



HAL
open science

Quantitification spatiale et temporelle de l'impact d'une haie sur les différents thèmes du bilan hydrique

Gholamreza Ghazavi

► **To cite this version:**

Gholamreza Ghazavi. Quantitification spatiale et temporelle de l'impact d'une haie sur les différents thèmes du bilan hydrique. Sciences du Vivant [q-bio]. AGROCAMPUS OUEST, 2008. Français. NNT: . tel-02818989

HAL Id: tel-02818989

<https://hal.inrae.fr/tel-02818989>

Submitted on 6 Jun 2020

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

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



THESE

Présentée devant

L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE RENNES

Pour obtenir le titre de docteur de l'ENSAR

Mention : Sciences de l'environnement

Par

Gholamreza GHAZAVI

**QUANTIFICATION SPATIALE ET TEMPORELLE DE L'IMPACT D'UNE HAIE
SUR LES DIFFERENTS TERMES DU BILAN HYDRIQUE**

Préparée à l'UMR INRA-Agrocampus **Sol Agro et hydrosystème Spatialisation** de
Rennes-Quimper

Ecole Doctorale Vie, Agronomie, Santé, Université Rennes 1

Soutenue le 3 juillet 2008 devant le jury composé de :

Pr. Marnik VANCLOOSTER, Professeur, Université de Louvain, Rapporteur

Pr. Yves COQUET, Professeur, AgroParistech, Rapporteur

Dr. André GRANIER, Directeur de recherche INRA, Examineur

Dr. Isabelle BRAUD, Directrice de recherche, CEMAGREF, Examinatrice

Dr. Philippe MEROT, Directeur de recherche, INRA, Directeur de la thèse

Dr. Zahra THOMAS, Maître de conférences, Agrocampus, Co-Directrice de la thèse

REMERCIEMENTS

Le travail présenté dans ce mémoire a été effectué au sein de l'Unité Mixte de Recherche INRA-Agrocampus Rennes, Sol Agro et hydrosystème Spatialisation (UMR 1069 – SAS).

Je tiens tout d'abord à remercier vivement Zahra Thomas pour avoir accepté de s'impliquer dans l'encadrement de ce travail, pour sa patience, pour sa disponibilité, pour ses remarques et conseils pertinents et pour la confiance qu'elle m'a témoignée tout au long de ma thèse. Merci encore Zahra, sans toi ce travail n'aurait pas abouti.

Je remercie également Philippe Mérot, qui a accepté de diriger cette thèse. Je lui suis très reconnaissant d'avoir toujours été présent et attentif au bon déroulement du travail. Son recul, sa profondeur de vue et son enthousiasme communicatif m'ont été d'un grand secours.

Je remercie Marnik Vanclooster et Yves Coquet d'avoir accepté d'évaluer ce travail et d'être les rapporteurs de la thèse. Merci à André Granier, et Isabelle Braud qui m'ont fait l'honneur de participer au Jury.

Durant la thèse, un comité de pilotage s'est réuni régulièrement afin de valider les principales orientations du travail. Je remercie les membres de ce comité, André Granier, Catherine Grimaldi, Jérôme Molénat, Christian Walter et Cyril Kao, dont les conseils m'ont beaucoup encouragé.

Merci aussi aux nombreuses personnes qui ont installé le matériel et aidé à la collecte de données. Jean-Claude et Yannick merci pour votre aide car sans vous ce travail n'aurait pas vu le jour, merci pour les longues journées de terrain, merci pour votre bonne humeur et votre patience. Merci aussi à Gilles, Marcel, Pascale, Mikaël, Rémy et Nicolas pour votre aide ponctuelle mais précieuse.

Merci à Gilles et à Christian pour l'initiation à la pédologie. Merci aux membres du laboratoire pour leur accueil et pour leur bonne humeur.

Je remercie tous mes amis, pour leur présence et leur soutien constant. Je leur souhaite également beaucoup de réussite professionnelle et personnelle.

J'aurais une attention particulière pour mes parents, qui ont su brillamment me porter, et m'amener là où je suis aujourd'hui.

Je tiens enfin à remercier mon épouse Fahimeh, et mes enfants Ali et Zahra, pour leur chaleureux accompagnement et pour le soutien qu'ils m'ont apporté sans relâche durant la préparation de la thèse.

RESUME

L'importance des fonctions hydrologiques des structures linéaires du paysage (haies, talus, fossés) est de plus en plus souvent mise en avant, face aux profondes modifications du paysage et à la nécessité de la conservation des ressources en eau et en sol. De nombreux travaux ont porté sur l'érosion, la modification des propriétés physiques du sol et, plus récemment sur l'évaluation du rôle de ces structures dans le transfert de pollution. Les travaux menés, ces dernières années, au sein de l'UMR SAS ont permis de mettre en évidence et de modéliser le rôle des haies dans le fonctionnement hydrologique en contexte tempéré. Ces travaux ont permis de mettre en évidence l'importance de la transpiration de la haie dans le bilan hydrique local.

L'objectif de cette thèse est d'une part de quantifier l'impact de la haie sur différents termes du bilan hydrique et d'autre part évaluer l'influence spatio-temporelle de la haie sur la dynamique de l'eau dans la zone saturée et non-saturée en relation avec les propriétés physiques du sol et selon l'état hydrique du système. Un dispositif de terrain a été mis en place en 2005 sur un bassin versant situé à l'ouest de Rennes. Le suivi de terrain concerne une zone de bas fond d'une superficie de 280 m², traversée par une haie perpendiculaire à la pente.

Les résultats obtenus montrent que l'influence de la haie sur l'humidité du sol est liée d'une part au prélèvement racinaire et d'autre part à l'interception de la pluie. L'impact de la haie sur la pluie se traduit par une augmentation de l'interception qui dépend d'une part, de l'intensité et de la durée des événements pluvieux considérés ; d'autre part, de l'état de la végétation (avec ou sans feuilles). Les variations de l'interception observées pendant les deux années hydrologiques étudiées vont de 12% en période sans feuilles à 28% en période avec feuilles. La distribution spatiale de la pluie est variable selon la distance à la haie avec un effet significatif jusqu'à 9 m en amont et 16 m en aval. L'estimation de la transpiration par les mesures de flux de sève, permet de mettre en évidence la forte variation inter-arbres et interannuelle qui dépend respectivement de la circonférence des arbres et de la disponibilité de l'eau du sol. En année sèche la transpiration mesurée ne dépasse pas une fois l'ETP, alors qu'elle atteint largement deux fois l'ETP en année humide. Le prélèvement d'eau par les arbres induit un assèchement du sol au voisinage de la haie jusqu'à 9 m en amont et 6 m à l'aval. Cette largeur correspond à la zone où la densité racinaire est plus élevée. L'extension spatiale de l'assèchement du sol est cohérente avec la distribution du système racinaire. Les résultats obtenus sur deux années hydrologiques assez contrastées montrent la variabilité de l'influence de la haie en fonction des conditions climatiques. L'effet de la haie sur les teneurs en eau du sol est plus important en année sèche (2005-2006, 524 mm de pluie). L'année 2006-2007 était particulièrement humide (936 mm de pluie), ce qui a fortement favorisé la réhumectation du sol. En effet, le retard de la réhumectation du sol de l'ordre de 3 mois à l'automne 2005 n'a quasiment pas été observé à l'automne 2006. Concernant la dynamique spatiale et temporelle de la nappe, nous mettons en évidence que le contrôle de l'hydrologie du versant s'opère, selon l'état hydrique du sol et selon la profondeur de la nappe, via la zone humide aval en période de hautes eaux (le niveau d'eau de nappe dépend essentiellement du niveau d'eau dans le cours d'eau), et via la haie pendant la période où la transpiration est active. L'impact associé de la zone humide et de la haie sur la dynamique de la nappe ainsi que le rôle des connexions nappe-rivière dans le contrôle hydrologique du versant constituent des processus intéressants à considérer dans la modélisation hydrologique notamment pour les bassins versants où la densité des structures linéaires boisées est importante. A partir des résultats obtenus, nous proposons de dresser un bilan hydrologique à l'échelle du versant. Une tentative de spatialisation avec des hypothèses assez simples sur la répartition du réseau bocager dans le bassin versant et la conceptualisation des processus locaux observés a été réalisée. Sans aller jusqu'à la mise en œuvre d'un modèle numérique, ce travail propose des schémas de fonctionnement qui serviront comme base pour l'intégration de certains concepts dans les modèles hydrologiques.

ABSTRACT

Considering the hydrological function of linear landscape structures (hedge, embankment, and ditches) increased, due to changes in the landscape and the needs for soil and water conservation. The most known researches conducted concern erosion and changes in soil physical properties, and recently they also focus on evaluating roles of these structures in the pollution transfer. In the few past years, works carried out in the UMR SAS have shown the importance of hedgerow transpiration in the water balance at the local scale.

The objective of this thesis is to quantify the hedgerow impact on water balance, and to evaluate spatio-temporal variation of water transfer on saturated and unsaturated zone in order to understand the hydrological functions of hedgerow at local scale. Site monitoring started on 2005, Two transects were monitored. Study site was located in a headwater catchment west of Rennes. The instrumented area is was about 280 m² in a bottomland zone with a hedgerow perpendicular to the slope. Measurements were done continuously during the two hydrological years (2005-2006, 2006-2007).

The results show that the influence of hedgerow on soil moisture is due to root water uptake and rainfall interception. Interception rate decreases when hedgerow distance increases depending both on rainfall characteristics (rain amount and duration of rain events) and vegetation period (leafed or leafless period). Interception amount evaluation during the two studied years show that rainfall interception varies from 12% in a leafless period to 28% in leafed period. Transpiration estimated by sap flow method indicates a highly variable amount depending on tree circumference and soil-water availability. In driest year, transpiration is not more than once ETP, while it is twice ETP in the wet year. The trees water uptake causes a soil drying closed to the hedge up to 9 m upslope and 6 m downslope. The width of the uptake zone corresponds to the area where the root density is higher. The effect of the hedgerow on the soil moisture is more important during dry years (2005-2006, 524 mm of rain). The year 2006-2007 was particularly wet (936 mm of rain). The delay in soil rewetting in the range of 3 months in the fall of 2005 has disappear in the fall of 2006. Regarding the spatial and temporal dynamics of the shallow groundwater, we show that the control of the hillslope hydrology depends on the soil water condition and ground shallow water depth. During the wet period, the shallow groundwater dynamic depends on rainfall and the shallow water table depth in the bottomland (related to stream water level). Shallow groundwater is influenced by hedgerow when the transpiration is active. For area where linear landscape structures (hedge, embankment, and ditches) are important, impact of wetland and hedgerow on the shallow groundwater dynamics have to be embedded in hydrological modelling. Based on our results, we provide a hydrological water budget at the watershed scale. We suggest a scheme that allows the main processes to consider for hydrological modelling in order to represent linear vegetation structures.

INTRODUCTION GENERALE	10
CHAPITRE 1 ETAT DE L'ART	13
INTRODUCTION	14
1.1 EVOLUTION DU BOCAGE ET RÔLE DE L'ARBRE DANS LES AGRO-SYSTÈMES	14
1.2 RÔLE DE L'ARBRE DANS LE CYCLE DE L'EAU	15
1.2.1 L'interception	16
1.2.2 L'évapotranspiration	18
1.2.3 L'impact de la haie sur les transferts de surface.....	21
1.2.4 L'impact de la haie sur les transferts de subsurface.....	22
1.2.4.1 <i>Les transferts dans le sol</i>	22
1.2.4.2 <i>Les transferts dans la nappe</i>	23
1.3 EFFET DES HAIES SUR LES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DU SOL	24
1.3.1 Organisation spatiale.....	24
1.3.2 Densité apparente	24
1.3.3 Conductivité hydraulique	25
1.4 BILAN HYDRIQUE DU SOL	26
1.5 IMPORTANCE DE LA PRISE EN COMPTE DES STRUCTURES LINÉAIRES DANS LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	27
1.6 CONCLUSION DE L'ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE	28
CHAPITRE 2 METHODOLOGIE	29
INTRODUCTION	30

<u>2.1 DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE</u>	<u>30</u>
2.1.1 Topographie	31
2.2.2 Climat	33
<u>2.2 DONNÉES MICRO-CLIMATIQUES ET MESURES DE FLUX DE SÈVE.....</u>	<u>34</u>
2.2.1 Mesure de la pluviométrie.....	35
2.2.2 Mesure de la Transpiration	35
2.2.2.1 Description de la méthode TDP	36
2.2.2.2 Mise en place des mesures	37
2.2.3 Description pédologique du site.....	38
<u>2.3 CARACTÉRISATION DES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DU SOL.....</u>	<u>41</u>
2.3.1 Densité apparente	41
2.3.2 Courbes de rétention	41
2.3.3 Mesure de la Conductivité hydraulique proche de la saturation	41
2.3.4 Description du système racinaire.....	43
<u>2.4 SUIVI HYDRIQUE</u>	<u>43</u>
2.4.1 Mesure du potentiel matriciel.....	43
2.4.1.1 Etalonnage des capteurs	44
2.4.1.2 Installation des tensiomètres sur le terrain	44
2.4.2 Mesure de la profondeur de la nappe.....	46
<u>CHAPITRE 3 INFLUENCE DE LA HAIE SUR LES PROPRIETES PHYSIQUES DU SOL</u>	<u>49</u>
<u>INTRODUCTION.....</u>	<u>50</u>
<u>3.1 CARACTÉRISATION DU SOL</u>	<u>50</u>
3.1.1 Cartographie du sol	50
3.1.2 Influence de la haie sur l'organisation du sol le long de la toposéquence	51
3.1.3 Variation spatiale de l'hydromorphie le long de la toposéquence	52

3.1.4 Résultats de l'analyse granulométrique du sol	52
<u>3.2 DESCRIPTION DE L'ENRACINEMENT</u>	<u>55</u>
<u>3.3 PROPRIÉTÉS PHYSIQUES ET HYDRODYNAMIQUES DU SOL.....</u>	<u>57</u>
3.3.1 Densité apparente du sol le long de la toposéquence	57
3.3.2 Conductivité hydraulique proche de la saturation et densité apparente	58
3.3.3 Densité apparente du sol et enracinement	59
3.3.4 Courbes de rétention $h(\theta)$	61
<u>3.4 RÉSERVE UTILE DES SOLS</u>	<u>64</u>
3.4.1 Variation de la RU à différentes distances de la haie	65
3.4.2 Variation de l'humidité volumique du sol.....	65
3.4.2.1 Variation annuelle	68
3.4.2.2 Variation saisonnière.....	69
3.4.3 Variations du stock d'eau selon la distance à la haie.....	71
<u>3.5 CONCLUSION DU CHAPITRE</u>	<u>76</u>
<u>CHAPITRE 4 IMPACT DE LA HAIE SUR LA DYNAMIQUE DE L'EAU :</u>	
<u>DISTRIBUTION SPATIALE DE LA PLUIE ET TRANSFERT DANS LE SOL ET</u>	
<u>DANS LA NAPPE</u>	<u>78</u>
<u>INTRODUCTION.....</u>	<u>79</u>
<u>4.1 IMPACT DE LA HAIE SUR LE TRANSFERT DE L'EAU DANS LE SOL : RÔLE</u>	
<u>DE L'INTERCEPTION DE LA PLUIE ET DU PRÉLÈVEMENT RACINAIRE.....</u>	<u>79</u>
4.1.1 Résumé de l'article	79
4.1.2. Article: Hedgerow impacts on soil-water transfer due to rainfall interception and root-water uptake (in press).....	81
<u>4.2 CONDITIONS CLIMATIQUES POUR LES DEUX ANNÉES D'ÉTUDE.....</u>	<u>109</u>

