43. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; SEDI Inverse ; NDVI max

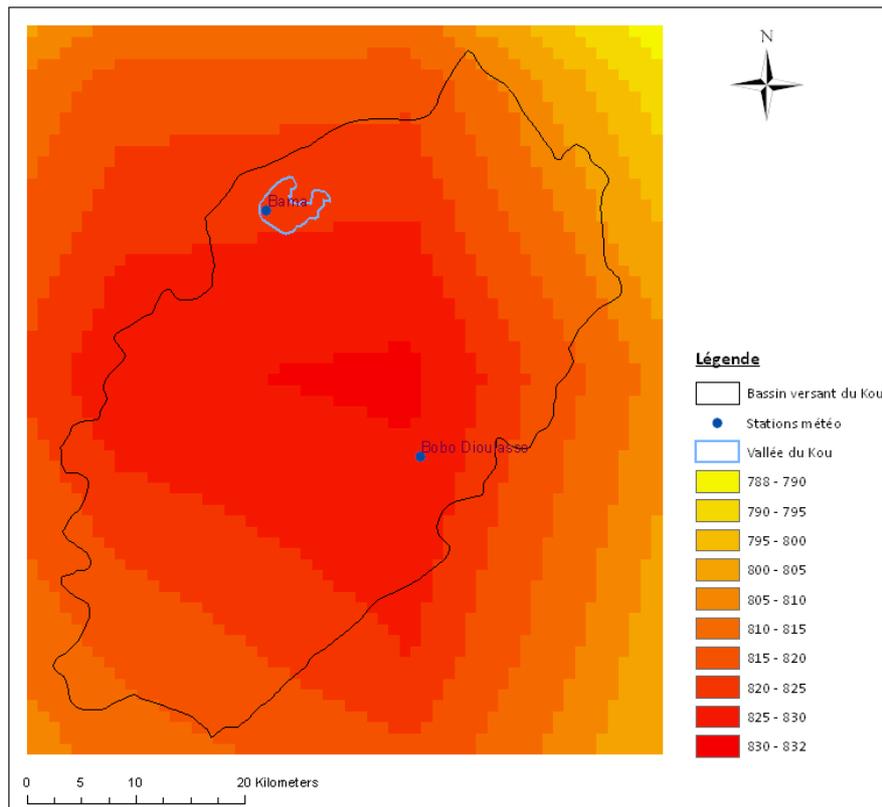


Figure 44. Evapotranspiration réelle pour : Kc variable ; Inverse Distance

Tableau 38. Résumé des résultats des différentes interpolations

Méthode ETR	Méthode d'interpolation	Grille d'interpolation	Bama (mm)	Bobo (mm)	Gamme	ETR moyenne annuelle du bassin versant du Kou (mm)
Kc = 1	Aucune	-	898	845	-	-
	SEDI Inverse	NDVI moyen 2000	1029.10	682.18	542 - 1163	943.89
		NDVI max 2000	1031.69	634.06	473 - 1123	908.10
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000	1032.95	717.19	537 - 1118	914.54
		NDVI max 2000	897.13	615.18	461 - 1082	871.50
Inverse Distance	-	840.82	840.82	802 - 845	836.84	
Kc variable	Aucune	-	866	841	-	-
	SEDI Inverse	NDVI moyen 2000	1013.25	724.71	534 - 1148	927.30
		NDVI max 2000	946.38	590.84	465 - 1108	894.10
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000	956.88	656.17	533 - 1083	885.78
		NDVI max 2000	899.22	537.4	460 - 1047	849.85
Inverse Distance	-	824.66	830.10	788 - 832	822.49	

5.4.2.2. Commentaires des résultats des interpolations et cartographies

On obtient après interpolation, des résultats assez différents, en fonction des cas considérés. La tendance générale qui se dégage de ces résultats est que l'évapotranspiration réelle à Bama reste supérieure à celle de Bobo Dioulasso, pour la plupart des méthodes utilisées. Toutefois, les écarts entre les évapotranspirations obtenues à Bama et à Bobo Dioulasso par les méthodes d'interpolation SEDI, sont accentués (en moyenne 330 mm). En comparaison, l'écart moyen entre les évapotranspirations réelles à Bama et Bobo Dioulasso, obtenues directement par la méthode des

coefficients culturaux d'Agrometshell, est de 39 mm, et de 0 mm pour la méthode des distances inverses "basique" (avec $K_c = 1$).

Nous constatons aussi que les résultats des interpolations SEDI, ont tendance à surestimer l'évapotranspiration réelle à Bama (+94 mm, en moyenne), et à sous-estimer l'évapotranspiration à Bobo Dioulasso (-200 mm, en moyenne), par rapport à l'évapotranspiration obtenue par la méthode des coefficients culturaux d'Agrometshell.

La méthode des distances inverses "basique" sous-estime aussi les évapotranspirations par rapport à la méthode des coefficients culturaux d'Agrometshell (-7 mm, en moyenne à Bobo ; -50 mm, en moyenne à Bama). En outre, cette méthode donne des valeurs d'évapotranspiration à Bobo, supérieures ou égales à celles de Bama. Ce résultat va à l'encontre de la logique jusqu'ici observée, qui voudrait qu'il y ait plus de transpiration à Bama qu'à Bobo, du fait l'activité agricole à Bama.

D'après la classification des méthodes d'interpolation de Daoust (2005), on peut dire que les méthodes utilisées (SEDI ou distances inverses "basique") sont des méthodes d'interpolation approximatives, en ce sens, qu'elles ne préservent pas les valeurs originales ; les valeurs d'évapotranspiration à Bama, Bobo Dioulasso et dans les cinq autres stations (Boromo, Dédougou, Gaoua, Koutiala, Ouahigouya), n'ont pas été préservées après interpolation.

L'évapotranspiration réelle moyenne du bassin versant, calculée par les différentes méthodes d'interpolation, se situe dans une gamme allant de 822 mm à 943 mm. Cette dernière valeur d'évapotranspiration est assez proche de celle obtenue par la méthode du bilan hydrique, à savoir, 944 mm.

Nos résultats nous permettent de faire les observations suivantes :

- Les plus fortes valeurs d'évapotranspiration réelle se rencontrent essentiellement dans les fonds de vallée, les zones inondables et les zones irriguées.
- Les valeurs de l'évapotranspiration réelle sont de l'ordre de 1000 à 1100 mm, au niveau du périmètre irrigué de la vallée du Kou.
- Les valeurs d'évapotranspiration, dans les fonds de vallée ou le long du Kou (en aval, après la de Nasso), sont de 980 à 1100 mm.

On constate alors que dans les zones ci-dessus citées, il arrive que l'évapotranspiration réelle dépasse la pluviométrie moyenne annuelle du bassin versant. En dehors de ces zones, il arrive que pour certains points on observe aussi une évapotranspiration réelle supérieure à la pluviométrie. Ces observations, sont toutefois assez rares.



- Partie 6 : discussion générale -

6. Discussion générale

6.1.A propos de la corrélation entre l'indice de végétation (NDVI) et l'évapotranspiration réelle

Nous avons réalisé des corrélations entre les valeurs de NDVI et d'évapotranspiration réelle pour nos 7 stations météorologiques. Nous avons distingué pour le NDVI, les valeurs moyennes, par pixels, ainsi que les valeurs maximales, par pixels, toutes pour l'année 2000.

Pour l'évapotranspiration réelle (par Agrometshell), nous avons distingué les résultats de nos deux simulations ($K_c = 1$ toute l'année ; K_c variable au cours de l'année).

