



REPUBLIQUE DU SENEGAL
UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP
DE DAKAR



GC.023

ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE
CENTRE DE THIES
DEPARTEMENT DE GENIE CIVIL

PROJET DE FIN D'ETUDES

En vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur de conception

Titre :

Modélisation des écoulements en milieu poreux non saturé :
Application à la recharge naturelle des nappes

Auteur : Ndiaga SOW

Directeur : Dr EL Hadj Bamba DIAW

Année académique 2004 - 2005

DEDICACES

Je rends grâce à Dieu et dédie ce modeste travail

+ *A ma mère et à mon frère qui m'ont quitté en cour de route. Que Dieu les accueille dans son paradis.*

+ *A tous mes proches.*

RESUME

Le but de ce présent projet est d'apporter une contribution à la quantification de la recharge naturelle des nappes dans les régions soudano sahéliennes où l'exploitation de plus en plus accrues des eaux souterraines pour la satisfaction des besoins des populations rurales et urbaines pose inévitablement le problème de leur recharge.

Une estimation précise de cette quantité d'eau atteignant la nappe après une précipitation est cependant l'un des problèmes les plus difficiles à résoudre de nos jours en hydrogéologie. Plusieurs méthodes sont utilisées en Afrique soudano sahélienne mais elles ne tiennent pas suffisamment compte des mécanismes de transferts verticaux d'eau dans la zone non saturée, les résultats obtenus sont de ce fait très variés (1 à 26 % de la pluviométrie totale) au point que l'on peut douter de leur fiabilité.

Après une étude qualitative et quantitative des mécanismes de transfert d'eau dans la zone non saturée, nous avons évalué à l'aide d'un logiciel de simulation numérique, la valeur de la recharge sur neuf stations réparties autour de la zone d'étude. Des piézomètres installés dans ces différentes stations ont également permis d'avoir une recharge mesurée sur terrain en faisant le produit de la porosité et la remontée totale obtenue à partir de la différence entre le niveau maximal et le niveau minimal. Ceci nous a permis de faire une comparaison entre les valeurs de recharge simulées et celles mesurées.

Les recharges obtenues avec le modèle sont relativement faibles (entre 0,7 et 3,46 % de la pluviométrie totale) mais sont assez proches des valeurs mesurées au niveau des différentes stations.

Cette étude a permis d'avoir une idée des valeurs de recharge naturelle des nappes dans la zone soudano sahélienne, ce qui peut constituer un premier pas dans la quantification des réserves d'eau dans la région.

Mots clés : recharge - zone non saturée – nappe - hydrogéologie

REMERCIEMENTS

Cette page est une formalité à laquelle je me soumet volontiers, d'autant plus que ce travail n'aurait pu aboutir sans l'aide, les conseils et le soutien constant de nombreuses personnes à qui je voudrais exprimer, à travers ces quelques lignes ma profonde gratitude.

- Le Docteur EL Hadj Bamba DIAW, professeur à l'Ecole Supérieure Polytechnique pour avoir bien voulu proposer et diriger ce projet.
- Et travers lui, l'ensemble des professeurs de la dite Ecole pour m'avoir transmis le bagage intellectuel me permettant de mener à bien ce travail.
- Mr Babacar DIENG professeur à l'EIER pour avoir bien voulu mettre à notre disposition les données de terrains.
- Ma famille qui m'a toujours soutenue et assistée.
- A mes promotionnaires et à l'ensemble des étudiants de l'école.

Mes sincères remerciements vont également à l'endroit de toutes les personnes, qui, de près ou de loin, de par leurs actes ou leurs conseils, ont contribué à la réalisation de ce projet.

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|------|
| RESUME..... | II |
| REMERCIEMENTS..... | III |
| TABLE DES MATIERES..... | IV |
| Liste des Annexes..... | VIII |
| Liste des Figures..... | IX |
| Liste des Tableaux..... | X |
| Liste des Abréviations et Symboles..... | XI |

| | |
|-------------------|---|
| INTRODUCTION..... | 1 |
|-------------------|---|

Première Partie : Synthèse Bibliographique

| | |
|---|----|
| 1. La recharge dans le cycle de l'eau..... | 4 |
| 1.1. Description du cycle de l'eau dans un bassin versant..... | 5 |
| 1.1.1. Définition du cycle de l'eau..... | 6 |
| 1.1.2. Description des composantes du cycle hydrologique..... | 8 |
| a. L'interception..... | 8 |
| b. Rétention et Stockage superficiels..... | 8 |
| c. L'infiltration..... | 8 |
| d. Le ruissellement..... | 10 |
| e. L'évapotranspiration..... | 10 |
| f. La percolation ou recharge..... | 11 |
| 1.1.3. Equation du bilan hydrologique..... | 11 |
| 1.2. Le milieu poreux non saturé : définition, paramètres caractéristiques et variables de base..... | 12 |
| 1.2.1. Le milieu poreux non saturé : définition et paramètres caractéristiques..... | 13 |
| 1.2.1.1. Définition..... | 13 |
| 1.2.1.2. Les paramètres caractéristiques..... | 15 |
| a. La porosité..... | 15 |
| b. La conductivité hydraulique..... | 16 |

| | | |
|----------|---|----|
| c. | La dispersivité..... | 17 |
| 1.2.2. | Variables de base du milieu poreux non saturé..... | 17 |
| 1.2.2.1. | La teneur en eau..... | 17 |
| 1.2.2.2. | Le potentiel de l'eau du sol..... | 19 |
| 1.2.2.3. | Les propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée..... | 20 |
| a. | La courbe de rétention $h(\theta)$ | 20 |
| b. | Le phénomène d'hystérésis..... | 22 |
| c. | La courbe de la conductivité hydraulique $K(h)$ | 23 |
| 1.2.2.4. | Courbes caractéristiques de la zone non saturé..... | 25 |
| 2. | La recharge : définition, mécanismes et facteurs de contrôle..... | 27 |
| 2.1. | Définition | 28 |
| 2.2. | Les mécanismes de la recharge naturelle par les pluies..... | 29 |
| 2.3. | Les facteurs influençant la recharge..... | 31 |
| 2.3.1. | Le climat..... | 31 |
| 2.3.2. | La nature du sol..... | 31 |
| 2.3.3. | La géomorphologie locale..... | 32 |
| 2.3.4. | La couverture végétale..... | 32 |
| 2.3.5. | La profondeur de la nappe..... | 32 |

Deuxième partie : Généralités sur les transferts d'eau dans la zone non saturée

| | | |
|----------|---|----|
| 1. | Principes des écoulements en milieu poreux non saturés..... | 34 |
| 1. 1. | Ecoulements en milieu saturé..... | 34 |
| 1. 1. 1. | Loi de Darcy..... | 35 |
| 1. 1. 2. | Les limitations de la loi de Darcy..... | 39 |
| 1. 1. 3. | Les équations de l'écoulement saturé (Equation de continuité) | 40 |
| 1. 2. | Ecoulements en milieu poreux non saturé..... | 43 |
| 1. 2. 1. | Loi de comportement dynamique | |
| | Généralisation de la Loi de Darcy au milieu non saturé..... | 44 |

| | |
|--|----|
| 1. 2. 2. Equations générales des écoulements non saturés | |
| Equation de Richards..... | 46 |
| 1. 2. 3. Equation aux dérivées partielles..... | 47 |
| 2. Modèles numériques utilisés : | |
| Les modèles empiriques de $h(\theta)$ et $K(\theta)$ | 49 |

Troisième partie : Etude de la recharge naturelle des nappes dans la zone du Ferlo

| | |
|--|----|
| 1. Présentation sommaire de la bordure méridionale du Ferlo..... | 53 |
| 1. 1. Situation géographique..... | 53 |
| 1. 1. 1. Climatologie..... | 54 |
| 1. 1. 2. Pluviométrie et Température..... | 54 |
| 1. 1. 3. Géographie physique..... | 55 |
| a. Géomorphologie..... | 55 |
| b. Hydrographie..... | 56 |
| 1. 2. Contexte géologie et hydrogéologie..... | 56 |
| 2. Analyse des données d'entrée du modèle : les paramètres d'entrée du modèle..... | 57 |
| 2.1. Présentation du modèle Wamos.T..... | 60 |
| 2. 2. Maillage et subdivision du domaine..... | 60 |
| 2. 3. Les paramètres hydrodynamiques du sol..... | 62 |
| 2. 4. Les conditions aux limites..... | 65 |
| 3. Les simulations..... | 66 |
| 3. 1. Les paramètres de calages..... | 67 |
| 3. 1. 1. Le fichier « dat »..... | 67 |
| 3. 1. 2. Le fichier « hyd »..... | 69 |
| 3. 1. 3. Le fichier « clm »..... | 70 |
| 3. 2. Les fichiers de sortie..... | 72 |
| 3. 3. Résultat des simulations : Recharge calculée..... | 72 |

CONCLUSION.....77
RECOMMANDATIONS.....79
BIBLIOGRAPHIE.....80
ANNEXES.....81

LISTES DES ANNEXES

Annexe 1 : Log stratigraphique des différentes stations

Annexe 2 : Calcul de l'évapotranspiration et du flux

Annexe 3 : Variation de la pression en fonction de la profondeur (fichier « pro »)

Annexe 4 : Bilan de masse des différentes stations (fichier « out »)

Annexe 5 : Recharge mesurée dans les différentes stations

Annexe 6 : Conditions limites en surface (flux imposé)

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|----|
| Figure 1.1 : Représentation schématique du cycle hydrologique (d'après Freeze, 1979)..... | 7 |
| Figure 1.2 : Régime d'infiltration et de ruissellement au cours d'une pluie d'intensité supérieure à l'infiltrabilité du sol..... | 9 |
| Figure 1.3 : Schéma d'un volume unitaire de la matrice poreuse du sol..... | 14 |
| Figure 1.4 : Triangle textural montrant les pourcentages d'argile, de limons et de sable dans les classes fondamentales de texture du sol..... | 15 |
| Figure 1.5 : Courbes typiques de rétention d'un sol sableux et d'un sol argileux..... | 22 |
| Figure 1.6 : Mise en évidence du phénomène d'hystérésis sur la courbe de rétention d'un sol..... | 23 |
| Figure 1.7 : Courbes de la conductivité hydraulique en fonction de la pression de sol..... | 25 |
| Figure 1.8 : Allure générale des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ | 26 |
| Figure 1.9 : Les mécanismes de recharge en zone aride (d'après Liloyd)..... | 31 |
| Figure 2.1 : Ecoulement dans une colonne horizontale saturée..... | 37 |
| Figure 2.2 : Relation linéaire Flux – Gradient..... | 40 |
| Figure 2.3 : Ecoulement horizontal sous l'effet d'un gradient de succion..... | 46 |
| Figure 3.1 : Situation géographique de la bordure méridionale du Ferlo..... | 54 |
| Figure 3.2 : Pluviométrie mensuelle moyenne dans le Ferlo..... | 56 |
| Figure 3.3 : Illustration du maillage du domaine d'écoulement..... | 62 |
| Figure 3.4 : Structure du fichier de données d'entrée « dat »..... | 70 |
| Figure 3.5: Structure du fichier des paramètres hydrodynamiques « hyd »..... | 71 |
| Figure 3.6 : Structure du fichier des conditions limites « clm »..... | 73 |
| Figure 3.7 : Histogramme des recharges simulée et mesurée..... | 77 |

LISTES DES TABLEAUX

| | |
|--|----|
| Tableau 1 : Estimation du bilan d'eau dans le monde..... | 4 |
| Tableau 2 : Paramètres hydrodynamiques de quelques sols selon RETC..... | 64 |
| Tableau 3 : Valeurs de recharge issues de la simulation..... | 73 |
| Tableau 4 : Valeurs de recharge issues des données piézométriques..... | 74 |
| Tableau 5 : Pourcentage de la recharge par rapport à la pluviométrie totale enregistrée..... | 75 |

LISTE DES ABBREVIATIONS ET DES SYMBOLES

| | |
|------------------------|---|
| Cr | Capacité de rétention |
| c (h) | Capacité capillaire |
| D | Coefficient de dispersion |
| D (θ) | Diffusivité apparente du sol |
| <i>du</i> | Différence de vitesse entre deux lames de fluide adjacentes |
| <i>du / dy</i> | Gradient de vitesse |
| ΔS | Variation du stock d'eau dans la zone non saturée |
| $\Delta p = p_1 - p_2$ | Gradient de pression |
| ETR | Evapotranspiration réelle en mm |
| <i>Fr</i> | Frottement interne |
| Φ | Porosité |
| g | Accélération de la pesanteur |
| H | Potentiel total |
| h | Pression de l'eau du sol |
| h_g | Pression d'entrée d'air |
| h (θ) | Succion en fonction de la teneur en eau |
| K | Conductivité hydraulique |
| K_{sat} | Conductivité hydraulique à saturation |
| K (h) | Conductivité hydraulique en fonction de la charge de pression |
| K (θ) | Conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau |
| k | Perméabilité intrinsèque |
| k_{rw} | Perméabilité relative |
| m | Porosité |
| ν | Viscosité cinématique |
| μ | Viscosité dynamique |
| P | Hauteur de pluie en mm |
| Pr | Lame d'eau percolée en mm. |
| p_a | Pression d'air |
| p_w | Pression d'eau |
| p_c | Pression capillaire |

| | |
|----------------|--|
| q | Flux ou volume d'eau écoulé par unité de surface et par unité de temps |
| R | Lame d'eau écoulée par ruissellement en mm |
| RETC | Nom de la base de données |
| Re | Nombre de Reynolds |
| ρ | Masse volumique |
| S | Surface de contact |
| S_e | Saturation effective |
| S_s | Degré de saturation |
| S_r | Saturation résiduelle |
| θ | Teneur volumique en eau |
| θ_s | Teneur en eau à saturation |
| θ_{sat} | Teneur en eau à saturation |
| θ_r | Teneur en eau résiduelle |
| ζ | Contrainte tangentielle de cisaillement en tout point |
| USDA | United States Department of Agriculture |
| VER | Volume Élémentaire Représentatif |
| V_{eff} | Volume d'eau gravitaire |
| V_t | Volume total |
| V_v | Volume des vides |
| z | Potentiel de position |

INTRODUCTION

La bordure méridionale du Ferlo au centre du Sénégal se trouve en partie ou intégralement dans la zone soudano sahélienne. Une des caractéristiques essentielles de cette zone est l'extrême variabilité spatio-temporelle des précipitations dont l'effet sur les ressources en eau est encore aggravé par une évaporation très intense. La comparaison de cette zone à d'autres régions arides et semi arides (Afrique du nord par exemple) montre que le déficit en eau est, à pluviométrie égale, deux à trois fois plus accusé que dans ces régions méditerranéennes (Catinot, cité par Birot, 1970) ; ceci témoigne de la spécificité du climat soudano sahélien qui se caractérise par :

- Une alternance de deux saisons très contrastées : une saison sèche rigoureuse qui dure 7 à 9 mois et une saison pluvieuse concentrée dans une courte période de 3 à 5 mois avec des pluies sous forme d'averse plus ou moins violentes.
- Une extrême irrégularité des pluies tant dans leur répartition que dans leur quantité.
- Une demande évaporatoire très élevée en raison de l'élévation des températures, de la durée d'insolation et de la vitesse des vents.

Ces limitations climatiques permanentes font que les ressources en eau de surface ne sont toujours pas disponibles en quantité suffisante. La précarité des ressources en eau de surface s'est accentuée depuis les années 70 par la succession des périodes de sécheresse au point que l'approvisionnement en eau potable est difficilement assuré. Les pays soudano sahéliens sont alors contraints de se tourner de plus en plus vers les eaux souterraines considérées désormais comme la seule ressource pour subvenir aux besoins de leurs populations, l'exploitation de ces ressources se faisant au début à l'aide de puits captant les nappes d'eau superficielles, certaines pouvant toutefois atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Avec l'augmentation de la population, le développement de l'agriculture irriguée et l'industrie, ces ouvrages se sont révélés insuffisantes. De nouvelles techniques de forage sont alors apparues pour pallier l'insuffisance des besoins en eau.

Mais un autre problème d'une importance capitale reste cependant posé : celui de la gestion de ces ressources souterraines. En effet, une extraction non planifiée de l'eau peut conduire à une surexploitation de la nappe avec toutes les conséquences qui peuvent en découler : tarissement des puits et des forages, détérioration de la qualité de l'eau, augmentation des coûts de pompage.

Dans l'optique d'une gestion optimale de cette ressource, il devient nécessaire de savoir comment et à quel taux se recharge la nappe, autrement dit, quelle est la fraction des précipitations totales qui parvient jusqu'à la nappe. C'est la connaissance de cette fraction ou recharge qui permettra de définir les conditions optimales d'exploitation devant garantir la pérennité de la ressource.

Malheureusement, comme l'on souligné plusieurs auteurs (Simmers, 1989 ; Christe, 1990 ; Milville, 1990) parmi tous les termes du bilan hydrologique, la recharge est l'un des plus difficiles à quantifier. Plusieurs méthodes sont utilisées pour l'évaluer mais les résultats obtenus sont assez disparates au point que l'on puisse douter de leur fiabilité et de leur validité ; ils peuvent varier pour une même région et dans des conditions géologiques analogues, de moins de 1% à 26% de la pluviométrie annuelle. Cette disparité justifie la poursuite des travaux de recherche sur les mécanismes qui président la réalimentation naturelle des nappes afin de préciser leurs taux de recharge.

Entre l'instant où la pluie atteint le sol et son arrivée au niveau de la nappe, l'eau percole à travers une tranche de sol appelée zone non saturée. Il s'agit d'un milieu polyphasique constitué d'une matrice solide et des vides dont une partie est occupée par de l'eau. Tous les transferts vers la nappe se produisent avec une variation lente du volume d'eau stocké dans cette zone. Une estimation précise de la recharge implique donc la prise en compte de cette portion non saturée comme zone de transition entre la surface et la nappe (Freeze, 1969). En général, les bilans hydrologiques qui sont les méthodes les plus utilisées parmi les nombreuses méthodes de calcul de la recharge en région soudano sahélienne ne tiennent pas suffisamment compte de cette zone partiellement saturée, ce qui hypothèque le calcul de la recharge et explique les disparités entre les résultats obtenus.

Pour pallier cette insuffisance, notre étude va porter sur cette zone non saturée. Il s'agit d'étudier les mécanismes de transfert qui se font au niveau de cette zone et qui influent sur les termes du bilan hydrologique, afin de préciser le taux de recharge de ces aquifères.

Deux principaux types de recharge sont généralement décrits dans la littérature : la recharge directe et la recharge indirecte.

La recharge directe est définie comme l'excès d'eau par rapport au déficit du sol et à l'évapotranspiration parvenant à la nappe par percolation verticale de l'eau de pluie à travers la zone non saturée. Cette traversée s'effectue soit lentement, régulièrement et de façon généralisée dans l'espace poral par front d'humectation, soit par le biais des fractures et des fissures affectant le socle.

La recharge indirecte résultant de la percolation vers la nappe après ruissellement, stockage dans les joints, les dépressions ou à travers le lit des cours d'eau. Une combinaison de ces deux processus peut toutefois avoir lieu.

L'objectif principal visé par cette étude est, en se fondant sur l'hypothèse d'une réalimentation directe sur laquelle reposent presque toutes les méthodes d'estimation de la recharge couramment utilisées, d'arriver à préciser la valeur de la recharge à chaque station. Pour se faire, la démarche suivante a été suivie :

- Etude qualitative et quantitative des mécanismes de transferts verticaux d'eau dans la zone non saturée.
- L'utilisation d'un modèle de simulation de transfert d'eau dans la zone non saturée, afin de préciser le taux de recharge.

Ce présent travail est structuré comme suit :

La première partie situe la recharge dans le contexte global du cycle de l'eau puis décrit de façon générale les mécanismes présidant la recharge naturelle des nappes et les facteurs qui la contrôlent.

La deuxième partie est une généralité sur les transferts d'eau dans la zone non saturée, elle présente l'ensemble de la théorie et des équations qui régissent les écoulements en milieu poreux saturé et non saturée ainsi que les modèles numériques sur lesquels se base la modélisation.

La troisième partie fait une présentation brève la situation géographique, géologique et hydrogéologique de la zone d'étude, puis décrit le modèle utilisé ainsi que les paramètres d'entrée à caler pour la simulation et enfin présente les simulations et synthétise les résultats obtenus



Première Partie

Synthèse Bibliographique

1. La recharge dans le cycle de l'eau

Abstraction faite des eaux océaniques et marines à fort taux de salinité, les eaux souterraines représentent environ les deux tiers des ressources en eau douces du monde. En soustrayant les glaciers, elles en représenteraient presque la totalité.

Tableau 1 : Estimation du bilan d'eau dans le monde

| Paramètres | Surface (10 ⁶ . Km ²) | Volume (10 ⁶ . Km ³) | Volume (%) | Hauteur équivalente (m) | Temps de séjour |
|------------------------|---|--|---------------|-------------------------------|--------------------|
| Océans et mers | 361 | 1370 | 94 | 2500 | 4000 ans |
| Lacs | 1.55 | 0.13 | < 0.01 | 0.25 | 10 ans |
| Marais | < 0.1 | < 0.01 | < 0.01 | 0.007 | 1 – 10 ans |
| Rivières | < 0.1 | < 0.01 | < 0.01 | 0.003 | 2 semaines |
| Humidité du sol | 130 | 0.07 | <0.01 | 0.13. | 2 sem – 1 ans |
| Eau souterraine | 130 | 60 | 4 | 120 | 2 sem – 10 ans |
| Glaciers | 17.8 | 30 | 2 | 60 | 10 – 100 ans |
| Eau atmosphérique | 504 | 0.01 | <0.01 | 0.025 | 10 ans |
| Eau bio – sphérique | < 0.1 | < 0.01 | < 0.01 | 0.001 | 1 semaines |

Son caractère plus ou moins pérenne par rapport aux eaux de surface fait d'elle une ressource particulièrement sollicitée pour la satisfaction des besoins en eau des populations.

Dans le passé, ces eaux souterraines pouvaient être exploitées sans se préoccuper de leur recharge naturelle par les précipitations, car les prélèvements étaient faibles comparés aux apports. Aujourd'hui, ces eaux sont de plus en plus sollicitées en raison de la démographie galopante, du développement de l'agriculture et de l'industrie auxquels il convient d'ajouter, en Afrique soudano sahélien, la succession d'année de sécheresse extrême. Il y'a donc lieu de tenir compte de cette recharge et d'être à même de l'évaluer pour garantir une gestion optimale de ces ressources afin d'en assurer la pérennité.

Dans tous les climats (humide ou aride), l'évaluation de la recharge pose des problèmes liés à la conceptualisation des transferts d'eau du sol vers les nappes. A ces difficultés, s'ajoutent en climat soudano sahélien, d'autres liées à la particularité du climat et à l'imprécision des calculs qui peuvent en résulter.

Dans ce chapitre, le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant sera rappelé dans le but de situer tout d'abord la recharge dans son contexte puis de faire apparaître l'importance de la zone non saturée dans ce cycle. Le milieu poreux non saturé sera ensuite succinctement présenté afin de faire ressortir surtout les grandeurs intervenant dans les mécanismes de transfert d'eau vers les nappes. Après une définition précise de la recharge, les mécanismes présidant à sa mise en place et les principaux facteurs qui la régissent seront exposés.

1.1. Description du cycle de l'eau dans un bassin versant

Pour mieux comprendre les phénomènes qui sont à la base de la réalimentation des nappes d'eau souterraine, il est nécessaire de les situer dans leur contexte qui est celui du cycle de l'eau, non pas à l'échelle globale de la terre, mais à une échelle beaucoup plus réduite : celle d'un bassin versant. Dans cette portion continentale de ce cycle hydrologique, un maillon très important mérite une attention particulière ; il s'agit de la zone non saturée. En effet, c'est dans cette zone située entre la surface du sol et la nappe qu'ont lieu les processus conduisant à la recharge des nappes.

1.1.1. Définition du cycle de l'eau

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique est l'ensemble des cheminements que peut prendre une particule d'eau. Ces mouvements, qui s'accompagnent de changement d'état s'effectuent dans l'atmosphère, les océans et sur les continents. Seule la portion continentale telle qu'elle se présente dans un bassin versant est abordée ici. Elle correspond à l'entrée de l'eau dans le sol (infiltration), son emmagasinement temporaire dans la zone non saturée et son extraction du sol par drainage, évaporation ou par les plantes.

La figure 1.1 fournit un diagramme schématique de ce cycle. Elle est utilisée dans les modèles hydrologiques, il ne reflète pas la situation dynamique mais différencie clairement les termes qui engendrent un mouvement (en rectangle) et ceux qui engendrent un stockage (en losange).