<u>4.3 VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DU POTENTIEL DE L'EAU DANS LE SOL</u>	<u>110</u>
<u>4.4 VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DU POTENTIEL MATRICIEL EN FONCTION DE LA PLUIE</u>	<u>116</u>
<u>4.5 DYNAMIQUE DE LA NAPPE</u>	<u>118</u>
4.5.1 Dynamique annuelle de la nappe	119
4.5.2 Variation du toit de la nappe en fonction de la pluie pour les périodes avec et sans feuilles	121
4.5.3 Dynamique journalière de la nappe	123
4.5.4 Variation temporelle du gradient hydraulique	124
4.5.5 Discussion et conclusion sur la dynamique de la nappe	125
<u>4.6 CONCLUSION DU CHAPITRE</u>	<u>127</u>
<u>CHAPITRE 5 ESTIMATION DE LA TRANSPIRATION ET TENTATIVE DE SPATIALISATION EN VUE D'UNE QUANTIFICATION DE L'IMPACT DE LA HAIE SUR LES DIFFERENTS TERMES DU BILAN HYDRIQUE</u>	<u>128</u>
<u>INTRODUCTION</u>	<u>129</u>
<u>5.1 CARACTÉRISTIQUES DES ARBRES ÉTUDIÉS</u>	<u>129</u>
<u>5.2 RÉSULTATS DES MESURES DU FLUX DE SÈVE</u>	<u>130</u>
5.2.1 Variation azimutale de la densité de flux de sève	131
5.2.2 Variation de la densité de flux de sève en fonction des conditions climatiques	133
5.2.3 Consommation annuelle de l'arbre	136
<u>5.3 GÉNÉRALISATION DE LA TRANSPIRATION : TENTATIVE DE SPATIALISATION</u>	<u>139</u>
5.3.1 A partir de la projection de la cime	140

5.3.2 A partir de la surface occupée par les racines.....	142
5.3.3 A partir de la densité du système racinaire.....	144
<u>5.4 COMPARAISON DES TROIS MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA TRANSPIRATION</u>	<u>145</u>
<u>5.5 BILAN HYDRIQUE</u>	<u>148</u>
5.5.1 Les différents termes du bilan hydrique	148
5.5.2 Bilan hydrique local spatialisé.....	150
5.5.3 Bilan hydrique à l'échelle de bassin versant.....	154
<u>5.6 CONCLUSION DU CHAPITRE</u>	<u>156</u>
<u>CONCLUSION GÉNÉRALE</u>	<u>159</u>
<u>BIBLIOGRAPHIE.....</u>	<u>164</u>
<u>LISTE DES FIGURES</u>	<u>177</u>
<u>LISTE DES TABLEAUX</u>	<u>183</u>
<u>ANNEXES</u>	<u>184</u>

INTRODUCTION GENERALE

Une haie est un alignement d'arbres ou d'arbustes crée par l'Homme pour remplir des fonctions variées (clôture, protection contre le vent, promotion de la biodiversité, limite de propriété..). Cet alignement d'arbres constitue une structure linéaire boisée du paysage connue dans le monde : le bocage (Baudry *et al.*, 2000). Dans de nombreuses régions, les haies sont utilisées en réponse à une contrainte du milieu. L'exemple le plus connu est la haie brise-vent dans les régions qui connaissent un déficit pluviométrique. Ce type de haies atténue l'effet de la sécheresse sur les cultures. Les racines des haies peuvent s'étendre très loin de la ceinture, ce qui permet aux arbres d'accéder à l'eau qui a percolé sous le niveau des plantes cultivées (Baudry *et al.*, 2000). Les haies plantées en ceinture de fond de vallée peuvent être en mesure d'accéder et d'utiliser les eaux de ruissellement et de flux latéral de subsurface qui proviennent de la pente. Il s'avère en particulier que les haies perpendiculaires à la pente font barrage au ruissellement lié à l'intensité des pluies et forcent les eaux à s'infiltrer ; et que le réseau bocager peut fonctionner comme un réseau hydrographique secondaire pour les écoulements de surface (Mérot *et al.*, 1999). Le contrôle du ruissellement se double d'un contrôle de l'érosion (Angima *et al.*, 2002). La haie par son enracinement, joue le rôle de drain vertical ; elle joue également le rôle de pompe à eau. Le bocage est un élément qui façonne le paysage et son rôle est maintenant connu et reconnu pour normaliser les eaux de pluies, réduire l'érosion des sols et maintenir la biodiversité (Baudry et Jouin, 2003). Bien que les haies occupent le plus souvent des superficies relativement restreintes (jamais plus d'un hectare), on y observe plus d'une vingtaine d'espèces d'oiseaux et plusieurs espèces végétales. Ces milieux pourraient donc contribuer d'une façon significative à augmenter, ou tout du moins, à maintenir la biodiversité en milieu agricole (Baudry et Jouin, 2003). Dans le nord-ouest de l'Europe et notamment en Bretagne où le climat est tempéré, l'espace rural a traditionnellement été segmenté ou cloisonné par des haies. Dans les années 1970, les haies ont été supprimées pour les besoins de l'intensification agricole (Lefeuvre, 1985). Avec la mécanisation de l'agriculture, les haies sont devenues gênantes, délimitant des champs trop petits. En France, plus de 600 000 Km de haies ont été détruits entre la fin des années soixante et les années quatre-vingt, soit la moitié du linéaire total (Baudry et Jouin., 2003). Aujourd'hui, cet arasement du bocage se traduit par des effets négatifs sur les ressources en eau et en sols, et de manière générale sur l'environnement.

Au regard des résultats obtenus à travers le monde, l'impact positif du bocage sur l'environnement mérite plus d'attention à l'avenir (Baudry et Jouin, 2003). Des études approfondies visant la quantification de l'impact des haies sur les ressources en eau et en sol sont nécessaires. Les fonctions hydrologiques des haies ont été étudiées dans différentes régions du monde. Les études menées ces trente dernières années par l'UMR Sol Agro et hydrosystème Spatialisation (INRA Rennes) ont mis en évidence le rôle des haies dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants (Merot, 1999 ; Viaud *et al.*, 2005) sur le transfert des nitrates (Caubel *et al.*, 2001) et sur les propriétés physiques des sols (Walter *et al.*, 2003 ; Follain *et al.*, 2006 ; Follain *et al.*, 2007) en contexte tempéré. Les travaux de Caubel (2001) ont montré le rôle particulier de la haie sur le bilan hydrique du sol. En comparant deux transect, l'un avec une haie perpendiculaire à la pente en bordure du fond de vallée, l'autre sans haie, Caubel (2001) a montré que la haie avait un impact sur les transferts de l'eau dans le sol. Le prélèvement racinaire de l'arbre de la haie entraîne un fort assèchement du sol pendant le printemps et l'été qui entraîne à l'automne un retard à la saturation des sols et aux transferts d'eau vers la zone humide. Ces travaux ont mis en évidence un impact important de la transpiration des haies sur la dynamique de l'eau dans le sol, mais la transpiration de la haie n'a pas été quantifiée. Les travaux de Thomas *et al.*, 2004 et Thomas *et al.*, 2008 sur la modélisation hydrodynamique du système sol-nappe sous la haie montrent l'importance de la transpiration des arbres à l'échelle locale. Il n'existe encore aucune étude ayant quantifiée le volume d'eau prélevé par une haie en climat tempéré.

Le travail de cette thèse est centré sur la compréhension de l'influence de la haie sur le bilan hydrique du sol et sur la dynamique de la nappe à l'échelle locale, les objectifs sont de :

1. Comprendre le rôle de la haie sur les propriétés physiques du sol ;
2. Etudier l'impact de la haie sur la dynamique de l'eau et dégager les processus déterminants dans le transfert de l'eau dans le sol et dans la nappe ;
3. Quantifier la transpiration de la haie et proposer une méthode adéquate pour sa prise en compte dans le bilan hydrique.

Un dispositif de terrain a été mis en place en 2005 sur un bassin versant de 590 ha. Le suivi de terrain concerne une zone d'une superficie de 280 m² avec deux parcelles bien distinctes. La parcelle amont est constituée d'une prairie temporaire et la zone aval constituée d'une prairie permanente adjacente à une zone humide qui borde le ruisseau Pont lagot. Une haie de Chêne perpendiculaire à la pente sépare ces deux parcelles. La parcelle amont est bordée par un fossé perpendiculaire à la haie et situé à une trentaine de mètres du ruisseau. Le suivi de terrain, réalisé pendant deux années hydrologiques (2005-2006 et 2006-2007), sur deux transects de

28 m de long à l'aide d'une batterie d'instruments de mesure (tensiomètres, piézomètres munis de capteurs de niveau, pluviomètres, flux de sève, météo). La description de l'organisation des horizons pédologiques ainsi que la caractérisation des propriétés physiques du sol ont été réalisés le long d'une tranchée de 28 m de long et 2 m de profondeur parallèle aux deux transects.

Ce manuscrit est constitué de cinq parties :

Le premier chapitre fait le point sur l'état de connaissance sur le rôle de la végétation en général et des haies en particulier dans le Continuum Sol-Plante-Atmosphère. Nous nous intéresserons tout particulièrement aux différents compartiments du cycle de l'eau et aux propriétés physiques du sol.

Le second chapitre présente la méthodologie de l'étude. Après une description du site d'étude nous présenterons l'ensemble des méthodes utilisées pour acquérir les données de terrain.

Le troisième chapitre, porte sur l'étude de l'impact de la haie sur les propriétés physiques du sol. La description fine du système racinaire, la caractérisation des propriétés physiques du sol *in situ* et au laboratoire ainsi que la variation de la RU constituent les principaux points abordés dans cette partie.

Le quatrième chapitre porte sur l'étude de l'impact de la haie sur la dynamique de l'eau. Nous nous intéresserons d'abord au rôle de la haie sur l'interception, ensuite nous aborderons la dynamique de l'eau en précisant la variation spatio-temporelle de l'eau dans le sol et les différentes phases de fluctuation de la nappe en lien avec le prélèvement racinaire et l'interception de la pluie.

Le dernier chapitre s'attachera à la quantification de la transpiration de la haie. On proposera différentes méthodes pour la spatialisation de la transpiration et pour la prise en compte du rôle de la haie dans le bilan hydrique.

CHAPITRE 1 ETAT DE L'ART

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter l'état de connaissance sur le rôle de la végétation en général et des structures boisées en particulier dans le Continuum Sol-Plante-Atmosphère. Cette synthèse présente une sélection d'articles dont l'objet d'étude est l'arbre. Les travaux portant sur le rôle hydrologique des haies sont peu nombreux, nous nous baserons sur les recherches allant de l'arbre isolé aux couverts forestiers ou agroforestiers. Nous aborderons d'abord le rôle de la végétation dans le cycle de l'eau, ensuite nous ferons le point sur l'effet des haies sur les propriétés physiques des sols.

1.1 Evolution du bocage et rôle de l'arbre dans les agro-systèmes

Les haies, que l'on peut définir comme des alignements d'arbres ou d'arbustes créés par l'Homme pour remplir des fonctions variées (clôture, protection contre le vent, limite de propriété..), sont des structures du paysage fréquemment rencontrées dans le monde. Le bocage, ou réseau de haies entourant les parcelles agricoles, est une structure présente surtout en Europe de l'Ouest (Baudry *et al.*, 2000; Simorte, 2000), où les haies sont parfois plantées sur des levées de terre appelées talus. En effet, jusqu'au 20ème siècle, les arbres étaient présents partout dans les paysages agricoles, même en plein champ. Ils ont progressivement été éliminés avec l'introduction de la mécanisation et l'intensification des pratiques agricoles. Le statut du fermage incite les propriétaires à défricher leurs bois pour louer aux fermiers des parcelles qui, jusqu'au milieu du 20ème siècle, étaient parfois closes de haies. Ces dispositions créent un clivage permanent et croissant entre les pratiques agricoles et forestières (Schmutz *et al.*, 1996). Pour toutes ces raisons, les peuplements agroforestiers ont alors reculé (Simorte, 2000).

A cause de l'importance du bocage en écologie du paysage les Etats européens incitent les agriculteurs, par l'intermédiaire de différents types de subventions, à planter ou entretenir les haies qui sont considérées comme une richesse environnementale et patrimoniale (Pointereau et Bazile, 1995). En France, l'élimination des haies des années 1960 à 1980 est révolue. Des études ont en effet montré que depuis 1993, l'importance des haies augmente de nouveau sur le plan national (Pointereau, 2002). Préalablement, le linéaire de haies en France est passé de 1 244 110 km à 707 605 km entre les deux premiers cycles de l'inventaire IFN séparés de 12 ans, soit une perte annuelle d'environ 45 000 km entre 1975 et 1987 (Pointereau, 2002 ; Pointereau, 2001). Selon l'enquête sur l'utilisation du territoire (Teruti), sur la période 1982-

1990, le pourcentage des haies a diminué de 5% et celui des arbres hors haies de 11% (Pointereau, 2004). La diminution des haies et arbres épars est plus faible ces dernières années (-8% par an entre 1982 et 2000). En effet, entre 1982 et 1990 une perte de 14 000 ha par an a été enregistrée pour les haies et arbres épars contre 9 000 ha par an entre 1991 et 2000 (Pointereau, 2004).

En France en 2000, on recensait 605 000 ha de haies représentant 1,1% du territoire national et 2% de la surface agricole utilisée et 333 000 ha d'arbres épars (hors haies) représentant 0,6% du territoire national et 1,1% de la surface agricole utilisée (Pointereau, 2004).

1.2 Rôle de l'arbre dans le cycle de l'eau

Dans le système Sol-Plante-Atmosphère, la végétation est un vecteur privilégié des échanges hydriques entre le sol et l'atmosphère. Elle intervient dans le cycle de l'eau essentiellement en restituant à l'atmosphère, par évapotranspiration, une partie des précipitations. **L'évapotranspiration** permet aux plantes de réguler leur métabolisme et faire face aux pertes par **transpiration** en utilisant l'eau du sol. La canopée modifie aussi la quantité d'eau qui arrive au sol, en **interceptant** une partie des **précipitations** (Xiao et McPherson., 2002).

Les plantes utilisent l'eau pour réguler leur métabolisme et pour maintenir la pression osmotique. Les racines des plantes puisent l'eau dans la réserve utile du sol. La taille de la zone explorée par les racines varie selon les plantes et la nature du sol. En général, les racines superficielles peuvent vaincre des succions supérieures et se procurer de l'eau même dans un sol apparemment sec (Perret *et al.*, 1994).