Les valeurs de NDVI et d'évapotranspiration réelle pour nos 7 stations sont résumées dans le tableau 39 suivant :

Tableau 39. Valeurs de NDVI et d'évapotranspiration par station météorologique

Stations	NDVI moyen	NDVI max	ETR Kc1	ETR Kcvar
Bama	0.46	0.68	898	866
Bobo	0.31	0.45	845	841
Boromo	0.32	0.56	695	695
Dédougou	0.26	0.44	562	562
Gaoua	0.38	0.62	913	825
Koutiala	0.24	0.39	556	615
Ouahigouya	0.2	0.4	578	578

Pour nos 7 stations, nous avons obtenu les corrélations suivantes :

Tableau 40. Corrélations NDVI – Evapotranspiration réelle

Corrélations	R
NDVI_moyen - ETR_Kc1	0.872
NDVI_moyen - ETR_Kcvar	0.859
NDVI_max - ETR_Kc1	0.803
NDVI_max - ETR_Kcvar	0.744

Les résultats de corrélations sont assez bons, et la meilleure corrélation est obtenue pour les valeurs moyennes de NDVI par pixels, et l'évapotranspiration obtenue pour le coefficient cultural $K_c = 1$.

Si nous représentons l'évapotranspiration réelle (par exemple, K_c variable) en fonction du NDVI moyen (voir figure 45), nous pouvons observer que nos points (labellisé par les noms des stations) sont plus ou moins alignés, à l'exception de Dédougou (dans une moindre mesure) et de Bobo.

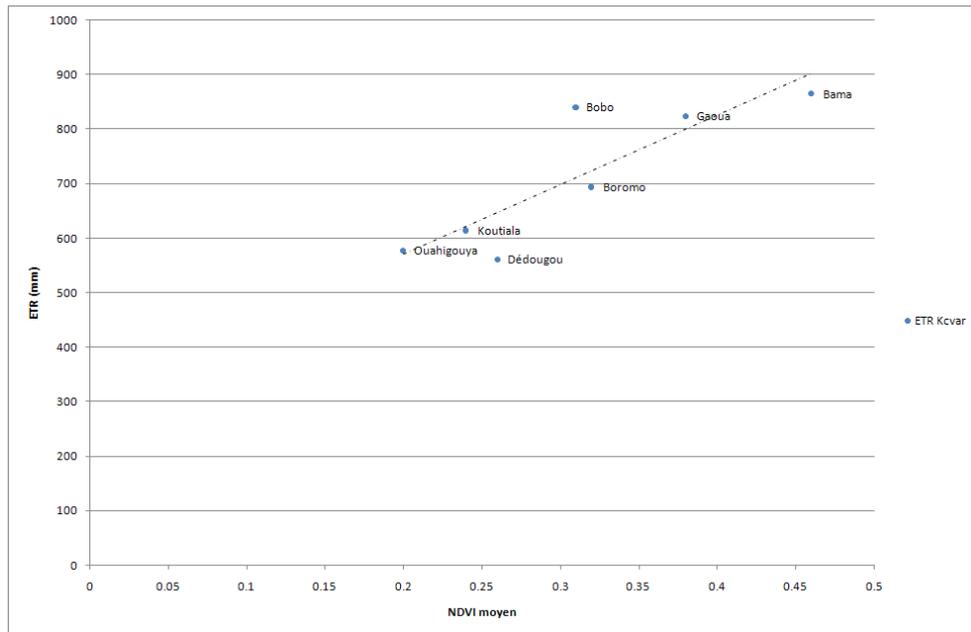


Figure 45. Evapotranspiration réelle (Kc variable) en fonction du NDVI moyen des pixels

Prenant particulièrement le cas de Bobo, nous avons une évapotranspiration réelle de 841 mm, supérieure à celle de Gaoua (825 mm) par exemple, pour un NDVI moyen annuel de 0.31. Suivant notre courbe de régression, une telle valeur d'évapotranspiration devrait correspondre à un NDVI compris entre celui de Gaoua (0.38) et celui de Bama (0.46). L'explication probable à cette observation peut provenir de l'état "dégradé" du pixel que nous avons considéré. Sinon, nous aurions alors à Bobo, une évapotranspiration réelle de l'ordre de celle de Boromo (695 mm), ce qui n'est pas le cas, au regard de la plupart de nos estimations de l'évapotranspiration dans ces deux dernières stations.

Les NDVI du pixel sur Bobo et Bama, ne représentent pas nécessairement la zone où l'évapotranspiration réelle a réellement été estimée. Particulièrement pour Bobo, il n'est pas évident qu'une couverture végétale puisse être présente pendant la même durée qu'une situation de brousse "naturelle" comme cela a été simulé.

6.2.A propos de la position et surface du bassin hydrogéologique (ou d'alimentation)

6.2.1. Position du bassin d'alimentation

La position du bassin d'alimentation des sources du bassin versant du Kou est assez difficile à estimer du fait d'informations incomplètes quant à la piézométrie. Toutefois, la position du bassin versant pourrait être mieux connue dans le cadre d'une étude plus large, incluant le bassin versant du Mouhoun, dans lequel celui du Kou est inclus. Cela permettrait de réduire les erreurs liées aux effets de bord.

Ainsi, une étude de la piézométrie à l'échelle du bassin versant du Mouhoun, réduirait les incertitudes sur la délimitation du bassin d'alimentation des sources du Kou et, par la même occasion, pourrait nous apporter plus d'informations sur la superficie de ce bassin d'alimentation.

6.2.2. Estimation de la surface du bassin d'alimentation

Partant de nos estimations de l'évapotranspiration réelle, de la pluviométrie moyenne annuelle et d'une estimation du volume d'eau annuel prélevé aux différentes sources pérennes du bassin versant du Kou, nous avons tenté une estimation de la surface du bassin d'alimentation des sources du bassin.

D'après Tychon (1993), pour un bassin versant où le stock d'eau dans le sol n'est pas différent, entre le début et la fin de la période pour laquelle le bilan est calculé (comme nous l'avions supposé dans nos hypothèses simplificatrices), la relation de bilan s'écrit :

$$D = (P-ETR)*S \quad (54)$$

Avec : D, volume d'eau qui a quitté le bassin versant (m³)

P, pluie (m)

ETR, évapotranspiration réelle (m)

S, surface du bassin hydrogéologique (m²)

Nous avons appliqué cette méthode en utilisant les différents résultats d'évapotranspiration réelle que nous avons obtenus par les méthodes "bilan hydrique" et "Agrometshell". Concernant, la méthode Agrometshell, nous avons distingué 2 grands cas, à savoir : un coefficient cultural Kc, variable ou égal à 1. Dans un second niveau de distinction, pour chacun des deux précédents cas, nous avons considéré trois méthodes d'interpolation (SEDI Inverse Distance, SEDI Regression, Inverse Distance). Enfin, un troisième niveau de distinction a été fait selon la grille d'interpolation utilisée ou non. Ces différents cas sont résumés dans le tableau 37 suivant :

Tableau 37. Résumé des méthodes d'interpolation utilisées

	Méthode d'interpolation	Grille d'interpolation
Kc = 1	SEDI Inverse Distance	NDVI moyen 2000 ^(*)
		NDVI max 2000 ^(**)
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000
		NDVI max 2000
	Inverse Distance	-
	Kc variable	SEDI Inverse Distance
NDVI max 2000		
SEDI Regression		NDVI moyen 2000
		NDVI max 2000
Inverse Distance		-

^(*) Valeur moyenne annuelle du NDVI de chaque pixel, pour l'année 2000

^(**) Valeur maximale annuelle du NDVI de chaque pixel, pour l'année 2000

Avec WinDisp, nous avons extrait pour chaque cas, la valeur moyenne de l'évapotranspiration réelle annuelle sur le bassin versant, en considérant l'ensemble des pixels du bassin (1977 pixels).