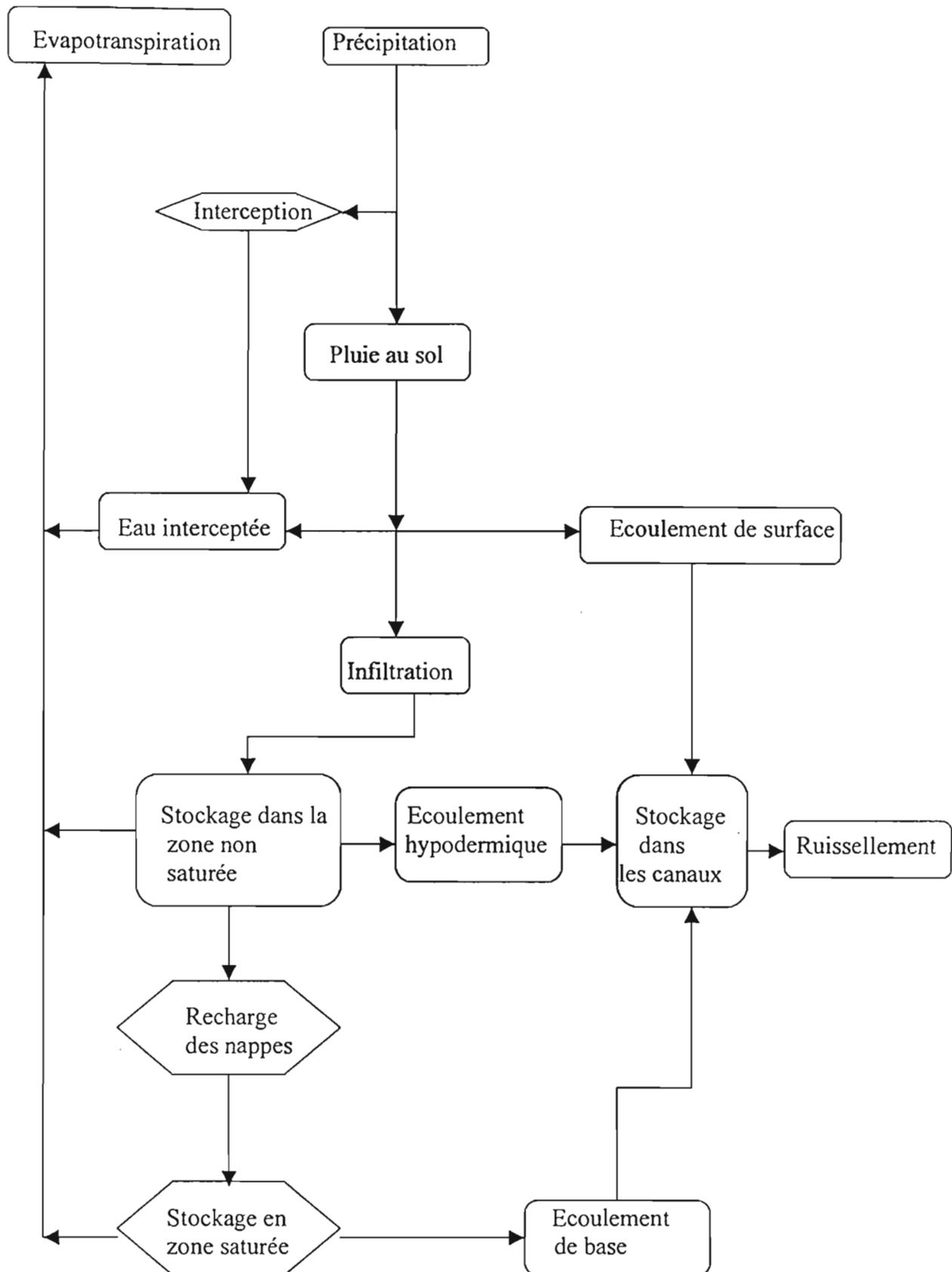


Figure 1.1 : Représentation schématique du cycle hydrologique (d'après Freeze, 1979).

Examinons à présent les différentes composantes du cycle qui sont à la base de la génération des écoulements dans un bassin versant.

1.1.2. Description des composantes du cycle hydrologique

a. L'interception

L'interception est la fraction de la pluie arrêtée principalement par la végétation. Cette fraction peut, soit être restituée au sol par égouttage ou par ruissellement le long des troncs, soit stockée pour être reprise en différé par l'évaporation. La quantité d'eau interceptée est fonction :

- Des caractéristiques de la pluie
- Des espèces, de l'âge et de la densité de la végétation.

Cette quantité d'eau interceptée retourne au cycle de l'eau par évaporation. Nous verrons plus loin que ce terme est généralement négligé dans les calculs de bilan.

b. Rétention et Stockage superficiels

La rétention superficielle désigne la partie de la pluie qui reste piégée dans les nombreuses dépressions de la surface du sol et qui peut par la suite seulement s'infiltrer ou s'évaporer. Elle dépend de la texture du sol, de la pente et de la taille des dépressions. Une estimation précise de ce terme n'est possible à l'heure actuelle.

Le stockage superficiel se réfère à la fraction de la pluie qui reste à la surface du sol pendant l'averse et qui, graduellement, s'écoule vers l'aval ; à la fin de la pluie, ce volume d'eau stocké peut s'infiltrer ou donner lieu à un écoulement superficiel retardé (Horton, 1933 ; Roche, 1986).

c. L'infiltration

L'infiltration désigne généralement le passage de l'eau de l'extérieur vers l'intérieur du sol ainsi que sa redistribution dans la zone non saturée. Le processus d'infiltration a été largement étudié aussi bien par les physiciens du sol que les hydrologues. Horton (1933) a montré que lorsque la pluie atteint la surface du sol, elle s'infiltré à une vitesse décroissante avec le

temps. La figure 1.2 illustre cette décroissance de la capacité d'infiltration en fonction du temps pour une pluie d'intensité constante donnée.

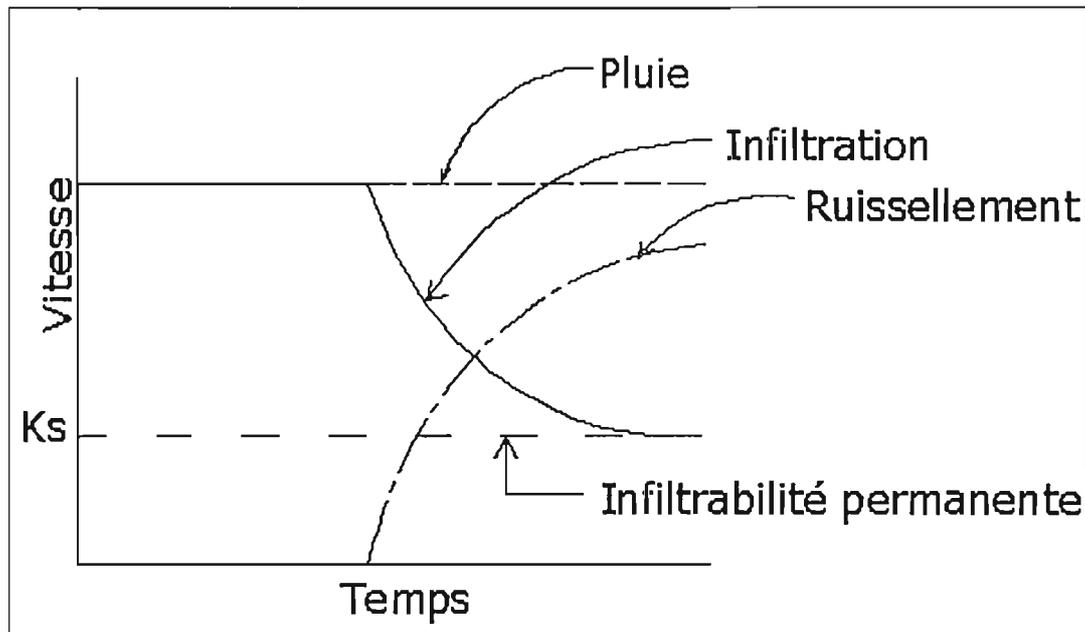


Figure 1.2 : Régime d'infiltration et de ruissellement au cours d'une pluie d'intensité supérieure à l'infiltrabilité du sol.

La vitesse d'infiltration ou infiltrabilité du sol est égale à l'intensité de la pluie et ceci jusqu'à ce que les premiers centimètres du sol (10 cm environ) soient saturés ; elle décroît ensuite asymptotiquement vers une valeur constante K_s , appelée infiltrabilité finale ou permanente ou vitesse d'infiltration stabilisée. Le surplus de la pluie non absorbée par le sol s'accumule à la surface du sol et engendre le ruissellement.

La diminution de la capacité d'infiltration au cours d'une averse est due à deux phénomènes principaux :

- La dégradation de l'état de la surface du sol par des mécanismes tels l'intensité de la pluie qui crée une pellicule (cas des limons) empêchant l'eau de s'infiltrer ;
- La diminution du gradient de succion matricielle. En effet, malgré une augmentation de la conductivité du sol, le gradient de succion diminue laissant le gradient gravitationnel comme seule force d'entraînement de l'eau vers le bas. De nombreux tests réalisés par les hydrologues sur différents types de sol ont montré que la diminution est plus rapide et la constante plus faible pour les sols argileux que pour les sols sableux.

De nombreuses expressions empiriques existent pour décrire l'infiltration en fonction du temps. Les plus usitées sont celles de Green et Ampt (1911), Kostiakov (1932 et 1972), de Horton, de Philip (1957) et de Morel-Seytoux (1981).

d. Le ruissellement

Le ruissellement de surface constitue la part de la pluie qui n'est pas retournée à l'atmosphère par évaporation ou qui n'a pas été absorbée par le sol, et qui ne s'accumule pas à la surface mais qui s'écoule sur la surface du sol par de petites rigoles jusqu'à atteindre le réseau naturel de drainage du bassin. La lame d'eau ruisselée dépend de l'intensité et de la hauteur des averses, de la succession des pluies, de l'état d'humidité et de la structure de l'horizon superficiel du sol avant l'averse, du couvert végétal, de la pente et de la rugosité de la surface du sol. L'influence de tous ces facteurs fait que le ruissellement est très difficile à estimer avec précision.

e. L'évapotranspiration

Le terme évapotranspiration désigne la quantité d'eau qui retourne à l'atmosphère. Elle se fait de différentes manières.

- Évaporation à partir de la surface d'eau libre (lacs et cours d'eau).
- Évaporation à partir du sol ou par l'intermédiaire des végétaux. Celle-ci constitue le mécanisme principal de transfert de l'eau vers l'atmosphère quand la surface du sol est couverte de végétation. Lorsque la surface n'est que partiellement nue, l'évaporation se fait aussi bien à partir du sol que les plantes ; comme il est difficile de dissocier ces deux processus, ils sont communément combinés et analysés comme un seul processus appelé évapotranspiration (Hillel, 1974).
- Et rarement évaporation à partir des nappes d'eau souterraines.

Ce terme est très difficile à mesurer si bien qu'on utilise le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est une tentative de caractérisation de l'environnement micro-météorologique. Penman (1933) la définit comme étant la quantité d'eau transpirée par unité de temps par une végétation recouvrant complètement le sol, de hauteur uniforme et qui ne manque jamais d'eau. En général, la végétation n'est pas toujours aussi bien fournie en eau si bien qu'on a défini le terme évapotranspiration réelle (ETR) qui est inférieur ou égale à l'ETP

et qui reflète mieux la réalité. Plusieurs méthodes sont disponibles pour le calcul de l'ETP. Les plus usuelles sont celles de Penman (1948), Thornthwaite (1948), Blaney et Criddle (1950), Turc (1961), Brochet (1974) ou celle estimant l'ETP à partir de l'évaporation bac. Cette évapotranspiration est importante dans le cycle hydrologique du fait que la fraction de la pluie tombant sur la surface du sol qui retourne à l'atmosphère varie entre 50% pour les régions humides à presque 100% pour les régions arides.

f. La percolation ou recharge

Après la pluie, une partie des eaux infiltrées dans le sol ayant échappée à la reprise évaporatoire s'écoule vers les couches plus profondes dont elle augmente le stock d'eau. L'humidification du sol progresse plus on se rapproche du bas. Après reconstitution du stock d'eau de rétention du sol, l'excès d'eau continue son cheminement pour aller alimenter les réserves des nappes aquifères. C'est ce cheminement sans fixation que l'on désigne par percolation ou recharge. Tout le problème de l'alimentation des nappes repose en fait sur l'évaluation de cet excès qui atteindra finalement la nappe.

1.1.3. Equation du bilan hydrologique

La quantification des différents concepts cités ci-dessus requiert l'introduction de l'équation du bilan hydrologique qui décrit le régime hydrologique dans un bassin versant.

Cette équation exprime l'égalité des apports et des pertes évalués sur une période donnée et dans une zone où les bassins versants hydrologiques et hydrogéologiques coïncident. En désignant par :

- P , la hauteur de pluie en mm.
- ETR , l'évapotranspiration réelle en mm.
- R , la lame d'eau écoulee par ruissellement en mm.
- ΔS , la variation du stock d'eau dans la zone non saturée.
- Pr , la lame d'eau percolée en mm.

L'équation générale du bilan hydrologique s'écrit :

$$P = ETR + R + \Delta S + Pr$$

Dans cette équation, la percolation (Pr) peut être déduite par différence des autres termes : la pluie P et le ruissellement R peuvent être mesurés ; ETR est estimée par des formules empiriques ou à partir de l'ETP ; ΔS s'obtient par des mesures d'humidité dans la zone non saturée.

La plupart des processus hydrologiques décrits ci-dessus en particulier la recharge, sont fortement influencés par la disposition physique de la zone s'étendant de la surface au domaine de saturation. Tous les processus de transfert d'eau vers les nappes souterraines seraient donc mieux compris et mieux contrôlés avec plus de succès par une bonne connaissance de la théorie et des mesures dans ce domaine non saturée.

1.2. Le milieu poreux non saturé : définition, paramètres caractéristiques et variables de base

La zone non saturée est considérée comme comprenant les couches situées entre la surface du sol et celle de la nappe d'eau souterraine. Le domaine d'écoulement de l'eau dans cette zone se distingue du fait qu'il constitue un système à trois phases de sorte que ses caractéristiques essentielles dérivent de la portion, variant avec le temps, de gaz et de liquide dans la matrice solide (Bavel et Al, 1974). Cet état de fait complique et rend difficile l'étude des processus d'écoulement non saturés et c'est la raison pour laquelle le développement des théories et des méthodes rigoureuses de traitement de ces problèmes ne s'est fait que très tardivement.

Cette portion du cycle de l'eau a été ignorée ou négligée pendant longtemps ; mais depuis quelques années cette zone fait l'objet de nombreuses investigations car elle constitue un domaine incontournable pour de nombreuses branches des sciences physiques :

- En hydrogéologie, l'évaluation de la réalimentation naturelle des nappes nécessite une bonne connaissance de la zone non saturée au travers de laquelle se fait la recharge. De même, le temps de transit ou de séjour de l'eau dans cette zone est un facteur capital pour la résolution des problèmes de pollution de l'eau souterraine par des déchets radioactifs ou par l'emploi massifs d'engrais chimiques ou naturels.
- En agronomie, la connaissance de la zone non saturée est indispensable si l'on veut utiliser au mieux les ressources en eau pour une meilleure croissance des plantes.
- En génie sanitaire, l'épandage des eaux usées requiert une étude approfondie de la zone non saturée car c'est elle qui contient l'oxygène nécessaire pour l'épuration des eaux.

Les différentes études effectuées aussi bien par les physiciens du sol que par les hydrologues ont conduit à des progrès appréciables dans la connaissance de la zone non saturée et des écoulements qui s'y effectuent.

Dans ce qui suit, une revue des paramètres caractéristiques et des variables de base de cette zone est exposée.

1.2.1. Le milieu poreux non saturé : définition et paramètres caractéristiques

1.2.1.1. Définition

Le sol se définit couramment comme la fine couche de la surface terrestre, résultant de la décomposition lente des roches par des processus physiques et chimiques et siège d'une activité biologique intense (Hillel, 1980). D'une manière générale, les milieux poreux sont des milieux perméables, comportant des vides interstitiels interconnectés appelés pores, assimilables macroscopiquement à un milieu continu à la différence d'un milieu fissuré polyphasique. Le milieu poreux non saturé constitue un système à trois phases :

- Une matrice solide, supportant des écoulements, formé par un empilement de grains comportant des vides (pores) entre les grains.
- De l'air contenant de la vapeur d'eau occupant une fraction des vides de la matrice poreuse (phase gazeuse).
- De l'eau prenant place dans la fraction restante des vides.

L'eau se présente généralement sous deux aspects : l'eau mobilisable, participant à l'écoulement ; l'eau liée fixée au grains par des forces dites d'adsorption moléculaires, ou piégée dans les pores. Cette eau ne peut être déplacée entièrement par les forces gravitaires ou capillaires. La figure 1.3 donne une schématisation très simplifiée d'un tel milieu.

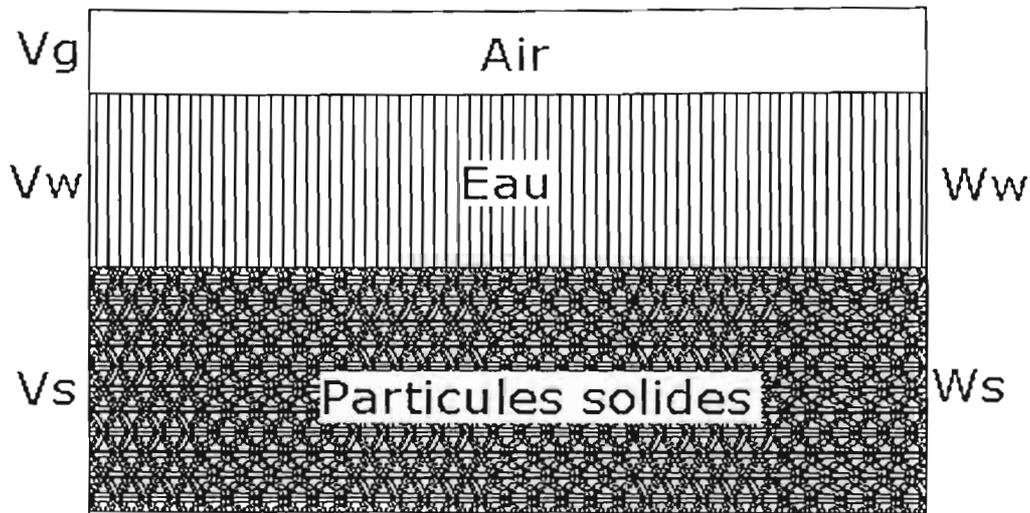


Figure 1.3 : Schéma d'un volume unitaire de la matrice poreuse du sol.

V_g = Volume de gaz (air)

V_s = Volume des particules solides

V_w = Volume d'eau

$V_p = V_g + V_w =$ Volume des pores

$V = V_g + V_w + V_s =$ Volume unitaire

$W_w =$ Poids de l'eau

$W_s =$ Poids des particules solides

Pour la caractérisation des propriétés hydrauliques de la zone non saturée, on considère un volume dit élémentaire représentatif (VER) qui est la plus petite unité de volume de sol pour laquelle les variables d'état deviennent stationnaires, c'est-à-dire que leurs valeurs moyennes ne dépendent plus de la taille de ce volume. Dans la pratique, le VER doit être suffisamment grand par rapport à l'échelle moléculaire ou particulaire mais suffisamment petit par rapport à l'échelle d'application.

La phase solide composée de grains de tailles très variables, est caractérisée par sa texture et sa structure. La texture décrit la distribution des tailles des particules fines (inférieures à 2 mm). Les différentes classifications aboutissent généralement à une représentation sous forme de triangle dont le plus utilisé en physique du sol est celui de l'United States Department of Agriculture (USDA).

La structure du sol définit l'arrangement complexe des grains dans la géométrie de l'espace poral. C'est donc une caractéristique dynamique (activité biologique, travail du sol, etc.) qui

détermine le réseau poral offert à l'écoulement des fluides dans le sol. Contrairement à la texture, il n'existe pas de paramètres physiques simples permettant une classification des sols selon leur structure. En général, trois types de structure de sol sont distingués : à particules isolées, massives et en agrégats (Hillel, 1980).

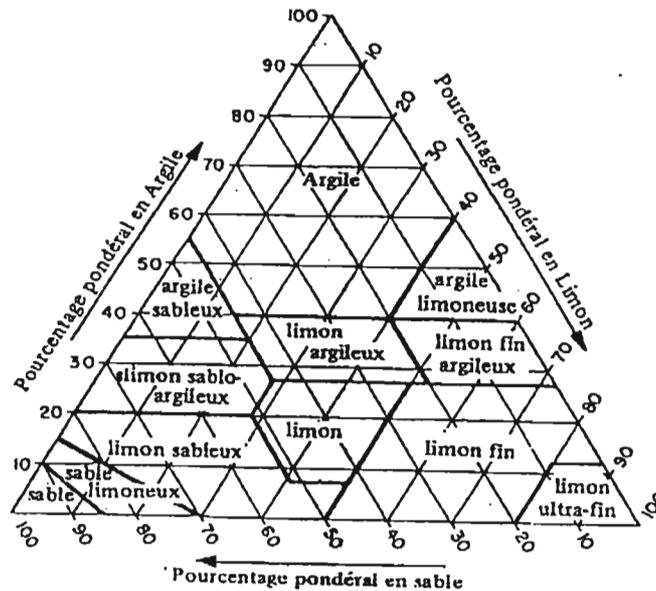


Figure 1.4 : Triangle textural montrant les pourcentages d'argile, de limons et de sable dans les classes fondamentales de texture du sol

1. 2. 1. 2. Les paramètres caractéristiques

En sus de sa courbe granulométrique, un milieu poreux peut être caractérisé par trois paramètres : la porosité, la conductivité hydraulique et la dispersivité. La définition et la mesure des propriétés du milieu poreux nécessitent en général l'introduction du VER.

a. La porosité

La plupart des roches et des sols contiennent naturellement, d'après ce qui précède, un certain nombre de vides qui peuvent être occupés par de l'eau. C'est ce qu'on appelle la porosité (De Marsily, 1981).

On distingue du point de vue de la mécanique des fluides :

- La porosité intrinsèque notée m qui est pour un volume de milieu poreux donné, le rapport du volume des vides au volume total soit :

$$m = \frac{V_v}{V_t} \times 100$$

Où

m : désigne la porosité

V_v : le volume des vides

V_t : le volume total

- La porosité cinématique qui correspond au rapport du volume des interstices réellement parcourus par l'eau en mouvement au volume total du milieu : c'est la teneur en eau mobile.
- La porosité efficace ou porosité libre notée m_e , qui est le rapport du volume d'eau que peut libérer le milieu sous l'action des seules forces de gravité au volume total, soit :

$$m_e = \frac{V_{eff}}{V_t} \times 100$$

Où V_{eff} représente le volume d'eau gravitaire.

b. La conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est fonction non seulement de nature de la matrice solide mais aussi des caractéristiques du fluide. Elle est donnée par la relation :

$$K = k \cdot \rho \cdot \frac{g}{\mu}$$

où k est la perméabilité intrinsèque qui dépend de des caractéristiques du milieu solide ; elle a les dimensions d'une surface (L^2), g est l'accélération de la pesanteur (LT^{-2}), ρ et μ étant respectivement la masse volumique (ML^{-3}) et la viscosité dynamique du fluide ($ML^{-1}T^{-1}$).

La conductivité hydraulique varie en première approximation de 10^{-5} à 10^{-3} m/s pour les sols sableux et de 10^{-9} à 10^{-6} m/s pour les sols argileux (Hillel, 1974). On verra plus loin que ce paramètre est constant en milieu saturé, il dépend en revanche de la teneur en eau du sol en milieu poreux non saturé.

c. La dispersivité

La dispersivité est l'aptitude d'un milieu perméable à déterminer la dispersion cinématique des fluides en déplacement. La dispersion cinématique désigne les effets de l'absence d'uniformité du champ de vitesses inter granulaires des particules d'eau en mouvement dans un milieu poreux (Castany, 1977). Cette dispersion aléatoire des vitesses réelles particulières autour de la vitesse moyenne de déplacement du fluide s'exprime quantitativement par un coefficient de dispersion (D), déterminé expérimentalement en faisant un essai de traçage.

1.2.2. Variables de base du milieu poreux

1.2.2.1. La teneur en eau

Deux variables d'états peuvent être utilisées pour définir la quantité d'eau présente dans le milieu poreux non saturé :

- La teneur volumique en eau θ définie par :

$$\theta = \frac{\text{Volume} \cdot \text{d'eau} \cdot \text{dans} \cdot \text{le} \cdot \text{VER}}{\text{Volume} \cdot \text{total} \cdot \text{du} \cdot \text{VER}}$$

- Le degré de saturation S_w défini par :

$$S_w = \frac{\text{Volume d'eau dans le VER}}{\text{Volume des vides dans le VER}} \quad 0 \leq S_w \leq 1$$

Ces deux grandeurs sont reliées par la relation :

$$\theta = \phi \cdot S_w \quad \text{Où } \phi \text{ est la porosité définie par :}$$

$$\phi = \frac{\text{Volume des vides dans le VER}}{\text{Volume total du VER}}$$

La teneur en eau est donc le volume d'eau présent dans un volume unitaire de sol. La mesure des variations de cette humidité volumique θ détermine les quantités d'eau stockées dans le sol. Elle peut varier d'une valeur proche de 0 à la porosité totale et s'exprimer de différente manière :

- La capacité de rétention C_r qui est la valeur maximale que peut atteindre θ après le drainage gravitaire. Autrement dit, c'est le rapport du volume maximal d'eau non mobilisable par gravité que peut contenir un milieu poreux à son volume total.
- La teneur en eau à saturation (θ_s) : c'est la plus grande valeur que peut atteindre θ lorsqu'on amène le sol à saturation. Elle correspond donc à l'humidité du sol lorsque l'eau occupe toute la porosité. θ_s peut approcher sans atteindre 100% car il y'a toujours une petite proportion de d'air dans le sol même quand il est saturé.
- La teneur en eau résiduelle θ_r : contrairement à θ_s qui a une signification physique, la teneur en eau résiduelle est définie comme la teneur en eau pour laquelle h tend vers l'infini, et la conductivité hydraulique K vers 0, h étant la pression de l'eau du sol. θ_r doit être considérée comme un coefficient empirique permettant d'ajuster les courbes de rétention à des formules analytiques dans une gamme d'humidité donnée.

1.2.2.2. Le potentiel de l'eau du sol

Quand deux fluides non miscibles tels que l'eau et l'air coexistent dans un espace poreux, ils sont séparés par des interfaces au travers desquelles apparaît une différence de pression appelée pression capillaire dont la valeur d'après la loi de Laplace dépend de la courbure de la surface. Elle est définie par :

$$P_c = P_a - P_w$$

Avec p_a et p_w la pression d'air et d'eau respectivement. Le calcul rigoureux de p_c en fonction des propriétés du milieu poreux, des fluides en présence et du degré de saturation est très difficile à faire à cause de l'hétérogénéité des formes et des dimensions des pores.