La végétation joue un rôle important à travers son action sur **l'eau du sol**. L'effet de la végétation sur le transfert de l'eau du sol, dépend de sa zone d'influence (Profondeur et distribution spatiale du système racinaire). Les plantes ont développé un système racinaire qui leur permet d'assurer leur approvisionnement d'eau à différentes profondeurs dans le sol. Le développement de racines de faible diamètre en profondeur permet d'augmenter l'accessibilité à l'eau. En effet, quand le diamètre des racines diminue, leur capacité de succion augmente (Jackson *et al.*, 2000). La succion exercée par le système racinaire augmente avec la diminution de la teneur en eau. Si la succion du sol est supérieure à la succion racinaire, celles-ci ne peuvent plus tirer l'eau du sol. Le point de flétrissement est atteint et l'eau absorbée par l'arbre crée dans le sol une dépression locale (Jackson *et al.*, 2000). Il existe donc un gradient qui permet un rééquilibrage des teneurs en eau. Ce rééquilibrage sera d'autant plus facile que le sol est perméable et humide.

Les études sur le rôle hydrologique des haies en climat tempéré, bien que peu nombreuses, ont clairement mis en évidence certains aspects du fonctionnement des haies (Mérot, 1999). Le rôle régulateur des haies sur le cycle de l'eau est souvent présenté comme un atout incontestable du bocage (Mérot, 1999). Les études sur le rôle des haies se sont concentrées sur le rôle qu'elles peuvent jouer par exemple comme brise-vent sous des climats plus arides (Brenner *et al.*, 1995 ; De Jong et Kowalchuk, 1995 ; Zhang *et al.*, 1995), et pour limiter l'érosion lors des fortes précipitations (Alegre et Rao, 1996) ou dans des systèmes de culture en bande alternant avec des haies en climat semi-aride (Govindarajan *et al.*, 1996 ; Kiepe, 1995). Cependant, peu de travaux existent sur le rôle hydrologique des haies en climat tempéré (Mérot, 1999). Les haies peuvent influencer la phase atmosphérique du cycle de l'eau via l'interception, et l'évapotranspiration (Baudry *et al.*, 2000). Elles peuvent aussi influencer les transferts de l'eau en surface du sol et en subsurface.

1.2.1 L'interception

L'interception de la pluie par les couverts végétaux est un élément important dans le bilan d'eau d'un bassin versant (Herbst *et al.*, 2006). L'importance de l'interception a fait l'objet de nombreuses études. La plupart de ces études portait sur les différents types de forêts, par exemple la forêt tropicale humide (Lloyd *et al.*, 1988; Asdak *et al.*, 1998), et les forêts de conifères (Gash et Stewart, 1977; Loustau *et al.*, 1992). Malgré l'importance des haies dans les paysages ruraux dans de nombreuses régions du monde, il y a peu d'études quant leur rôle sur l'interception de la pluie.

Les arbres interceptent une fraction importante des précipitations incidentes qui s'évapore sans atteindre le sol (Gash, 1979 ; Rutter *et al.*, 1971). Ce processus d'interception, stockage et évaporation d'une partie des précipitations réduit et retarde la quantité d'eau qui arrive au sol, ce qui constitue la première influence des arbres sur le bilan hydrologique (Whelan et Anderson, 1996). Cette eau interceptée constitue, pour l'écosystème et le bassin versant, un déficit qui peut dépasser 30% du total des précipitations (Bellot *et al.*, 1999 ; Comin , 1987 ; Xiao *et al.*, 2002). Ce phénomène, en se conjuguant avec d'autres propriétés des arbres comme le prélèvement racinaire, la grande rugosité de surface de tronc, le faible albédo et l'importance de la surface foliaire, entraîne un taux d'évapotranspiration plus grand pour les arbres que pour n'importe quel autre couvert végétal placé dans les mêmes conditions (Wattenbach *et al.*, 2005).

La pluie qui arrive sur un arbre n'est pas transmise directement et intégralement au sol. Seule une fraction, appelé pluie directe, peut atteindre le sol directement en tombant au travers des trous dans la canopée ; cette fraction des précipitations incidentes correspond à la proportion d'espaces vides dans la canopée (Gomez *et al.*, 2001). Le reste de la pluie est intercepté et retenue par le couvert, elle peut alors s'évaporer dans l'atmosphère ou être retransmise au sol par écoulement le long du tronc. La somme de la pluie directe, de l'égouttement et de l'écoulement le long du tronc est parfois appelée précipitation nette (Bellot *et al.*, 1999). La proportion des précipitations qui n'atteint pas le sol par l'une de ces voies est appelée perte par interception.

$$I = P - (PD + PEC) \quad (1.1)$$

Avec :

I = Perte par interception

P = Précipitation brute

P_D = Pluie directe

P_{EC} = Ecoulement le long du tronc

Les pertes de précipitation par interception ainsi que l'importance relative des différentes composantes des précipitations nettes ont fait l'objet de nombreuses études d'hydrologie (Rutter *et al.*, 1971 ; Gash, 1979 ; Bouten *et al.*, 1996). Chacune de ces composantes est exprimée en millimètre d'eau et est influencée par de nombreux paramètres et variables météorologiques (intensité de la pluie, vitesse et direction du vent, durée des événements pluvieux, température), structuraux (taux de couverture de la canopée, homogénéité et densité du couvert, espèces d'arbres) et par l'état phénologique de l'arbre (avec feuilles et sans feuilles) (Xiao *et al.*, 2002). Ainsi, pour un même volume de pluie, la quantité interceptée sera bien plus importante dans le cas d'une pluie intermittente que dans le cas d'un événement pluvieux concentré dans le temps (Llorens *et al.*, 1997 ; Xiao *et al.*, 2000, Xiao *et al.*, 2002 ; Guevara *et al.*, 2007).

Le rôle de la canopée dans le processus d'interception peut-être assimilé à celui d'un réservoir. Tant que la canopée n'est pas saturée, toute la pluie qui touche le couvert est interceptée et seule la pluie directe atteint le sol (Aussenac, 1970). En revanche, dès que la canopée est saturée, une grande part de la pluie qui touche la végétation atteint le sol, l'augmentation du volume intercepté est due uniquement à l'évaporation durant la pluie (Iida *et al.*, 2005). L'eau stockée dans le feuillage sera évaporée après la fin de la pluie. La perte

des précipitations est donc la somme de l'évaporation durant la pluie elle-même et du volume d'eau contenu dans la canopée à la fin de l'événement (Aussenac, 1970 ; Iida *et al.*, 2005).

L'interception des précipitations sous forêts représente entre 20 et 40% des précipitations incidentes (Granier, 1996). L'écoulement le long du tronc, très lié à la rugosité de celui-ci, est généralement inférieur à 1% des précipitations à l'échelle d'une forêt, mais il peut localement être important et conduire à une saturation fugace du sol au pied de l'arbre (Durocher, 1990). L'interception représente une fraction très importante des précipitations, mais l'évaporation de l'eau interceptée est en général très rapide et la diminution de la transpiration liée à la perte d'eau ne correspond qu'à 20% de l'interception. Herbst *et al.* (2006) ont montré en étudiant l'impact de la haie sur l'interception de la pluie, que la largeur de la zone concernée par l'interception est environ deux fois la hauteur des arbres. Ils ont montré que la distribution spatiale de la pluie est variable en fonction de la vitesse et la direction du vent.

1.2.2 L'évapotranspiration

Le processus d'évapotranspiration comprend deux termes : l'évaporation des surfaces physiques (sol, eau libre, végétation mouillée) et la transpiration du couvert végétal (Saugier, 1996). L'évapotranspiration dépend de deux facteurs : la demande évaporative de l'atmosphère, liée aux conditions climatiques, et la capacité des surfaces concernées à satisfaire cette demande (Granier, 1996).

La transpiration d'un couvert végétal dépend de quatre facteurs importants : l'énergie disponible, la surface foliaire par unité de surface du sol, appelée indice foliaire (LAI : Leaf Area Index), les possibilités d'utilisation de l'énergie disponible, et la disponibilité de l'eau (Granier, 2007).

En présence d'un couvert végétal, la transpiration peut représenter une part importante de l'évapotranspiration. La transpiration est essentielle pour la plante, car elle assure sa régulation thermique. Elle est liée à la disponibilité en eau du sol et aux caractéristiques du couvert végétal.

L'estimation de la transpiration des couverts végétaux peut se faire de plusieurs façons. Les méthodes développées afin de quantifier l'eau transpirée par un couvert végétal peuvent être divisées en deux grands groupes : les estimations et les mesures. Les estimations consistent à associer des données climatiques avec des connaissances agronomiques et de disponibilité de l'eau dans le sol. L'estimation peut se faire aussi à partir de mesures des paramètres climatiques.

Les mesures directes de la transpiration d'un couvert peuvent être réalisées de différentes manières et à différentes échelles de temps (Wilson *et al.*, 2001). Le suivi du bilan hydrique du sol ne modifie pas l'environnement de la plante mais n'offre qu'une précision temporelle de quelques jours. Des traceurs chimiques ou isotopiques ont aussi été utilisés pour le suivi de la transpiration d'un couvert mais les données peuvent être très difficiles à interpréter et à quantifier. Par ailleurs, ces traceurs ne permettent pas d'effectuer des mesures en continu (Bariac, 1994).

Les mesures de flux de sève sont utilisées depuis quelques années pour déterminer la transpiration des couverts végétaux. Elles présentent un suivi relativement facile et continu, le pas de temps peut être faible (5 à 15 minutes) et elles ne demandent ou n'entraînent pas de modification de l'environnement. La mesure du flux de sève donne une estimation de la transpiration. Les capteurs de flux de sève sont des instruments de mesure du débit de sève ascendant dans la tige d'une plante. Ces capteurs offrent les avantages suivants : 1) ils ne sont pas destructeurs pour la plante et ne nécessitent pas de mesures internes à la tige ; 2) ils ne nécessitent aucun étalonnage mais la détermination d'un coefficient thermique calculé en conditions de flux de sève nul (en fin de nuit généralement) ; 3) les mesures sont facilement réalisables automatiquement, en continu et avec une résolution temporelle élevée et 4) ils ne modifient pas l'environnement de la plante (Chabot, 2002). Malgré tous ces avantages les capteurs de flux de sève ont certains inconvénients : 1) leur principe de fonctionnement implique l'hypothèse de régime permanent, condition qui n'est pas toujours respectée et qui peut induire des erreurs dans les mesures ; 2) pour obtenir des mesures représentatives de la température de la tige, un bon contact capteur-tige est nécessaire mais les variations du diamètre de la tige peuvent diminuer la qualité de ce contact (Chabot, 2002).

Transpiration des arbres comparée à celle d'autres couverts végétaux :

Les résultats obtenus par les différentes méthodes de calcul de la transpiration ne sont pas toujours identiques, d'autant plus que la transpiration dépend de l'état de la végétation et des conditions hydro-climatiques. On peut cependant comparer les couverts végétaux dans le même environnement climatique.

En Pologne, Kedziora *et al.* (1989) ont comparé la transpiration des arbres avec celle des champs cultivés et des prairies à l'aide du bilan d'énergie. La transpiration annuelle des arbres était de 582 mm contre 492 mm pour les champs cultivés et 484 mm pour les prairies.

L'évapotranspiration des forêts se distingue de celle des prairies ou des cultures par la nature du couvert végétal : l'arbre vit plus longtemps, il est donc soumis à des contraintes climatiques

plus fortes (accidents extrêmes). Il est plus grand, et possède un indice foliaire plus élevé. Il a un enracinement plus étendu que les végétaux herbacés ce qui lui confère une plus grande résistance à la sécheresse. Les couverts végétaux forestiers ont en général une plus forte transpiration que les autres couverts végétaux (Aussenac, 1983).

Transpiration des forêts comparée à celle de l'arbre isolé :

Les arbres dans les forêts ont besoin de ressources qu'ils doivent partager avec leurs voisins. Ainsi, la quantité de lumière reçue par un arbre peut être limitée par l'ombre causée par les arbres voisins. De même, la quantité d'eau et de nutriments disponibles dans le sol est d'autant moins élevée que d'autres arbres les utilisent. L'espace peut parfois également être considéré comme une ressource partagée : la présence de voisins peut empêcher l'arbre de développer son houppier (ensemble des branches et des feuilles), et donc de recevoir plus de lumière. Par définition, il y a compétition lorsque la croissance d'un arbre A_i est limitée par la présence d'un autre arbre A_j (Begon *et al.*, 1990 ; Cannell et Grace, 1993). Généralement, cela signifie que l'arbre compétiteur A_j utilise une partie des ressources que l'arbre A_i aurait pu utiliser si A_j n'avait pas été là (Otto, 1998). Sous cette hypothèse, on considère généralement que la compétition est une fonction décroissante de la distance entre les deux compétiteurs, car en moyenne la quantité de ressources détournée sera plus élevée si A_j est proche de A_i , que ce soit pour la lumière (l'ombre de A_j sur A_i sera d'autant plus importante) ou pour les ressources du sol (les réseaux racinaires seront d'autant plus superposés). De plus on s'attend à ce que l'effet de la compétition soit d'autant plus important que les ressources en eau et nutriments sont rares. En général, il peut y avoir compétition entre plusieurs ressources, et interaction entre ces différentes compétitions.

Il y a moins de compétition entre les arbres de la haie qu'entre les arbres en forêt. D'une part, le système racinaire bien développé et la compétition plus faible vis-à-vis des ressources permettent aux arbres isolés de prélever plus d'eau que les arbres forestiers. D'autre part, les arbres isolés reçoivent plus d'énergie que les arbres en forêt (Begon *et al.*, 1990). La quantité de lumière reçue par un arbre isolé est d'autant moins limitée que les arbres sont espacés (Begon *et al.*, 1990). L'impact des haies sur l'évapotranspiration dans les conditions climatiques de l'Europe a été étudié à la fin des années 1970, dans des zones présentant des densités de bocage différentes (Guyot et Seguin, 1978). L'objectif de ces études était d'analyser l'impact des haies sur l'évapotranspiration des parcelles adjacentes et sur les facteurs de production agricole. La présence d'une haie peut diminuer la vitesse du vent à son voisinage par rapport à la zone ouverte (Guyot et Seguin, 1978) et donc le pouvoir évaporant

de l'air peut diminuer au voisinage de la haie. Mais en climat tempéré humide, la contribution du pouvoir évaporant de l'air à l'évapotranspiration potentielle, c'est-à-dire l'échange d'énergie par advection, est assez faible, et la diminution de la vitesse du vent n'entraîne qu'une diminution de l'évapotranspiration potentielle de 5% (Guyot et Seguin, 1978 ; Guyot, 1997). En climat semi-aride non irrigué, Brenner *et al.* (1995) ont mesuré une transpiration plus forte du millet à l'abri d'une haie, due à une augmentation à la fois de la surface foliaire de la plante et de la transpiration par unité de surface foliaire.

1.2.3 L'impact de la haie sur les transferts de surface

Les haies ont une influence sur le ruissellement et sur l'infiltration.

On distingue deux types de ruissellements :

1-Ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol : le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration ou ruissellement hortonien survient lorsque l'intensité de pluie est supérieure à la capacité d'infiltration instantanée du sol en surface. Ce ruissellement est à la fois fonction de la pluie, de l'état structural du sol et de son humidité. Il est variable dans le temps et dans l'espace. Compte tenu des propriétés hydrodynamiques des sols et des intensités des pluies rencontrées, ce type de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration se produit seulement pour quelques averses par an.