Le volume d'eau qui a quitté le bassin versant pendant la période d'étude (année 2000), est le drainage à l'exutoire du bassin versant, fois la superficie concernée.

Pour des questions de données manquantes à la station située à l'exutoire (Confluence Niamé-Baoulé), nous avons plutôt considéré, pour le drainage annuel, les données hydrométrique d'un sous bassin dont l'exutoire est à la station hydrométrique de Badara (voir figure 31).

Pour les besoins du calcul de la superficie du bassin d'alimentation, nous considérerons encore le sous bassin versant de Badara, ainsi que son drainage annuel, cumulé aux volumes prélevés à Diaradoukou. Ceci nous donne un drainage de 130.68 mm, soit 0.130 m. Ce drainage rapporté au sous bassin versant (974.61 km²), nous obtenons un volume annuel (D) de 127 365 280.05 m³.

La pluviométrie annuelle est celle que nous avons calculée selon la méthode de Thiessen pour le sous bassin versant de Badara. Cette pluviométrie est de 1075.22 mm.

Les résultats d'estimation de la surface du bassin d'alimentation des sources de notre bassin versant du Kou sont donnés dans le tableau 41 suivant :

Tableau 41. Résultat des estimations de la surface du bassin d'alimentation des sources, en fonction de l'évapotranspiration réelle

Méthode ETR	Méthode d'interpolation	Grille d'interpolation	ETR (mm)	P (mm)	D (m ³)	S (km ²)
Bilan Hydrique	-	-	944.54	1075.22	127 365 280.05	974.63
Kc = 1	SEDI Inverse Distance	NDVI moyen 2000	943.89	1075.22	127 365 280.05	969.81
		NDVI max 2000	908.10	1075.22	127 365 280.05	762.12
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000	914.54	1075.22	127 365 280.05	792.66
		NDVI max 2000	871.50	1075.22	127 365 280.05	625.20
	Inverse Distance	-	836.84	1075.22	127 365 280.05	534.30
Kc variable	SEDI Inverse Distance	NDVI moyen 2000	927.30	1075.22	127 365 280.05	861.04
		NDVI max 2000	894.10	1075.22	127 365 280.05	703.21
	SEDI Regression	NDVI moyen 2000	885.78	1075.22	127 365 280.05	672.33
		NDVI max 2000	849.85	1075.22	127 365 280.05	565.14
	Inverse Distance	-	822.49	1075.22	127 365 280.05	503.96

Selon nos résultats, la superficie du bassin d'alimentation serait comprise (suivant l'estimation de l'évapotranspiration), entre 504 km² et 974 km².

Si nous reprenons l'équation (54), nous pouvons remarquer que la superficie est une fonction inverse de la différence entre la pluie et l'évapotranspiration réelle. Si nous fixons la valeur de la pluie à sa valeur moyenne annuelle de l'année 2000 (soit 1075.22 mm), ainsi que le drainage au numérateur (130.68 mm), alors l'unique variable de l'équation devient l'évapotranspiration réelle.

$$S = \frac{D}{P - ETR} \sim \frac{a}{b - x} \sim \frac{a}{X} \quad (55)$$

Plus l'évapotranspiration réelle augmente, plus la différence (P-ETR) diminue, et plus la superficie du bassin d'alimentation, S, augmente.

La limite supérieure de la fonction S de l'équation (55) est atteinte quand ETR tend vers P.

Nous avons tracé un graphique (voir figure 46) représentant la surface S, en fonction de l'évapotranspiration réelle ETR.

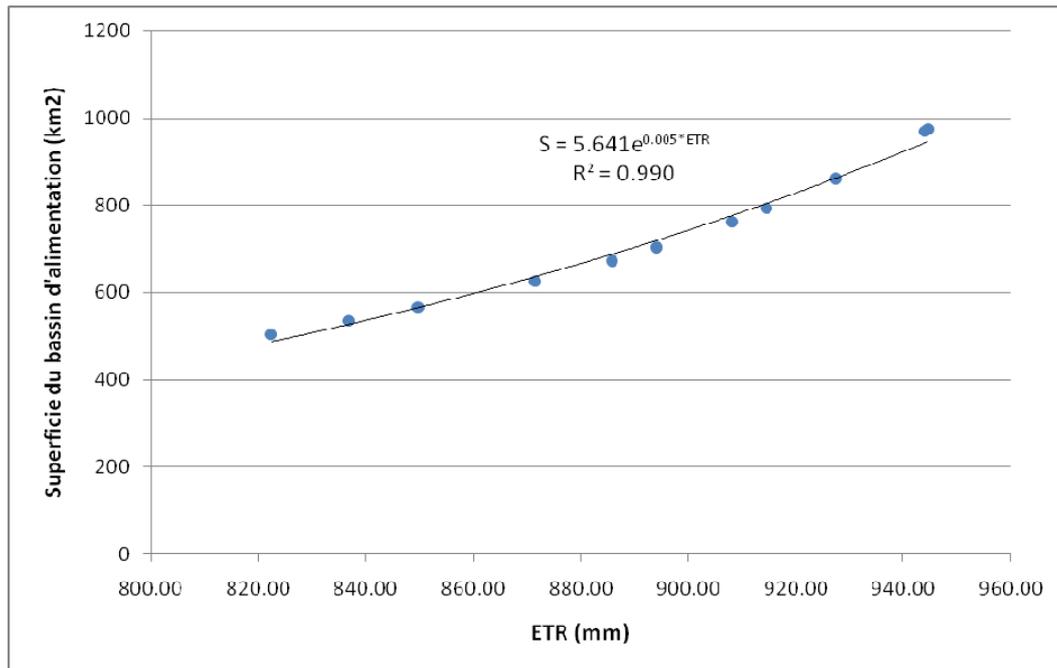


Figure 46. Superficie du bassin d'alimentation des sources du Kou, en fonction de l'évapotranspiration réelle

Nous avons fait passer par nos points, une droite de régression exponentielle ($R^2 = 0.990$) dont l'équation est :

$$S = 5.641 * e^{0.005 * ETR} \quad (56)$$

Avec : S, superficie du bassin d'alimentation des sources (km²)

ETR, évapotranspiration réelle du bassin versant (mm)

On suppose que la valeur de la pluviométrie (P) est fixée, pour le tracé de $S = f(ETR)$

Selon notre fonction exponentielle, nous déduisons qu'une petite variation de l'évapotranspiration réelle, peut engendrer une variation (beaucoup) plus grande de la superficie du bassin d'alimentation.

A ce stade, nous n'avons pas plus d'information nous permettant de faire une meilleure estimation de la superficie du bassin versant d'alimentation des sources. Toutefois, nous pensons qu'une étude plus fine de l'hydrogéologie du bassin versant du Kou, pourrait contribuer à une meilleure estimation de cette superficie, ainsi que de sa distribution spatiale.