Le potentiel de l'eau exprime l'énergie de l'eau du sol relativement à celle dans un système de référence qui est en général de l'eau à la surface du sol et à la pression atmosphérique. Il s'agit d'un concept fondamental qui régit, nous le verrons plus loin, le sens des écoulements de l'eau dans le sol. Le potentiel de l'eau dans un sol se décompose en fonction des principales forces auxquelles elle est soumise en :

- Potentiel gravitaire ou potentiel de position, associé au poids et qui est déterminé par la cote z du point par rapport au niveau de référence qui est généralement la surface du sol.
- Potentiel matriciel ou potentiel de pression (h), associé à la force de liaison de l'eau avec le sol, couramment appelé tension.

L'eau, en présence d'air, étant un fluide mouillant (plus ou moins parfaitement) les particules solides, on a $p_c > 0$. Ainsi d'après l'équation précédente, la pression de l'eau est inférieure à la pression atmosphérique. Exprimée en terme de hauteur de colonne de liquide, elle s'écrit en prenant la pression atmosphérique comme référence ($p_w = 0$).

$$h = - \frac{P_c}{\rho_w \cdot g} = \frac{P_w - P_a}{\rho_w \cdot g}$$



La mesure de la pression de l'eau en zone non saturée se fait à l'aide de tensiomètres (Hillel, 1980).

$h < 0$ dans le sol non saturé ;

$h = 0$ à la surface de la nappe ;

$h > 0$ dans la nappe.

Quantitativement, le potentiel total de l'eau en un point dans le sol est la somme des potentiels de gravitaire et de pression. On l'exprime généralement en énergie par unité de poids de l'eau du sol, et il a les dimension d'une longueur (en cm) ; on parle alors de charge hydraulique symbolisée fréquemment par H . avec z orienté positivement vers le haut et la surface du sol comme origine, on a :

$$H = h + z \quad (< 0 \text{ dans la zone non saturé}).$$

Le mouvement de l'eau dans le sol entre deux points est donc fonction de la différence de potentiel entre ces deux points, potentiel formé de la somme des potentiels gravitaire et matriciel. Pour que l'eau soit en équilibre dans le sol, il suffit que son énergie potentielle ou charge hydraulique y soit partout la même. Corrélativement chaque variation de potentiel entre deux points entraîne un écoulement de la zone de fort potentiel vers celle de potentiel plus faible. La force motrice de l'écoulement est le taux de diminution de l'énergie potentielle en fonction de la distance, appelée gradient de charge. La connaissance du profil de charge hydraulique permet de connaître le sens de l'écoulement de l'eau dans le sol.

1.2.2.3. Les propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée

a. La courbe de rétention $h(\theta)$

Considérons un milieu poreux saturé en eau (nappe libre). A sa surface libre règne la pression atmosphérique. Si une faible dépression (ou succion) est appliquée à la surface libre, aucun écoulement ne se produit jusqu'à ce qu'une valeur critique soit atteinte. Celle-ci correspond à la vidange des pores de plus grands diamètres et la pression correspondante est appelée pression d'entrée d'air h_g . Au fur et à mesure que la dépression croit, la quantité d'eau libérée devient de plus en plus importante car un nombre supplémentaire de pores de diamètres de plus en plus petits se vident parce qu'ils ne peuvent plus retenir l'eau (la pression capillaire est inversement proportionnelle au rayon du pore). La quantité d'eau disponible dans le sol à

l'équilibre est fonction des dimensions et du volume des pores remplis d'eau c'est-à-dire de la succion matricielle (Bear, 1988).

Quand un échantillon est initialement saturé par un fluide mouillant (eau), le processus par lequel le fluide saturant (eau) est déplacé doucement par le fluide non mouillant (air) est appelé drainage et la relation $h = f(\theta)$ qui définit la pression en fonction de la teneur en eau est appelée la courbe de drainage ou courbe caractéristique de l'humidité du sol (Childs, 1940). Les effets de l'adsorption de l'eau à la surface des particules solides du milieu poreux ainsi que la géométrie des pores sont trop complexes pour en permettre une modélisation simple à partir des caractéristiques fondamentales du sol. Jusqu'à présent il n'existe pas de théorie générale satisfaisante pour prédire la fonctionnelle de la courbe de rétention. Seuls des modèles plus ou moins empiriques sont utilisés pour la décrire dans des gammes de pressions limitées. La courbe de rétention est fortement influencée par la texture des sols mais aussi par leur structure (effet du compactage).

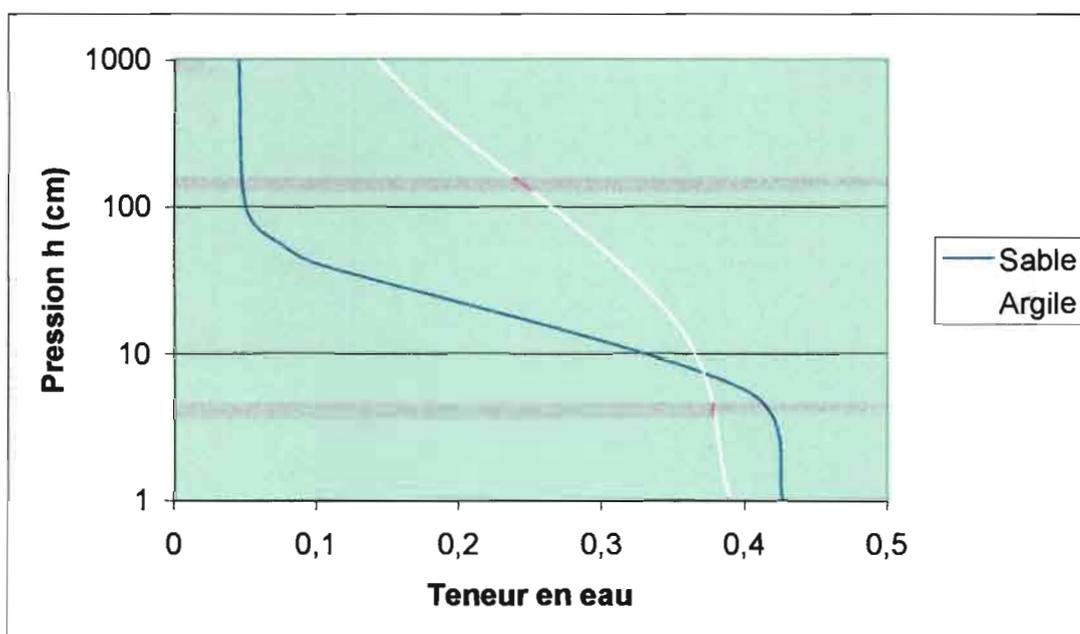


Figure 1.5: Courbes typiques de rétention d'un sol sableux et d'un sol argileux.

Le processus par lequel un fluide mouillant (eau) déplace un fluide non mouillant (air) qui saturait initialement un échantillon de milieu poreux est appelé imbibition. L'imbibition est le déplacement dû uniquement aux forces capillaires. Pour un déplacement vertical, l'équilibre est atteint quand le fluide mouillant s'est accumulé dans les pores qui permettent le plus grand rayon de courbure de l'interface entre les deux fluides c'est-à-dire les plus petits pores. Dans

ces conditions, les forces capillaires équilibrent les force de gravité. La courbe décrivant la relation $h = f(\theta)$ pendant l'imbibition est appelée courbe d'humectation.

b. Le phénomène d'hystérésis

La relation $h(\theta)$ est sujette au phénomène d'hystérésis (Hillel, 1980) car pour une même teneur en eau θ , on peut avoir des valeurs différentes de pression quand l'équilibre est atteint par imbibition ou par drainage. Ainsi la détermination du degré de saturation ne permet pas à elle seule de connaître la pression et vice versa, sans la connaissance de l'historique d'humectation - dessèchement de l'échantillon étudié.

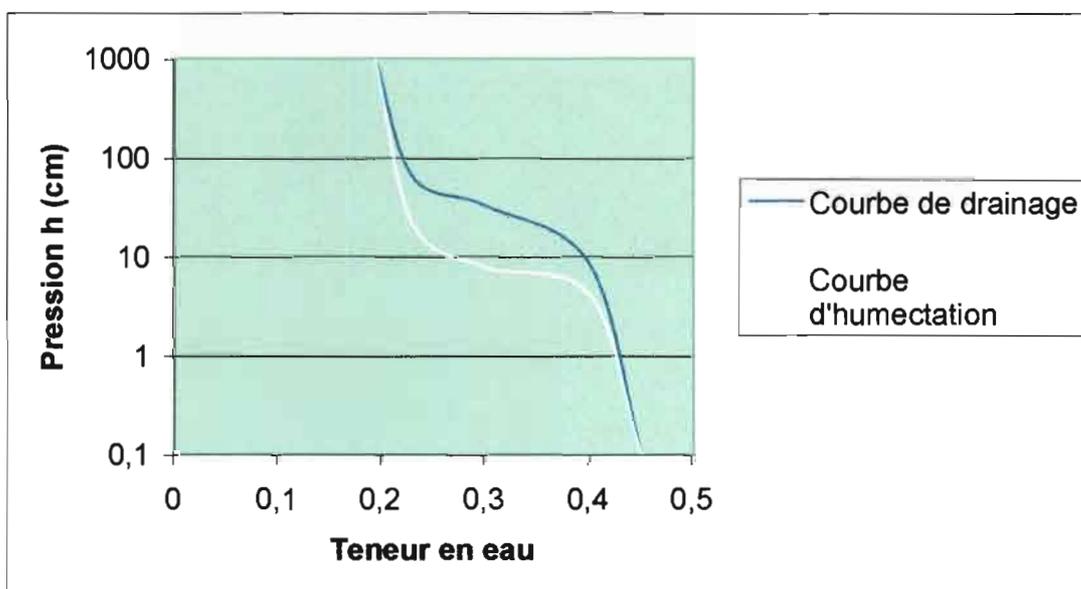


Figure 1.6: Mise en évidence du phénomène d'hystérésis sur la courbe de rétention d'un sol.

La figure 1.5 montre une courbe caractéristique typique avec mise en évidence du phénomène d'hystérésis. Il est possible de commencer le processus d'imbibition à partir de n'importe quel point de la courbe de drainage et vice versa, de cette façon la pression capillaire dépend non seulement de la saturation à un instant donné mais aussi de l'historique de l'échantillon étudié. Pour une pression capillaire donnée, une plus grande valeur de saturation est obtenue pendant le drainage que pendant l'imbibition.

L'effet de l'hystérésis peut être attribué à plusieurs facteurs (Hillel, 1980) :

- La non uniformité géométrique des pores individuels (qui sont en général de forme irrégulière interconnectés par des passages plus étroits).
- L'effet de l'angle de contact dit « effet de la goutte de pluie » pour lequel le rayon de courbure est supérieur pour un ménisque qui humecte que pour celui d'un ménisque qui draine. A une teneur en eau donnée, la pression sera donc plus grande en drainage qu'en imbibition ;
- La présence de poches d'air piégées tend à réduire elle aussi la teneur des sols fraîchement humectés. Pendant le cycle humectation – drainage, l'entrée de l'air peut isoler des gouttes d'eau.

c. La courbe de la conductivité hydraulique $K(h)$

La succion matricielle est due à l'affinité physique de l'eau à la surface des particules du sol et aux faibles diamètres des pores capillaires. Quand un sol est saturé, tous les pores sont remplis d'eau et ont une conductivité hydraulique maximale. Quand un sol devient non saturé, une partie de l'espace poral se remplit d'air et la surface conductrice d'une section d'écoulement décroît de façon correspondante.

Dans le cas de la zone non saturée la présence simultanée d'eau et d'air dans les pores, conduit à introduire la notion de perméabilité relative à l'eau k_{rw} , définie par le rapport de la conductivité hydraulique à la teneur en eau θ à celle à la saturation naturelle $K_{sat}(\theta_{sat})$ proche de Φ :

$$k_{rw} = \frac{K(\theta)}{K_{sat}}$$

La perméabilité relative k_{rw} dépend uniquement du degré de saturation en eau. La figure 1.6 montre une courbe typique de la relation $K = f(h)$.

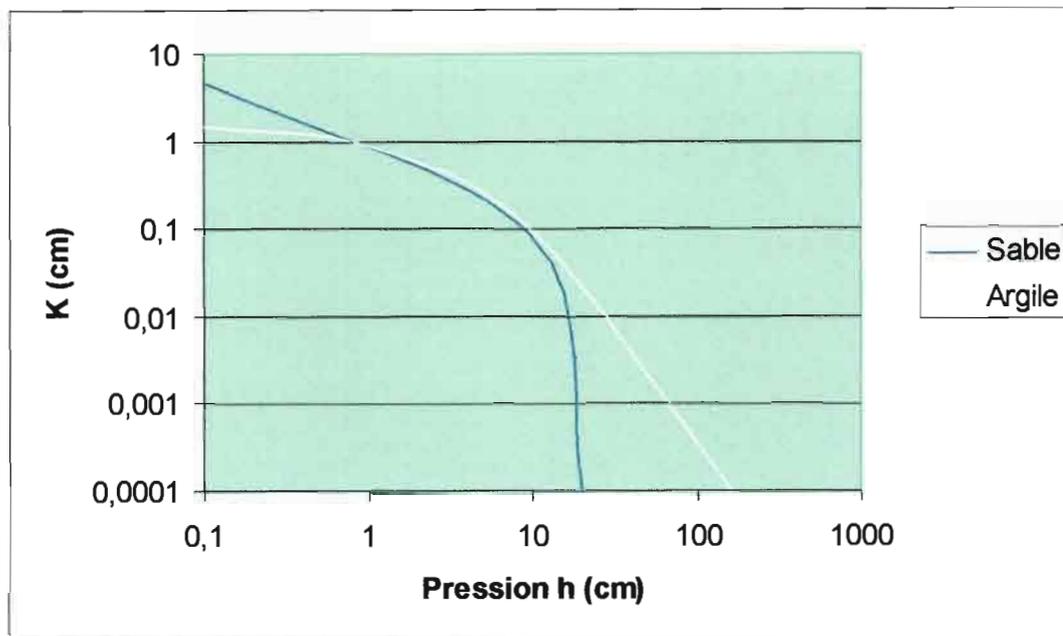


Figure 1.7 : Courbes de la conductivité hydraulique en fonction de la pression de sol.

La différence la plus importante entre les écoulements non saturés et saturés réside dans la conductivité hydraulique. En effet, au fur et à mesure que la pression diminue ce sont les pores les plus grands et aussi les plus conducteurs qui se vident les premiers, et laissent l'écoulement se faire uniquement dans les pores plus petits. Les pores vides doivent aussi être contournés ce qui entraîne une augmentation de la tortuosité pendant le drainage.

Il n'existe pas de modèles théoriques valables dans tous les cas qui puissent prédire la conductivité hydraulique en fonction de la pression ou l'humidité. Seules des fonctionnelles plus ou moins empiriques sont utilisées.

La relation entre la conductivité et la pression présente un caractère hystérétique car, comme souligné précédemment, à une même pression d'eau, un sol qui se dessèche contient plus d'eau qu'un sol qui s'humecte. En revanche la relation $K(\theta)$ semble moins affectée par le phénomène de l'hystérésis que les relations $h(\theta)$ (Topp et Miller, 1996 ; Poulouvassilis, 1969) et $K(h)$.

1.2.2.4. Courbes caractéristiques de la zone non saturé

En conditions saturées, le potentiel de pression matricielle est nul et la teneur eau maximale. La conductivité hydraulique est alors constante à sa valeur maximale, la conductivité hydraulique à saturation. En conditions non saturées, la teneur en eau θ et la charge de pression h diminuent à mesure que l'on s'éloigne de la saturation. Par l'augmentation de la tortuosité et la diminution des vitesses, la conductivité hydraulique diminue alors également rapidement. Les relations liant la conductivité à la charge de pression ou à la teneur en eau sont complexes et dépendent du type de sol considéré, par le biais de ses caractéristiques structurales et texturales. La relation $K(h)$ étant davantage sujette à l'hystérèse, on préfère généralement décrire le sol par la paire de relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$, dénommées courbes caractéristiques du sol.

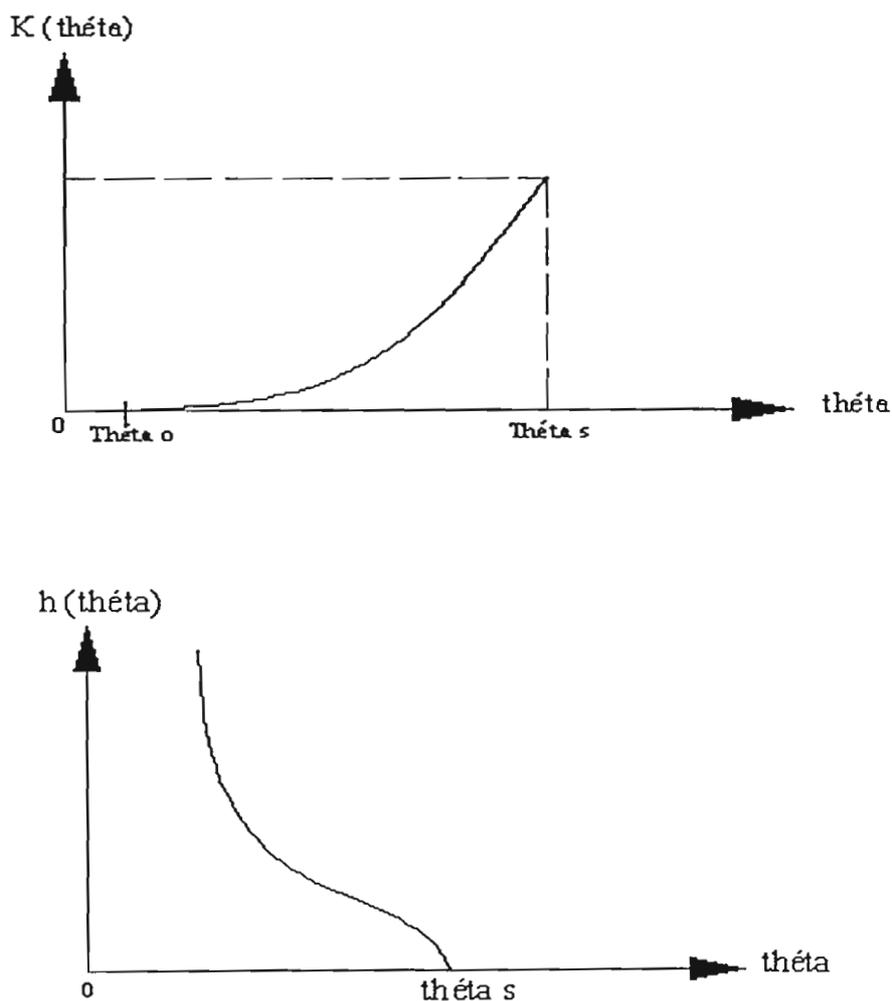


Figure 1.8 : Allure générale des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$

L'allure de la relation $K(\theta)$ indique que la conductivité est nulle au dessous d'un certain seuil θ_0 , et qu'elle croit de façon exponentielle pour atteindre sa valeur maximale à saturation :

$$K(\theta_s) = K_s$$

Les tentatives de déduction de la courbe de conductivité hydraulique d'après des grandeurs caractéristiques de la texture et de structure du sol n'ont pas débouché sur des résultats probants. C'est la raison pour laquelle, comme dans le cas de la courbe caractéristique d'humidité du sol, l'expression mathématique des courbes de conductivité hydraulique repose sur l'ajustement de valeurs expérimentales sur des lois mathématiques empiriques telles que :

- Gardner : a, b et m des constantes empiriques.

$$K(h) = \frac{a}{b + (-h)^m}$$

- Anonyme :

$$K(h) = K_s e^{-ah}$$

- Brooks & Corey : λ est un paramètre reflétant la porosité du sol.

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{3+2/\lambda}$$

- **Van Genuchten** : m est constante empirique

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2$$

L'eau de pluie qui tombe à la surface du sol a trois destinées : une fraction s'évapore ; une autre ruisselle et la troisième s'infiltré. Cette partie infiltrée est ensuite soumise aux nombreux phénomènes complexes qui se passent dans la zone non saturée comprise entre la surface du sol et les nappes : reconstitution des réserves du sol, reprise évapotranspiratoire et percolation vers les nappes d'eau souterraines. Tout le problème de l'alimentation des nappes repose donc sur la détermination de cette fraction appelée recharge qui atteindra finalement les nappes. Il convient donc de la définir d'une façon précise et de connaître les modes d'acheminement de cette eau jusqu'à la nappe ainsi que les facteurs qui la contrôlent. Tous ces différents points seront abordés dans la partie suivante.

2. La recharge : définition, mécanismes et facteurs de contrôle

Dans les zones arides et semi arides en général, et dans les zones de socle des régions soudano-sahéliennes en particulier, l'exploitation des ressources en eau souterraines, bien connues pour leur modicité, a connu un essor considérable en raison de l'accroissement de la population et du développement agricole et industriel. Plusieurs forages y ont été réalisés et sont exploités. Cependant, la pérennité de ces ouvrages ne peut être garantie sans une évaluation précise de la ressource renouvelable c'est-à-dire la recharge. En effet, c'est elle qui impose la quantité d'eau pouvant être extraite de l'aquifère afin d'éviter la surexploitation de la nappe et les nombreuses conséquences qui peuvent en découler : détérioration de la qualité de l'eau, augmentation des coûts de pompage... Une évaluation précise de ce terme nécessite que l'on connaisse les mécanismes par lesquels les eaux souterraines sont renouvelables et les facteurs susceptibles d'influencer ce renouvellement, mais tout d'abord, une définition précise et concise de ce terme s'impose.

2.1. Définition

Castany (1977) définit la recharge comme la différence de charge résultant d'une montée du niveau d'une nappe, pendant une période donnée. Une telle définition, bien que correcte, semble ne pas mettre en relief tous les contours du problème de la recharge. En outre, les montées de niveau peuvent être causées par des phénomènes autres que la recharge.

La recharge peut être définie sous deux aspects : qualitatif (description du phénomène) et quantitatif (résultat du phénomène exprimé qualitativement).

Du point de vue qualitatif, la recharge se réfère au processus par lequel une molécule d'eau est apportée de l'extérieur vers la nappe à travers la zone non saturée.

Du point de vue quantitatif, elle désigne la lame d'eau ou le volume engendré par ce processus qui parvient à la nappe. Cette recharge provoque une fluctuation du niveau de la nappe qui se superpose à d'autres d'origines diverses (effet de marée, emprisonnement de bulles d'air pendant le processus de recharge...). On distingue généralement, la recharge totale, qui désigne la totalité de l'eau drainée dans la zone non saturée et qui atteint la nappe, et la recharge nette qui représente la même quantité diminuée des pertes par évapotranspiration de la nappe.

L'origine de la recharge peut se présenter sous deux formes :

- Une forme de recharge artificielle qui se fait typiquement à partir des bassins d'infiltration ou des puits d'injection réalisés expressément pour augmenter les réserves d'une nappe. D'autres techniques existent telles que le remplacement d'arbres ou de végétation à grande profondeur racinaire par des herbes ou par une végétation à faible profondeur racinaire, l'augmentation des pertes des rivières par l'accroissement du diamètre mouillé ou par la provocation de ruissellement (Boyer, 1990).
- Une forme de recharge naturelle résultant soit d'une infiltration d'eau de rivières, de lacs ou de canaux réalisés à cet effet, soit d'une infiltration d'eau de pluies avant et ou après ruissellement. C'est cette dernière forme de recharge et plus particulièrement la recharge par les précipitations qui est la plus répandue. Elle se produit sur de grandes étendues, même dans les régions les plus arides du monde bien que cette aridité contrecarre les flux descendants. C'est elle qui conditionne les réserves renouvelables dans les zones de socle des régions soudano-sahéliens et devrait imposer en tout état de cause, le débit de sécurité à donner aux ouvrages d'exploitation. Une estimation

précise de ce terme nécessite que l'on se penche sur les mécanismes présidant sa mise en place.

2.2. Les mécanismes de la recharge naturelle par les pluies

Les modes d'acheminements de l'eau jusqu'à la surface libre de la nappe sont multiples. On distingue :

- Un mode direct avec infiltration de l'eau amenée par la pluie à la verticale du point où l'aquifère va être rechargé. Cette eau parvient à la nappe par percolation à travers la zone non saturée après avoir comblé le déficit en eau du sol et l'évapotranspiration ;
- Un mode toujours direct avec infiltration se faisant par le biais de voies préférentielles telles les fractures et les fissures.
- Un mode indirect selon lequel l'eau percole jusqu'à la nappe soit après une phase de ruissellement et de collecte des eaux pluviales dans les points bas de la topographie, soit à travers le lit des cours d'eau (recharge localisée).

La figure 1.8 proposée par Lloyd (1986) et à laquelle Bazié a apporté une petite modification illustre bien ces différentes modalités de recharge en zone aride.