2-Ruissellement sur sols saturés aussi appelé ruissellement de zone contributive ou ruissellement de source à surface variable. Il se produit lorsque le sol est gorgé d'eau (toute la porosité est remplie d'eau). La capacité du sol à stocker une quantité plus importante d'eau est dépassée. C'est le cas à la suite d'une remontée ou émergence de nappe. La genèse de ce ruissellement dépend des conditions du milieu, elle est indépendante de l'intensité des pluies. Ce processus se produit dans les zones à nappes superficielles. Les surfaces saturées se développent notamment dans les zones de bas fond et concernent plus rarement les zones de plateaux où les sols sont généralement bien drainés. Les surfaces saturées se forment en hiver, lors de la remontée de nappe, au cours des averses et se contractent ensuite. Les sols présentant une semelle de labour imperméable génèrent aussi ce type de ruissellement puisqu'ils sont plus rapidement saturés en eau.

Le ruissellement de zone contributive et le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol peuvent être limités par la présence de haies (Bazin, 1995 ; Viaud, 2004).

Le ruissellement de versant qui arrive en amont d'une haie perpendiculaire à la direction de l'écoulement est ralenti et infiltré ou redirigé (Mérot, 1999).

L'infiltration est favorisée par la forte perméabilité du sol au voisinage des haies, liée à la forte teneur en matière organique et à la porosité au niveau des anciennes racines (Follain, 2006). Les haies non perpendiculaires aux pentes participent également à l'allongement des distances et à l'augmentation du temps de transfert en ralentissant et en redirigeant le ruissellement. Mérot (1978) a étudié l'impact des haies sur le transfert de l'eau à l'échelle du bassin versant en comparant deux bassins, l'un bocager et l'autre non bocager lors d'événements pluvieux d'intensité normale. Ces travaux ont montré d'une part que le ruissellement est constant et plus faible dans le bassin versant bocager, d'autre part que dans le bassin non bocager la lame ruisselée dépend à la fois de l'intensité de la pluie et de la hauteur d'eau de pluie, alors que dans le bassin bocager, le ruissellement ne dépend que de la hauteur d'eau de pluie. Pour ce bassin, seul le ruissellement sur les surfaces saturées intervient, il est constant puisque l'extension de la zone contributive est limitée par la présence d'un talus de ceinture de fond de vallée.

Pour des événements pluvieux de forte intensité, lorsque la capacité d'infiltration du sol est dépassée, la quantité d'eau ruisselée est identique pour les bassins bocagers ou non. Toutefois, la fonction de transfert, qui caractérise la forme de l'hydrogramme de crue, reste spécifique dans le bassin bocager avec un étalement plus important de l'hydrogramme dans le temps et un pic de crue plus faible dans les bassins de petit ordre (Mérot, 1999).

1.2.4 L'impact de la haie sur les transferts de subsurface

1.2.4.1 Les transferts dans le sol

L'étude de l'eau du sol doit être abordée à la fois du point de vue quantitatif et du point de vue énergétique. Pour un sol en conditions naturelles, la teneur en eau volumique varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle θ_r , et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation θ_s (Monteith et Unsworth 1990).

Les haies ont une influence sur les transferts d'eau de subsurface via le prélèvement racinaire dans la zone non saturée. Le prélèvement racinaire des arbres est supérieur à celui de n'importe quel autre couvert végétal (Wattenbach *et al.*, 2005). La distribution spatiale du système racinaire dépend d'une part de la disponibilité de l'eau du sol, d'autre part de la densité du sol (Peiffer, 2005). Selon les espèces, les racines de l'arbre s'étendent jusqu'à 1 à

1,5 fois sa hauteur (Cutler et Richardson, 1989 ; Canadell *et al.*, 1996). Canadell *et al.* (1996) ont montré que la profondeur d'enracinement varie selon les espèces végétales et selon les conditions climatiques. Ils ont comparé la variation de l'enracinement de 253 espèces d'arbres, d'arbustes et d'herbacés en fonction du climat. Leur étude montre que la profondeur moyenne des racines est de l'ordre de $4,6 \pm 0,5$ m. La profondeur maximum d'enracinement est de 2 m pour la forêt boréale, de $5,2 \pm 0,8$ m pour les arbustes et de la forêt sclérophylle, $3,9 \pm 0,4$ m pour les forêts tempérées de conifères, et de $2,9 \pm 0,2$ m de la forêt feuillue tempérée. En moyenne, la profondeur maximum d'enracinement est de $7,0 \pm 1,2$ m pour les arbres, de $5,1 \pm 0,8$ m pour les arbustes, et de $2,6 \pm 0,1$ m pour les herbacées.

Dans un peuplement de chênes âgé de 32 ans situé sur des sols profonds dans l'est de la France, la profondeur d'enracinement des arbres est supérieure à 1,4 m (Bréda *et al.*, 1993). La profondeur d'enracinement dépend de l'espèce, du stade de développement, des caractéristiques du sol et de la disponibilité de l'eau du sol (Warren *et al.*, 2005). Le prélèvement d'eau dépend du diamètre des racines, de la densité et de la distribution spatiale du système racinaire (Caldwell, 1987).

Les arbres utilisent préférentiellement l'eau des horizons superficiels, où la colonisation racinaire est la plus importante, mais les racines des horizons plus profonds jouent un rôle important pendant les périodes de déficit hydrique (Biddle, 1983; Rambal, 1984). Bréda *et al.* (1995) ont montré que la distribution du prélèvement d'eau entre les différents horizons varie en fonction de l'état hydrique du sol. Le système racinaire des arbres permet également les redistributions de l'eau entre les horizons du sol. Différents auteurs ont montré les phénomènes de remontée capillaire de l'eau de la nappe vers les horizons plus secs du sol (Burgess *et al.*, 1998 ; Caldwell *et al.*, 1998).

1.2.4.2 Les transferts dans la nappe

L'eau qui atteint le sol s'infiltré et réhumecte le sol. Une fraction de cette eau s'écoule par percolation et atteint la nappe. Les arbres peuvent parfois extraire l'eau de la nappe. Plusieurs auteurs ont étudié l'impact de l'arbre sur la variation du niveau de la nappe (Roupsard *et al.*, 1999 ; Dregne, 1988 ; David *et al.*, 2004). Les profils d'enracinement et les niveaux de prélèvement varient selon la profondeur des sols, les réservoirs intermédiaires et l'accessibilité des nappes (Alexandre, 1990). David *et al.* (2004) ont montré que les racines de chêne (*Quercus rotundifolia*) pouvaient avoir accès à l'eau de la nappe située à 13 m de profondeur quand le sol était sec. Le système racinaire des arbres leur permet de prélever l'eau de

l'horizon humide du sol à plusieurs mètres en dessous du niveau du sol (Richards et Caldwell, 1987 ; Ryszkowski et Kedziora, 1993 ; Landsberg et Mc Murtrie, 1984). Les arbres établissent un lien très efficace entre le sol et la nappe superficielle. Ils peuvent adapter leurs systèmes racinaires selon l'humidité du sol et optimiser leur absorption d'eau. Le système racinaire profond permet aux arbres de maintenir la transpiration en période sèche par prélèvement d'eau dans la nappe (Plamboeck *et al.*, 1999). Dans ces conditions, les nappes constituent une source importante d'eau pour la transpiration des arbres (Lamontagne *et al.*, 2005). Les haies de *Populus*, brise-vent denses dans l'oasis du Turpan en Chine, ont abaissé le niveau de la nappe phréatique de 10 m de profondeur (Dregne, 1988). Une baisse importante du niveau de nappe peut se produire dans les régions arides peuplées d'arbres à croissance rapide. Dans ce cas, les racines se développent en profondeur pour pouvoir atteindre l'eau de la nappe. Des exemples bien connus sont *Prosopis spp* et *Atriplex spp* (Le Houérou, 1980) et *Leptadenia pyrotechnica* (Batanouny et Abdal Waheb, 1973).

1.3 Effet des haies sur les propriétés physiques du sol

1.3.1 Organisation spatiale

Le bocage comme tout autre type d'agroforesterie conserve et améliore les sols et leurs propriétés structurales (Young, 1995). De nombreux auteurs ont montré l'effet des haies sur l'organisation du sol (Carnet, 1978 ; Baffet 1984 ; Walter *et al.*, 2003). L'effet du réseau bocager sur l'organisation spatiale des sols a été étudié récemment par Follain (2006). L'influence des haies sur l'organisation spatiale du sol est différente selon le type d'horizon pédologique. Quel que soit son emplacement dans le versant, la haie conduit à un épaissement des horizons organo-minéraux. Le système haie/talus, par son rôle d'obstacle au transport de particules, provoque une organisation spécifique des horizons le long du versant. Cette organisation diffère de celle résultant d'un processus d'érosion-accumulation simple (Minasny et McBratney, 1999). A l'approche des haies, Follain (2006) a observé une augmentation systématique de l'épaisseur de l'horizon A.

1.3.2 Densité apparente

La densité apparente (D_a) du sol diminue au voisinage des arbres, ce qui induit une augmentation de la porosité du sol (Peiffer, 2005). Certains auteurs ont observé une diminution de la D_a uniquement sous les arbres d'une haie (Kiepe, 1995), et d'autres sur une

distance variant de quelques mètres (Alegre et Rao, 1996 ; Layer, 2000 ; Follain 2006) à une dizaine de mètres des haies étudiées (De Jong et Kowalchuk, 1995). Dans tous les cas, seuls les horizons superficiels sont concernés. Layer (2000), par analyse de variance, a démontré que le facteur qui expliquait le mieux la variation des densités apparentes du sol était la distance à la haie (par rapport au type d'horizon, à la localisation sur le versant, ou à la profondeur). La diminution de la densité apparente au voisinage des haies s'explique en général par deux processus, d'une part l'augmentation de la macroporosité, liée à la présence de racines, à l'incorporation des produits d'élagage de la haie, aux invertébrés pour qui le milieu devient plus favorable (Perret *et al.*, 1996). D'autre part, une augmentation de la teneur en matière organique, due aux restitutions par la litière ou à l'incorporation des produits d'élagage, favoriserait une meilleure structuration du sol (Perret *et al.*, 1994).

1.3.3 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique à saturation représente la constante de proportionnalité entre le densité de flux volumique et le gradient hydraulique dans la loi de Darcy.

$$q = K_s \cdot \frac{dH}{dL} \quad (1.2)$$

Avec :

q : flux transitant [$L.T^{-1}$]

$\frac{dH}{dL}$: gradient hydraulique [$L.L^{-1}$]

K_s : conductivité hydraulique à saturation [$L.T^{-1}$].

La conductivité hydraulique à saturation est un paramètre qui peut présenter une forte hétérogénéité spatiale. Dans les systèmes agroforestiers comme au voisinage des haies, de nombreux auteurs ont évalué la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation (Perret *et al.*, 1994 ; Kiepe, 1995). L'augmentation de la macroporosité liée à la présence du système racinaire des arbres contribue à l'augmentation de la conductivité hydraulique (Perret *et al.*, 1994). Kiepe, (1995) a montré que l'infiltration au voisinage de la haie, pour les 30 premiers centimètres du sol, est augmentée de 30% en période sèche, et de 94% en période humide, la conductivité hydraulique à saturation quant à elle est multipliée

par 2. Au Pérou, Alegre et Rao (1996) ont mesuré en surface d'un champ cultivé adjacent à une haie une augmentation de la conductivité hydraulique à saturation de 18 à 50 cm.h⁻¹ par rapport à une situation sans haie. L'augmentation des vitesses d'infiltration de l'eau est liée aux mêmes facteurs que ceux qui expliquent l'augmentation de la porosité, mais aussi au rôle de barrage aux écoulements le long du tronc de la haie, qui augmente les apports d'eau à cet endroit (Kiepe, 1995). Plusieurs auteurs ont mesuré une plus forte capacité à retenir l'eau au voisinage des haies. Cette capacité est due à une porosité plus importante (Baffet, 1984 ; Walter *et al.*, 2003 ; Follain, 2006).

1.4 Bilan hydrique du sol

L'effet des haies sur le bilan hydrique à l'échelle annuelle a été simulé pour différentes configurations et densités du linéaire de haies (Viaud *et al.*, 2005). Les résultats de cette étude montrent un effet important des haies sur le bilan annuel, sur le niveau de la nappe et sur la dynamique de la réserve utile. Outre un effet attendu (l'augmentation du prélèvement d'eau par les haies quand la densité du bocage croît), il apparaît que l'évapotranspiration supplémentaire causé par la haie augmente avec l'augmentation de la pluie annuelle (au-delà d'une pluviosité de 900 mm annuelle dans le cas étudié).

Caubel *et al.* (2003) ont étudié le potentiel de l'eau du sol le long de deux transects voisins, l'un avec haie, l'autre sans haie, pendant deux années. Ils ont montré un déficit hydrique supplémentaire de 100 mm à la fin de l'été pour le transect avec haie par rapport au transect sans haie. Dans cette étude l'influence de la haie sur la teneur en eau du sol est marquée jusqu'à 10 m en amont de la haie. Ils ont supposé que l'influence de la haie étudiée était liée au prélèvement d'eau par les racines des arbres et à la dissymétrie du système racinaire. Dans ce cas il a été conclu que les racines sont localisées en amont de la haie parce que la zone humide à l'aval est saturée durablement et depuis la surface, ce qui limiterait la disponibilité en oxygène. Le prélèvement d'eau en été induit un assèchement des sols, nettement plus fort qu'en l'absence de haie, qui entraîne à l'automne un retard à la saturation des sols et un obstacle aux transferts d'eau vers la zone humide, d'environ 1 mois $\frac{1}{2}$ les deux années étudiées. Les travaux de Caubel *et al.* (2003) ont montré le rôle particulier de la haie sur le bilan hydrique du sol. Les résultats obtenus suggèrent que la haie avait un impact sur les transferts de l'eau dans le sol, le fort assèchement du sol semblait être à l'origine de la dépression du toit de la nappe sous la haie. Les travaux récents (Thomas *et al.*, 2004 ; Thomas

et al., 2008) sur la modélisation hydrodynamique du système sol-nappe sous la haie montrent que cet assèchement est lié à la forte transpiration de la haie à l'échelle locale.

En Bretagne Carnet (1978) a étudié les liens entre l'existence du bocage et les régimes hydriques à l'échelle du bassin versant. Ses travaux montrent que l'assèchement du sol, plus prononcé au voisinage des haies, est à l'origine du retard de la réhumectation des sols notamment à l'amont des haies. Mérot (1978) a comparé les bilans hydrologiques pour des bassins bocagers et non bocagers, afin d'estimer l'ETR annuelle. Il conclue que l'ETR est similaire dans les deux types de paysages pour deux années climatiques moyennes à l'échelle du bassin versant. Malgré l'importance de la transpiration de la haie dans le bilan hydrique du sol et dans le cycle de l'eau, aucune donnée quantitative sur la transpiration de la haie n'est disponible. Un grand nombre d'applications de recherches en hydrologie nécessitent la connaissance de la consommation en eau des plantes en conditions naturelles. Souvent considérée comme un terme résiduel dans les modèles hydrologiques, le prélèvement de l'eau par les racines joue un rôle important dans le bilan hydrique d'un sol.

1.5 Importance de la prise en compte des structures linéaires dans la modélisation hydrologique

Plusieurs modèles de transfert d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère ont été développés afin d'améliorer notre compréhension du comportement des plantes dans l'environnement. Un terme très important de ces modèles est d'estimer la disponibilité en eau du sol et l'importance de la transpiration de la végétation dans le système sol-plante-atmosphère (Personne *et al.*, 2003).