En outre, nous pensons, au sujet de la superficie et de la position du bassin d'alimentation des sources, qu'une analyse sur plusieurs années permettrait également d'obtenir de meilleurs résultats, au même titre que l'estimation de l'évapotranspiration sur notre bassin versant.

6.3.A propos des approches et méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle

Il ressort de la partie 5 (Résultats & Commentaires) précédente, que l'estimation de l'évapotranspiration réelle n'est pas aisée ! Un peu comme pour la plupart des variables climatiques, d'ailleurs.

Le problème vient peut être du fait qu'on ne maîtrise pas toujours tous les mécanismes moteurs de ce phénomène, ou que ces mécanismes diffèrent considérablement d'un milieu à un autre.

Afin de cerner cette variabilité au sein des mécanismes qui déclenchent ou favorisent l'évapotranspiration, plusieurs approches ont été développées.

Dans le chapitre sur le cadre théorique de l'évapotranspiration, nous avons recensé les approches suivantes :

- l'approche hydrologique
- l'approche micro météorologique
- l'approche physiologie végétale
- l'approche analytique
- l'approche empirique

Cette multiplicité des approches témoigne de la complexité du phénomène de l'évapotranspiration.

A propos des différentes approches et des méthodes qui leur sont rattachées, il est remarquable également de voir que les méthodes sont adaptées à des conditions particulières.

Ainsi, la méthode physiologie végétale est adaptée à l'estimation de l'eau perdue par transpiration par une plante ou un groupe de plante donnés, tandis que la méthode du lysimètre (ou du bilan hydrique) s'adapte assez bien à l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle.

Parmi les méthodes micro météorologiques, une méthode semble, à priori, adaptée aux climats semi-arides, il s'agit de la méthode Eddy covariance. Cette méthode a d'ailleurs permis l'estimation de l'évapotranspiration réelle, par Bagayoko (2006), sur un bassin versant de l'Est du Burkina Faso. Dans le cadre d'une recherche avancée sur l'estimation de l'évapotranspiration réelle, un tel dispositif pourrait être testé sur le bassin versant du Kou.

La méthode du coefficient cultural mérite également d'être approfondie, car elle pourrait être mieux exploitée, après une classification de la végétation sur le bassin versant du Kou. Ainsi, on pourrait trouver pour toutes les classes de végétation, des coefficients culturaux adaptés, et variables durant l'année. Ainsi, pour un pas de temps donné, il serait possible d'obtenir une estimation plus fine de l'évapotranspiration réelle.

Un problème se poserait toutefois, c'est celui de l'évapotranspiration réelle dans les zones urbanisées (Bobo Dioulasso, par exemple). On ne sait pas quel coefficient cultural attribuer à de telles zones.

Ce manque d'information pourrait alors être comblé par l'utilisation d'une autre approche, plus adaptée, comme celle du rapport de Bowen, simplement basé sur un rapport entre différence de pression de vapeur et différence de températures.

On voit clairement ici, qu'à l'échelle d'une grande superficie, comme celle du bassin versant du Kou, caractérisée par une occupation du sol assez détaillée, il convient, pour une meilleure estimation, de mettre en œuvre deux ou trois méthodes à la fois, toutes adaptées aux types d'occupation du sol.

6.4.A propos de l'imagerie satellitale

Une question se pose alors, quant à l'utilisation des données issues de la télédétection : faut-il avoir recours à la télédétection à haute ou basse résolution ?

Le type de parcellaire au Burkina Faso étant assez morcelé et disparate, des images de haute résolution pourraient donner de l'information détaillée sur les différentes classes de végétation.

L'occupation des terres sur le bassin versant du Kou (voir figure 19) témoigne de la diversité de classes potentielles à prendre en compte, dans un calcul de l'évapotranspiration, et cette diversité ne peut être restituée, en termes de télédétection, que par de l'imagerie à haute résolution.

D'un autre côté, les images haute résolution, pour ce genre de suivi régulier, auront tendance à donner plus de détails qu'il n'en faut, et restent inaccessibles à beaucoup de scientifiques du fait de leur coût d'acquisition assez élevé et de leur résolution temporelle.

Pour le suivi régulier de phénomènes ou de variables données sur de vastes surfaces, on préférera se tourner vers la télédétection à basse résolution. Les images sont agrégées et donnent des informations plutôt lissées, mais suffisantes pour la caractérisation du phénomène (ou de la variable) donné(e).

6.5.A propos de notre approche méthodologique et de nos résultats

Le but originel de cette étude était la réalisation du bilan hydrique du bassin versant du Kou. Cela consistait en l'étude des différents termes (pris individuellement) du bilan hydrique du bassin versant du Kou.

Très vite, s'est posé le problème de l'estimation de l'évapotranspiration réelle. En effet, ce terme est apparu comme étant le plus complexe des termes de l'équation du bilan, dans la mesure où, sur le bassin versant, aucun dispositif n'existe pour le suivi de l'évapotranspiration réelle, au contraire de la pluviométrie, de l'hydrométrie, ou de la piézométrie.

Certes, il existe sur le bassin des stations météorologiques (Bama et Bobo Dioulasso), capables de fournir les variables climatiques nécessaires à l'estimation de l'évapotranspiration, mais des données de calibration de terrain, de résistances ou d'indices foliaires, pour quelques méthodes d'estimation, sont indispensables.

L'évapotranspiration est en partie conditionnée par les résistances aérodynamique et stomatique, qu'il convient d'estimer correctement, au risque de la surestimer ou la sous-estimer.

Plutôt que de travailler sur un simple bilan hydrique dans lequel nous aurions probablement estimé l'évapotranspiration comme terme résidu du bilan hydrique, nous avons choisi plutôt d'orienter notre étude sur la recherche de méthodes nous permettant d'estimer directement l'évapotranspiration sur notre bassin versant.

Le constat général que nous avons fait au cours de cette étude, est qu'aucune des méthodes que nous avons utilisées, ne semble prépondérante par rapport à une autre. Tout au plus, certaines méthodes ont été meilleures que d'autres, ou, pour être consensuel, certaines méthodes (Bilan hydrique ou Agrometshell, par exemple) ont donné des résultats qui, pour nous, sont dans des proportions acceptables. Ceci, sans pour autant nous donner des valeurs de références d'évapotranspiration réelle sur notre bassin versant.

En l'absence de valeurs de référence, nous avons considéré comme critère d'évaluation, le critère de convergence. Il est évident que ce critère de convergence ne constitue pas une condition suffisante à l'appréciation positive d'une méthode par rapport à une autre. Néanmoins, ce critère en est une condition nécessaire.

Nous avons au départ privilégié les approches par bilan, car ces approches ont l'avantage de fixer des "limites" aux valeurs d'évapotranspiration. Sur notre bassin versant, à l'échelle annuelle, l'évapotranspiration réelle ne peut dépasser la pluviométrie totale (méthode bilan hydrique) ou le rayonnement net total (méthode du bilan d'énergie), à l'échelle journalière. Connaissant les valeurs de la pluviométrie ou du rayonnement net, il est alors possible de connaître les valeurs seuils que ne peuvent/doivent dépasser l'évapotranspiration.



- Conclusion -

Conclusion

Au terme de cette étude sur l'évapotranspiration du bassin versant du Kou, nous ferons quelques constats qui sont les suivants :

De par sa complexité, l'estimation de l'évapotranspiration réelle sur notre bassin versant, a nécessité l'utilisation de 5 méthodes au total. Ce total ne prend pas en compte les nombreuses variantes au sein des méthodes, ainsi que les résultats des interpolations.