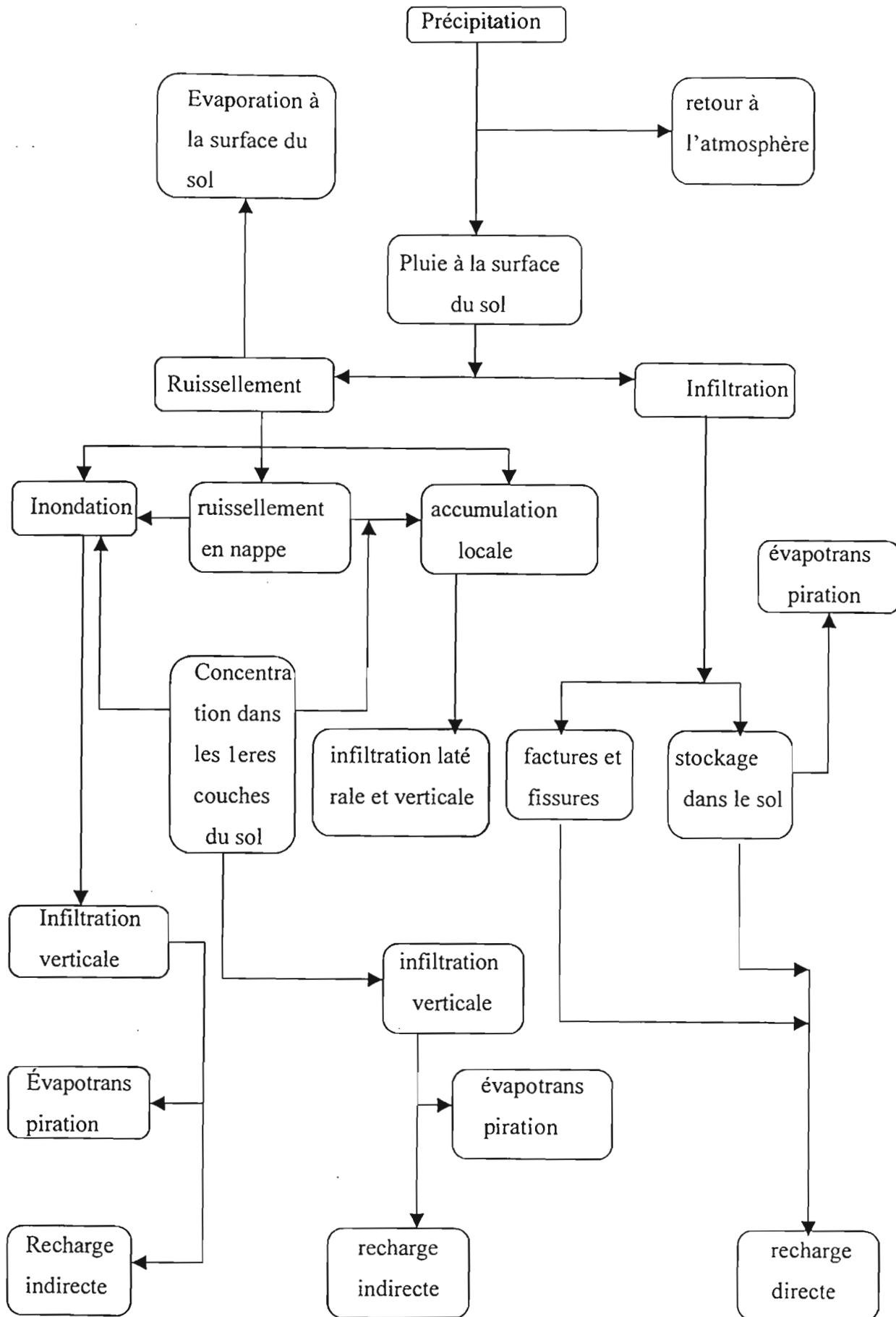


Figure 1.9 : Les mécanismes de recharge en zone aride (d'après Lloyd)

Une bonne estimation de la recharge naturelle par les pluies nécessite l'identification de ces différents mécanismes de l'écoulement, mais elle doit aussi tenir compte des principaux facteurs qui peuvent l'influencer et qui sont rappelés ci après.

2.3. Les facteurs influençant la recharge

Cinq principaux facteurs régissent la recharge des nappes : il s'agit du climat, de la nature du sol, de la topographie, de la couverture végétale et de la profondeur du niveau piézométrique. Ces différents facteurs influencent le régime de l'eau dans le sol.

2.3.1. Le climat

C'est le premier facteur déterminant de la recharge. Il contrôle deux importantes propriétés hydrothermales : la pluie et l'évapotranspiration (Rode, 1969). L'influence de ce facteur est généralement indiquée par l'indice de Dokuchaev-Vysotskiy qui représente le rapport pluviométrie sur l'évapotranspiration, calculé sur une période donnée. Si ce rapport est supérieur à un, l'excès de pluie va compenser le déficit en eau du sol (différence entre la réserve en eau correspondant à la capacité de rétention et la réserve réelle existante à la fin de la période sèche) et éventuellement progresser par front d'humectation jusqu'à la surface libre de la nappe. Si ce rapport est inférieur à un, le déficit ne peut être compensé ce qui réduit énormément les possibilités de la recharge.

La recharge varie aussi avec l'intensité des précipitations qui affecte, nous l'avons vu, la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol. Elle est plus importante pour les pluies de faible intensité et de longue durée que pour les pluies intenses et de courte durée (Freeze, 1979). En somme, les conditions climatiques peuvent, soit favoriser la percolation de l'eau dans le sol et entraîner une alimentation de la nappe, soit au contraire constituer une barrière à cette recharge.

2.3.2. La nature du sol

La nature du sol intervient par deux propriétés hydrophysiques : la capacité de rétention et la perméabilité. Ces deux propriétés dépendent de la texture et de la structure du sol ; plus la texture est grossière, plus le sol est perméable et plus la capacité de rétention est faible. La

perméabilité des sables est de 100 à 1000 fois plus élevée que celle des limons et des argiles. La réserve en eau (par mètre d'épaisseur de couche) correspondant à la capacité de rétention dans les sables n'excède pas 60 à 70 mm ; dans les argiles et limons, elle peut atteindre et même dépasser 300 mm (Rode, 1969). Plus la perméabilité est élevée, moins la quantité d'eau perdue par évaporation est grande et plus l'eau s'infiltré dans le sol. Plus la capacité de rétention est grande, plus la profondeur humidifiée par la pluie est faible et moins la recharge est importante.

2.3.3. La géomorphologie locale

La géomorphologie agit sur la recharge par la pente et le modelé de la surface topographique qui règle la distribution de l'eau de pluie sur la surface du sol. Les micro dépressions reçoivent un surplus d'eau au dépend des micro reliefs par ruissellement qui peut engendrer une recharge périodique et localisée. Il s'agit d'un facteur important qui intervient dans la détermination de la variation spatiale de la recharge.

2.3.4. La couverture végétale

La couverture végétale influe sur le taux d'infiltration directement par son action biologique (transpiration) et indirectement par les modifications qu'elle apporte dans le sol (Castany, 1963). Cette influence a été démontrée par de nombreuses études : Castany (1963) a montré à partir d'études lysimétriques que l'infiltration sur un sol nu dépasse de 100 mm celle sur un sol couvert de végétation ; Sharma et Al (1990) ont montré que sur deux sols analogues, l'un couvert de vieux pins et l'autre de jeunes pins, la profondeur du front d'humectation et la recharge résultante sont nettement plus faibles dans le sol supportant les vieux pins. Ces résultats montrent que la recharge est fonction de la densité des arbres et de leur stade de développement.

2.3.5. La profondeur de la nappe

La profondeur de la nappe sous le sol peut avoir une influence considérable sur le mécanisme de la propagation des eaux de pluie dans le sous sol (Degallier, 1967). Il a été en particulier démontré que la recharge diminue avec la profondeur de la nappe. En effet, une partie des

eaux de pluies qui s'infiltrer dans le sol va être emmagasiné dans la zone non saturée jusqu'à concurrence du stock d'eau correspondant à la capacité de rétention après quoi le reste percole jusqu'à la nappe. Plus la profondeur de la nappe est importante, plus le stock d'eau nécessaire pour amener cette tranche de sol à la capacité de rétention est important et, par voie de conséquence, plus la recharge sera faible. Ce stock d'eau dépend de la nature du sol et de l'intensité de l'évaporation qui prévaut avant le début du processus d'infiltration.

Il convient toutefois de signaler que dans certaines situations où la profondeur de la surface libre est très grande, le temps de réaction à une excitation pluviométrique peut être long et il est possible que cette recharge passe inaperçue, car le délai sera devenu trop grand pour qu'on puisse rattacher la fluctuation à sa cause.

En résumé, il faut retenir que la recharge des nappes dépend de plusieurs facteurs dont les plus importants sont : le climat et plus particulièrement les pluies, la nature du sol, le modelé de la surface topographique, la couverture végétale et la profondeur de la nappe.

Il est important de noter que tous ces facteurs varient non seulement dans l'espace mais aussi avec le temps, ce qui complique et rend difficile l'évaluation de la recharge.

Deuxième Partie

Généralités sur les transferts d'eau dans la zone non saturée

1. Principes des écoulements en milieu poreux non saturés

La plupart des processus de circulation de l'eau dans le sol et dans la zone racinaire de la plupart des plantes se déroulent dans des conditions de sols non saturés. Les processus d'écoulement non saturé sont en général compliqués et difficiles à décrire quantitativement car ils donnent lieu souvent à des variations de l'état et de la teneur en eau du sol pendant l'écoulement. Ces variations impliquent des relations complexes entre la teneur en eau (humidité), la succion et la conductivité qui peuvent être influencées par l'hystérèse.

Avant de discuter de la circulation de l'eau dans un milieu non saturé, il peut être utile de rappeler quelques phénomènes relatifs aux écoulements en milieu saturé.

1. 1. Ecoulements en milieu saturé

La description de la dynamique de la phase liquide d'un sol repose sur l'analyse des diverses forces qui la conditionnent et de la cinématique qui en résulte. Elle peut être plus ou moins complexe, selon les caractéristiques du milieu dans lequel cette dynamique est étudiée. L'attention se porte ainsi tout d'abord sur la situation dans laquelle cette description est la plus simple, soit sur les écoulements en milieu saturé. Ces derniers forment en effet un cas particulier des écoulements en milieu variablement saturé.

La description des transferts de l'eau dans le sol repose sur l'association d'une loi de comportement dynamique et d'une loi de continuité. La loi dynamique traduit en effet l'existence, en régime permanent, d'une relation univoque entre les forces que subit une particule de fluide et ses caractéristiques cinématiques, à savoir vitesse et accélération. Lorsque l'intensité des termes de cette loi dynamique évolue dans le temps, soit en régime variable, il devient nécessaire de recourir à la loi de continuité, qui permet, par l'application du principe de conservation de la masse, de décrire complètement le phénomène sur le plan quantitatif.

1. 1. 1. Loi de Darcy

Si le sol était simplement un faisceau de tubes rectilignes et de rayons uniformes, on pourrait supposer le débit d'écoulement global à la somme des débits d'écoulements de chacun des tubes. La connaissance de la distribution des dimensions des rayons des tubes pourrait alors permettre le calcul du débit total à travers le faisceau dû à une différence connue de pression en utilisant l'équation de Poiseuille.

Malheureusement, du point de vue physique, les pores du sol ne ressemblent pas à des tubes uniformes et lisses mais très irréguliers, tortueux et interconnectés. L'écoulement à travers les pores est limité par de nombreuses constriction, ou étranglements.. En conséquence, la configuration réelle de la géométrie et l'écoulement au sein d'un spécimen de sol typique est très compliquée pour être décrite dans ces détails microscopiques, car la vitesse du fluide varie considérablement d'un point à un autre et même le long d'un même parcours. Pour cette raison, l'écoulement dans les milieux poreux complexes est généralement décrit en terme d'un vecteur de vitesse d'écoulement macroscopique, qui représente la moyenne globale des vitesses microscopiques dans le volume total de sol. La configuration détaillée de l'écoulement est donc ignorée, et l'élément de sol est traité comme un milieu uniforme et comme si l'écoulement était réparti sur toute la section, espaces solide et liquide inclus.

Si on examine l'écoulement de l'eau dans un élément de sol saturé et macroscopiquement uniforme, on peut décrire les relations quantitatives entre le débit d'écoulement, les dimensions des éléments et les conditions hydrauliques à l'entrée et à la sortie.

La figure 2.2 montre une colonne de sol horizontale au travers de laquelle l'eau s'écoule sous un régime permanent de gauche à droite, entre deux réservoirs, l'un surélevé par rapport à l'autre. Le niveau dans ces deux réservoirs étant maintenu constant.

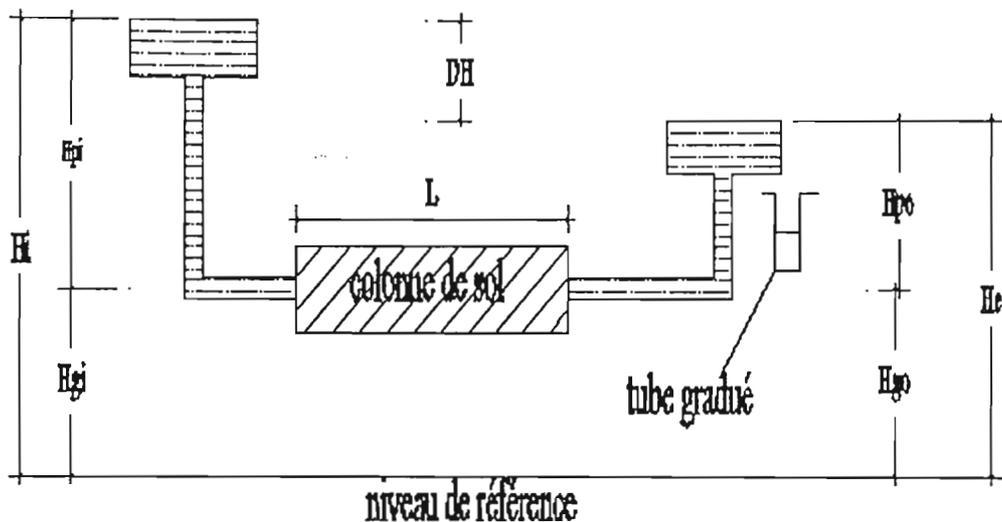


Figure 2.1 : Ecoulement dans une colonne horizontale saturée

L'expérience montre que le débit \$Q\$, ou le volume d'eau écoulé à travers la colonne par unité de temps \$V/t\$, est directement proportionnel à la surface de la section et à la perte de charge hydraulique \$H\$, et inversement proportionnel à la longueur de la colonne \$L\$:

$$Q = \frac{V}{t} \propto \frac{A \cdot \Delta H}{L}$$

D'habitude, la détermination de la perte de charge hydraulique à travers le système revient à mesurer la charge à l'entrée (\$H_i\$) et celle à la sortie (\$H_o\$), par rapport à un niveau de référence. \$\Delta H\$ est la différence entre ces deux charges :

$$\Delta H = H_i - H_o$$

Il est donc évident qu'aucun écoulement n'a lieu en l'absence d'une différence de charge hydraulique, c'est-à-dire quand \$\Delta H = 0\$.

La perte de charge par unité de longueur dans la direction de l'écoulement (\$\Delta H/L\$) est le gradient hydraulique, qui en fait, est la force motrice.

Le débit d'écoulement spécifique \$Q/A\$ (ou le volume d'eau écoulé par unité de surface et par unité de temps) est appelé la densité de flux (ou simplement le flux), et est représenté par \$q\$. Donc le flux est proportionnel au gradient hydraulique :

$$q = \frac{Q}{A} = \frac{V}{At} \propto \frac{\Delta H}{L}$$

Le facteur de proportionnalité K est généralement appelé la conductivité hydraulique

$$q = K \cdot \frac{\Delta H}{L}$$

Cette équation est connue sous le nom de **loi de Darcy**, du nom de l'ingénieur français Henry Darcy qui le premier l'a établi il y a plus d'un siècle au cours de ses travaux classiques de recherche sur la percolation à travers des filtres de sables pour la ville de Dijon.

Une expression plus exacte et plus générale de la loi de Darcy doit donc prendre une forme différentielle car quand l'écoulement est non permanent (c'est-à-dire quand le flux varie avec le temps) ou le sol non uniforme, la charge hydraulique peut ne pas diminuer linéairement le long de la direction d'écoulement. Quand le gradient hydraulique ou la conductivité est variable également, on doit considérer les valeurs locales de gradient, de flux et de conductivité au lieu des valeurs globales pour le système de sol complet. Ce qui a donc conduit à une généralisation de cette loi pour les milieux poreux saturés en une équation différentielle macroscopique à trois dimensions de la forme :

$$q = -K \cdot \nabla H$$

Cette expression n'est toutefois valable que si la conductivité hydraulique du sol est identique quelle que soit la direction de l'écoulement, c'est à dire lorsque le sol est isotrope. Le flux s'exprime ainsi dans le cas général par un vecteur dont les trois composantes sont :

$$q_x = -K \frac{\partial H}{\partial x} \quad , \quad q_y = -K \frac{\partial H}{\partial y} \quad , \quad q_z = -K \frac{\partial H}{\partial z}$$

La conductivité hydraulique qui est le rapport du flux au gradient hydraulique ou la pente de la courbe du flux en fonction du gradient est une manifestation de l'effet de résistance à

l'écoulement dû aux forces de frottement. La double origine de ces forces est mise en évidence par une analyse plus détaillée de ce paramètre. Celui-ci est en effet d'une part proportionnel à la perméabilité intrinsèque k du sol, ce qui traduit l'influence des caractéristiques de la matrice solide sur les frottements, et d'autre part inversement proportionnel à la viscosité η du liquide, ce qui traduit l'effet de ses spécificités propres sur l'intensité des forces de friction interne, selon :

$$K = \frac{k \varphi g}{\eta}$$

La perméabilité intrinsèque d'un sol k est en quelque sorte représentative de sa potentialité de frottements. Elle exprime le pouvoir de résistance à l'écoulement que manifeste un sol face à n'importe quel fluide, c'est donc une caractéristique du sol. Les facteurs dont dépend la perméabilité intrinsèque et, par suite la conductivité hydraulique du sol, relèvent de sa texture aussi bien que de sa structure.

En effet, au niveau textural, la distribution granulométrique des particules minérales détermine la surface spécifique du sol, et ainsi l'intensité des forces d'adsorption dont découlent les frottements (la nature des minéraux joue également un rôle). Au niveau structural, le mode d'arrangement de ces particules, en définissant l'espace d'écoulement, détermine d'une part les profils de vitesse et par là la vitesse maximale (plus le diamètre des pores est élevé et plus la résistance moyenne est faible), mais également les trajectoires d'écoulement qui dépendent de la tortuosité, celles-ci peuvent s'éloigner notablement de la ligne droite. La tortuosité d'un échantillon de sol est définie par le rapport moyen de la longueur du cheminement réel parcouru entre deux points à la distance rectiligne qui les séparent. En règle générale, plus la tortuosité est élevée et plus la conductivité hydraulique du milieu est faible.

De ces considérations, il ressort que la conductivité hydraulique varie, pour un même fluide, d'un sol à l'autre. Pour chaque type de sol, la loi de Darcy peut ainsi être représentée par une droite liant le flux au gradient hydraulique et dont la pente correspond à la conductivité hydraulique. Les diverses familles de sols forment alors un faisceau de droites, représentatives de leurs conductivités hydrauliques respectives.

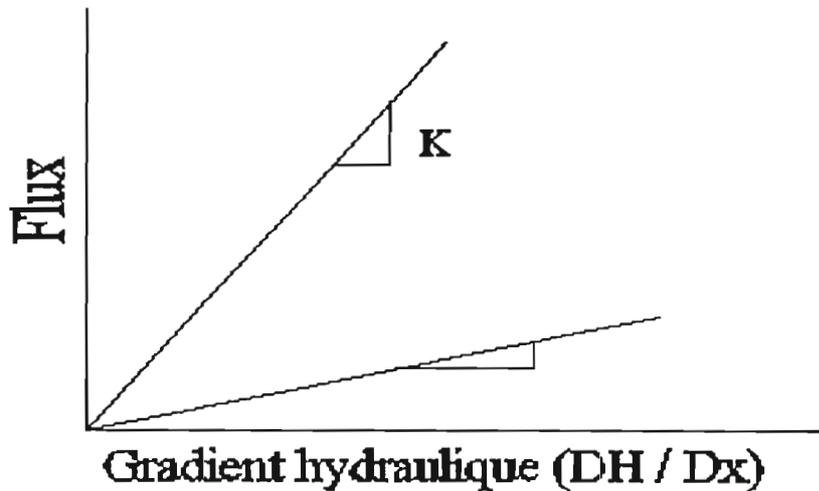


Figure 2.2 : Relation linéaire Flux – Gradient

1. 1. 2. Les limitations de la loi de Darcy

La loi de Darcy a été établie dans des conditions d'écoulement particulières qui limitent sa validité. Les principales hypothèses qui la sous-tendent sont :

- Matrice solide homogène, isotrope et stable,
- Fluide homogène, isotherme et incompressible,
- Energie cinétique négligeable,
- Régime d'écoulement permanent,
- Ecoulement laminaire.

Les variations spatiales de la masse volumique (compressibilité, hétérogénéité) et de viscosité (température) de la phase liquide sont suffisamment faibles pour que leur effet puisse être généralement négligé. Il en va de même des variations de ces paramètres sous l'effet de l'interaction solide-liquide dans le cas d'une matrice solide peu stable. Le caractère hétérogène et anisotrope de la phase solide peut être pris en compte en exprimant la conductivité hydraulique non plus comme un scalaire, mais comme un tenseur. Finalement, les faibles vitesses d'écoulement rencontrées dans les sols permettent de ne pas tenir compte de l'énergie cinétique.

Les principales limitations à la validité de la loi de Darcy découlent par conséquent des deux dernières hypothèses, à savoir un écoulement laminaire et un régime permanent. En effet, lorsque ces conditions ne sont plus remplies, les pertes d'énergie par frottement visqueux ne



sont plus proportionnelles à la vitesse, mais à une puissance de celle-ci. Le comportement du liquide ne correspond alors plus au modèle de Darcy.

La définition du seuil d'apparition de turbulences dans l'écoulement est donnée par le nombre de Reynolds Re , exprimant le rapport des forces d'inertie aux forces de viscosité, soit, pour une canalisation rectiligne de diamètre uniforme d :

$$R_e = \frac{\rho v d}{\eta} = \frac{v \cdot d}{\nu}$$

Où ρ est la masse volumique de l'eau, v la vitesse moyenne et η la viscosité dynamique. La limite de turbulences est dans ce cas de l'ordre 1000 à 2000 (jusqu'à 2200 dans certains cas). La transposition de cette notion au milieu poreux n'est pas aisée, si bien que, selon les hypothèses retenues par divers auteurs, les seuils de turbulence obtenus sont variables mais la limite suivante est toutefois généralement admise : pour $Re < 1$, on a un régime laminaire, donc Darcy est appliquée.

1. 1. 3. Les équations de l'écoulement saturé (Equation de continuité)

La loi de Darcy en elle-même ne suffit seulement qu'à décrire les processus permanents, ou stationnaires, de l'écoulement dans lesquels le flux demeure constant et égal le long du système conducteur (donc le potentiel et le gradient en chaque point restent constants dans le temps). La description des processus non permanents, ou transitoires, de l'écoulement dans lesquels la grandeur et même la direction du flux et du gradient de potentiel varient dans le temps, nécessite l'introduction d'une loi supplémentaire : la loi de continuité qui exprime le principe de conservation de la masse.

Appliqué à un volume de sol donné, ce principe se traduit par l'égalité entre le bilan des masses entrant et sortant de ce volume pendant un intervalle de temps, et la variation de la masse du volume, pendant le même intervalle de temps.

Pour comprendre comment cette loi s'applique aux phénomènes d'écoulement, considérons un petit élément de volume (disons un cube) de sol vers lequel et hors duquel l'écoulement a lieu à des régimes qui peuvent être différents. La loi stipule que si le régime d'écoulement qui entre dans l'élément de volume est supérieur au régime d'écoulement qui en sort, l'élément de

volume doit emmagasiner l'excès et sa teneur en eau doit s'accroître (et inversement, si l'écoulement à la sortie dépasse celui à l'entrée, la teneur en eau doit décroître).

Considérons d'abord le cas le plus simple d'un écoulement unidimensionnel où q_x est le flux dans la direction x . le régime d'accroissement de q_x avec x doit être égal au régime de diminution de la teneur en eau volumique avec le temps t :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x}$$

Qui dans un système a plusieurs dimensions devient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad \text{Où} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot q$$

La loi de Darcy s'écrit :

$$q = -K \cdot \nabla H$$

En combinant cette équation avec celle de continuité on obtient l'équation générale d'écoulement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot K \nabla H$$

Dans un sol saturé dont la matrice est incompressible, $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$, la conductivité est d'habitude considérée comme constante, donc l'équation devient dans un système unidimensionnel :

$$K_s \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0$$

Où K_s est la conductivité hydraulique du sol saturé.

Dans les conductions d'écoulement tridimensionnel, et tenant compte de l'anisotropie, l'équation s'écrit :

$$K_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0$$

Où K_x , K_y , K_z sont les valeurs de la conductivité hydraulique dans les trois directions principales x , y et z .

Dans un sol isotrope (où $K_x = K_y = K_z$ en chaque point) et homogène, on obtient l'équation connue de Laplace :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0$$

De ce qui précède, on peut donc dire que l'équation générale des écoulements en milieu saturé s'exprime par la dérivation du potentiel total. Il s'agit donc effectivement d'écoulement à potentiel de vitesse. Par ailleurs, comme cette équation repose sur la loi de Darcy généralisée, son application est soumise aux mêmes hypothèses restrictives, notamment celle supposant un régime permanent. Le régime transitoire est dès lors considéré comme succession de régimes permanents instantanés, soumis à des conditions d'écoulement instantanées. De là, on peut intuitivement réaliser que la solution $H = h(x, y, z, t)$ sera entièrement déterminée par l'évolution dans le temps des conditions aux limites imposées à l'écoulement.

1. 2. Ecoulements en milieu poreux non saturé

La plupart des processus de transfert d'eau dans les sols se déroulent dans des conditions caractérisées par une teneur en eau inférieure à la saturation. La description de cette dynamique repose dès lors sur une généralisation des principes développés dans le cas des écoulements saturés, soit la combinaison d'une loi dynamique et d'une loi de continuité. Les modifications intervenant dans la forme que prennent ces relations proviennent d'une part des caractéristiques spécifiques des forces auxquelles sont soumises les particules de fluide dans la zone non saturée, et d'autre part, de la modification du domaine d'écoulement, qui ne correspond plus à l'ensemble de l'espace poral du sol, mais à une fraction variable de celui-ci. La complexité du domaine d'écoulement est encore accrue dans le cas des écoulements non saturés par le fait que le taux de saturation du sol devient une variable dans l'espace et dans le temps.