Richards (1928) a montré que l'eau disponible pour la végétation dépend de la capacité de la plante à absorber l'eau et de la conductivité hydraulique du sol exprimant la facilité de l'eau à circuler pour remplacer l'eau absorbée.

Il existe plusieurs approches pour la modélisation de l'absorption racinaire (Feddes *et al.*, 1976 ; Molz, 1981 ; Feddes *et al.*, 2001, Gong *et al.*, 2006). Dans la plupart de ces modèles, la quantité d'eau absorbée par les racines est représentée par un terme puits dans l'équation de Richards (Richards, 1931). Cette équation étant la combinaison des équations de continuité et de Darcy généralisée.

Il y a peu de modèles hydrologiques prenant en compte les structures linéaires boisées comme les haies. La capacité importante de prélèvement d'eau liée au système racinaire de la haie d'une part, le rôle largement démontré sur les propriétés physiques du sol ainsi que le rôle des

haies sur l'interception de la pluie d'autre part constituent des conditions hydrologiques différentes dont la prise en compte est primordiale.

Thomas *et al.*, (2008) ont adapté un modèle hydrodynamique (SWMS-2D) pour modéliser le transfert de l'eau dans le système sol-nappe sous une haie. Les résultats obtenus montrent que la transpiration de la haie est d'environ deux fois plus grande que la transpiration du couvert forestier. Viaud *et al.* (2005) ont analysé le rôle tampon des réseaux bocagers sur les transferts de subsurface en utilisant un modèle hydrologique spatialisé (TNT2 : Transfert de Nitrate et Topographie). Ils ont montré un effet important des haies sur les débits au printemps-été et sur le bilan annuel de bassin versant. L'ensemble de ces études a montré que la transpiration de la haie est une composante importante dans la modélisation hydrologique notamment dans les bassins versants où la densité du bocage est importante.

1.6 Conclusion de l'étude bibliographique

Les fonctions hydrologiques de la haie ont été étudiées dans différentes régions du monde. L'essentiel de ces travaux porte sur l'érosion, mais l'influence de la haie sur les transferts d'eau en climat tempéré a été peu étudiée, et encore moins mesurée. L'étude bibliographique montre que :

- Les haies et les bocages, une forme de paysage autrefois très présente, ont beaucoup diminué avant de retrouver une stabilisation, voire une augmentation du fait de leur multiples intérêts ;
- Les arbres jouent un rôle important à travers leur action sur l'eau du sol : ils peuvent influencer les transferts de l'eau en surface et en subsurface du sol ;
- Les haies peuvent aussi influencer le cycle de l'eau dans sa phase atmosphérique par transpiration, interception, et distribution spatiale de la pluie ;
- L'effet de l'arbre dépend notamment de la densité du système racinaire et des conditions climatiques ;
- L'effet des haies sur le transfert de l'eau du sol est favorisé par la forte perméabilité du sol au voisinage des haies, liée à la forte teneur en matière organique et la porosité au niveau des anciennes racines ;
- Les propriétés physiques et l'organisation spatiale du sol peuvent être influencées par la présence des haies ;
- Du fait de l'importance de la transpiration de la haie à l'échelle locale, des nouvelles connaissances sur les processus locaux sont nécessaires pour quantifier l'impact de la haie sur le transfert de l'eau.

CHAPITRE 2 METHODOLOGIE

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter la méthodologie utilisée que nous développerons, en 4 parties : (1) description du site d'étude, (2) données microclimatiques et mesures du flux de sève (3) mesures des propriétés physiques du sol (4) suivi hydrique.

2.1 Description du site d'étude

Le site expérimental est situé sur la commune de Vezin le Coquet à 5 km de Rennes (Figure 2.1a). La zone d'étude est située dans une zone de bas fond à une vingtaine de mètres du ruisseau de Pont Lagot, En prenant un exutoire en aval de la zone étudiée, le sous bassin versant drainé a une superficie de 5,9 km² (Figure 2.1b). Le substrat géologique est constitué de schiste et le régime d'eau est alors fortement influencé par la pluviométrie.

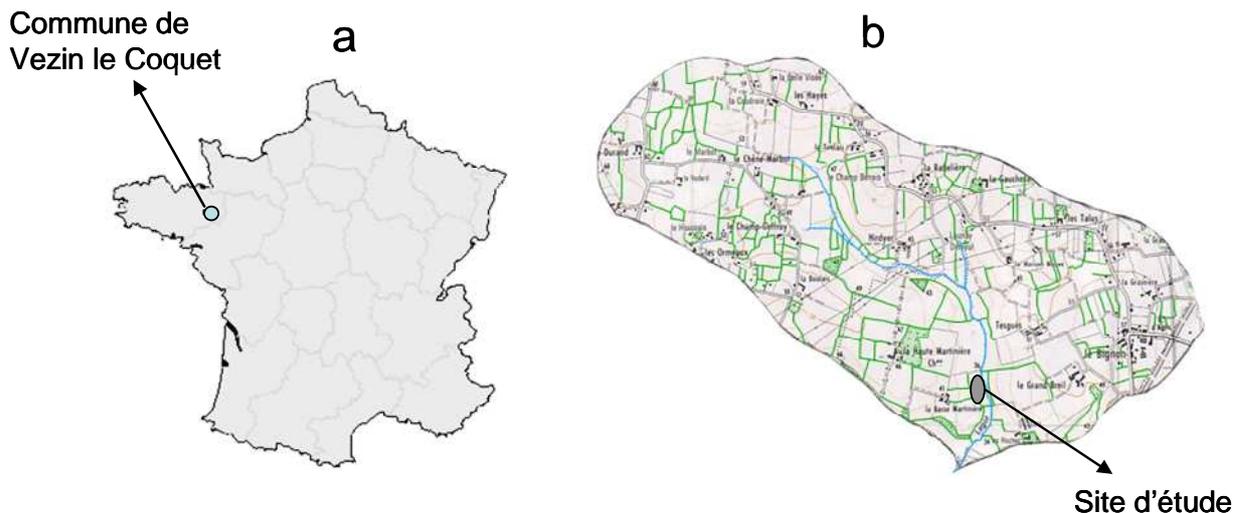


Figure 2.1 : Localisation du site d'étude (légende : haies en vert)

L'instrumentation concerne une zone d'une superficie de 280 m² avec deux parcelles bien distinctes. La parcelle amont est constituée d'une prairie temporaire et la zone aval constituée d'une prairie permanente qui se termine par une zone humide qui borde le ruisseau Pont lagot (Figure 2.2). Une haie de Chêne pédonculé (*Quercus robur*) perpendiculaire à la pente sépare ces deux parcelles. Le suivi hydrique (tensiomètres, piézomètres munis de capteurs de niveau) et les prélèvements du sol ont été réalisés en 7 points de mesure sur chaque transect. Le tableau 2.1 indique la localisation (AM : amont, AV : aval) et les distances à la haie de ces

différents points de mesure. Dans la suite de ce document nous utiliserons cette même notation (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12).

Tableau 2.1 : Références des points de mesure et indication des différentes distances de la haie.

	Amont					Aval			
Références des points de mesure	AM16	AM14	AM8	AM4	AM1	AV2	AV4	AV6	AV12
Distances de la haie (m)	16	14	8	4	1	2	4	6	12

2.1.1 Topographie

Deux transects, A et B, de 28 m de long, allant de AM16 à AV12, distants de 10 m ont été étudiés (Figure 2.2). La topographie générale des transects est caractérisée par une pente d'environ 4 % en amont de la haie (entre l'amont et le niveau de la haie) et 10% en aval (entre le niveau de la haie et l'aval). La pente moyenne entre le point le plus haut en amont et le point le plus bas en aval (niveau de la berge du cours d'eau) est de 7,1%. La zone humide aval se trouve sur la rive gauche du ruisseau Pont lagot. La parcelle amont est bordée par un fossé perpendiculaire à la haie plantée sur un talus d'environ 15 cm de hauteur (Figure 2.3). Il y a quatre arbres dans la zone d'étude distants en moyenne de 2,50 m.

Dans la zone étudiée, le sol est couvert d'herbe (prairie en amont et en aval). Aucune intervention par l'agriculteur n'est possible dans cette zone à cause du matériel en place.

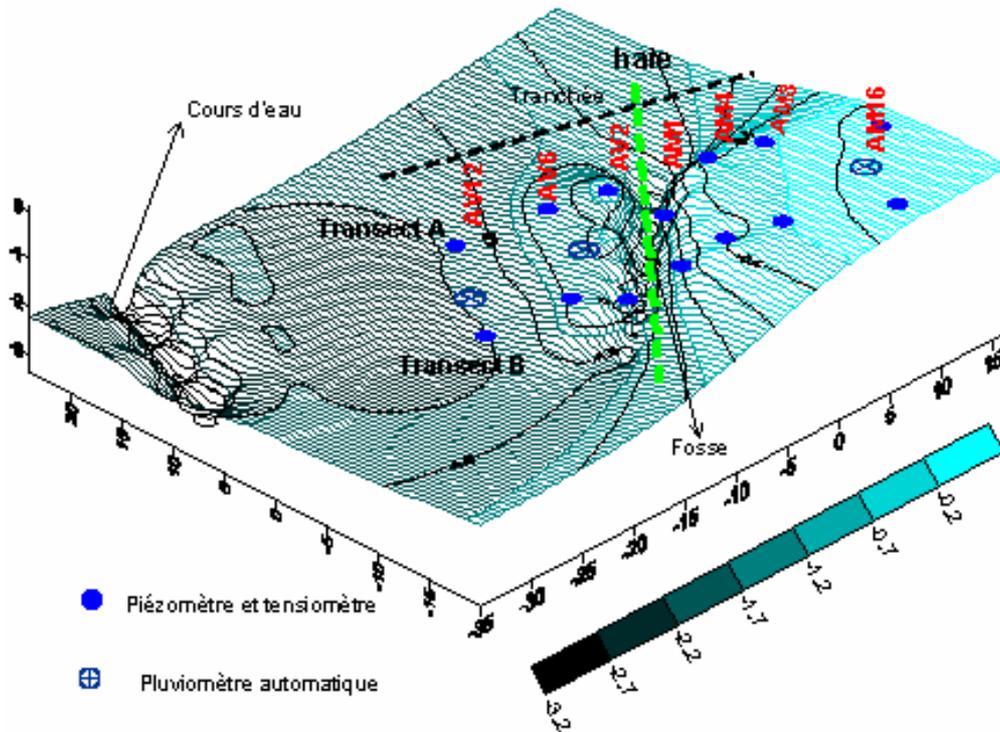


Figure 2.2 : Vue 3D : topographie générale du site.

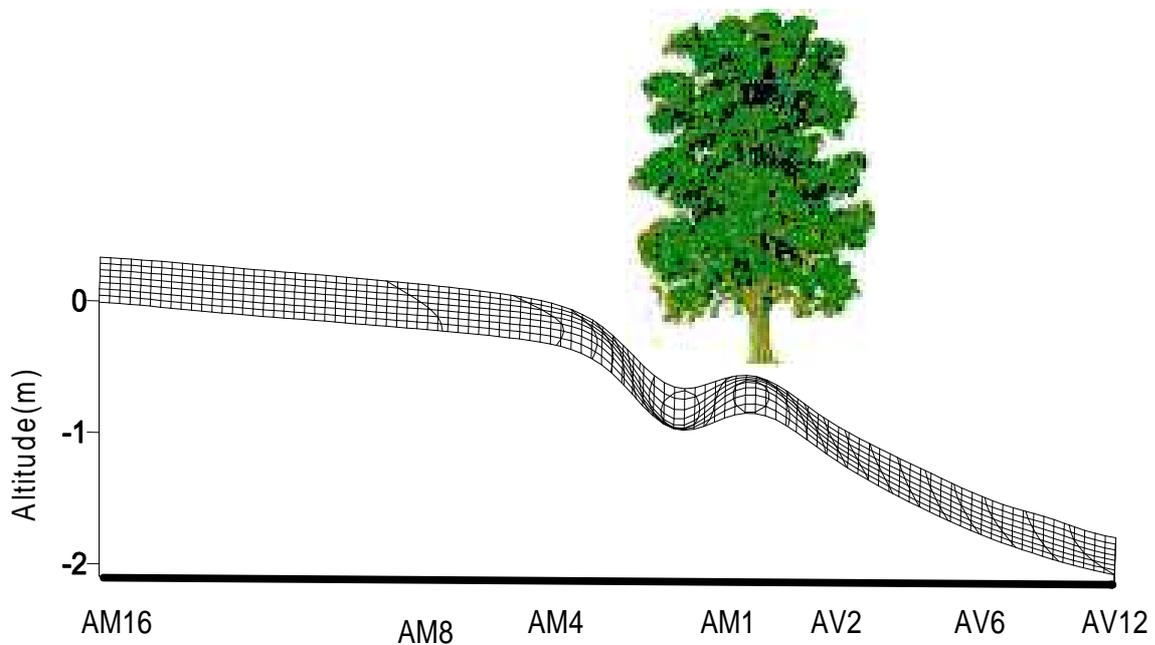


Figure 2.3 : Vue en profil du transect. Localisation du système haie/talus/ fossé sur le site d'étude.

2.2.2 Climat

En Bretagne, le climat est de type tempéré océanique, caractérisé par de faibles amplitudes thermiques, une forte humidité atmosphérique et des pluies fréquentes mais peu abondantes. Les données météorologiques que nous proposons d'utiliser pour présenter le climat régional proviennent de la station météorologique INRA situé à 5 km du site d'étude sur la commune du Rheu (Longitude Ouest : 01°47', Latitude Nord : 48°06', Altitude : 43 m) (Ferren, 2004). Nous disposons d'une série de données micro-climatiques de 32 ans (1971-2003).

La pluviométrie moyenne mensuelle diffère sensiblement d'un mois à l'autre. Elle est minimale en août, avec un cumul mensuel moyen de 36 mm, et maximale en décembre, avec un cumul mensuel moyen de 77 mm (Figure 2.4b). Les variations intra-annuelles ne sont cependant pas continues. La variabilité inter-annuelle des pluies mensuelles est forte (Figure 2.4b). Cette variabilité est plus forte de septembre à janvier, plus faible de février à août, sauf en mai. Le cumul pluviométrique annuel moyen pour la période 1971-2003 est de 720 mm. Le minimum est de 537 mm en 1989 et le maximum de 929 mm en 2000. Toutefois, il n'existe pas d'année exceptionnellement sèche et d'année exceptionnellement humide. On constate des alternances de 3 à 4 ans de périodes plus sèches avec des périodes plus humides. On note les forts cumuls annuels des années 1999 et 2000, cumul supérieur à 900 mm (Figure 2.4a). A cette variabilité inter-annuelle, s'ajoute une forte variabilité inter-mensuelle (Figure 2.4b).

La température moyenne mensuelle, pour la période 1971-2003, varie de manière saisonnière. Elle est minimale en janvier, avec une température de 5,4°C et maximale en août, avec une température de 18,4°C (Figure 2.4c).

Pour la période considérée (1971-2003), la moyenne annuelle de l'évapotranspiration potentielle (ETP) est de 656 mm. Le cumul annuel présente une variabilité inter-annuelle (avec un minimum de 490,8 mm en 1986 et un maximum de 765 mm en 2003).