Cette diversification des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle, se justifie tout d'abord par notre volonté de caractériser au mieux, ce terme du bilan hydrique.

L'emploi de plusieurs méthodes ou approches différentes, a ensuite comme autre but, de palier à l'absence de valeurs de référence d'évapotranspiration sur notre bassin versant. Pour ce faire, dans notre méthodologie, nous avons introduit un critère de convergence que devaient nécessairement remplir les méthodes que nous avons estimées "bonnes".

Beaucoup de difficultés ont été rencontrées au cours de l'application de la plupart des méthodes d'estimation/calcul, en raison de l'état des données d'entrée et/ou paramètres.

Les données d'entrée utilisées ont été extraites de bases de données différentes. Dans certaines de ces bases de données, nous avons recensé beaucoup de lacunes dans les séries chronologiques. Et, quand ces données étaient complètes, il est arrivé parfois qu'elles soient de mauvaise qualité (exemple : hydrométrie et piézométrie du bassin versant du Kou).

Nous avons tenté de palier à la faiblesse des données de terrain, en ayant recours à la télédétection à basse résolution (MODIS & SPOT Vegetation, principalement). Mais, les produits de la télédétection dont nous avons été en possession sont, eux aussi, critiquables à plus d'un titre :

- les périodes séparant les acquisitions d'images (donc, la résolution temporelle) n'étant pas uniformes d'un produit à l'autre, nous avons dû procéder à l'établissement de moyennes "grossières" afin de pouvoir les utiliser ensemble.
- un produit tel que l'albédo de MODIS, s'est avéré inutilisable pour nous, du fait de sa multitude de bandes spectrales et du peu d'instructions relatives au mode d'utilisation de ces images, de la part de la NASA.
- les données de température du sol de MODIS ont également été inutilisables par moments, du fait de "bruits" induits par une probable couverture nuageuse, lors de leur acquisition.
- nous avons dû rejeter les données d'indice de surface foliaire (LAI) de MODIS, en raison de leur tendance à la sous-estimation, en comparaison avec les valeurs moyennes de terrain.

La liste des défaillances liées, en général, à la qualité des données n'est pas exhaustive, mais au-delà, l'aspect fondamental quant à la qualité des données d'entrée, est qu'elle influence considérablement la qualité des sorties des modèles et méthodes de calcul (cf. calcul par la méthode du bilan d'énergie).

Nous estimons n'avoir pas pu apporter de réponses plus fines aux mécanismes à la base de l'évapotranspiration réelle sur notre bassin versant, mais nous supposons que cette évapotranspiration reste conditionnée par la disponibilité en eau (sol et plante) et par les résistances aérodynamique et stomatique.

Nos estimations de l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant du Kou, sont sujettes à caution, dans la mesure où elles reposent, soit sur des hypothèses qui n'ont pas toutes été vérifiées (dans cette étude et dans d'autres sur le même site), soit sur des données d'entrée dont les estimations ne sont pas exemptes d'erreurs.

Toutefois, sur la base de notre critère de convergence et des valeur-seuils que nous nous étions fixés, à savoir, une évapotranspiration réelle annuelle inférieure à la pluviométrie moyenne annuelle, nous avons obtenu des résultats assez intéressants, notamment avec la méthode du bilan hydrique et la méthode des coefficients culturels d'Agrometshell.

Bien sûr, ces résultats doivent être confirmés (ou infirmés), dans le cadre d'études plus poussées sur le même sujet.

Avec Agrometshell, nous avons réalisé une cartographie de l'évapotranspiration sur le bassin versant du Kou, sur base d'images NDVI.

A cet effet, nos calculs ont confirmé l'existence de corrélations assez fortes entre l'évapotranspiration réelle et l'indice normalisé de végétation, NDVI.

Ce dernier résultat revêt une grande importance, dans la mesure où d'excellentes corrélations entre le NDVI et l'évapotranspiration réelle, pourraient à terme, constituer la base d'une estimation indirecte de l'évapotranspiration à travers le NDVI. En effet, il suffirait désormais de calibrer nos valeurs d'indice de végétation pour leur faire correspondre des valeurs d'évapotranspiration réelle, pour la région. Cela permettrait, en plus, un suivi assez régulier de l'évapotranspiration, en tenant compte des résolutions temporelles des images NDVI basse résolution qui sont assez bonnes (10 jours pour SPOT Vegetation ; 16 jours pour MODIS).

Il est important de rappeler encore ici, l'importance de l'avènement de Meteosat Seconde Génération qui sera, nul doute, d'un apport précieux dans l'estimation de l'évapotranspiration.

Pour finir, nous voudrions donner quelques recommandations quant à une éventuelle suite à donner à cette étude :

- une étude sur une période plus longue. Cela aura pour effet de réduire l'erreur d'estimation de l'évapotranspiration réelle faite à l'échelle d'une année
- une campagne de mesures de terrain afin de calibrer, par rapport au bassin versant du Kou, les données issues de la télédétection
- une meilleure collecte des données climatiques et hydrométriques sur le bassin versant
- une campagne de mesures de terrain pour la collecte de données nécessaires à l'application de modèles basés sur le bilan d'énergie (SEBAL, par exemple)
- une étude de la sensibilité du module de calcul de l'évapotranspiration réelle d'Agrometshell à : la capacité de rétention de l'eau par le sol, le pourcentage de la pluie efficace, la variation du coefficient cultural, K_c
- une vérification des hypothèses simplificatrices énoncées en vue de l'application de la méthode du bilan hydrique, à savoir, l'erreur commise sur la négligence de la variation du stock d'eau (ΔS), à l'échelle d'une année hydrologique

- Références Bibliographiques -

Références bibliographiques

- Allen R.G., 2000.** *Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study.* Journal of Hydrology **229** (2000) 27-41.
- Allen R. G., Pereira L. S., Raes D, Smith M., 1998.** *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements.* FAO irrigation and drainage paper 56. 300p.
- Aston A. R., 1979.** *Rainfall interception by eight small trees.* Journal of Hydrology, **42**: 383–396.
- Bagayoko F., 2006.** *Impact of land-use intensity on evaporation and surface runoff: processes and parameters for Eastern Burkina Faso, West Africa.* Doctoral thesis, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Bastiaanssen W.G.M., Van Der Wal T., Visser T.N.M., 1996.** *Diagnosis of regional evaporation by remote sensing to support irrigation performance assessment.* Irrigation and Drainage Systems **10**: 1-23.
- Bastiaanssen W.G.M., 1995.** *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain.* Doctoral thesis, Wageningen Agricultural University. Wageningen, The Netherlands, 273 p.
- Bazongo B. A., 2006.** *Etude des pertes d'eau par évapotranspiration des groupes de cultures et des formations forestières en contre-saison dans le bassin versant du Kou, dans l'Ouest du Burkina Faso.* Mémoire d'ingénieur en agronomie. Institut du Développement Rural, GEeau plus. Bobo Dioulasso, Burkina Faso. 61 p.
- Beaudoin L., Charbardès L.A., Cornebise J., Dufour C., Florczak K., Gachot F., Schott P., 2005.** *A Meteosat Second Generation receiving, processing and storing images system developed by engineer students.* Pôle Acquisition et Traitement des Images et du Signal (A.T.I.S.), École Supérieure d'Informatique Électronique Automatique (E.S.I.E.A). Ivry-sur-Seine, France. 4 p.
- Becker A., Braun P., 1999.** *Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modeling.* Journal of Hydrology **217** (1999) 239-252.
- Bendjoudi H., Hubert P., 2002.** *Le coefficient de compacité de Gravelius : analyse critique d'un indice de forme des bassins versants.* Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques, **47** (6) décembre 2002, 921-930.
- Bicaba K., 1991.** *Etude hydrologique du bassin versant du Kou au confluent Niamé-Baoulé.* Mémoire de fin d'études d'Ingénieur de l'Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural, Ouagadougou, Burkina Faso. 113 p.
- Bréda N.J.J., 2003.** *Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies.* Journal of Experimental Botany, Vol. 54, No. 392, pp. 2403-2417, November 2003.
- Brutsaert W., 1982.** *Evaporation into the atmosphere - Theory, history, and applications.* D. Reidel Publishing Company. 299 p.
- Burman R., Pochop L.O., 1994.** *Evaporation, evapotranspiration and climatic data.* Development in Atmospheric Science, **22**. 278 p.
- Chabi-Gonni B.G.F., 2003.** *Synthèse hydrologique sur la vallée du Kou. Mise en place d'un système de suivi et d'évaluation de la ressource.* Mémoire de fin d'études d'Ingénieur de l'Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural, Ouagadougou, Burkina Faso. 86 p.
- Charlier I., 1999.** *WinDisp 4.0 - Manuel de l'utilisateur.* Rapport technique ES:GCP/INT/619/EC. FAO, Rome. 113p.