Lorsque l'on s'éloigne de la saturation, des discontinuités apparaissent dans la masse de fluide. Il s'ensuit que les forces de pression hydrostatique, qui avec la pesanteur constituaient les forces motrices d'écoulement saturé, ne peuvent plus se transmettre intégralement dans le liquide. Leur influence s'estompe dès lors rapidement. Simultanément, de nombreuses surfaces de séparation air-eau se forment dans le sol, mettant en jeu les forces de rétention capillaire. Par la suite, l'état énergétique de l'eau est d'autant plus conditionné par les forces d'adsorption que la teneur en eau diminue.

Comme vu précédemment, la circulation de l'eau du sol est due à une force motrice résultant d'un gradient de potentiel effectif, que la direction de l'écoulement est celle du potentiel décroissant et que le régime d'écoulement (ou le flux) est proportionnel au gradient et affecté par les propriétés géométriques des canaux des pores au travers desquels l'écoulement se produit. Ces principes sont également applicables dans les sols non saturés. La force motrice dans un sol saturé est d'un potentiel de pression positive. D'autre part, l'eau dans un sol non saturé est sujette à une pression inférieure à la pression atmosphérique, ou succion, et le gradient de cette succion constitue lui aussi une force motrice.

La différence majeure entre écoulements saturés et non saturés est toutefois liée aux forces de frottement ou plus exactement à la résistance à l'écoulement. En effet, lorsque le sol se dessèche, les pores larges se vident en premier, si bien que la section totale d'écoulement diminue de même que la vitesse moyenne, suite à la disparition des zones de vitesses

relativement élevées situées au centre. L'eau se voit alors contrainte de circuler le long des films d'hydratation qui épousent les contours des parois des pores vides ou, en plus grande quantité, dans le réseau formé par les pores de diamètre plus faible et encore pleins qui contournent les pores vides. Dans les deux cas, la longueur du cheminement parcouru et de ce fait la tortuosité est accrue. Pour toutes ces raisons, la résistance globale à l'écoulement augmente rapidement avec la diminution de la teneur en eau.

1. 2. 1. Loi de comportement dynamique

Généralisation de la Loi de Darcy au milieu non saturé

En milieu non saturé, la relation entre la vitesse fictive de l'écoulement et les diverses forces qui la conditionnent, s'exprime de manière analogue à la Loi de Darcy en milieu saturé. Des considérations du paragraphe précédent, il ressort que le principe d'une proportionnalité entre gradient de potentiel et densité de flux reste valable, pour autant que l'on tienne compte des variations de la résistance à l'écoulement en fonction de la teneur en eau.

Dans un échantillon de sol non saturé, tel que illustré par la figure ci-dessous, l'eau s'écoule horizontalement sous l'effet d'un gradient de charge de pression uniquement, le potentiel de gravité étant constant.

Lorsque les charges de pression négatives appliquées aux extrémités de l'échantillon sont maintenues constantes, l'écoulement est permanent. Le potentiel de pression et, de ce fait, la teneur en eau varient le long de l'axe horizontal. La résistance à l'écoulement, soit la conductivité hydraulique de la Loi de Darcy, dépend de la teneur en eau, si bien qu'elle suit une évolution analogue. Comme le flux, soit le produit du gradient de charge de pression et de la conductivité hydraulique, est constant en régime permanent, ce gradient augmente nécessairement à mesure que la conductivité hydraulique diminue.

La représentation graphique de la relation entre flux et gradient de potentiel se présentait dans le cas des écoulements saturés sous la forme d'une droite de pente correspondant à K_s . Comme la conductivité hydraulique varie, en milieu non saturé, avec le potentiel de pression, cette représentation s'effectue sous la forme d'une série de droites, pour un seul et même sol, dont les pentes correspondent à des conditions de potentiel de pression définies.

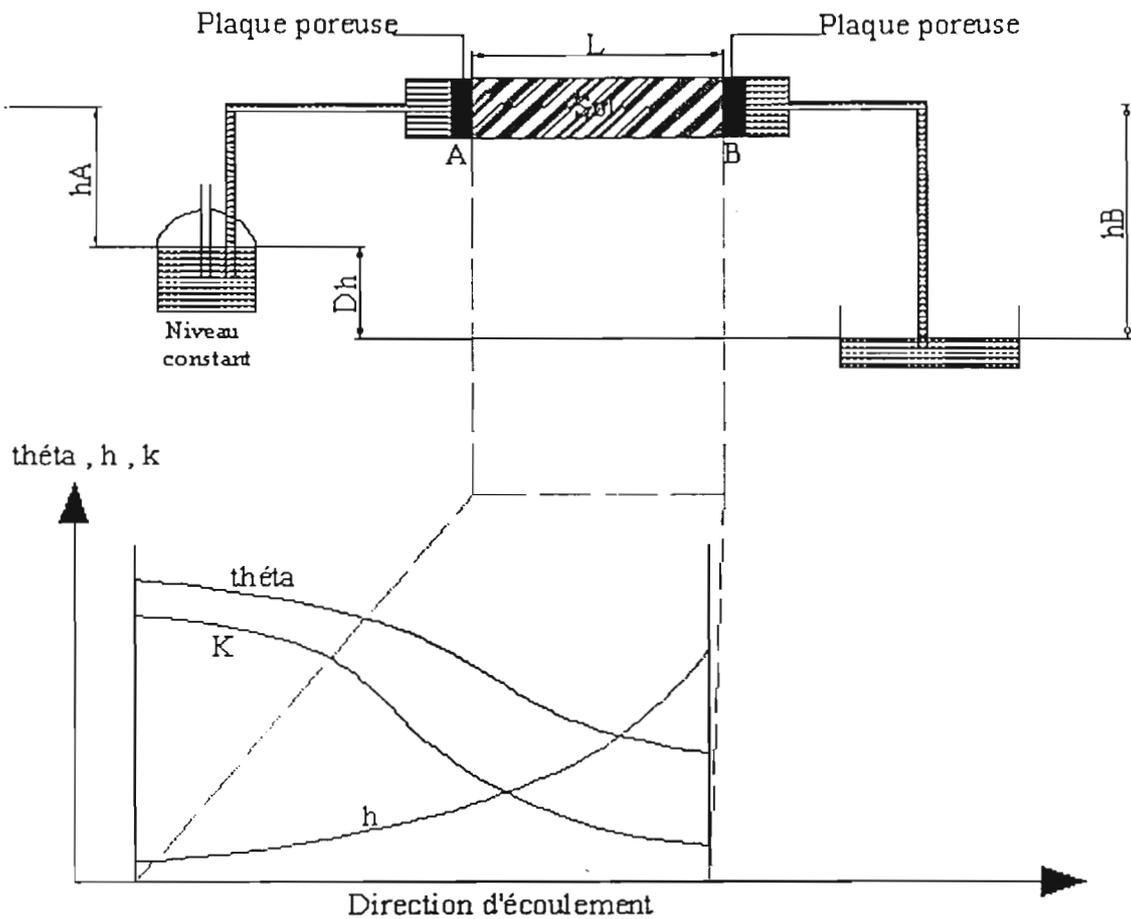


Figure 2.3 : Ecoulement horizontal sous l'effet d'un gradient de suction

La Loi de Darcy, bien qu'elle ne fut conçue à l'origine que pour l'écoulement à l'état saturé, fut étendue par Richards à l'écoulement en sol non saturé en stipulant que la conductivité est cette fois une fonction de la charge de suction matricielle c'est-à-dire : $K = K(h)$.

$$q = -K(h)\nabla H$$

Où ∇H est le gradient de charge hydraulique qui peut inclure les termes de gravité et de suction.

Cette formule ne tient pas compte de l'hystérèse caractéristique des relations sol-eau. En pratique, le problème de l'hystérèse peut toutefois être évité en limitant l'usage de cette équation aux cas où la variation de la suction (ou de l'humidité) est monotone, c'est-à-dire croît ou décroît d'une façon continue. Dans les phénomènes qui impliquent à la fois l'humidification et le dessèchement, l'équation est difficile à appliquer car la fonction $K(h)$

peut être fortement influencée par l'hystérèse. Cependant, la relation entre la conductivité et la teneur en eau volumétrique $K(\theta)$ ou le taux de saturation $K(\omega_s)$ est moins affectée par l'hystérèse que la fonction $K(h)$, du moins dans les milieux examinés jusqu'ici. La Loi de Darcy pour les sols non saturés peut par conséquent s'écrire aussi :

$$q = -K(\theta)\nabla H$$

Ces deux équations peuvent être développées de la manière suivante :

$$q = -K(h)\nabla [h + z] \quad \text{Équation en } h$$

$$q = -K(\theta)\nabla [h(\theta) + z] \quad \text{Équation en } \theta$$

Dans l'équation en h , la description des caractéristiques du sol repose sur la seule relation $K(h)$, synthèse des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$. La conductivité hydraulique est alors affectée par le phénomène d'hystérèse.

1. 2. 2. Equations générales des écoulements non saturés

Equation de Richards

L'équation générale des écoulements non saturés découle de la combinaison de la loi dynamique et de l'équation de continuité. Diverses formulations sont possibles, selon que les divers termes dont cette équation est composée soient exprimés en fonction de la teneur en eau ou de la charge de pression et selon qu'ils soient développés sous forme de dérivées partielles ou non.

Dans sa forme la plus simple, soit avec la teneur en eau pour variable principale, l'équation générale des écoulements en milieu non saturé s'écrit :

$$\operatorname{div}\left(K(\theta)\overrightarrow{\operatorname{grad}} H\right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \text{avec} \quad H(\theta) = h(\theta) + z$$

Si par contre la charge de pression est considérée comme variable principale, cette équation devient :

$$\operatorname{div}\left(K(h)\overrightarrow{\operatorname{grad}H}\right)=\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial\theta}{\partial h}\frac{\partial h}{\partial t}=c(h)\frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{avec} \quad c(h)=\frac{d\theta}{dh}$$

Ces deux expressions constituent les deux formes de l'équation de Richards. La capacité capillaire $c(h)$, soit la variation de teneur en eau par unité de variation de charge de pression, est donnée par la pente de la relation $\theta(h)$. C'est une propriété importante qui rend compte de la plus ou moins grande capacité d'un sol à emmagasiner ou libérer de l'eau sous l'effet d'un changement de pression capillaire.

1. 2. 3. Equation aux dérivées partielles

Pour simplifier le traitement mathématique et expérimental des processus d'écoulement non saturé, il est souvent avantageux de transformer les équations d'écoulement et de leur donner une forme analogue à celle des équations de diffusion et de conduction de la chaleur pour lesquelles il existe des solutions définies, qui peuvent être utilisées dans la mesure, bien sûr, où les conditions aux limites sont applicables aux processus de l'écoulement de l'eau dans le sol. Cette transformation repose sur la substitution, dans la loi de Darcy, du gradient de potentiel par le gradient de teneur en eau correspondante. Le développement de l'équation de continuité donne :

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=-\operatorname{div}\vec{q}=-\left(\frac{\partial q_x}{\partial x}+\frac{\partial q_y}{\partial y}+\frac{\partial q_z}{\partial z}\right)$$

En effectuant, pour chaque composante du flux de Darcy, la substitution définie ici pour la direction Ox, $D(\theta)$ représentant la diffusivité apparente du sol :

$$\frac{\partial h}{\partial x}=\frac{\partial h}{\partial\theta}\frac{\partial\theta}{\partial x}=\frac{1}{c(\theta)}\frac{\partial\theta}{\partial x} \quad \text{et} \quad D(\theta)=\frac{K(\theta)}{c(\theta)}$$

Il vient, compte tenu de la décomposition du potentiel total selon $H = h + z$

$$q_x = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} = -K(\theta) \left(\frac{1}{c(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

$$q_y = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} = -K(\theta) \left(\frac{1}{c(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y}$$

$$q_z = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} = -K(\theta) \left(\frac{1}{c(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z} + 1 \right) = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta)$$

En substituant ces résultats dans l'équation de continuité, on obtient l'équation générale aux dérivées partielles des écoulements non saturés, soit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

Ou encore, sous forme vectorielle :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \operatorname{div} \left(D(\theta) \overrightarrow{\operatorname{grad} \theta} \right) + \frac{dK(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

2. Modèles numériques utilisés

Les modèles empiriques de $h(\theta)$ et $K(\theta)$

A saturation très faible (S_r), l'eau est immobile et peut donc être considérée comme faisant partie de la matière solide du sol, et on peut définir alors la saturation effective :

$$S_e = \frac{S_w - S_r}{1 - S_r}$$

Appelée aussi saturation réduite avec $0 \leq S_e \leq 1$

Les modèles de perméabilité relative k_{rw} peuvent être regroupés en deux grands ensembles :

- Les premiers fondés sur l'approche généralisée de Koseny – Carman qui utilise des fonctions puissances : $k_{rw}(S_e) = S_e^\eta$
- Le second groupe inclut les modèles de type Burdine (1953) développés dans l'industrie pétrolière et qui utilisent l'équation analytique de la courbe de rétention $S_e(h)$ pour calculer explicitement la courbe de perméabilité relative :

$$k_{rw} = S_e^2 \cdot \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{h^2}}{\int_0^{\theta_{SAT}} \frac{d\theta}{h^2}} \right]$$

On peut aussi noter l'équation de Mualem (1976) qui est fondée sur la loi capillaire

$$r = \frac{cste}{h} \quad \text{avec } r \text{ rayon moyen des pores.}$$

$$k_{rw} = S_e^l \cdot \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{h^2}}{\int_0^{\theta_{SAT}} \frac{d\theta}{h^2}} \right]^2$$

Les modèles de courbe de rétention $S_e(h)$ et de conductivité hydraulique $K(h)$ les plus courants sont :

- **Gardner (1958)** qui propose l'expression suivante :

$$S_e(h) = \exp(\alpha \cdot h)^\varepsilon$$

Avec $\alpha > 0$ et ε paramètre à ajuster suivant le type de sol.

Et pour la conductivité hydraulique :

$$K(h) = K_{sat} \cdot \exp(\alpha \cdot h)$$

- **Brooks & Corey (1964)** proposent en étudiant les résultats d'expériences sur une large gamme de sols, une courbe de rétention de la forme :

$$S_e(h) = \left[\frac{h_g}{h} \right]^\lambda \quad \text{pour} \quad h < h_g$$

$$S_e(h) = 1 \quad \text{pour} \quad h_g \leq h \leq 0$$

Où h_g est la pression d'entrée d'air et λ un paramètre caractéristique de la distribution de la taille des pores du sol variant de 2 (sols argileux) à 5 (sols sableux).

En utilisant la théorie de Burdine (1953), ils proposent pour la conductivité hydraulique :

$$K(S_e) = K_{SAT} \cdot S_e^\eta \quad \text{avec} \quad \eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + n$$

Plusieurs auteurs proposent des constantes pour η : 2 (Yuster, 1951) ; 3 (Irmay, 1954) et 3.5 (Averjanov, 1950). Dans le cas général, la condition porte sur la valeur de n : 1 (Brooks et Corey, 1964 ; condition de Burdine) ; 0 (Childs et Collis-George, 1950) ; 0.5 (Mualem, 1976 ; condition de Mualem) et $\frac{4}{3}$ (Millington et Quirk, 1961).

- **Van Genuchten (1980)** propose une courbe caractéristique qui a l'avantage d'être continue et d'avoir une pente continue :

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n} \right]^m$$

Avec h_g , n et m des paramètres à déterminer. En utilisant la théorie de Burdine (1953), il propose pour la conductivité hydraulique la relation :

$$K(S_e) = K_{sat} \cdot S_e^l \cdot \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]$$

Avec $m = 1 - \frac{2}{n}$; $0 < m < 1$; $n > 2$ et l un paramètre de calage.

En utilisant la théorie de Mualem (1976), il propose :

$$K(S_e) = K_{sat} \cdot S_e^l \cdot \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$$

Avec $m = 1 - \frac{1}{n}$; $0 < m < 1$ et $n > 2$.

Fuentes et Al. (1992) analysent les contraintes sur les paramètres des fonctions $S_e(h)$ et $K(S_s)$ en testant la compatibilité physique avec l'équation de l'infiltration. Ils démontrent que seule la combinaison du modèle de Brooks et Corey (1964) pour la perméabilité relative et du modèle de Van Genuchten (1980) avec la condition de Burdine (1954) ($m = 1 - \frac{2}{n}$) pour la courbe de rétention peut être utilisé pour l'ensemble des textures de sols. Cette combinaison présente l'avantage pratique d'utiliser peu de paramètres, permettant une procédure d'optimisation plus directe.



Troisième Partie

**Etude de la recharge
naturelle des nappes
dans la zone du Ferlo**

Troisième partie : Etude de la recharge naturelle des nappes

dans la zone du Ferlo

1. Présentation sommaire de la bordure méridionale du Ferlo

1. 1. Situation géographique

Le secteur étudié couvre une zone allant de 15°30' à 13°30' de l'Ouest à l'Est et de 14°30' à 13°30' du Nord au Sud (Figure 3.1) Cela représente une bande de 200 Km de long sur 80 Km de large qui s'étend au centre du Sénégal, au Nord de la frontière gambienne.

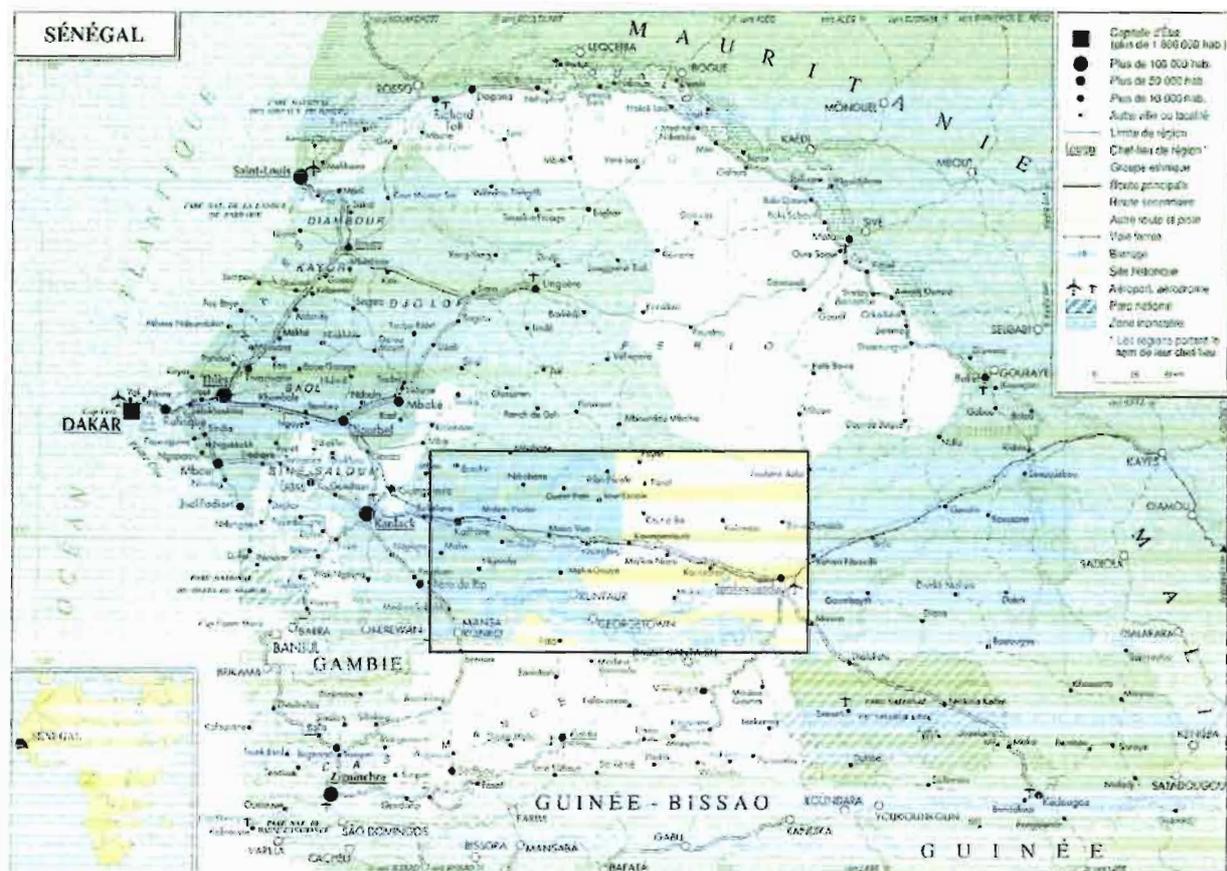


Figure 3.1 : Situation géographique de la bordure méridionale du Ferlo

1. 1. 1. Climatologie

Comme dans presque tout l'intérieur du pays, la bordure méridionale du Ferlo a un climat commandé par l'opposition entre une rigoureuse saison sèche et un bref hivernage qui, de juin à octobre, rassemble toute la pluviométrie annuelle.

Le climat est du type sahélien, le caractère continental du climat se manifeste par un alizé continental ou harmattan, de direction préférentielle Est Nord-est qui règne en maître pendant sept à huit mois. C'est un vent irrégulier continental, très chaud et sec. Il est desséchant et provoque le transport du sable et des poussières en altitude.

1. 1. 2. Pluviométrie et Température

La pluviométrie est caractérisée par une courte saison des pluies qui dure de juillet à octobre et une longue saison sèche de novembre à juin où le climat est relativement chaud et sec. De manière générale, le gradient pluviométrique diminue du Sud vers le Nord. Cette baisse peut se justifier par la proximité de la zone saharienne et les fluctuations du front intertropical. La pluviométrie qui joue un rôle important dans l'économie de la région est assez faible, elle varie entre 600 et 800 mm par an.

L'analyse annuelle de la pluviométrie montre que le cœur de la saison des pluies se situe aux mois d'août et de septembre. En dehors de cette période, de faibles précipitations peuvent être enregistrées. Ces précipitations appelées pluies de « Heug » sont irrégulières et négligeables dans le processus de recharge de la nappe.

Les températures mensuelles sont supérieures à 30°C avec des maxima thermiques supérieurs à 35°C qui intervient vers les mois de mai et Juin.

L'évaporation est très importante et comme dans presque tout l'intérieur du pays supérieur à la pluviométrie.

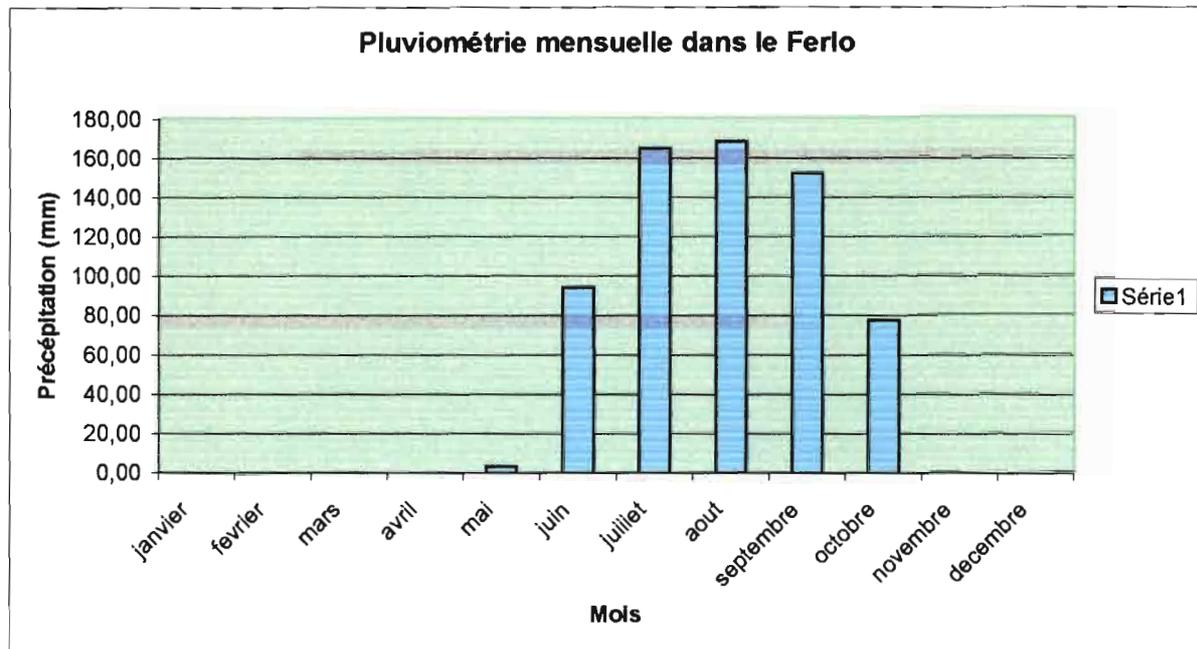


Figure 3.2 : Pluviométrie mensuelle moyenne dans le Ferlo.

1. 1. 3. Géographie physique

a. Géomorphologie

Le relief dans le Ferlo en général fait partie d'un vaste plateau monotone qui s'étend de la Casamance à la vallée du fleuve Sénégal. Ce plateau qui s'incline légèrement vers l'ouest est recouvert soit d'une cuirasse ferrugineuse, soit par la masse sableuse des vieux ergs du Cayor et du Ferlo.