L'ETP mensuelle varie fortement au cours de l'année. Cette variation est nettement saisonnière. La moyenne mensuelle minimale est observée en décembre (5,5 mm/mois), elle est maximale en juillet, avec une valeur moyenne de 117 mm/mois (Figure 2.4.c).

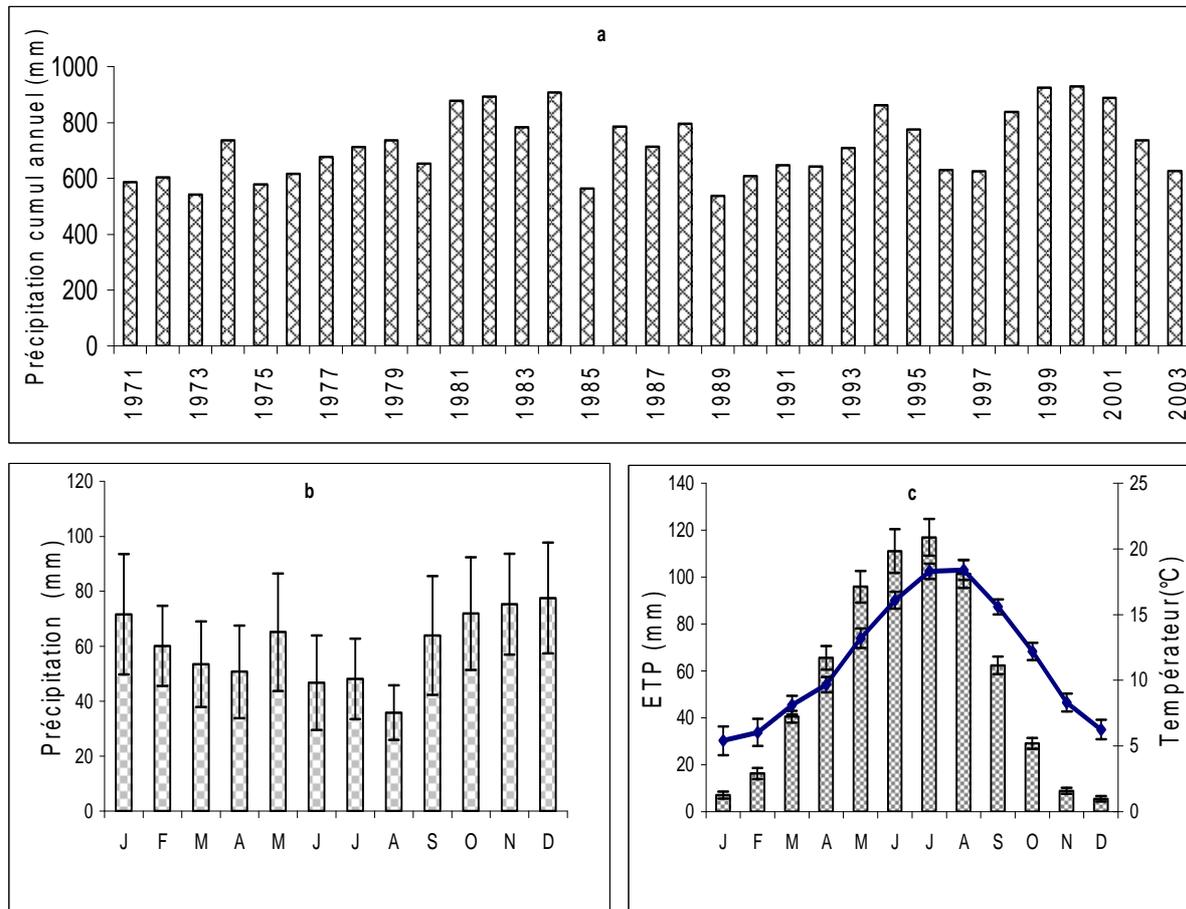


Figure 2.4 : Précipitations annuelles entre 1971 et 2003 (a), précipitations moyennes mensuelles et écart type (b), températures moyennes mensuelles (courbe) et ETP moyennes mensuelles (c).

2.2 Données micro-climatiques et mesures de flux de sève

Nous avons installé un mât micro-météorologique afin de connaître les paramètres climatiques locaux. Ce mât a été installé le plus loin possible de la haie pour être en dehors de la zone d'influence de la haie. Les données collectées sur le site expérimental seront comparées aux données de la station météorologique la plus proche (Station INRA Le Rheu). Les paramètres climatiques mesurés à 1,5 m au-dessus de la surface du sol, sur le site sont : la température, l'humidité relative, la vitesse du vent, le rayonnement global et le rayonnement net. Par ailleurs, la température du sol a été mesurée à 50, 100 et 200 cm de profondeur. L'ensemble des capteurs micro-météo a été connecté à une centrale d'acquisition (Campbell Scientifique Ltd), le pas de temps d'acquisition est de 10 minutes. Les données climatiques

ont été collectées durant toute la période de l'étude. Toutefois, la station a connu plusieurs pannes au cours du suivi expérimental.

2.2.1 Mesure de la pluviométrie

Pour connaître l'impact de la haie sur la distribution spatiale de la pluie le long de la toposéquence, trois pluviomètres automatiques (H7 Event, HOBO, Canada) ont été installés, à AM16, AV2 et AV12, durant toute la période de l'étude. Un complément de 10 pluviomètres totalisateurs a été installé à 17 m (AM17), 13 m (AM13), 9 m (AM9), 5 m (AM5) et 1,5 m (AM1,5) en amont de la haie et à 1 m (AV1), 3 m (AV3), 6,5 m (AV6,5), 10,5 m (AV10,5) et 13 m (AV13) en aval. Ces pluviomètres ont permis de mieux connaître la relation entre répartition spatiale de la pluie et la distance à la haie. Installés à la hauteur réglementaire (1m) tous les pluviomètres avaient une section de 302 cm².

La pluie qui tombe, peut parvenir au sol directement (P_D) ; elle peut également suivre un cheminement préférentiel le long du tronc (P_{EC}), elle peut être interceptée par les arbres (I), nous pouvons écrire :

$$P = P_D + P_{EC} + I \quad (2.1)$$

D'un point de vue météorologique, la haie constitue un obstacle qui agit directement sur la répartition de la pluie mesurée (P). L'écoulement le long du tronc des arbres n'a pas été pris en compte. Différents auteurs trouvent en effet une valeur inférieure à 1% du total des précipitations pour cette écoulement (Jackson, 1971 ; Lemee *et al.*, 1975).

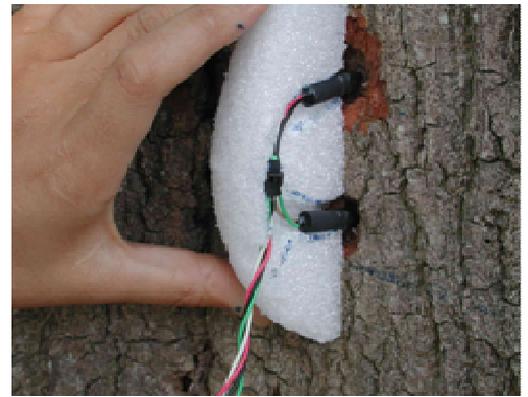
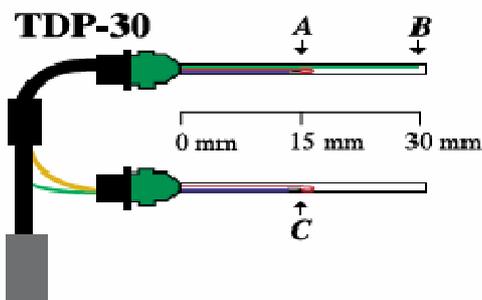
Concernant la mesure de la pluie, la norme Météo-France suggère qu'une mesure non influencée par un obstacle quelconque devrait se faire à une distance d'au moins deux fois la hauteur de l'obstacle. La configuration de notre site ne nous permettait pas d'opter pour cette solution, dans la mesure où les agriculteurs utilisaient les parcelles amont et aval (pâturage).

2.2.2 Mesure de la Transpiration

Pour quantifier le prélèvement racinaire de la haie dans la zone d'étude, nous avons posé l'hypothèse que le stockage de l'eau dans le tronc de l'arbre est négligeable par rapport à l'eau transpirée, ce qui permet de considérer que les prélèvements racinaires sont égaux à la transpiration. La transpiration de l'arbre a été mesurée à l'aide de capteurs de flux de sève (Granier, 1985), installés dans le tronc de cinq arbres (quatre arbres sont situés dans la zone d'étude et le cinquième est situé 10 m plus loin sur le même linéaire d'arbres).

2.2.2.1 Description de la méthode TDP

Un capteur TDP (Thermal Probe Dissipation) est constitué de deux sondes ayant un écart de 5 cm (Figure 2.5). Une sonde supérieure chauffée à puissance constante, une sonde inférieure qui permet d'effectuer les mesures. Le principe de la mesure repose sur la mesure du refroidissement de la sonde supérieure par convection via la circulation de la sève. Les deux sondes sont insérées dans le bois vivant (bois d'aubier). Un sondage préliminaire a été effectué afin de choisir la longueur des aiguilles. Nous avons choisi des sondes de 3 cm de longueur (Figure 2.5) qui correspondent bien à l'épaisseur du bois vivant du chêne.



- A- Thermocouple**
- B- Chauffage**
- C- Référence de thermocouple**

Figure 2.5 : Schéma des capteurs de flux de sève TDP (a) et installation sur le tronc de l'arbre (b).

Pendant la période nocturne, quand les stomates sont fermés, la densité du flux de sève est nulle, la différence de température entre les deux sondes est donc maximale (ΔT_{max}). La différence de température entre les deux sondes diminue avec l'augmentation du flux de sève (ΔT_i). La densité de flux de sève (SFD : Sap Flow Density) est donnée par :

$$SFD = 0.036 \cdot 119 \cdot K^{1,23} \quad (L/dm^2/h) \quad (2.2)$$

Cette relation est indépendante de l'espèce végétale.

où K est l'indice de flux déterminé par le suivi des différences de température existant au niveau des deux sondes du capteur, pondéré par la valeur minimale nocturne :

$$K = \frac{\Delta T_{\max} - \Delta T_i}{\Delta T_i} \quad (2.3)$$

Le flux de sève total correspond à la consommation journalière en eau de l'arbre :

$$\text{Consommation} = SFD_{\text{journalier}} \cdot A \quad (\text{L/j}) \quad (2.4)$$

Où $SFD_{\text{journalier}}$ est le flux de sève journalier ($\text{L}/\text{dm}^2/\text{j}$), A est la surface (dm^2) de bois vivant de l'arbre calculée à partir de la circonférence de l'arbre et de l'épaisseur du bois vivant évaluée à l'aide d'un (Figure 2.6).

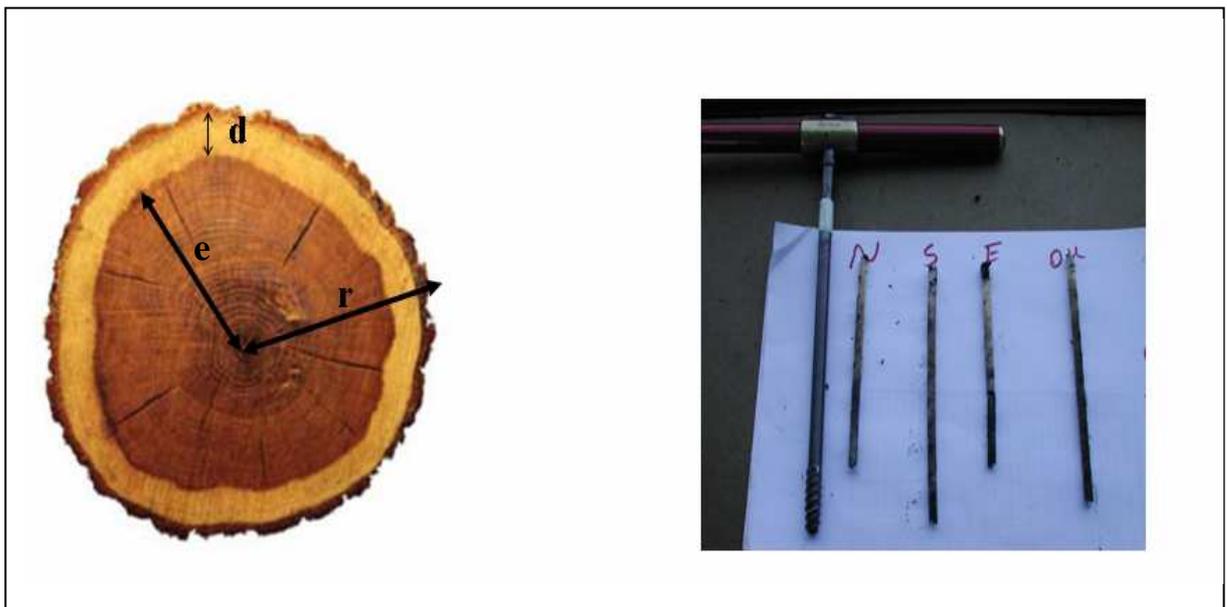


Figure 2.6 : Carottage du tronc de l'arbre. (d) épaisseur du bois d'aubier. (r) rayon du tronc de l'arbre. (e) épaisseur du bois mort.

2.2.2.2 Mise en place des mesures

Des sondes de 1,2 mm de diamètre et 30 mm de longueur (Figure 2.5) ont été utilisées. La Figure 2.7 montre les différentes étapes de la mise en place des capteurs de flux de sève. Pour assurer le bon fonctionnement des capteurs et la validité du principe de conservation de l'énergie appliquée à une portion du tronc, tout phénomène de condensation, d'évaporation ou

de réchauffement des capteurs devaient être évité (Ozier-Lafontaine, 1992). L'isolation des capteurs est effectuée à l'aide de polystyrène et d'isolant thermique en aluminium. Une graisse silicone permet un meilleur contact thermique entre le tronc de l'arbre et les capteurs. Les capteurs ont été reliés à une centrale d'acquisition de la marque Campbell (CR10) pour la première année d'étude et une data logger (DL2) pour les deux dernières années. Le pas de temps d'acquisition est de 10 minutes. Les centrales et la boîte d'alimentation des capteurs sont alimentées par un courant de 12 V. Chaque capteur est alimenté par un courant de 3 V. Une étude préliminaire a été réalisée afin de vérifier la variabilité de la densité de flux de sève. Nous avons installé 6 capteurs sur un seul arbre entre juin 2005 et novembre 2005. 4 capteurs ont été installés à 1,20 m de hauteur orientés nord, sud, est, ouest et 2 capteurs à 1,5 m orientés l'un au nord l'autre au sud. Par la suite, nous avons installé 10 capteurs sur 5 arbres (direction Nord-sud).



Figure 2.7 : Mise en place des capteurs de flux de sève

2.2.3 Description pédologique du site

La description pédologique a été effectuée dans deux tranchées de 2 mètres de profondeur creusées perpendiculairement à la haie, jusqu'à AM16 en amont et AV12 à l'aval. Ce mode d'observation offre une vision continue du sol, en relation avec la topographie de surface et le toit de l'altérite. La toposéquence pédologique est située à 10 m du transect A. Nous ne

disposons pas de données sur les 2 m au voisinage de la haie (amont et aval). Dans cette zone, des sondages à la tarière ont été réalisés tous les mètres afin de compléter la description de la toposéquence. La face décrite a été rafraîchie manuellement pour exclure les structures liées au terrassement mécanique et à la compaction (Figure 2.8 a), elle a été ensuite jalonnée tous les mètres (Figure 2.8 b). Les limites et contenus sémantiques de chaque horizon pédologique ont été relevés à l'aplomb de chaque jalon. Dans le cas de variations latérales ou verticales brutales de la géométrie des horizons entre deux jalons, des relevés intermédiaires ont été effectués. Cette procédure s'inspire de la méthode d'analyse structurale décrite par Boulet *et al.* (1982 a, 1982b, 1982c), et adaptée au massif armoricain par Chaplot (1998).