- Chemin Y., 2003.** *Evapotranspiration of crops by remote sensing using the energy balance based algorithms.* http://www.iwmi.cgiar.org/assessment/Publications/conference_papers.htm, 10p.
- Chérif R., Robert, J.-L. Lagacé, R. 2004.** *Optimisation des paramètres Green & Ampt pour un modèle conceptuel pluie–infiltration–ruissellement.* Canadian Biosystems Engineering/Le génie des biosystèmes au Canada **46**: 1.7-1.14.
- Choudhury B.J., DiGirolamo N.E., 1998.** *A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data - Model description and comparison with observations.* Journal of Hydrology **205** (1998) 164-185.
- Cleugh H.A., Leuning R., Mu Q., Running S.W., 2007.** *Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data.* Remote Sensing of Environment **106** (2007) 285-304.
- Courault D., Seguin B., Oliosio A., 2005.** *Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches.* Irrigation and Drainage Systems **19** (2005) : 223-249.
- Diallo M., 1998.** *Burkina Faso – Programme de valorisation des Ressources en eau dans le Sud-Ouest (RESO).* Direction Régionale de l’Hydraulique des Hauts-Bassins, Bobo Dioulasso, Burkina Faso.
- Félix R., Xanthoulis D., 2005.** *Analyse de sensibilité du modèle mathématique “Erosion Productivity Impact Calculator” (EPIC) par l’approche One-Factor-At-A-Time (OAT).* Biotechnol. Agron. Soc. Environ. 2005 **9** (3), 179–190.
- Fensholt R., Sandholt I., Rasmussen M.S., 2004.** *Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in semi-arid environment using in situ measurements.* Remote Sensing of Environment **91** (2004) 490-507.
- Frère M., Popov G.F., 1986.** *Early Agrometeorological crop yield forecasting.* FAO Plant Production and Protection paper No. **73**, FAO, Rome, Italy.
- Gratton Y., 2002.** *Le Krigeage : la méthode optimale d’interpolation spatiale.* Articles de l’institut d’analyse géographique, Juin 2002.
- Guérilus P.M., 2005.** *Contribution à la réflexion sur la manière de documentation de Agrometshell (AMS) pour servir dans le suivi et la prévention.* Mémoire de DES en Gestion des Risques Naturels. Université de Liège, Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux, Belgique. 59 p.
- Houles M., 2006.** *Note sur le téléchargement et l’utilisation d’images basse résolution gratuites : Modis/Terra et Spot Végétation.* Master 2 professionnel géomatique : Cahier annexe A. Université de Toulouse Le Mirail, INP-ENSAT, AMMA, CIRAD. 26 p.
- Howell T.A., Evett S.R., 2004.** *The Penman-Monteith Method.* Section 3 in Evapotranspiration: determination of Consumptive Use in Water Rights Proceedings. Continuing Legal Education in Colorado, Inc. Denver, CO.
- Hure A. 1998.** *Etude et modélisation du système d’eau de la vallée du Kou.* Mémoire d’ingénieur. Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, ORSTOM Burkina Faso. 148 p.
- IWACO, 1989.** *Rapport intermédiaire de la deuxième phase 1987-1990.* Tome II, Inventaire des ressources en eau, Ministère de l’eau, Direction des Etudes et de la Planification (D.E.P), 91 p.
- Jansson P.E., Karlberg L., 2004.** *Coupled heat and mass transfer model for soil plant-atmosphere systems.* CoupModel Manual. 453 p.
- Jonckheere I., Fleck S., Nackaerts K., Muys B., Coppin P., Weiss M., Baret F., 2004.** *Review of methods for in situ leaf area index determination Part I. Theories, sensors and hemispherical photography.* Agricultural and Forest Meteorology, Elsevier **121** (2004): 19-35.

- Kim S.H., Lee K.S., 2004.** *Quality assessment of global MODIS LAI product for the regional scale applications.* Geo-Imagery Bridging Continents - XXth ISPRS Congress, 12-23 July 2004 Istanbul, Turkey Youth Forum.
- Kotchi S.O. (2004).** *Détection du stress hydrique par thermographie infrarouge.* Application à la culture de la pomme de terre. Mémoire de Master en Sciences, Université de Laval, Canada.
- Li F., Lyons T.J., 1999.** *Estimation of regional evapotranspiration through remote sensing.* Journal of applied meteorology, **38**: 1644-1654
- Lorenzini G., 2007.** *Etude du bassin d'alimentation des sources de Nasso (Bobo-Dioulasso, Burkina Faso) - Etat des lieux des ressources en eaux souterraines du bassin du Kou.* Mémoire d'Ingénieur civil géologue. Université de Liège. 117 p.
- Mamadou Chérif I., 2006.** *Bilan en eau et étude comparative des écoulements du bassin versant du Kou.* Mémoire d'ingénieur. Groupe des Ecoles EIER-ETSHER, GEeau plus, Burkina Faso. 117 p.
- Menenti M., Jia L., Su Z., 2003.** *On SEBI-SEBS validation in France, Italy, Spain, USA and China.* ICID Workshop on remote sensing of ET for large regions, 17 Sept. 2003. 10 p.
- Mermoud A., 2006.** *Cours de physique du sol.* Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. Suisse.
- Monteny B.A., Zeller B., Hainnaux G., Sauniers P., 1984.** *Etude précise de la consommation en eau des cultures dans les études de résistance à la sécheresse.* Colloque "Résistance à la sécheresse en milieu intertropical : quelle recherche pour le moyen terme ?", CIRAD-GERDAT - ISRA, 24-27 Sept. 1984, Dakar.
- Morse A., Kramber W.J., Allen R.G., Tasumi M., 2004.** *Use of the METRIC evapotranspiration model to compute water use by irrigated agriculture in Idaho.* Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004 IEEE International. Vol. **3**, 2134- 2137.
- Moussa M., 2006.** *Analyse statistique de la saison des pluies et identification d'indicateurs d'efficacité hydrique dans le bassin versant du Kou.* Mémoire d'ingénieur. Groupe des Ecoles EIER-ETSHER, GEeau plus, Burkina Faso. 164 p
- Mukhala E., Hoefsloot P., 2004.** *Agrometshell manual.* SADC – FAO
- Musy A., 2005.** *Cours Hydrologie Générale.* Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. Suisse.
- Musy A., Soutter M., 1991.** *Physique du sol.* Presses Polytechniques Universitaires Romandes. Lausanne, Suisse.
- Myneni R.B., Tian Y., Woodcock C.E., Privette J.L., Knyazikhin Y., Wang Y., 2001.** *Multiscale analysis and validation of MODIS LAI product over Maun, Botswana.* American Geophysical Union, Fall Meeting 2001.
- Nagler P.L., Glenn E.P., Lewis Thompson T., Huete A., 2004.** *Leaf area index and normalized difference vegetation index as predictors of canopy characteristics and light interception by riparian species on the Lower Colorado River.* Agricultural and Forest Meteorology **125** (2004) 1–17.
- Nagler, P.L., Scott R.L., Westenburg C., Cleverly J., Glenn E., Huete A., 2005.** *Evapotranspiration on western U.S rivers estimated by the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers.* Remote Sensing of Environment **97** (3): 337-351.
- Oladipo E.O., 1996.** *An analysis of heat and water balance in West Africa.* Geographical Review: Vol.**70**, no. **2**, 194-209.