Les différents caractères du relief, du climat et surtout de la pluviométrie, ne militent pas pour une végétation verdoyante. C'est pourquoi, la végétation de la zone est quasiment nulle. C'est une formation herbeuse pendant l'hivernage, mêlée de plantes ligneuses parmi lesquelles les épineux prédominent. Les quelques espèces d'arbres et d'arbustes qui survivent dans la région sont adaptés à la rigueur de la saison sèche : ils ont un feuillage très réduit. Parmi les espèces d'arbres, on rencontre les baobabs, les tamariniers, les acacias (surtout l'acacia albida ou kadd).

b. Hydrographie

Le réseau hydrographique de la zone est presque inexistant à cause de la rigueur du climat. Il n'existe pas de véritable cours d'eau, sinon les mares sont nombreuses en hivernage et tarissent en saison sèche. Tout bas fond, toute cuvette argileuse constitue un abreuvoir favorisant un faible écoulement de surface.

1. 2. Contexte géologie et hydrogéologie

Du point de vue géologique et hydrogéologie, la région est située dans le bassin sédimentaire du Sénégal. On distingue :

▪ Le Continental Terminal

On trouve dans la zone, une nappe dans les sables argileux du Continental Terminal. Le Continental Terminal correspond aux sables souvent consolidés en grés, parfois argileux. On y rencontre aussi des argiles sableuses et quelques niveaux latéritiques. La nappe n'existe qu'à la faveur d'une bonne pluviométrie permettant le remplissage des cuvettes locales (par exemple : la vallée du Sine) où une plus grande épaisseur des sables argileux, au-dessus de la zone latéritique, empêche l'infiltration rapide vers les couches sous jacentes. Cette nappe est très insuffisante pour fournir de gros débits. Elle est surtout exploitée par les puits artisanaux qui tarissent pendant la période sèche.

▪ L'Eocène

On distingue :

- L'Eocène supérieur : il est représenté localement par les restes ayant échappé à l'importante phase érosive de l'oligocène ;
- L'Eocène moyen ou lutétien représenté par :
 - ✓ Le lutétien supérieur totalement calcaire de 20 à 80 m d'épaisseur ;
 - ✓ Le lutétien inférieur de formation marno – calcaire.
- L'Eocène inférieur ou yprésien : il est représenté par deux faciès :

- ✓ Un faciès avec prédominance de marnes blanches et d'argiles marneuses,
- ✓ L'autre faciès est à prédominance calcaire ou calcaire – marneuse.

▪ Le Paléocène

Cette nappe au dessus du maestrichtien, est contenue généralement dans les calcaires, marnes ou marno – calcaires. Elle s'étend sur tout le bassin sédimentaire Sénégalais, sa puissance augmente d'Est en Ouest. La nappe est captée des fois en association avec les sables maestrichtiens. Les débits sont très faibles pour une alimentation correcte de la région.

▪ Le Maestrichtien

Située dans les terrains du crétacé, la nappe du maestrichtien est la plus étendue des aquifères du Sénégal. Les terrains qui la contiennent sont à prédominance détritique siliceuse. Très hétérométrique, le sable de la formation peut présenter des niveaux fins alternant avec d'autres, moyens ou très grossiers. Ces dépôts sont gris jaunâtre pouvant passer à l'ocre roux. Fréquemment, le sable s'enrichit d'un apport argileux surtout au niveau des zones avoisinant le paléocène.

2. Analyse des données d'entrée du modèle : les paramètres d'entrée du modèle

Dans la synthèse bibliographique présentée précédemment, nous avons vu que la zone non saturée apparaît comme un point de convergence de plusieurs disciplines et que de nombreuses études théoriques et expérimentales du mouvement de l'eau dans cette zone ont été menées par des chercheurs appartenant à ces différentes disciplines. Ces études ont conduit au développement de nombreux modèles variant tant dans leur approche conceptuelle que dans leur degré de sophistication et qui sont fortement influencés par l'environnement et par la spécialité du concepteur (Vahaud et Al, 1988). De tels modèles permettent de dépasser les limites de l'approche expérimentale qui résident dans l'impossibilité de prédire le transfert de l'eau dans la zone non saturée sous des conditions différentes de celles ayant prévalu au

cours des essais tout en valorisant mieux les résultats auxquels elle a conduit sur la structure et le fonctionnement de la zone non saturée. En effet, les modèles présentent l'avantage de :

- Tester certaines hypothèses décrivant un phénomène et donc de dégager celle qui semble la mieux adoptée.
- Dégager les paramètres importants par une étude de sensibilité, ceci permet de réduire le nombre de paramètres sur lesquels on travaille.
- Accéder à la valeur de certains paramètres pour lesquels il n'existe pas de mesures directes.

On distingue généralement les modèles mécanistes et les modèles fonctionnels.

Les modèles mécanistes sont fondés sur la connaissance des processus physiques impliqués (loi de Darcy, diffusion-dispersion...). Ils nécessitent la connaissance de paramètres ayant un sens physique (conductivité hydraulique par exemple), paramètres mesurables sur un site donné.

Les modèles fonctionnels reposent sur des paramètres de transfert n'ayant pas de signification physique précise et obtenus par calage du modèle.

Ces deux types de modèles peuvent être appliqués dans une approche déterministe (un seul jeu de paramètres, une seule réponse du modèle) ou stochastique (une distribution statistique des paramètres, plusieurs réponses du modèle). Cette approche stochastique permet de tenir compte des incertitudes liées à la détermination des paramètres.

Vauclin et Freeze (1979) cité par Christe (1990) ont montré que la recharge d'un aquifère peut être calculée par une modélisation du mouvement de l'eau dans la zone non saturée. Cette modélisation consiste en une description mathématique de l'écoulement de l'eau par une équation différentielle aux dérivées partielles obtenue par la combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité (équation de Richards) dont la résolution requiert la connaissance des conditions initiales de la zone non saturées et des conditions imposées à ses limites. Il s'agit d'une approche déterministe dont la validation repose sur l'évolution spatio-temporelle des variables de base de la zone non saturée (h et θ).

Dans la zone du Ferlo où les sols sont hétérogènes, une telle approche appliquée à la recharge des nappes a été très peu utilisée comme en Afrique soudano sahélien en général. On se contente généralement de modèles qui ne prennent pas en compte ou pas assez les processus physiques qui se passent dans la zone non saturée.

Plusieurs types de modèles numériques sont utilisés pour la résolution des problèmes d'écoulements en milieu poreux et de transport de solutés, les principaux sont la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis. Les modèles numériques utilisés

n'exigeant pas d'hypothèses restrictives, il est possible d'obtenir des solutions numériques dans le cas des aquifères anisotropes, hétérogènes et les problèmes où les conditions aux limites sont complexes et variables dans le temps. Ils donnent une approximation plus ou moins précise de la solution.

La méthode des différences finies a été appliquée initialement pour les écoulements dans le domaine pétrolier. Elle a été appliquée pour la première fois dans les problèmes d'écoulement en milieu poreux et de transport de solutés au milieu des années 60. La méthode a de nombreux avantages qui ont contribué à sa popularité et son application dans plusieurs domaines ; pour les problèmes assez simples (écoulement unidimensionnel, écoulement dans les aquifères homogènes et isotropes), les formulations mathématiques sont relativement compréhensibles et les précisions obtenues sont généralement assez bonnes.

Malheureusement, la méthode des différences finies comporte également beaucoup d'inconvénients : elle marche bien pour les aquifères rectangulaires ou prismatiques de composition uniforme ; mais il devient difficile d'incorporer des aquifères courbes, anisotropes et hétérogènes ou des couches rocheuses dans le modèle numérique. La précision des résultats obtenus est aussi moins bonne dans le cas de transport de solutés comparé à la méthode des éléments finis.

Le modèle utilisé dans le cadre de ce travail est élaboré à partir de la méthode des éléments finis. L'utilisation de cette méthode aux écoulements en milieu poreux et au transport de solutés date du début des années 70. Elle comporte beaucoup d'avantages :

- Les aquifères courbes, irrégulières, anisotropes et hétérogènes ainsi que les couches rocheuses peuvent être facilement intégrées dans le modèle numérique.
- Les précisions obtenues pour les problèmes d'écoulement en milieu poreux et de transport de solutés sont très bonnes.
- Les solutions des équations de transport de solutés sont généralement meilleures que celles obtenues avec la méthode des différences finies.

Les précisions obtenues peuvent être bonne mais dépendent de plusieurs facteurs parmi lesquels le modèle numérique utilisé, la complexité des conditions aux limites ainsi que la précision de calcul de l'ordinateur.



2.1. Présentation du modèle Wamos.T

Le modèle Wamos a été développé par le laboratoire hydrodynamique de milieu poreux (LHMP) de l'institut de mécanique des fluides et des solides (IMFS) de Strasbourg.

Leur code de calcul est écrit en fortran 90 et permet de simuler les transferts d'eau et de solutés en milieu poreux non saturé. Il est basé sur la méthode des éléments finis standard pour la résolution de l'équation de transfert d'eau en milieu non saturé et sur la méthode des éléments finis discontinus avec limitation de pente pour la résolution de l'équation de transport de solutés.

Le modèle a besoin des fichiers d'entrée de données « dat », « hyd » et « clm » et fournit en sortie les fichiers résultats « pro » et « out ».

2.2. Maillage et subdivision du domaine

La première étape dans la résolution des équations d'écoulement en milieu poreux par la méthode des éléments finis est la subdivision du domaine d'écoulement (profil de sol). Il se fait en substituant le domaine par une série de nœuds et d'éléments appelés mailles. Les éléments sont constitués par une série de deux ou plusieurs nœuds reliés entre eux par des droites ou des arcs. On peut avoir différents types d'éléments suivant qu'on est en une, deux ou trois dimensions. La taille et la forme de chaque élément de la maille peuvent être différentes et plusieurs éléments peuvent être utilisés dans une seule maille.

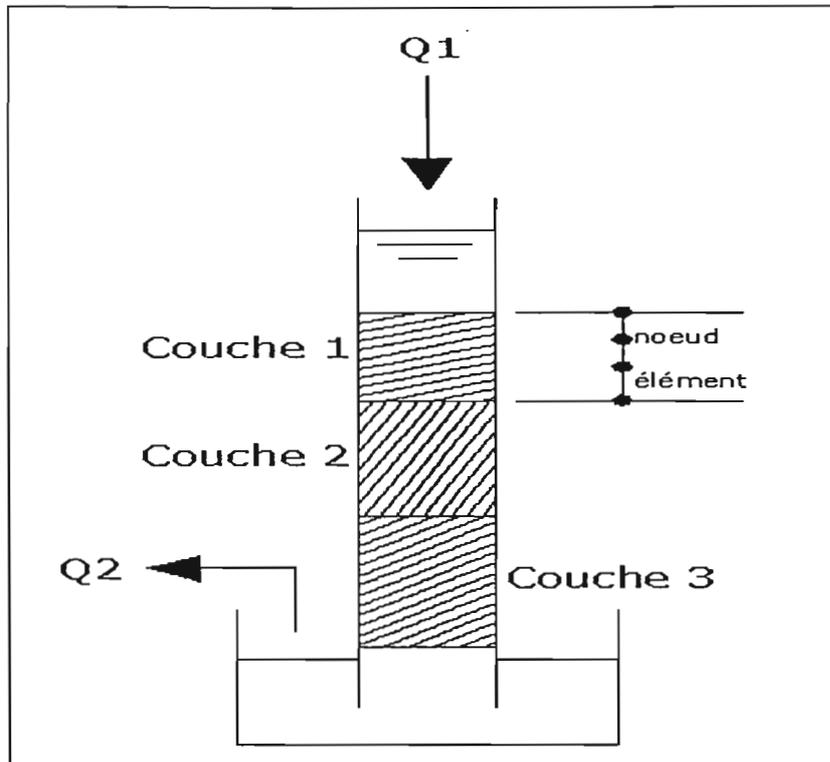


Figure 3.3 : Illustration du maillage du domaine d'écoulement

Les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère doivent être spécifiées pour chaque type d'élément. Ces valeurs sont habituellement considérées comme identiques à l'intérieur de chaque élément mais peuvent varier d'un élément à l'autre.

La subdivision et le maillage du domaine d'écoulement ainsi que les temps et les précisions des calculs sont gérés par le fichier « **dat** ». Dans ce fichier sont également définis les paramètres suivants :

- Les conditions frontières à la surface du sol (si une pression est imposé ou un flux)
- Les conditions frontières à la limite inférieure (si une pression est imposée ou un flux ou si le gradient de pression ou le flux est nul)
- Le nombre d'éléments du domaine d'écoulement.
- L'indice du matériau définissant le nombre de couches de l'aquifère.
- Un code d'entrée spécifiant si la pression initiale est le même pour chaque nœud ou si elle est différente.
- Un code d'entrée pour la linéarisation de l'équation d'écoulement (méthode de linéarisation de Picard ou de Newton – Raphson).
- L'extraction racinaire.

- Le taux de drainage.
- Les temps de calcul (début de la simulation, pas de temps minimal, pas de temps maximal, temps de fin de la simulation, le temps d'impression etc.)
- Les tolérances requises pour la précision des résultats (erreur absolue, erreur relative).
- L'indice pour le transport de solutés.

Lors du maillage du domaine d'écoulement, il est important de se rappeler que la précision de la solution obtenue ainsi que la durée de la simulation dépendent en grande partie du nombre de nœuds des mailles, plus le maillage est large, plus le nombre de nœuds diminue et la précision devient faible. Malheureusement, il n'est pas souvent possible de déterminer au préalable le nombre de nœuds requis pour un niveau de précision donné. De ce fait, la seule alternative possible est de répéter les calculs avec des mailles de dimensions réduites pour voir si les résultats varient de manière significative.

2. 3. Les paramètres hydrodynamiques du sol

La modélisation de l'écoulement d'eau dans la zone non saturée nécessite la connaissance préalable des propriétés hydrodynamiques du sol, à savoir la courbe de rétention $h(\theta)$ et la courbe de conductivité hydraulique non saturée $K(\theta)$. La fiabilité des modèles dépend pour une large part de la précision de leur détermination en raison de leur caractère très fortement non linéaires. Une faible variation de la teneur en eau peut entraîner des variations de $h(\theta)$ et $K(\theta)$ de plusieurs ordres de grandeur.

Ces courbes caractéristiques ont fait l'objet de nombreuses études conduisant à des expressions analytiques (Burdine, 1953 ; Brooks et Corey, 1964 ; Mualem, 1976 ; Van Genuchten, 1980). Mais ces modèles nécessitent toujours l'ajustement de paramètres que seules des mesures expérimentales, certes plus coûteuses, permettent de valider.

Pour la détermination de la courbe de rétention ainsi que celle de la conductivité hydraulique non saturée, le modèle exige d'autres paramètres qui sont gérés dans le fichier de données hydrodynamiques « hyd ». Dans ce fichier on définit :

- le type d'équation utilisé (Van Genuchten avec la condition de Mualem, Brooks et Corey avec la condition de Mualem, Haverkamp et Al ou F.T.Tracy),
- le nombre de couches du massif poreux

- ainsi que la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}), la teneur en eau résiduelle (θ_r), la teneur en eau à saturation (θ_{sat}), de même que les paramètres α , n ou m et l pour chaque couche.

Les types de sol rencontrés généralement dans le Ferlo sont des sables, des sables argileux, des argiles, de l'argile sableuse et de la latérite. Les paramètres hydrodynamiques utilisés dans le cadre de cette étude ont été obtenus à partir de la base de données « Rosetta ». Cette base donne, pour chaque type de sol les valeurs des différents paramètres qui entrent dans la modélisation.

Tableau 2 : Paramètres hydrodynamiques de quelques sols selon RETC

| Type de Sol | Ksat (cm/jour) | θ_r | θ_{sat} | α | n | l |
|------------------------|----------------|------------|----------------|----------|------|-----|
| Sable | 712.8 | 0.045 | 0.43 | 0.145 | 2.68 | 0.5 |
| Sable riche en terreau | 350 | 0.057 | 0.41 | 0.124 | 2.28 | 0.5 |
| Terreau Sableux | 106.1 | 0.065 | 0.41 | 0.075 | 1.89 | 0.5 |
| Terreau | 24.96 | 0.078 | 0.43 | 0.036 | 1.56 | 0.5 |
| Latérite | 6 | 0.034 | 0.46 | 0.016 | 1.37 | 0.5 |
| Terreau Silteux | 10.8 | 0.067 | 0.45 | 0.02 | 1.41 | 0.5 |
| Sable argileux | 31.44 | 0.1 | 0.39 | 0.059 | 1.48 | 0.5 |
| Terreau Argileux | 6.24 | 0.095 | 0.41 | 0.019 | 1.31 | 0.5 |
| Argilo Silteux | 1.68 | 0.089 | 0.43 | 0.01 | 1.23 | 0.5 |
| Argile Sableuse | 2.88 | 0.1 | 0.38 | 0.027 | 1.23 | 0.5 |
| Argile Silteux | 0.48 | 0.07 | 0.36 | 0.005 | 1.09 | 0.5 |
| Argile | 4.8 | 0.068 | 0.38 | 0.008 | 1.09 | 0.5 |

2. 4. Les conditions aux limites

Les conditions imposées aux limites peuvent être :

- A la surface du sol ($z = 0$, ce qui correspond au premier nœud) soit
- ✓ Un flux

$$\left(-K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) = q_0(t)$$

- ✓ Une pression

$$h(0, t) = h_0(t)$$

Où $q_0(t)$ et $h_0(t)$ représentent respectivement le flux et la charge de pression imposés.

- Des conditions similaires peuvent être appliquées aux limites inférieures du domaine, C'est-à-dire :

- ✓ Soit

$$\left(-K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) = q_1(t)$$

- ✓ Soit

$$h(n, t) = h_n(t)$$

Où $q_n(t)$ et $h_n(t)$ sont respectivement le flux de drainage et la charge de pression imposés au dernier nœud n .

3. Les simulations

Le modèle utilisé comporte plusieurs modules pouvant simuler les situations suivantes :

- Le mouvement vertical de l'eau dans un milieu poreux hétérogène saturé ou non saturé.
- Le transport de solutés par l'eau dans ce milieu.
- L'absorption racinaire d'eau.

Le sujet traité dans ce présent projet étant celui de la recharge des nappes, on s'est intéressé au module de transfert d'eau dans la zone non saturée.

Le module de transfert d'eau est un modèle monodimensionnel vertical dans lequel le profil de sol est discrétisé en un certain nombre d'éléments linéaires comme précisé précédemment. L'hétérogénéité du sol est prise en compte en spécifiant les paramètres hydrodynamiques pour chaque couche. Le calcul des différents flux se fait par la résolution numérique de l'équation de Richards dont la solution est fonction des propriétés du milieu, des conditions initiales et des conditions imposées aux limites supérieure et inférieure de la zone non saturée. La résolution utilise la méthode des éléments finis pour la discrétisation spatiale et la méthode des différences finies pour la discrétisation temporelle. Toutes ces deux méthodes ont déjà fait l'objet d'une littérature abondante, de sorte que nous n'allons pas nous y appesantir davantage.

D'une manière générale, la modélisation d'un phénomène se fait en trois étapes (Schweppe, cité par Russo, 1988) :

- La structuration du modèle
- Estimation des paramètres du modèle par calage ou par mesure
- Validation du modèle avec des résultats expérimentaux

Dans ce qui suit, nous essayerons de faire une description de l'ensemble des paramètres de calage utilisés dans les différents fichiers d'entrée du modèle. Nous aborderons dans un deuxième temps une description des fichiers de sorties du modèle, puis nous présenterons les résultats issus de ces simulations.

3. 1. Les paramètres de simulation

3. 1. 1. Le fichier « dat »

Les paramètres définis dans ce fichier sont : le nombre maximale d'itération pour la convergence de l'équation d'écoulement NITMAX, il conditionne la précision des résultats obtenus, ainsi que les temps de calcul. On y définit également le temps de départ de la simulation qui est pris comme origine des temps (TIMEST = 0).

Pour les conditions initiales à la limite supérieure, on peut, soit imposer un flux en surface, soit imposer une pression en surface en donnant à KRAIN respectivement la valeur de 0 ou 1. Pour les besoins de la simulation, il a été spécifié au modèle de considérer un flux imposé en surface, laquelle valeur de flux sera paramétrée dans le fichier « **clm** ». Il en est de même pour les conditions initiales à la limite inférieure, KDRAIN est pris égale à 0 si une pression est imposée, 1 si un flux est imposé, 2 si le gradient de pression est nul ou 3 si le flux est nul.

L'indice NE désigne le nombre d'éléments du domaine d'écoulement. L'unité de dimension considérée étant le décimètre, la valeur de NE pour chaque station est obtenue en divisant l'épaisseur non saturée (en dm) par l'incrément spatiale qui est pris égale à l'unité.

L'indice MAT définit le nombre de couches de la zone non saturée, les limites de chaque couche sont prises en compte lors de l'exécution du programme.

INPC est un code d'entrée pour préciser si la pression initiale PI est la même pour chaque nœud (INPC = 1) ou si elle est différente pour chaque nœud (INPC = 2).

Le paramètre IPNEW définit également un code d'entrée pour la linéarisation de l'équation d'écoulement. Il peut prendre la valeur 0 si on utilise la méthode de Picard ou 1 si c'est celle de Newton Raphson qui est utilisée. C'est la première méthode qui a été utilisé dans les simulations.

Le taux de drainage est pris en compte avec le paramètre DRAIN, mais comme précisé plus haut, le module utilisé est celui de transfert vertical d'eau raison pour laquelle cette valeur est prise égale à 0. Il en est de même pour les indices IROOT, IREM, PULSW, CUMW et ITS qui désignent les termes pour l'extraction racinaire ou le transport de solutés et qui n'ont pas été pris en compte dans le cadre de ce travail.

Les paramètres NSTEPS, DELT, DELMIN, DELMAX, TMAX désignent respectivement le temps maximal de la simulation, le pas de temps, le pas de temps minimal, le pas de temps

maximal et la durée maximale de la simulation. Ces temps conditionnent en grande partie la précision obtenue ainsi que la durée des simulations, par exemple, plus le pas de temps est faible, meilleur est la précision mais plus la simulation dure. Plusieurs essais nous ont permis de constater que le pas de temps optimal pour obtenir la convergence avec une bonne précision est de 10^{-5} , valeur qui, par la suite a été reconduit sur l'ensemble des stations.

Les indices PI, DELX, MPL, TPRINT et PRDEL définissent pour leur part respectivement la pression initiale, l'incrément spatial, le nombre d'impression, les temps auxquels ces impressions devront être faites et le dernier temps d'impression qui est aussi le temps de sortie du fichier KP.

Les pressions initiales ont été varié dépendant de la convergence des simulations, certaines n'ont pas convergé avec des pressions initiales de -500 cm qui est une valeur considérée généralement dans la zone sahélien relativement chaude, raison pour laquelle les valeurs de pressions sont prises entre -500 et -300 cm. On doit préciser que, en toute rigueur, les valeurs de pression imposées en surface devraient être celles mesurées sur le terrain. Mais faute d'avoir pu obtenir ces données, on a pris approximativement les valeurs précisées plus haut.

L'incrément spatial comme précisé ci-dessus est pris égal à 1 (1 dm). Quant au nombre d'impressions, les temps de ces impressions ainsi que le dernier temps d'impression, ils ont été fixés en fonction des périodes où l'on souhaite constater l'évolution des pressions et des teneurs en eau pour différentes profondeurs de la zone non saturée. Nous avons considérés pour chaque station cinq temps d'impression correspondant à la fin de chaque mois de la période hivernale (juin, juillet, août, septembre et octobre).

Et enfin les critères de précision : TOL1 et TOL2 qui désignent respectivement les erreurs relative et absolue.

```

statf16.dat (Edited) Window 1
      KP(25)      NITMAX(20)      TIMEEST(0.00)

station F16

      KRAIN(1)      KDRAIN(0)      NE      NAT      NSTEPS(90000)

      INPC(2)      IPNEV(0)      IROOT(0)      IREN(0)

      DRAIN(0)      DELT(0.0001)      DELHIN(. 0.00001)      THAX      H1(1.3)      H2(0.7)      MPL(5)

      PRDEL      PI      DELX

      CUIN      TOL1      TOL2      PULSW      ITS

IPRINT

```

Figure 3.4 : Structure du fichier de données d'entrée « dat »

3. 1. 2. Le fichier « hyd »

Les paramètres pertinents à prendre en compte dans le cas de transferts verticaux d'eau en milieux poreux non saturé sont :

L'indice NMODEL définissant le modèle à utiliser pour la détermination des relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$. On peut utiliser soit le modèle de Van Genuchten, le modèle de Brooks et Corey, celui de Haverkamp et Al ou celui de F. T. Tracy.

Russo (1988) a réalisé une étude comparative des valeurs des propriétés hydrodynamiques mesurées et simulées avec ces méthodes pour deux types de sol (sableux et limoneux). L'étude révèle que, pour ces deux types de sol, la formulation de Van Genuchten donne le meilleur ajustement et la plus grande performance. Notre choix s'est donc porté sur ce modèle.

L'indice NDISPR qui précise le nombre de couches de sol du domaine d'écoulement au niveau de chaque station.

Les autres paramètres définis dans ce fichier sont les paramètres hydrodynamiques du sol à savoir CONDS, WCR, WCS, ALPHAS, RN, PUIM qui représentent respectivement la conductivité hydraulique à saturation, la teneur en eau à saturation, la teneur en eau résiduelle,

ainsi que les paramètres α_n et l qui entre en compte dans le modèle de Van Genuchten. Ces paramètres sont définis pour chaque couche en fonction du nombre de couches du milieu poreux. Rappelons au passage que les valeurs des paramètres utilisés sont regroupées dans le tableau 1.1.

L'indice CONDM définit la conductivité hydraulique minimale.

statf16.hyd (Edited) Window 1

| | NMODEL(1) | | NDISPR(3) | | | |
|----------|-----------|-----|-----------|--------|----|------|
| Couche 1 | CONDS | WCR | WCS | ALPHAS | RN | PUIM |
| Couche 2 | CONDS | WCR | WCS | ALPHAS | RN | PUIM |
| Couche 3 | CONDS | WCR | WCS | ALPHAS | RN | PUIM |
| | CONDM | | | | | |

Figure 3.5: Structure du fichier des paramètres hydrodynamiques « hyd ».