La dénomination des horizons a été faite sur le terrain selon la terminologie française (Baize et Girard, 1995). A chaque mètre, une description morphologique détaillée des limites des horizons est effectuée par le relevé des caractéristiques suivantes : profondeur, abondance de matière organique, humidité, charge en éléments grossiers, compacité, présence de concrétion, couleur de la matrice et couleur des taches, absence ou présence de racines, structure et sous structure, et enfin texture de chaque horizon (Annexe 1). La toposéquence pédologique du site a été préparée ainsi. Les couleurs ont été définies sur la base de codification couleur Munsell (Baize et Girard, 1995).



Figure 2.8 : Tranchée perpendiculaire à la haie. (a) : face décrite ; (b) : jalonnement tous les mètres.

Tableau 2.2 : Choix des points de prélèvement à différentes distances de la haie.

	Nombre des échantillons				
	Début	Fin	Da	Courbe de rétention	Analyse granulométrique
AM16	0	5	3	3	1
	38	43	3	3	0
	95	100	3	0	1
	115	120	3	3	1
	150	155	3	3	1
AM8	0	5	3	3	1
	25	30	3	0	1
	35	40	3	0	0
	115	120	3	3	1
	135	140	3	3	1
AM4	0	5	3	3	1
	22	27	3	3	1
	35	40	3	0	0
	92	97	3	3	1
		>145	3	0	1
AV2	0	5	3	3	1
	15	20	3	3	1
	50	55	3	3	1
	100	105	3	3	1
AV6	0	5	3	3	1
	15	20	3	3	1
	52	57	3	3	1
AV12	0	5	3	3	1
	10	15	3	3	1
	55	60	3	3	1
	95	100	3	3	1

2.3 Caractérisation des propriétés physiques du sol

Afin de caractériser les propriétés physiques du sol, des échantillons de sol ont été prélevés dans les différents horizons observés. Le choix des points de prélèvement est présenté tableau 2.1 et annexe 2. Les échantillons servant à la détermination des densités apparentes, des courbes de rétention et à l'analyse granulométrique sont prélevés dans tous les horizons organo-minéraux, ainsi que dans les premiers centimètres de la surface (Tableau 2.1).

2.3.1 Densité apparente

La densité apparente de chaque horizon a été déterminée par la méthode des cylindres. Cette méthode permet de prélever des échantillons de sol non remaniés de volume connu 100 cm³. Les prélèvements ont été effectués aux points de mesure indiqués sur le tableau 2.1 (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6, et AV12) avec trois répétitions par échantillon. Après un séchage du sol à 105°C pendant 48 heures, la densité apparente (D_a) est calculée ainsi :

$$D_a = \frac{M_s}{V_a} \quad (2.5)$$

Avec

M_s : Masse sèche

V_a : Volume apparent

2.3.2 Courbes de rétention

Une série d'échantillons prélevés à l'aide de cylindres de 100 cm³ a été réservée pour déterminer les courbes de rétention (selon la méthode décrite Annexe 3). Les points de pF utilisés sont : 0,4 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 2,6 ; 2,8 ; 2,9 ; 3 ; 3,5 ; 4,2. Pour chaque échantillon, trois répétitions ont été effectuées. Les courbes de rétention caractérisées en laboratoire seront utilisées pour exprimer les données du potentiel matriciel en teneur en eau volumique.

2.3.3 Mesure de la Conductivité hydraulique proche de la saturation

Les méthodes pour évaluer la conductivité hydraulique proche de la saturation d'un sol sont nombreuses (Tamari *et al.*, 1993 ; Globus et Gee, 1995). Les méthodes directes peuvent être effectuées par des mesures *in situ* (méthode des profils instantanés).

Dans la présente étude, c'est la méthode directe de Zhang (1997) qui a été choisie (Annexe 5). Quatre infiltromètres (Decagon's handheld Mini-disk) ont été utilisés *in situ* pour mesurer la conductivité hydraulique proche de la saturation. L'infiltromètre est un appareil dont le principe consiste à imposer à la surface du sol une charge connue et de suivre ensuite la cinétique de l'infiltration (Perroux et White, 1988). Il présente l'avantage d'être simple à utiliser et à transporter (Figure 2.9). Pour chaque essai, l'infiltromètre est installé sur une surface parfaitement plane. Pour assurer le contact hydraulique et masquer les micro-reliefs nous avons interposé, entre le disque de l'infiltromètre (4,5 cm de diamètre, 3 mm d'épaisseur) et le sol, une fine couche de sable de Fontainebleau ($>100 \mu\text{m}$ 32% ; $D_{50}=64 \mu\text{m}$). La valeur de la pression (h) est définie, ensuite la variation de la hauteur de colonne d'eau dans le réservoir, en fonction du temps, est notée. Le calcul de l'infiltration est basé sur les valeurs de hauteur d'eau qui correspondent au régime permanent.

Trois pressions ont été appliquées : 5, 20 et 60 mm avec quatre répétitions chacune. La conductivité hydraulique a été mesurée à différentes distances de la haie (AM16, AM8, AM4, AV2, AV6 et AV12). La conductivité hydraulique pour chaque pression est obtenue à partir de la moyenne des quatre mesures.



Figure 2.9 : Mesure de la conductivité hydraulique par mini infiltromètre (Decagon's handheld Mini-disk).

2.3.4 Description du système racinaire

La méthode du quadrat a été utilisée pour connaître la distribution et la densité du système racinaire dans les deux tranchées pédologiques.

Un quadrat de 1 m² divisé en mailles de 10 cm de coté a été utilisé (Figure 2.10). Le pourcentage de la surface de sol occupée par les racines a été estimé pour chaque maille. Ce pourcentage a été noté par classe de diamètre des racines (<5 mm, 5-10 mm, et > 10 mm) et pour chaque maille de 100 cm². La densité racinaire représente la somme des surfaces du sol occupées par les racines, elle est exprimée par unité de surface décrite rapportée à 1 m².

Pour éviter le dépérissement des arbres à cause du sectionnement de leur chevelu racinaire nous avons commencé notre étude sur la distribution des racines à partir de 2 m de la haie en amont et en aval. Nous ne disposons pas de données sur la distribution du système racinaire pour les 2 m au voisinage de la haie.

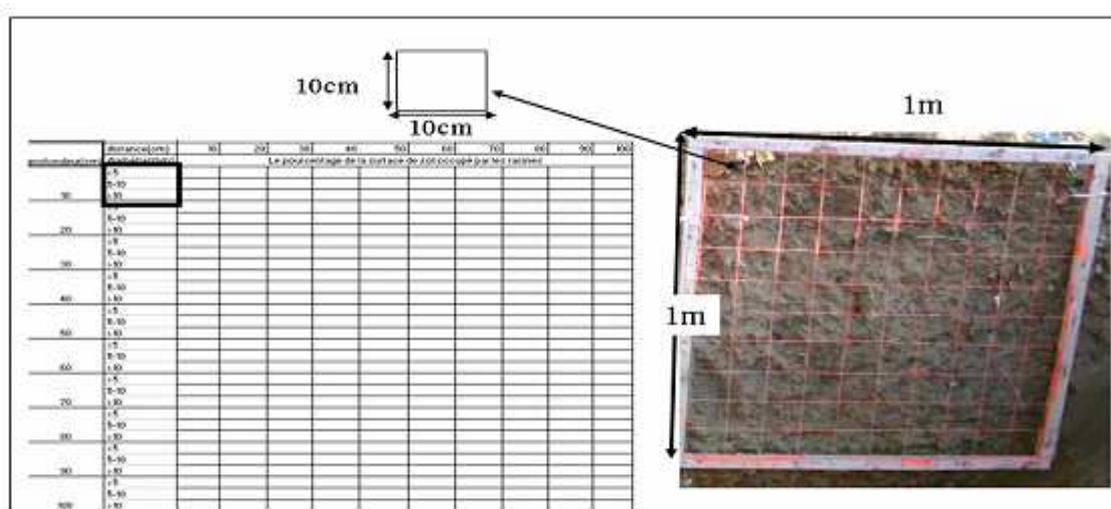


Figure 2.10 : Quadrat de 1 m² divisé en mailles de 10 cm de coté pour décrire la distribution du système racinaire.

2.4 Suivi Hydrique

2.4.1 Mesure du potentiel matriciel

Pour mesurer le potentiel de l'eau dans le sol, des tensiomètres manuels et automatiques ont été utilisés. Tous les capteurs ont été étalonnés avant leur installation sur le terrain.

2.4.1.1 Etalonnage des capteurs

Les tensiomètres automatiques munis d'un capteur de pression (SKT 850, SDEC France™) ont été utilisés. Les capteurs de pression ont été étalonnés au laboratoire. L'étalonnage a été effectué dans toute la gamme de potentiel mesurée sur le terrain (0-850 cm). Un banc d'étalonnage (Figure 2.11) conçu à cet effet est composé d'une pompe reliée à un tuyau PVC. Le banc d'étalonnage permet de connecter plusieurs capteurs au même temps. L'étalonnage consiste à appliquer une pression connue. Un étalon de pression (boîtier bleu, Figure 2.11) permet de lire la pression appliquée. L'étalonnage permet d'établir une relation affine entre la pression appliquée (mbars) et la tension du capteur (mV). Cette relation est utilisée pour paramétrer les connecteurs reliés à chaque capteur (SKT 850) via une interface logiciel (AMR-ALMEMO 3290-8). Ensuite, pour chaque capteur, les paramètres a et b issue de la régression linéaire entre la pression appliquée (P_{app}) et la pression lue (P_{lue}) par le capteur permettent de corriger les données tensiométriques enregistrées ($P_{lue}=a * P_{app}+b$).

Pour les cannes tensiométriques, les mesures ont été effectuées en utilisant un tensimètre (SMS 2500S, SDEC France™) dont l'étalonnage est réalisé une fois par an chez le fabricant de ce matériel. L'Annexe 4 présente les étapes de préparation et d'utilisation des tensiomètres sur le terrain.



Figure 2.11 : Banc d'étalonnage des capteurs de pression (SKT 850).

2.4.1.2 Installation des tensiomètres sur le terrain

Sept points de mesure situés à des distances bien précises à l'amont (AM16, AM8, AM4 et AM1) et à l'aval (AV2, AV6 et AV12) de la haie ont été choisis sur chacun des deux transects

A et B (Figure 2.12). Afin d'installer les tensiomètres, un trou de tarière de 22,5 mm de diamètre a été réalisé à la profondeur souhaitée. Chaque point de mesure a été équipé avec 5 tensiomètres situés à 25, 50, 100, 150 et 200 cm de profondeur (Figure 2.12). Au total nous disposons de 40 tensiomètres automatiques et 30 cannes tensiométriques. Pour les données automatiques, le pas de temps d'acquisition est de 15 minutes. Les mesures manuelles sont effectuées tous les 3 jours du 15 novembre 2005 à fin octobre 2006 puis 2 fois par semaine entre octobre 2006 et fin août 2007.

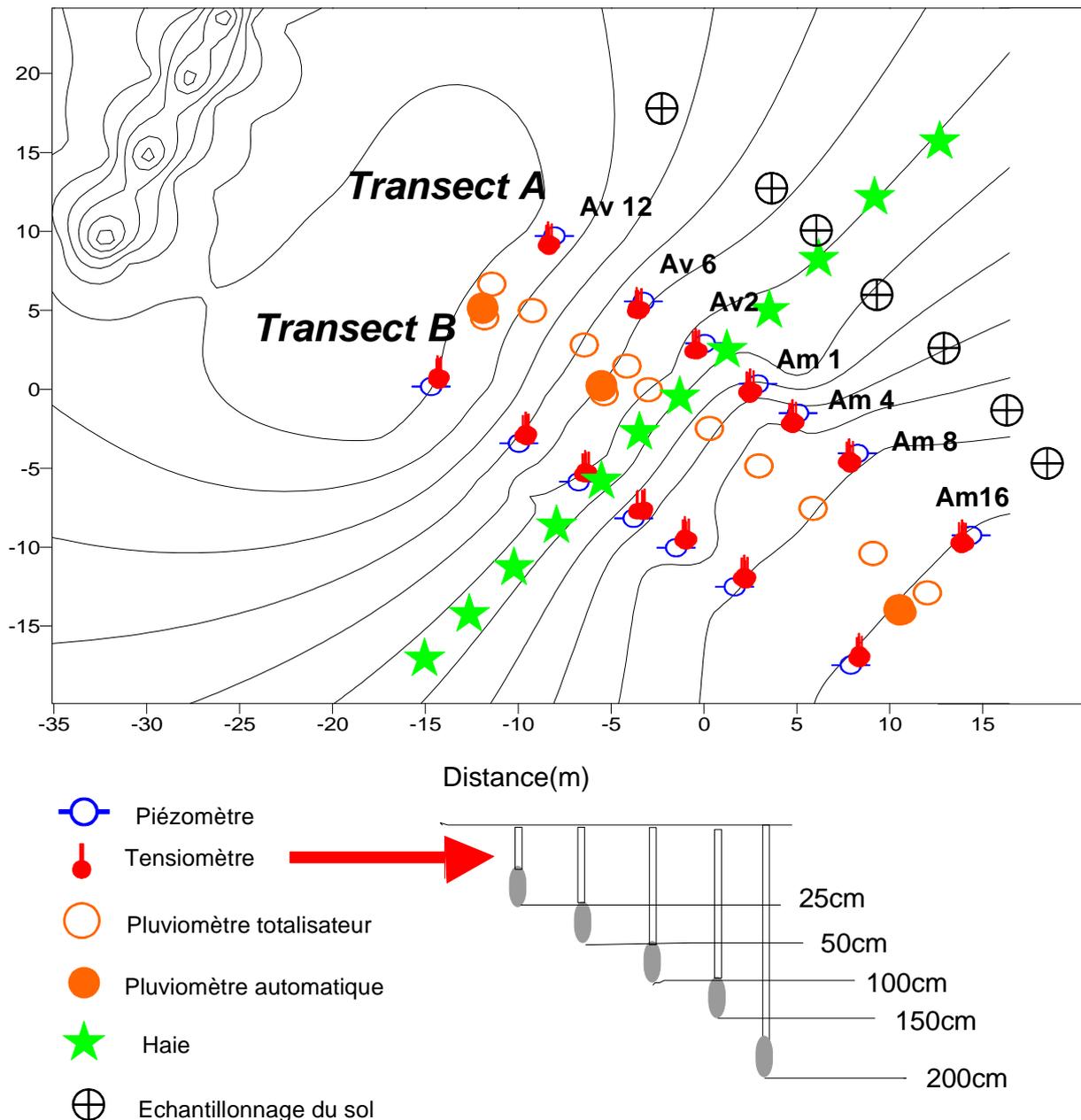


Figure 2.12 : Vue en plan de la zone instrumentée avec les points de mesure (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12) et l'emplacement des instruments de mesure.