- Ouédraogo C., Ouédraogo I., Zangré A., 2004.** *Diagnostic conjoint du périmètre de Diaradougou.* Programme de Développement de la Petite Irrigation Villageoise, Comité National de l'Irrigation et du Drainage du Burkina (CNID-B/APPIA), Burkina Faso. 58 p.
- Ozer P., Ercicum M., 1995.** *Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905.* Sécheresse **6** (1995) 103-108.
- Ramakrishna R.N., Running S., 1989.** *Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data.* Journal of Applied Meteorology **28** (1989) 276-284.
- Rana G., Katerji N., 2000.** *Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review.* European Journal of Agronomy **13** (2000) 125-153.
- Ringersma J., Sikking A.F.S., 2001.** *Determining transpiration coefficients of Sahelian vegetation barriers.* Agroforestry Systems **51** (2001) 1-9.
- Rockström J., Jansson P.E., Barron J., 1998.** *Seasonal rainfall partitioning under runoff and runoff conditions on sandy soil in Niger. On-farm measurements and water balance modeling.* Journal of Hydrology **210** (1998) 68-92.
- Saha S.K., 2003.** *Retrieval of agrometeorological parameters using satellite remote sensing data.* Satellite Remote Sensing and GIS Applications in Agricultural Meteorology, Workshop 7-11 July 2003 in Dehra Dun, India. AGM-8, WMO/TD-No. 1182. 175-194.
- Shu Y., Lei Y., Zheng L., Li H., 2006.** *An evapotranspiration (ET) model based GIS using LANDSAT data and MODIS data with improved resolution.* Remote sensing for environmental monitoring, GIS applications, and Geology IV. Proc. of SPIE vol. 6366 63661N-1, 10 p.
- Smith M., 2000.** *The application of climatic data for planning and management of sustainable rainfed and irrigated crop production.* Agricultural and Forest Meteorology **103** (2000) 99-108.
- Sucliffe J.V., 2004.** *Hydrology: a question of balance.* IAHS Special Publication 7, ISBN 1-901502-77-5. 200 p.
- Touré S., 2004.** *Etude des densités de flux d'énergie de la parcelle agrométéorologique à l'échelle du bassin versant : application au bassin versant du Kan (Côte d'Ivoire).* Thèse de doctorat en environnement. Université de Liège, Belgique.
- Trezza R., Allen R., Tasumi M., 2005.** *A Landsat-based Energy Balance and Evapotranspiration Model in Western US Water Rights Regulation and Planning.* Journal of Irrigation and Drainage Systems. Volume **19** (3-4): 251-278.
- Tychon B., 1993.** *Etude du transfert d'eau et d'azote dans les sols d'un micro-bassin agricole.* Thèse de doctorat. Fondation Universitaire Luxembourgeoise. 306 p.
- Vidal A., 1996.** *Téledétection et évapotranspiration : de la théorie aux applications.* Synthèse des travaux. Université Paul Sabatier. 21 p.
- Wan Z., 2007.** *MODIS Land Surface Temperature Products - Users' Guide.* ICES, University of California, Santa Barbara, USA.
- Wassenaar, T., Olioso, A., Hasager, C., Jacob, F., Chehbouni, A., 2002.** *Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels.* First International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, 16-20 September 2002, Valencia, Spain. J.A. Sobrino (Ed.). Publicacions de la Universitat de València, España. 458-465.

- Wellens J., Compaoré N.F., Diallo M., Dakouré D., 2006.** *Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau. Rapport Technique No 1 (2005 – 2006)*. Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques, Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso ; Association Eau Développement et Environnement, Bobo Dioulasso, Burkina Faso ; Commissariat Général aux Relations Internationales de la Communauté Française de Belgique, Division des Relations Internationales, Belgique ; Université de Liège, Département Sciences et Gestion de l'Environnement, Belgique ; Association pour la Promotion de l'Enseignement et de la Formation à l'Etranger, Belgique ; Ministère de la Région Wallonne, Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Division de l'Eau, Belgique. 127 p.
- Wellens J., Compaoré N.F., 2004.** *Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau. Rapport Annuel No 3 (Décembre 2003 – Octobre 2004)*. Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques, Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso ; Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural, Ouagadougou, Burkina Faso & Katholieke Universiteit Leuven, Département Gestion des Terres, Leuven, Belgique. 116 p.
- Wellens J., Compaoré N.F., 2004.** *Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau. Rapport Annuel No 2 (Décembre 2002 – Novembre 2003)*. Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques, Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso ; Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural, Ouagadougou, Burkina Faso & Katholieke Universiteit Leuven, Département Gestion des Terres, Leuven, Belgique. 141 p.
- Wellens J., Compaoré N.F., 2003.** *Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau. Rapport Annuel No 1 (Décembre 2001 – Novembre 2002)*. Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques, Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso ; Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural, Ouagadougou, Burkina Faso & Katholieke Universiteit Leuven, Département Gestion des Terres, Leuven, Belgique. 123 p.
- Wollenweber, G.C., 1995.** *Influence of fine scale vegetation distribution on surface energy partition.* Agricultural and Forest Meteorology **77** (1995) 225-240.
- Xiao J., Moody A., 2005.** *Approaches for quantifying fractional vegetation cover in semi-arid regions from Landsat ETM+ data.* Remote Sensing of Environment, **98** (2005), 237-250.
- Zhang Y., Wegehenkel M., 2006.** *Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration.* Remote Sensing of Environment, volume **104**, Issue **4**, 30 October 2006, 393-408.