3. 1. 3. Le fichier « clm »

Dans le fichier des conditions limites « clm », on définit le nombre de fois où des flux sont notés dans le domaine, les temps où ces flux arrivent en surface ainsi que les valeurs de ces flux.

De ce fait, nous avons considéré les jours de pluies durant la période hivernale comme le nombre de fois où des flux sont notés en surface. Pour la détermination du flux, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle sont retranchées de celles des précipitations journalières et le résultat obtenu, imposé en surface comme valeur de flux à ce temps.

- **Calcul de l'évapotranspiration potentielle**

Le calcul de l'évapotranspiration est fait avec la formule de THORNTHWAITE. Les formules de TURC ou de PENMAN donne des résultats plus fiables pour le calcul de l'évapotranspiration mais faute de données suffisantes pour l'application de ces méthodes, on s'est contenté de celle de THORNTHWAITE.

Selon l'auteur, l'évapotranspiration potentielle (ETP) mensuelle ou décadaire est donnée par :

$$ETP = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot \theta}{I} \right)^a \cdot F(\lambda)$$

ETP en mm.

θ : Température moyenne mesurée sous abri de la période considérée 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 : indice thermique annuel, somme des douze indices thermiques mensuels i

$$i = \left(\frac{\theta}{5} \right)^{1.514}$$

F (λ) : coefficient de correction fonction de la latitude et du mois, donné par des tables.

Les valeurs des précipitations journalières, d'évapotranspiration potentielle ainsi que les flux calculés pour chaque période dans toutes les stations sont consignées en annexes.

Outre ces paramètres, les valeurs de pression imposées aux limites supérieure et inférieure comme spécifié dans le fichier « dat », sont définies dans ce fichier ainsi que les temps de début et de durée maximale de la simulation.

```

statf16.clm (Edited) Window 1
      0
      4
      0.000      0.00
      1      -0.07
      2      0.23
      999999.000      0.00
      0.      2
      0.      -500.
      999999.      -500.
    
```

Figure 3.6 : Structure du fichier des conditions limites « clm ».

3. 2. Les fichiers de sortie

Deux fichiers de sortie sont exploités dans le cas de notre étude :

- **Le fichier « pro »** qui est sous programme permettant de visualiser les valeurs des différentes variables pour des temps de sortie définis à l'avance ^{et} en fonction de la profondeur. Les variables que l'on peut visualiser sont : la pression, la teneur en eau et la conductivité hydraulique.
- **Le fichier « out »** qui donne le bilan de masse c'est-à-dire la quantité d'eau initiale, la quantité d'eau finale, l'infiltration et le drainage.

3. 3. Résultat des simulations : Recharge calculée

C'est l'exploitation du fichier de sortie « out » qui permet d'avoir la recharge calculée. Ce fichier donne, pour chaque temps d'impression, la quantité d'eau qui s'est infiltrée (infiltration) dans le milieu poreux ainsi que la quantité qui en est ressortie par drainage (drainage). Le système considéré étant la couche non saturée qui est située juste au dessus de la nappe, la quantité d'eau qui est drainée dans ce système va directement vers la nappe et constitue donc la recharge.

L'estimation de la recharge n'a pas pu être effectuée que sur neuf stations sur un total de 18 stations, ce qui donne néanmoins un nombre assez représentatif de stations réparti sur l'ensemble de la zone d'étude. Les valeurs de recharge simulées au niveau des différentes stations sont regroupées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 3 : Valeurs de recharge issues de la simulation

| Stations Utilisées dans la simulation | Recharge calculée (dm) | Recharge annuelle (mm) |
|---------------------------------------|------------------------|------------------------|
| Station F1 | 0,04 | 4 |
| Station P1 | 0,16 | 16 |
| Station F2 | 0,26 | 26 |
| Station F3 | 0,21 | 21 |
| Station F7 | 0,18 | 18 |
| Station F13 | 0,14 | 14 |
| Station F16 | 0,1 | 10 |
| Station F17 | 0,11 | 11 |
| Station F20 | 0,14 | 14 |

Parallèlement, les données piézométriques obtenus au niveau des différentes stations sont utilisées pour avoir une estimation de la recharge mesurée. A partir de ces données piézométriques, on peut obtenir le battement de la nappe en faisant la différence entre le niveau maximal et le niveau minimal.

En admettant une valeur de porosité de 20 % qui est généralement admise pour les types de sols rencontrés dans la zone, on obtient, en multipliant la valeur de la remontée totale (le battement) ainsi obtenue par la porosité, la valeur de la recharge annuelle au niveau de chaque station.

Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau 4.

Tableau 4 : Valeurs de recharge issues des données piézométriques

| Stations | Altitude max (m) | Altitude moyenne (m) | Fluctuation de la nappe (m) | Porosité (%) | Recharge mesurée (mm) |
|----------|------------------|----------------------|-----------------------------|--------------|-----------------------|
| F1 | -17,47 | -17,50 | 0,03 | 20 | 5 |
| P1 | -14,61 | -14,70 | 0,09 | 20 | 18 |
| F2 | 0,13 | -2,34 | 2,47 | 20 | 495 |
| F3 | -25,59 | -25,89 | 0,30 | 20 | 61 |
| F4 | -1,58 | -1,69 | 0,11 | 20 | 22 |
| F5 | -7,15 | -7,25 | 0,10 | 20 | 20 |
| F6 | -10,76 | -10,81 | 0,04 | 20 | 9 |
| F7 | -0,93 | -1,03 | 0,09 | 20 | 19 |
| F8 | -1,72 | -2,12 | 0,40 | 20 | 81 |
| F10 | -3,62 | -3,66 | 0,04 | 20 | 8 |
| F11 | 5,40 | 5,35 | 0,05 | 20 | 10 |
| F12 | 15,83 | 15,66 | 0,17 | 20 | 35 |
| F13 | -6,92 | -6,98 | 0,06 | 20 | 12 |
| F14 | -0,20 | -0,26 | 0,05 | 20 | 11 |
| F15 | -11,91 | -12,00 | 0,09 | 20 | 18 |
| F16 | -9,06 | -9,11 | 0,05 | 20 | 11 |
| F17 | -15,41 | -15,45 | 0,05 | 20 | 10 |
| F20 | -27,93 | -28,01 | 0,08 | 20 | 16 |

Au vue de ces résultats, on peut noter, en dehors des stations F2 et F3, que les valeurs de recharges obtenues avec la simulation sont assez proches de celles obtenues avec les données piézométriques (valeurs en gras). les différences notées pouvant resulter :

- De l'estimation des flux imposés en surfaces qui ont été obtenus en calculant l'évapotranspiration avec la formule de THORNWAITE qui est peu fiable en teme d'estimation de la valeur de l'ETP car la formule ne prend pas en compte l'ensemble des paramètres qui entrent en jeu dans l'estimation de l'ETP (durée d'insolation, vitesse des vents etc.).
- Le calage des parametres hydodynamiques (K_{sat} , θ_r , θ_{sat} etc.) qui ne sont pas mesurés sur le terrain mais qui ont été obtenu en fonction des types de sol à partir de la base de données RETC de ROSETTA, ces parametres hydrodynamiques influant de façon considérable les résultats des simulations.

- Les variations de température du sol qui, en modifiant la viscosité de l'eau, augmente la conductivité hydraulique.
- La non prise en compte par le modèle de la recharge localisée résultant du stockage de l'eau dans les dépressions de la surface topographique et qui peut bien exister dans la zone d'étude.

Tableau 5 : Pourcentage de la recharge par rapport à la pluviométrie totale enregistrée

| Stations simulées | Recharge simulée (mm) | Recharge mesurée (mm) | Précipitation totale (mm) | Pourcentage recharge simulée (%) | Pourcentage recharge mesurée (%) |
|-------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| Station F1 | 4 | 5 | 559,5 | 0,71 | 0,89 |
| Station P1 | 16 | 18 | 614,5 | 2,60 | 2,93 |
| Station F2 | 26 | 495 | 752 | 3,46 | 65,82 |
| Station F3 | 21 | 61 | 692,45 | 3,03 | 8,81 |
| Station F7 | 18 | 19 | 541,25 | 3,33 | 3,51 |
| Station F13 | 14 | 12 | 644,6 | 2,17 | 1,86 |
| Station F16 | 10 | 11 | 539 | 1,86 | 2,04 |
| Station F17 | 11 | 10 | 596,75 | 1,84 | 1,68 |
| Station F20 | 14 | 16 | 669,25 | 2,09 | 2,39 |

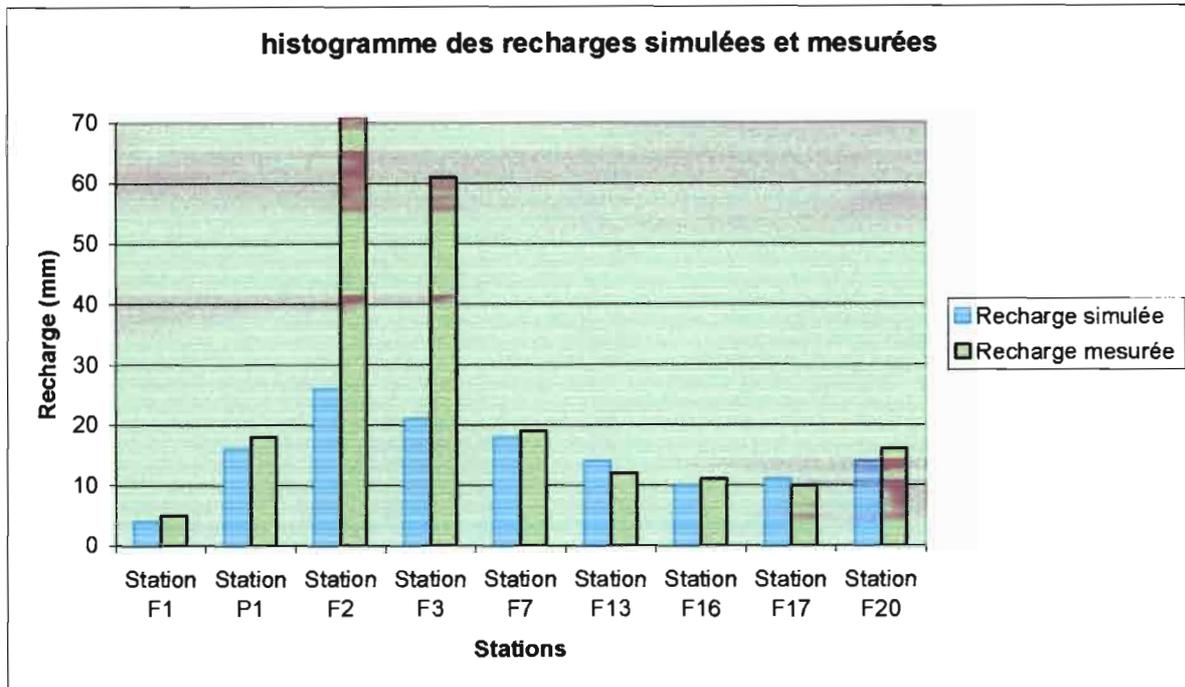


Figure 3.7 : Histogramme des recharges simulée et mesurée

Quoique assez faibles, les valeurs de recharge simulées sont néanmoins fiables car elles reflètent bien la prépondérance de l'évaporation au dépend de la recharge (entre 0,71 et 3,46 % de la précipitation totale) dans les pays sahéliens dominés par un climat chaud et séc. On se retrouve également dans la gamme de valeurs de recharge estimées dans la zone (NDOYE, 2003). Ces résultats montrent que le modèle est capable de simuler la recharge dans la zone et il constitue à cet effet un outil de gestion et d'aide à la prise de décision pour l'exploitation des eaux souterraines.

CONCLUSION

La bordure méridionale du Ferlo, à l'instar de l'ensemble de la zone soudano sahélienne est caractérisée par un climat rigoureux marqué par une longue saison sèche et une très courte saison des pluies. A cela s'ajoute l'extrême irrégularité des précipitations et une demande évaporatoire très intense. Ces limitations climatiques permanentes ont pour conséquence le déficit des eaux de surface, déficit qui s'est encore accentué durant les périodes de sécheresse. Une des solutions palliatives a été donc une exploitation de plus en plus importante des eaux souterraines pour subvenir aux besoins des populations. Ces besoins se sont encore accrus avec l'augmentation de la population, le développement de l'agriculture et de l'industrie.

Dans cette zone où l'environnement géologique et climatique limite grandement les ressources en eau, il devient nécessaire d'évaluer avec précision la recharge. Cette dernière désigne à la fois le processus par lequel les eaux souterraines sont renouvelées et la quantité, exprimée généralement en hauteur d'eau, mise en jeu par ce processus.

A travers une synthèse bibliographique, une analyse des différents mécanismes de la recharge ainsi que les différents facteurs qui la contrôlent a été faite. En ce qui concerne les mécanismes de recharge, deux modes d'alimentation des nappes sont généralement décrits dans la littérature :

- Une recharge directe soit, par infiltration homogène et généralisée des eaux de pluie progressant lentement dans le sous sol par front d'humectation, soit par percolation de ces mêmes eaux vers la nappe par le biais de fissures et de failles.
- Une recharge indirecte par les eaux de ruissellement qui se concentrent dans les dépressions de la surface topographique et qui favorise une recharge localisée.

Les résultats obtenus par les différentes méthodes d'estimation de la recharge présentes dans la littérature sont très différents au point qu'on peut douter de leur fiabilité. Ce qui s'explique par une compréhension insuffisante des mécanismes de transferts d'eau dans la zone non saturée. Pour pallier cette insuffisance l'étude s'est fait en deux étapes :

- Une étude qualitative et quantitative des mécanismes de transfert d'eau dans la zone non saturée.
- L'utilisation d'un modèle de simulation afin de préciser le taux de recharge naturelle de ces aquifères.

Les valeurs de recharge obtenues à partir du modèle quoique assez faibles (entre 0,7 et 3,46% de la pluviométrie totale) sont assez proches de celles obtenues à partir des données piézométriques. Ce qui témoignent de la fiabilité du modèle utilisé. Elles sont également plus proches de 1 % que de 26 % ce qui se justifie par le fait que dans le contexte climatique de la bordure méridionale du Ferlo, la presque totalité des précipitations retourne à l'atmosphère par évapotranspiration.

RECOMMANDATIONS

Ce travail comme tout œuvre humaine comporte des insuffisances et pouvait être améliorées si les recommandations suivantes étaient appliquées :

- Utiliser dans la mesure du possible des données pluviométriques et piézométriques plus récentes pour avoir une meilleure estimation de la recharge qui refléterait plus exactement la situation actuelle des nappes de la bordure méridionale du Ferlo.
- Utiliser la formule de TURC ou de PENMAN pour avoir une meilleure estimation de la valeur de l'évapotranspiration potentielle et par la même occasion des valeurs plus fiables pour les flux d'eau imposés en surface.
- L'estimation des paramètres hydrodynamiques des différents horizons, en particulier de la conductivité hydraulique à saturation, doit aussi être revue car il n'est pas justifié que les paramètres hydrodynamiques utilisés dans le cadre de cette étude et qui sont tirés de la base de données RETC, soient les mêmes pour les types de sols rencontrés sur place.

Néanmoins, cette étude va permettre de comprendre les mécanismes de recharge des nappes ainsi que les différents facteurs qui la contrôlent. Elle a permis également de se faire une idée de la valeur de la recharge, ce qui peut être un outil de gestion et d'exploitation des eaux souterraines dans nos pays où les conditions climatiques ne sont pas toujours favorables à un renouvellement de ces dernières.



BIBLIOGRAPHIE

Daniel HILLEL, « L'eau et le sol : principes et processus physiques », PEDASUP, 1987.

André MUSY et Marc SOUTTER, « Physique du sol », Collection gérer l'environnement, Presses polytechniques et universitaires romandes, 1991.

F. FILDIER, « Amélioration de la ressource en eau : la réalimentation des nappes », AFEE, 1983.

Jonathan ISTOK, « Groundwater Modeling by the Finite Element Method », 1965.

Babacar NDIAYE, « Etude expérimentale et modélisation du comportement hydrodynamique des sols cultivée: application au bassin de Thyssé Kaymor (SENEGAL) », Thèse 2001.

Centre de Suivi Ecologique, « Annuaire sur l'environnement et les ressources naturelles du Sénégal », 2000.

Pibgnina BAZIE, « Etude expérimentale et modélisation des transferts verticaux d'eau en milieu poreux non saturés : application à la recharge des nappes de socle en climat soudano sahélien », thèse 1993.

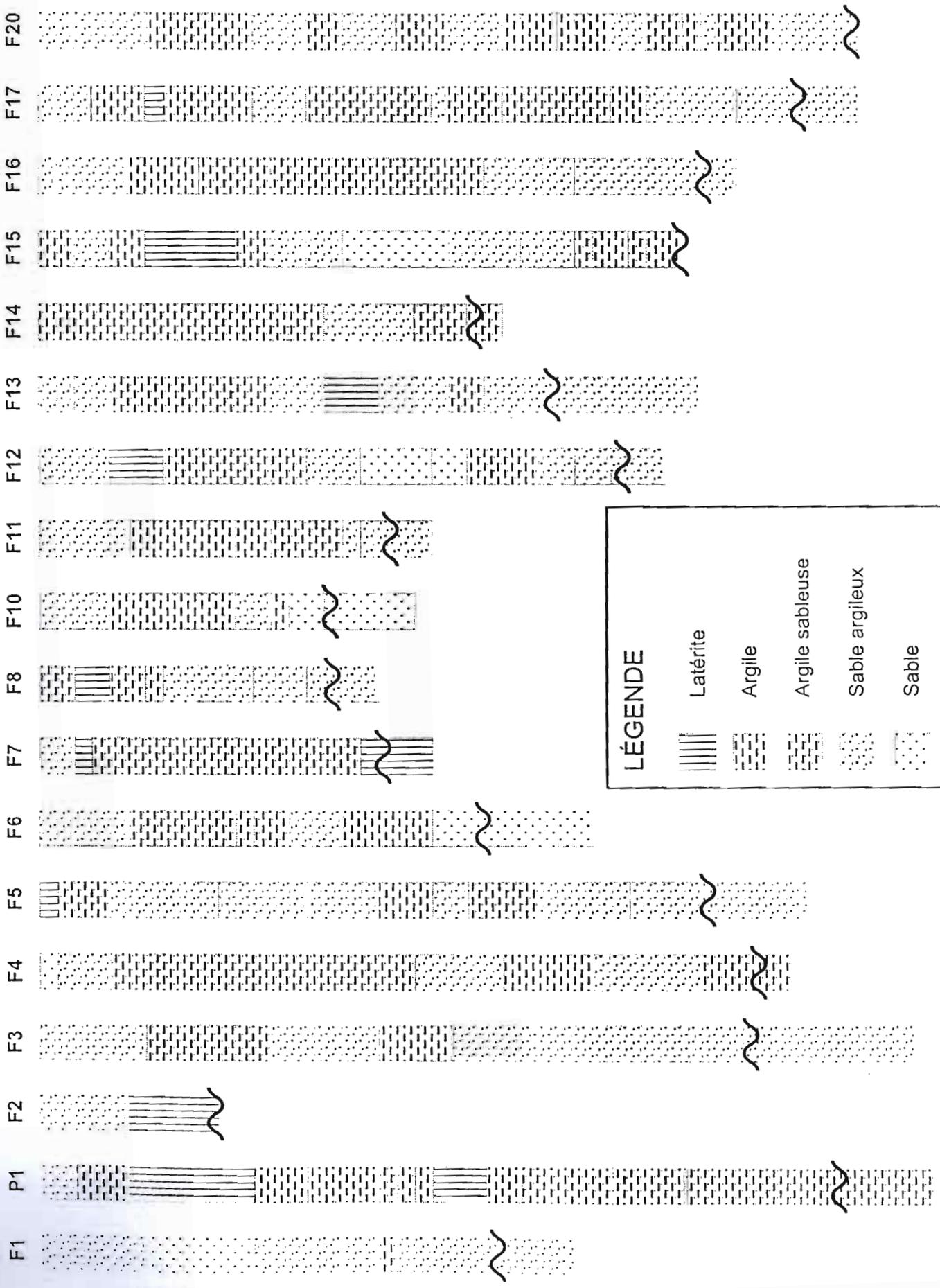
ANNEXES

Annexe 1

Annexe A.5

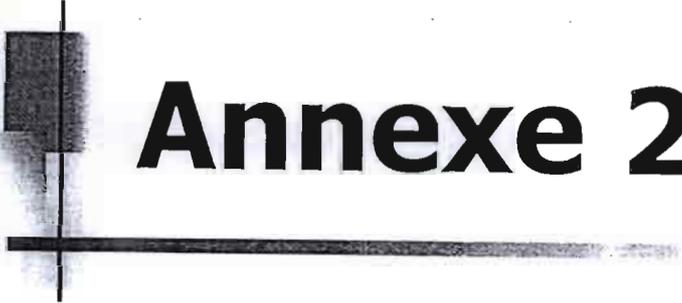


ECHELLE 1:300



LÉGENDE

| | |
|--|--------------------|
| | Latérite |
| | Argile |
| | Argile sableuse |
| | Sable argileux |
| | Sable |
| | Niveau de la nappe |



Annexe 2

Calcul de l'évapotranspiration potentielle ETP

| | | | |
|-----------|--------------|----------|-----------|
| Station | SOROKOGNE F1 | | |
| Longitude | 15°30'20" | latitude | 14°10'20" |

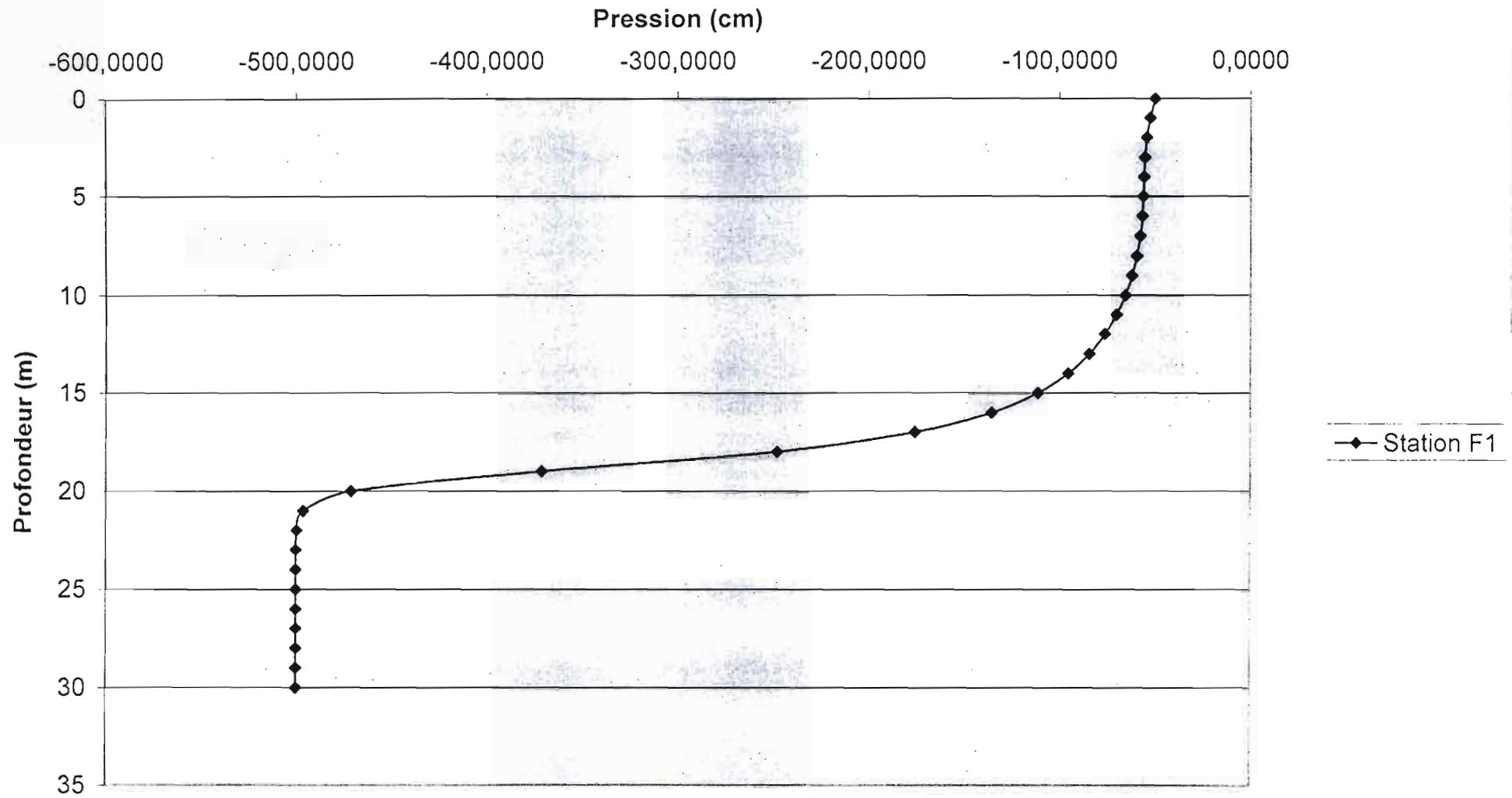
| Date | Pluie (mm/j) | θ | i | l | a | $F(\lambda)$ | ETP (mm/mois) | ETP (mm/j) | Flux (dm/j) |
|--------------|--------------|----------|-------|---------|-------|--------------|---------------|------------|-------------|
| 01/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 02/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 03/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 04/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 05/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 06/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 07/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 08/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 09/06/1987 | 13,5 | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | 0,06 |
| 10/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 11/06/1987 | 10 | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | 0,02 |
| 12/06/1987 | 4,75 | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,03 |
| 13/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 14/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 15/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 16/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 17/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 18/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 19/06/1987 | 11,5 | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | 0,04 |
| 20/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 21/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 22/06/1987 | 6,75 | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,01 |
| 23/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 24/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 25/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 26/06/1987 | 7,25 | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | 0,00 |
| 27/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 28/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 29/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| 30/06/1987 | | 29,8 | 14,92 | 167,842 | 4,516 | 1,076 | 230,11 | 7,670 | -0,08 |
| Somme | 53,75 | | | | | | | | -1,8 |
| 01/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 02/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 03/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 04/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 05/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 06/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 07/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 08/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 09/07/1987 | 4,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,02 |
| 10/07/1987 | 6,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | 0,00 |
| 11/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 12/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 13/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 14/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 15/07/1987 | 6,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | 0,00 |
| 16/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 17/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 18/07/1987 | 11 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | 0,04 |
| 19/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 20/07/1987 | 24 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | 0,17 |
| 21/07/1987 | 11,5 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | 0,05 |
| 22/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 23/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 24/07/1987 | 13,5 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | 0,07 |
| 25/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 26/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 27/07/1987 | 5,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,01 |
| 28/07/1987 | 2,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,04 |
| 29/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 30/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| 31/07/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,112 | 210,30 | 6,784 | -0,07 |
| Somme | 86,75 | | | | | | | | -1,2 |
| 01/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 02/08/1987 | 32,5 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,27 |
| 03/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 04/08/1987 | 24 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,18 |
| 05/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 06/08/1987 | 23 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,17 |
| 07/08/1987 | 4,5 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,01 |
| 08/08/1987 | 29 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,23 |
| 09/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 10/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 11/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 12/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 13/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 14/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |

| | | | | | | | | | |
|--------------|---------------|----|-------|---------|-------|-------|--------|-------|-------------|
| 15/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 16/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 17/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 18/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 19/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 20/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 21/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 22/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 23/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 24/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 25/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 26/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 27/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| 28/08/1987 | 17 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,11 |
| 29/08/1987 | 6,75 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,01 |
| 30/08/1987 | 6,5 | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | 0,01 |
| 31/08/1987 | | 28 | 13,58 | 167,842 | 4,516 | 1,078 | 173,99 | 5,613 | -0,06 |
| Somme | 143,25 | | | | | | | | -0,3 |
| 01/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 02/09/1987 | 32,5 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,26 |
| 03/09/1987 | 1,5 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,05 |
| 04/09/1987 | 0,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 05/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 06/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 07/09/1987 | 14,5 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,08 |
| 08/09/1987 | 4,25 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,02 |
| 09/09/1987 | 6 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,00 |
| 10/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 11/09/1987 | 7,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,01 |
| 12/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 13/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 14/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 15/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 16/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 17/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 18/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 19/09/1987 | 2,25 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,04 |
| 20/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 21/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 22/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 23/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 24/09/1987 | 8,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,02 |
| 25/09/1987 | 17,5 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,11 |
| 26/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 27/09/1987 | | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 28/09/1987 | 6,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,00 |
| 29/09/1987 | 0,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | -0,06 |
| 30/09/1987 | 9,75 | 29 | 14,32 | 167,842 | 4,516 | 1,020 | 192,91 | 6,430 | 0,03 |
| Somme | 113 | | | | | | | | -0,8 |
| 01/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 02/10/1987 | 19 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | 0,15 |
| 03/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 04/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 05/10/1987 | 27,5 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | 0,23 |
| 06/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 07/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 08/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 09/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 10/10/1987 | 77,5 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | 0,73 |
| 11/10/1987 | 0,75 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 12/10/1987 | 9,5 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | 0,05 |
| 13/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 14/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 15/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 16/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 17/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 18/10/1987 | 15,5 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | 0,11 |
| 19/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 20/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 21/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 22/10/1987 | 6,5 | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | 0,02 |
| 23/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 24/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 25/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 26/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 27/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 28/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 29/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 30/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| 31/10/1987 | | 27 | 12,85 | 167,842 | 4,516 | 1,018 | 139,42 | 4,497 | -0,04 |
| Somme | 156,25 | | | | | | | | 0,2 |

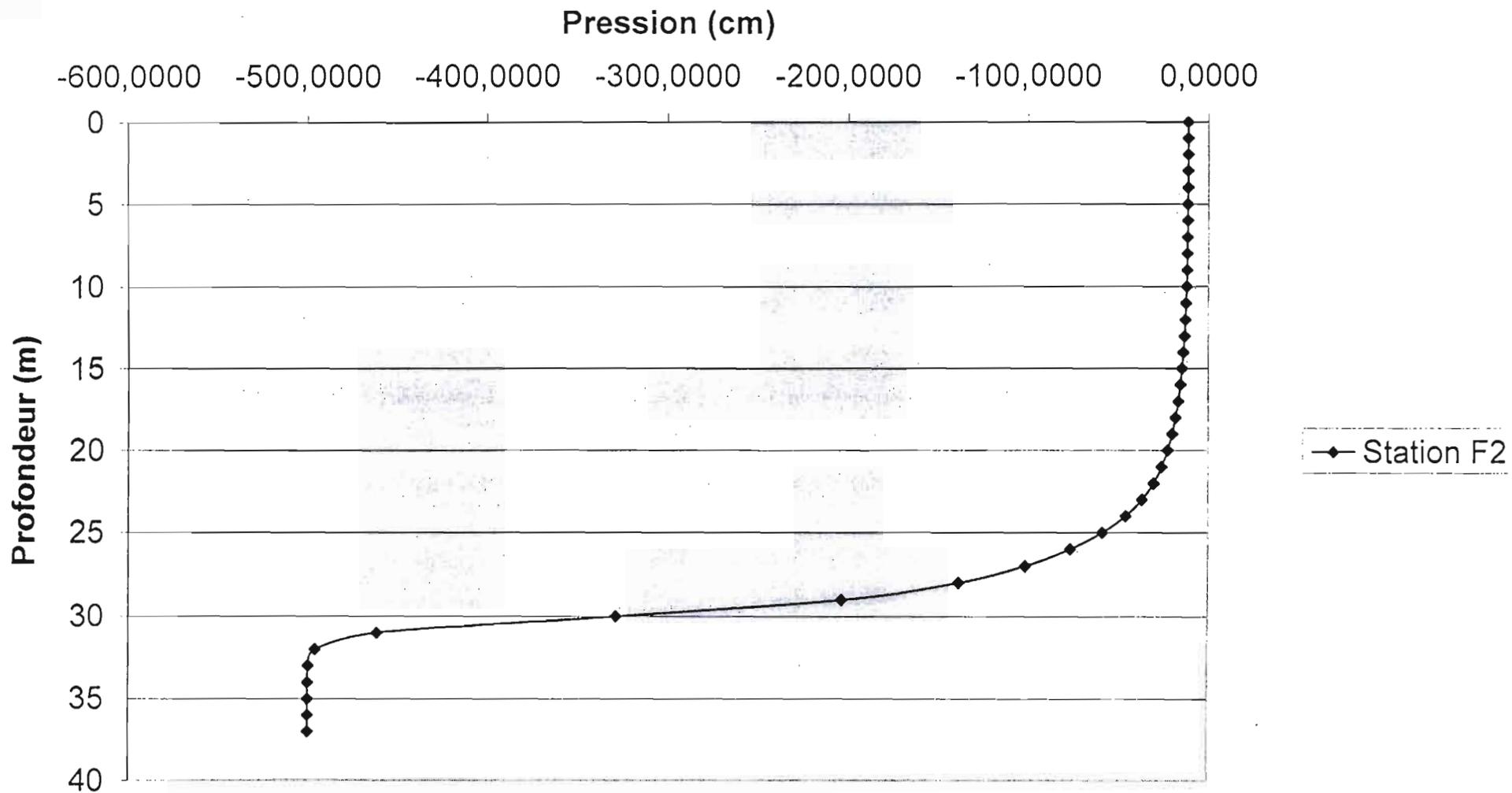


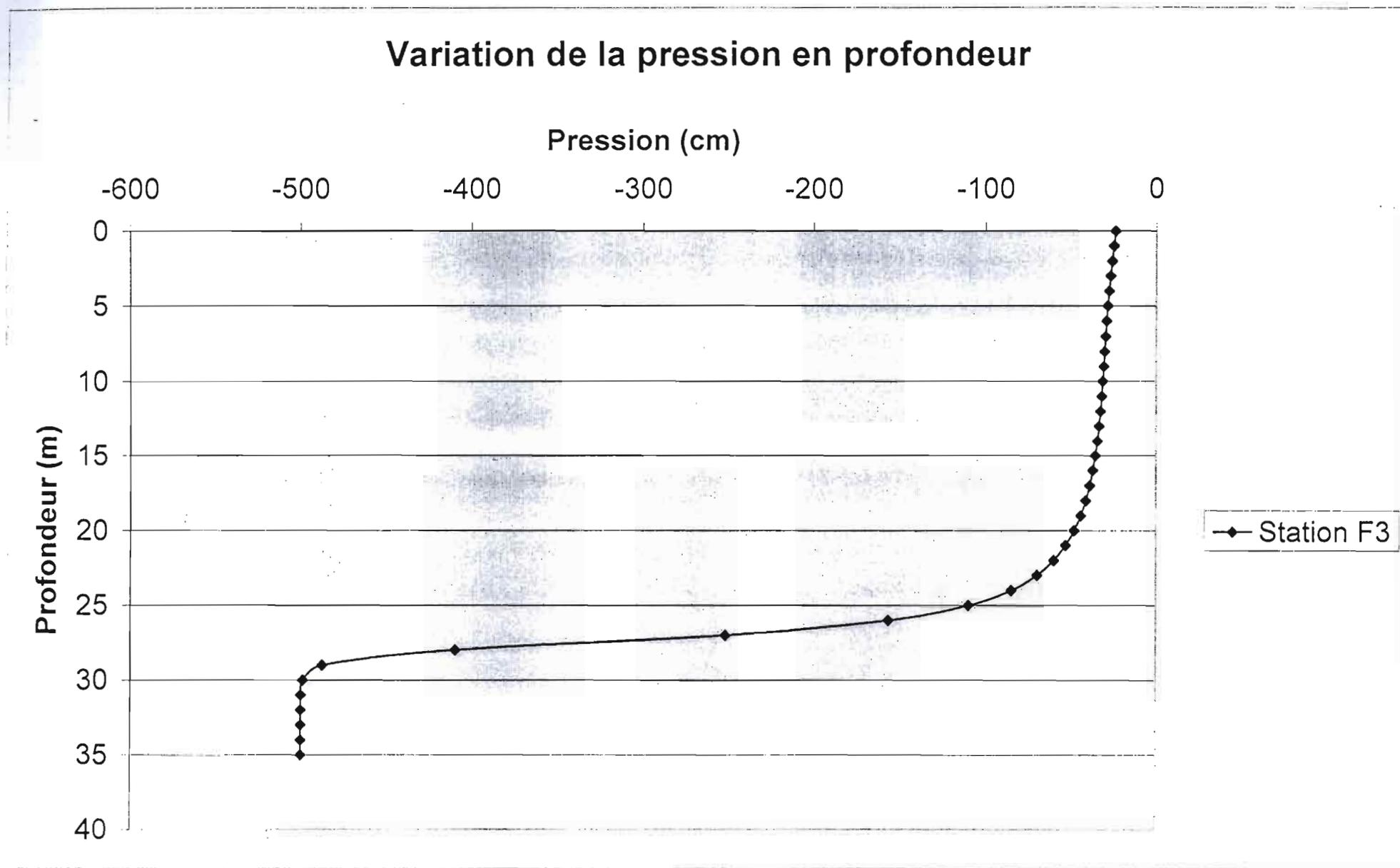
Annexe 3

Variation de la Pression en Profondeur



Variation de la Pression en profondeur





Annexe 4

Bilan de Masse

Example: station F1

Input parameters

=====

```

Number of layers           :           5
Number of elements        :          255
Spatial increment         :           1.000
Maximum number of Time steps :       900000
Initial time steps        :       0.000100
Minimum time steps        :       0.000010
Maximum time steps        :       0.000010
Maximum simulation time   :       50.000000
Time increment for output :       35.000000
Relative error            :       0.000100
Absolute error            :       0.001000
    
```

Modified Picard is used

Soil Hydraulic Properties :
van Genuchten - Mualem

| Ksat | Theta-r | Theta-s | Alpha | n | l |
|-------|---------|---------|---------|--------|--------|
| 3.14 | 0.1000 | 0.3900 | 0.05900 | 1.4800 | 0.5000 |
| 71.28 | 0.0450 | 0.4300 | 0.14500 | 2.6800 | 0.5000 |
| 3.14 | 0.1000 | 0.3900 | 0.05900 | 1.4800 | 0.5000 |
| 0.29 | 0.1000 | 0.3800 | 0.02700 | 1.2300 | 0.5000 |
| 3.14 | 0.1000 | 0.3900 | 0.05900 | 1.4800 | 0.5000 |

***** Mass Balance

Initial amount of water : 34.2914

***** Mass Balance

Initial amount of water : 34.2914

Final amount of water : 34.2714

Infiltration : -0.0200

Drainage : 0.0000

Absorption : 0.0000

Mass balance : 0.00000 or in %:0.01107

***** Mass Balance

Initial amount of water : 34.2714

Final amount of water : 34.5313

Infiltration : 0.2600

Drainage : 0.0100

Absorption : 0.0000

Mass balance : 0.00000 or in %:0.00190

***** Mass Balance

| | |
|---------------------------|--------------------------|
| Initial amount of water : | 34.5313 |
| Final amount of water : | 35.5013 |
| Infiltration : | 0.9700 |
| Drainage : | 0.0200 |
| Absorption : | 0.0000 |
| Mass balance : | -0.00001 or in %:0.00086 |

***** Mass Balance

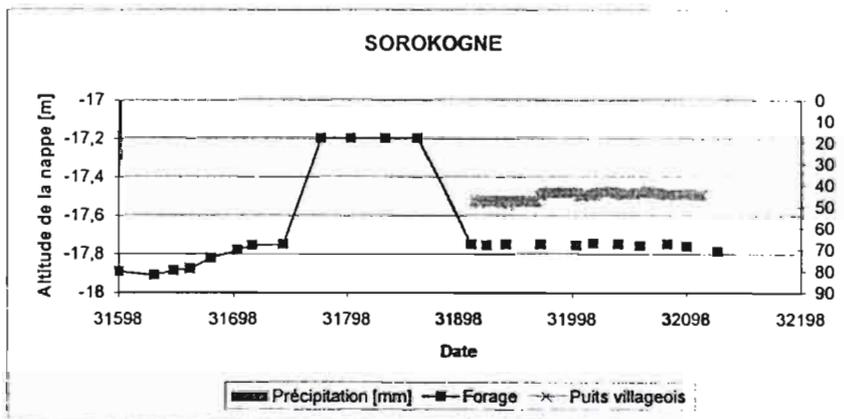
| | |
|--------------------------|-------------------------|
| Initial amount of water: | 35.5013 |
| Final amount of water : | 35.7882 |
| Infiltration : | 0.2870 |
| Drainage : | 0.0400 |
| Absorption : | 0.0000 |
| Mass balance : | 0.00000 or in %:0.00114 |



Annexe 5

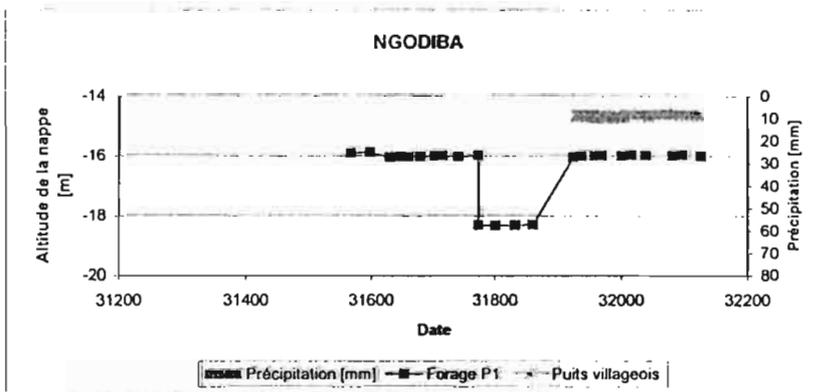
| | | | |
|-----------------------------|-----------|----------|---------------------------|
| Station SOROKOGNE F1 | | | |
| Longitude | 15°30'20" | Latitude | 14°10'20" |
| Type de point de mesure | Forage | | Puits villageois |
| Altitude du repère | 8,45 m | | 8,983 m |
| Altitude du sol | 7,72 m | | 7,93 m |
| | | | Précipitation totale [mm] |
| | | | 559,5 |

| Altitude du sol (m) | Epaisseur moyenne non saturée (m) | Precipitation totale (mm) | Précipitation moyenne (mm) | Altitude moyenne de la nappe (m) | Altitude max de la nappe (m) | Battement de la nappe (m) | Porosité du milieu (%) | Lame d'eau apportée (m) | Recharge (mm/an) |
|---------------------|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------------------|-------------------------|------------------|
| 7,93 | 25,43 | 559,50 | 12,72 | -17,50 | -17,47 | 0,03 | 20 | 0,005 | 5 |



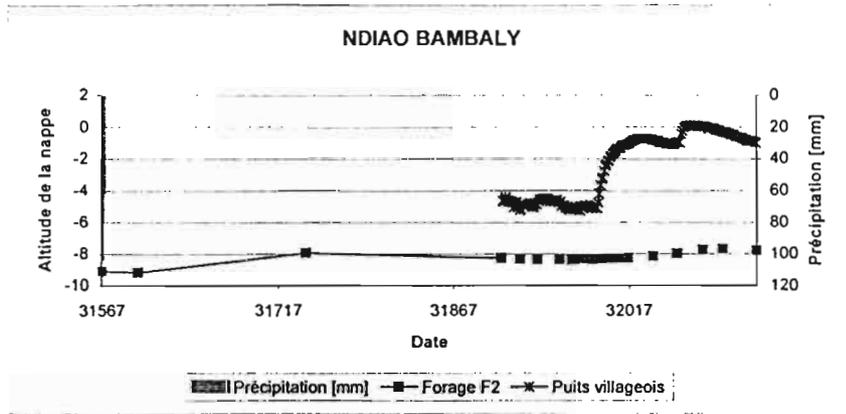
| | | | |
|---------------------------|-----------|----------|---------------------------|
| Station NGODIBA P1 | | | |
| Longitude | 15°30'20" | Latitude | 14°04'05" |
| Type de point de mesure | Forage | | Puits villageois |
| Altitude du repère | 32,654 m | | 30,32 m |
| Altitude du sol | 31,580 m | | 29,50 m |
| | | | Précipitation totale [mm] |
| | | | 614,5 |

| Altitude du sol (m) | Epaisseur moyenne non saturée (m) | Precipitation totale (mm) | Précipitation moyenne (mm) | Altitude moyenne de la nappe (m) | Altitude max de la nappe (m) | Battement de la nappe (m) | Porosité du milieu (%) | Lame d'eau apportée (m) | Recharge (mm/an) |
|---------------------|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------------------|-------------------------|------------------|
| 29,50 | 44,17 | 614,5 | 14,99 | -14,70 | -14,61 | 0,090 | 20 | 0,018 | 18 |



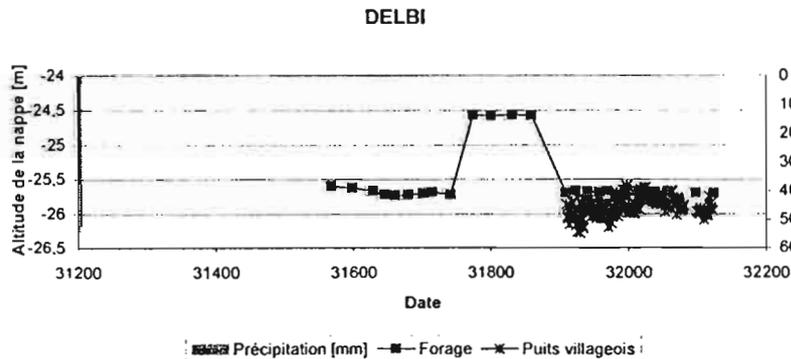
| | | | |
|--------------------------|-----------|----------|---------------------------|
| Station NDIAO BAMBALY F2 | | | |
| Longitude | 15°32'45" | Latitude | 13°51'15" |
| Type de point de mesure | Forage | | Puits villageois |
| Altitude du repère | 8,67 m | 8,647 m | |
| Altitude du sol | 8,00 m | 7,77 m | |
| | | | Précipitation totale [mm] |
| | | | 752 |

| Altitude du sol (m) | Epaisseur moyenne non saturée (m) | Precipitation totale (mm) | Précipitation moyenne (mm) | Altitude moyenne de la nappe (m) | Altitude max de la nappe (m) | Battement de la nappe (m) | Porosité du milieu (%) | Lame d'eau apportée (m) | Recharge (mm/an) |
|---------------------|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------------------|-------------------------|------------------|
| 7,77 | 10,11 | 752 | 17,90 | -2,34 | 0,132 | 2,47 | 20 | 0,495 | 495 |



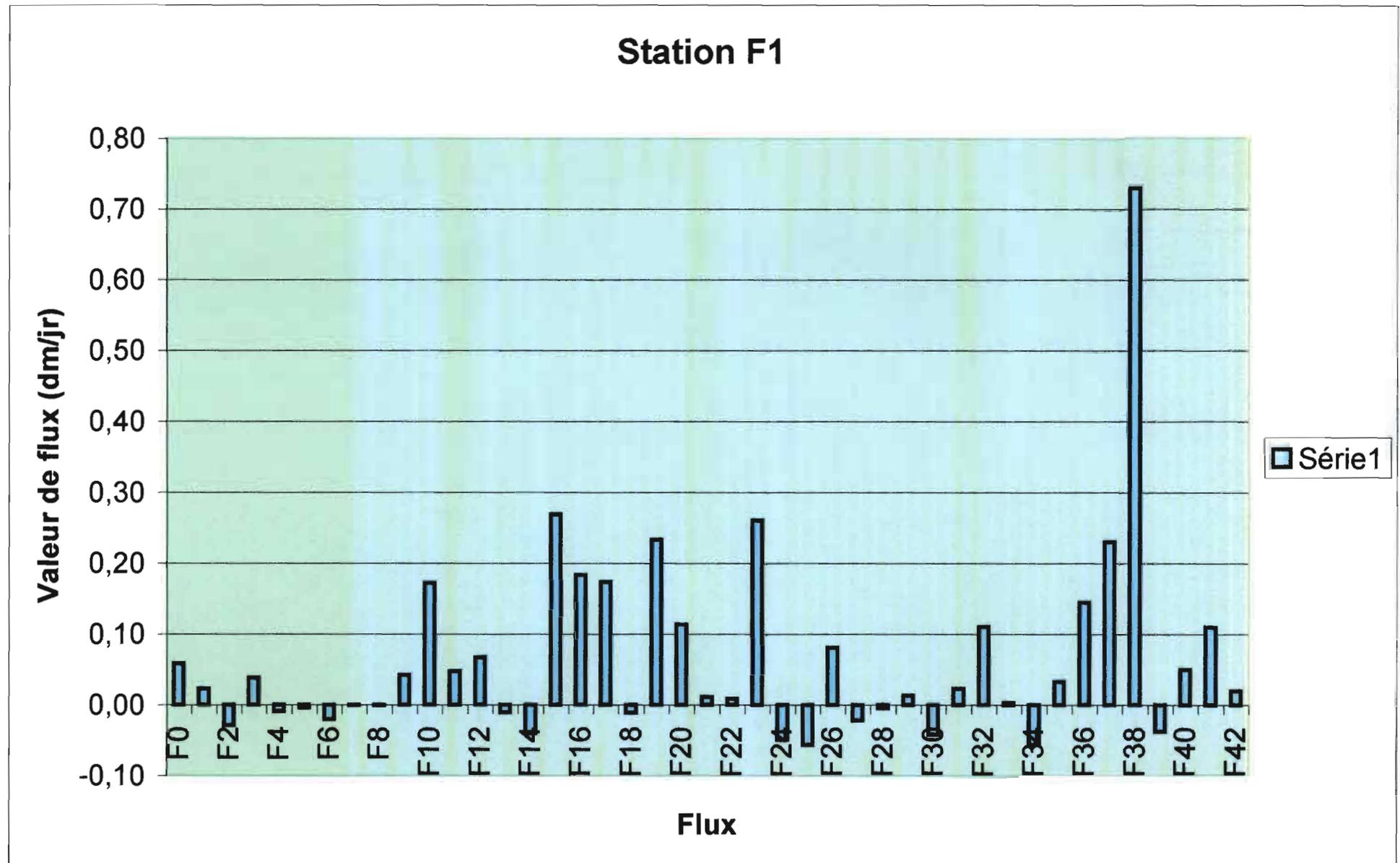
| | | | |
|-------------------------|-----------|----------|---------------------------|
| Station DELBI F3 | | | |
| Longitude | 15°18'30" | Latitude | 14°14'20" |
| Type de point de mesure | Forage | | Puits villageois |
| Altitude du repère | 13,171 m | 14,272 m | |
| Altitude du sol | 12,41 m | 13,67 m | |
| | | | Précipitation totale [mm] |
| | | | 692,45 |

| Altitude du sol (m) | Epaisseur moyenne non saturée (m) | Precipitation totale (mm) | Précipitation moyenne (mm) | Altitude moyenne de la nappe (m) | Altitude max de la nappe (m) | Battement de la nappe (m) | Porosité du milieu (%) | Lame d'eau apportée (m) | Recharge (mm/an) |
|---------------------|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------------------|-------------------------|------------------|
| 13,67 | 39,56 | 692,45 | 14,13 | -25,89 | -25,59 | 0,30 | 20 | 0,061 | 61 |





Annexe 6



Station F20