Références électroniques

Articles de l'institut d'analyse géographique
www.iag.asso.fr

Crop coefficients
http://biomet.ucdavis.edu/evapotranspiration/CropCoef/crop_coefficients.htm

Eddy covariance theory
<http://cloudbase.phy.umist.ac.uk/people/dorsey/Edco.htm>
http://www.inyowater.org/ICWD_Reports/cstudy_ET.htm

Inverse distance interpolation method

http://www.ems-i.com/gmshelp/Interpolation/Interpolation_Schemes/Inverse_Distance_Weighted/Inverse_Distance_Weighted_Interpolation.htm

Les méthodes d'interpolation (Daoust, 2005)

www.geog.umontreal.ca/donnees/geo2512/geo2512cours10.ppt

Mesure d'indice foliaire

<http://www.lthe.hmg.inpg.fr/~boudevil/ENS/TUE401/lai-flux-2006.pdf>

MODIS Aqua Land Surface Temperature/Emissivity 8-Day L3 Global 1km SIN Grid

<http://edcdaac.usgs.gov/modis/myd11a1v4.asp>

MODIS BRDF and Albedo User's Guide (MOD43B)

<http://www-modis.bu.edu/brdf/userguide/param.html>

MODIS LAI Read me file (Boston University)

<ftp://primavera.bu.edu/pub/datasets/MODIS/readme.txt>

MODIS/Terra BRDF/Albedo Model-1 16-Day L3 Global 1km ISIN Grid

<http://edcdaac.usgs.gov/modis/mod43b1.asp>

MODIS/Terra Leaf Area Index/FPAR 8-Day L3 Global 1km SIN Grid V005

<http://edcdaac.usgs.gov/modis/mod15a2v5.asp>

Meteosat Second Generation - system overview

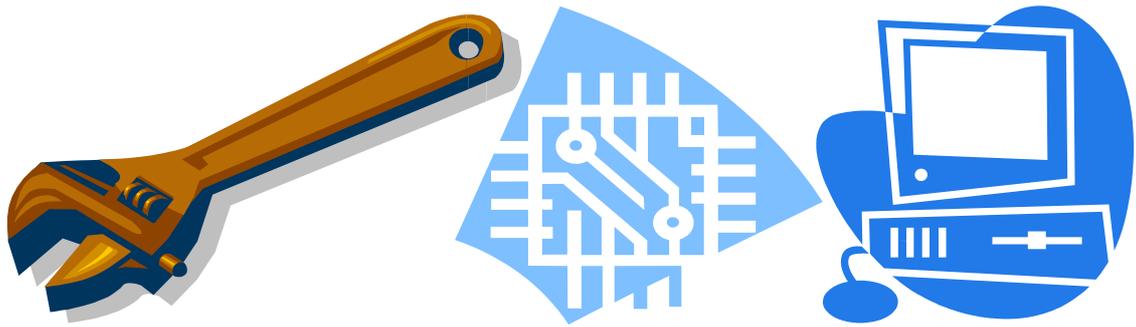
www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/Technical_and_Scientific_Documentation/repository/pdf_td07_msg

Ressources en Eau du Sud-ouest

<http://srdis.ciesin.columbia.edu/cases/working/readyword/burkinafaso-003-fr.html>

SEDI Interpolation method

www.hoefsloot.com/Downloads/The%20SEDI%20interpolation%20method%20.pdf



- Annexes -

Annexe 1. Textures de tous les types de sols présents sur le bassin du Kou

CPCS		BRM	Prof. [cm]	Argile [%]	Limons [%]	Sables [%]
FLC	Lixisols	Ferric Lixisols	0-15	9,80	35,30	54,90
			15-35	25,49	23,53	50,98
			35-64	29,41	29,41	41,18
			64-105	27,45	25,49	47,06
FLIMP	Lixisols	Plinthic Lixisols	0-15	10,78	48,05	41,18
FLIP	Lixisols	Profondic Lixisols	15-45	25,49	47,06	27,45
			0-15	13,73	33,33	52,95
FLIPP	Lixisols	Leptic Lixisols	15-40	38,24	22,55	39,22
			40-80	43,14	29,41	27,45
			80-100	37,25	25,50	37,25
			0-13	13,73	39,21	47,06
FLIS	Lixisols	Abruptic Lixisols	13-32	27,45	50,98	21,57
			0-20	5,88	17,65	76,47
FLM	Lixisols	Profondic Lixisols	sol non-analysé, se référer au sol FRI			
FLTC	Lixisols	Gleyic Ferric Lixisols	0-19	12,745	57,845	29,41
			19-50	31,37	42,16	26,47
			50-77	32,35	34,315	33,335
			77-114	33,33	41,18	25,49
FRI	Lixisols	Chromic Bathiplintic Lixisols	0-8	27,45	15,69	58,86
			8-40	45,1	17,65	37,25
			40-82	45,1	19,61	35,29
FTM	Lixisols	Rhodic Lixisols	0-15	7,84	17,65	74,51
			15-35	28,43	15,685	55,885
			35-110	39,165	13,725	47,06
FTH	Lixisols	Gleyic Lixisols	sol non-analysé, se référer au sol FRI			
FRM	Ferralsols	Ferralsols	0-20	12,745	15,685	71,57
			20-45	39,22	15,68	45,1
			45-90	35,29	21,575	43,135
			90-125	39,215	13,725	47,06
HPGE	Gleysols	Gleyic Gleysols	0-15	47,06	39,21	13,73
			15-41	45,1	27,45	27,45
			41-77	50,98	37,26	11,76
			77-107	50,98	33,33	15,69
LITH	Arenasols	Petroplinic Arenasols	trop gravillonnaire, pas d'analyse possible			
PEAAH	Fluvisols	Gleyic Fluvisols	0-19	9,80	39,22	50,98
			19-34	11,76	35,30	52,94
			34-87	45,10	45,10	9,80
			87-125	31,37	50,98	17,65
PEEL	Leptosols	Lithic Leptosols	0-6	5,88	27,45	66,67
			6-11	7,84	19,61	72,55

Annexe 2. Formules

Saturation vapour pressure at the air temperature (e°)

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right]$$

where

$e^{\circ}(T)$ saturation vapour pressure at the air temperature T [kPa],
T air temperature [°C],
 $\exp[.]$ 2.7183 (base of natural logarithm) raised to the power [..].

Mean saturation vapour pressure (e_s)

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})}{2}$$

Slope of saturation vapour pressure curve (Δ)

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \right]}{(T + 237.3)^2}$$

where

Δ slope of saturation vapour pressure curve at air temperature T [kPa °C⁻¹],
T air temperature [°C],
 $\exp[.]$ 2.7183 (base of natural logarithm) raised to the power [..].

Actual vapour pressure (e_a) derived from dewpoint temperature

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{dew}}) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27 T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}} + 237.3}\right]$$

Atmospheric pressure (P)

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)^{5.26}$$

where

P atmospheric pressure [kPa],
z elevation above sea level [m],

Solar radiation (R_s)

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a$$

where

- R_s solar or shortwave radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
- n actual duration of sunshine [hour],
- N maximum possible duration of sunshine or daylight hours [hour],
- n/N relative sunshine duration [-],
- R_a extraterrestrial radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
- a_s regression constant, expressing the fraction of extraterrestrial radiation reaching the earth on overcast days ($n = 0$),
- $a_s + b_s$ fraction of extraterrestrial radiation reaching the earth on clear days ($n = N$).

Annexe 3. Coefficients $F(\lambda)$ pour la formule de Thornthwaite

Correction Coefficient $F(\lambda)$ Depending on the Latitude and the Month*

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86
34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70
Lat. S.												
5	1.06	0.95	1.04	1.00	1.02	0.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	0.97	1.05	0.99	1.01	0.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.90	0.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.87	0.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.84	0.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	0.92	0.85	0.76	0.82	0.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	0.92	0.83	0.74	0.81	0.91	0.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	0.91	0.82	0.72	0.79	0.90	0.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	0.90	0.80	0.70	0.76	0.89	0.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.74	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41

* Thornthwaite's formula, from Brochet and Gerbier (1974).