Le calcul du potentiel matriciel et du potentiel total ont été effectués ainsi :

- Pour les tensiomètres automatiques (Figure 2.13) :

$$\Psi_C = a.\Psi_E + b \quad (2.6)$$

$$\Psi_m = \Psi_C + P + h_C - I \quad (2.7)$$

$$\Psi_T = \Psi_m - Z \quad (2.8)$$

Où I est la hauteur entre la prise de pression et l'extrémité de la canne (10 cm pour un SKT 850), h_C est la hauteur entre la surface du sol et le trou où il y a la prise de pression, P est la profondeur du tensiomètre jusqu'à la mi-bougie, Z est l'altitude par rapport à la référence, a et b sont les coefficients de la courbe d'étalonnage, Ψ_E est le potentiel enregistré par le capteur, Ψ_C est le potentiel corrigé à partir de l'étalonnage, Ψ_m représente le potentiel matriciel, et Ψ_T représente le potentiel total.

-Pour les cannes tensiométriques :

$$\Psi_m = \Psi_C + H - h_V \quad (2.9)$$

Où H = hauteur de la canne et h_V = hauteur vide.

2.4.2 Mesure de la profondeur de la nappe

Quatorze piézomètres ont été installés sur les deux transects aux points de mesure indiqués Figure 2.12. Les informations sur la profondeur des piézomètres leurs diamètres et la hauteur de la zone crépinée sont présentés tableau 2.3. Les mesures du niveau de la nappe dans les piézomètres P1, P4, P5 et P7 pour les transects A et B ont été réalisées à l'aide de 8 capteurs de niveau automatiques (6 capteurs DL/N Séries 70, STS Sensors, USA; 2 capteurs Orphimedes, OTT Hydrometry, Allemagne). Concernant les capteurs automatiques, les données sont acquises à un pas de temps de 15 minutes. La profondeur de la nappe est également mesurée, dans tous les piézomètres, à l'aide d'une sonde lumineuse tous les 3 jours du 15 novembre 2005 à fin octobre 2006 puis 2 fois par semaine entre octobre 2006 et fin août 2007. Durant la période de l'expérimentation, les piézomètres ont été vidangés tous les 3 mois. Des moyens et des efforts importants ont été apportés lors de l'expérimentation *in situ* pour la mise en place des capteurs de flux de sève, des piézomètres, des tensiomètres et des

mesures micro-météorologiques et pluviométriques et pour le suivi sur le terrain (Figure 2.14) ainsi que la collecte et le prétraitement des données, leur mise en forme, leur analyse.

Tableau 2.3 : Caractéristiques des forages et types de capteurs de niveau de nappe utilisés. automatiques (Auto) et mesures manuelles (M)

Piézomètre	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
Référence du point	AM16	AM8	AM4	AM1	AV2	AV6	AV12
Diamètre (mm)	112	112	112	68	68	68	68
Profondeur (m)	7.5	7.5	7.5	4.5	4	3	4
Crépine (m)	4	4	4	3	3	2	3
Mesure	Auto	M	M	Auto	Auto	M	Auto

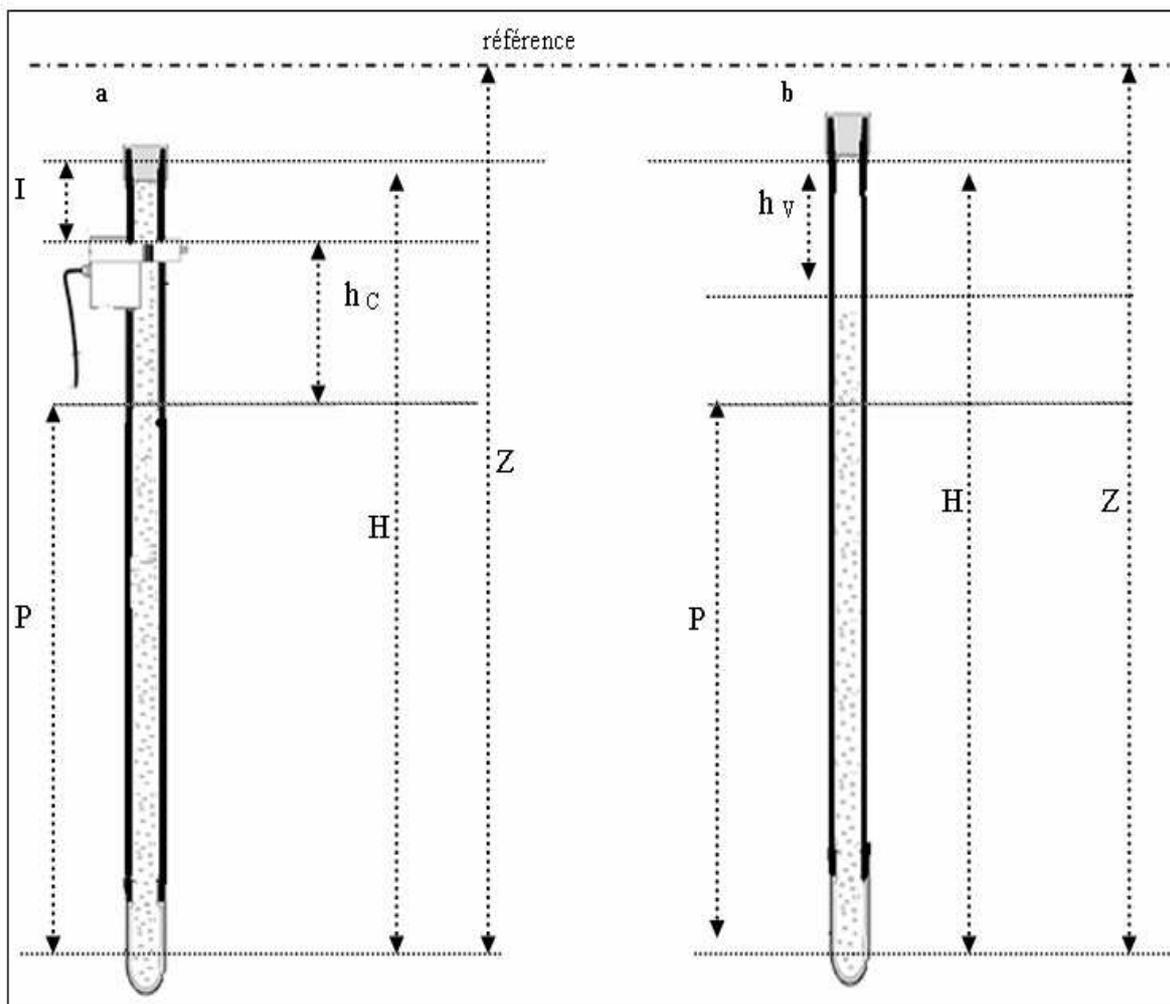


Figure 2.13 : Tensiomètre utilisé : SKT 850 (a) et canne tensiométrique (b)



Figure 2.14 : Mise en place des instruments de mesure.

**CHAPITRE 3 INFLUENCE DE LA HAIE SUR LES
PROPRIETES PHYSIQUES DU SOL**

Introduction

Le travail de ce chapitre est centré sur la compréhension de l'influence de la haie sur les propriétés physiques et hydriques du sol, sur la relation entre ces propriétés et la distribution du système racinaire et sur les variations du stock d'eau dans le sol. L'objectif étant de décrire et d'analyser l'organisation et le fonctionnement du sol à différentes distances de la haie. Notre étude a été menée à l'échelle locale, le long d'une toposéquence de 28 m de long.

3.1 Caractérisation du sol

Pour comprendre l'organisation géométrique des sols du site d'étude, une analyse structurale, basée sur l'observation et la description d'une tranchée en amont et en aval de la haie a été réalisée en 2005. Des sondages complémentaires à la tarière dans le fossé et sur le talus ont été réalisés en juin 2007.

3.1.1 Cartographie du sol

La toposéquence obtenue par analyse structurale (Figure 3.1) met en évidence l'organisation et la géométrie des différents horizons. Les horizons décrits sont nommés selon le référentiel pédologique français (Baize et Girard, 1995). La topographie de la parcelle amont est caractérisée par une pente régulière de 4% en amont de la haie et 10% en aval. La toposéquence peut se diviser en trois zones : la zones amont, la zone aval, et le fossé/talus. Les sols, limono-argileux, reposent sur des schistes anciens (briovérien/cambriens) à la faveur d'une limite entre les horizons et le substratum schisteux très irrégulière. En amont de la haie, l'épaisseur des horizons limoneux varie de 0,70 m à 1,70 m. Ils sont différenciés de la surface vers la profondeur en horizons organo-minéraux de type A (horizon de labour L, horizon non labouré A et horizon non labouré à caractère rédoxique A(g) d'une épaisseur comprise entre 40 cm et 1,10 m suivis d'horizons d'éluviation rédoxiques E(g) d'épaisseur comprise entre 10 et 30 cm et d'illuviation rédoxique BTg d'épaisseur comprise entre 15 et 50 cm. A proximité du fossé, il y a apparition d'un horizon structurale rédoxique (Sg1) en dessous l'horizon organo-minéral (Ag). Au niveau du fossé, on observe une succession de la surface vers la profondeur d'un horizon organique de type (Of) de quelques centimètres d'épaisseur, puis

d'un horizon organo-minéral rédoxique (Ag) et enfin d'horizons structuraux de type S (horizons à caractère rédoxique Sg1 et Sg2).

A l'aval de la haie, on retrouve la succession d'un horizon organo-minéral rédoxique (Ag) et d'horizons structuraux rédoxiques (Sg1 et Sg2). A 11 m du système haie/talus, on observe des horizons alluviaux à caractère rédoxique de type Js et Jpg. A proximité du système haie/talus, les horizons structuraux deviennent de plus en plus épais jusqu'à 3 m de la haie avec des valeurs comprises entre 40 cm à 90 cm. Le talus se caractérise par la même succession qu'en aval des horizons pédologiques et par une géométrie très variable de ces derniers.

Le long de la toposéquence, on observe localement des concentrations d'éléments grossiers de tailles variables (cailloux et veine de quartz). L'ensemble de ces sols est marqué par un caractère rédoxique plus ou moins fort.

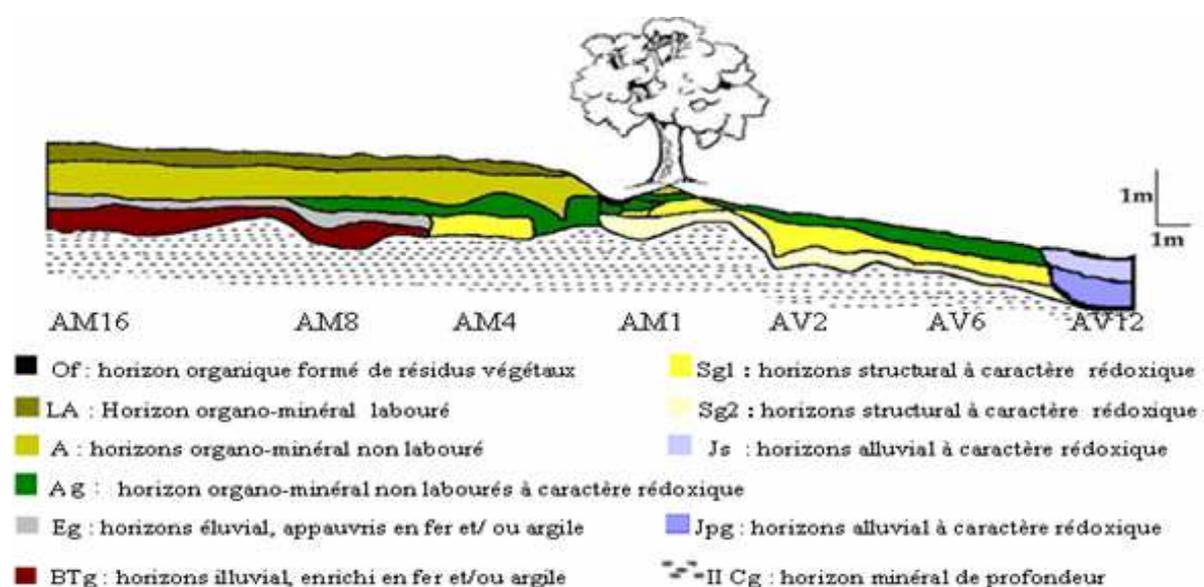


Figure 3.1 : Géométrie des horizons de la toposéquence étudiée sur le site de Pont Lagot.

3.1.2 Influence de la haie sur l'organisation du sol le long de la toposéquence

A l'approche de la haie en amont, nous observons un épaissement progressif des horizons organo-minéraux (A) : de 80 cm d'épaisseur à AM16 jusqu'à 110 cm d'épaisseur à AM4. À partir de cette distance (4 m de la haie), nous avons observé la disparition de l'horizon éluvial E et de l'horizon labouré L (Figure 3.1). Cette effet de la haie sur l'épaisseur des horizons a été observé dans différents contextes (Carnet, 1978 ; Baffet, 1984 ; Walter *et al.*, 2003). Follain (2006) a étudié l'effet de la haie sur l'organisation spatiale du sol, il a montré que

l'épaisseur des horizons A augmente systématiquement du sommet de la pente du site d'étude jusqu'à la haie. Dans ce cas l'épaisseur maximale a été observée au voisinage de la haie (entre 0 et 5 m en amont de la haie). En amont de la haie, l'épaississement des horizons organo-minéraux correspond à un effet anti-érosif (Minasny et McBratney, 1999).

En aval de la haie, la géométrie des horizons organo-minéraux est différente de l'amont. Nous observons une diminution de l'épaisseur des horizons organo-minéraux, en particulier les horizons LA et A disparaissent (Figure 3.1). L'horizon Ag est en contact direct avec l'horizon structural Sg. L'épaisseur de l'horizon Ag est de 30 cm à AV2, elle n'est plus que de 10 cm à AV12. Ce contraste entre une accumulation en amont et une érosion en aval a déjà été observé pour d'autres types de haies (Govers *et al.*, 1996 ; Follain, 2006) .

3.1.3 Variation spatiale de l'hydromorphie le long de la toposéquence

L'hydromorphie est dictée par l'absence d'oxygène dans le volume poral des sols, elle est identifiée par la présence de taches d'oxydoréduction. La saturation prolongée d'un sol induit la disparition des activités microbiennes aérobies au profit d'activités anaérobies (Berthelin, 1982).

L'hydromorphie est observée à des profondeurs variables le long de la toposéquence. La présence de la haie semble avoir un effet sur l'hydromorphie du sol, en amont, puisque la profondeur d'apparition de l'hydromorphie augmente au voisinage de la haie alors que la nappe est moins profonde. La limite d'apparition de l'hydromorphie est de 30 cm de profondeur à AM16, elle est de 90 cm à AM5. La haie peut diminuer la durée de la saturation du sol via le prélèvement racinaire.

En aval de la haie, l'hydromorphie du sol, visible à partir de la surface, est liée à la présence de la nappe superficielle, dans la zone de bas-fond. Follain (2006) a étudié l'extension spatiale de l'hydromorphie à différentes distances de la haie. Il a montré que la topographie du toit de l'arène avait un contrôle sur l'hydromorphie de profondeur alors que l'hydromorphie de la surface est liée à la présence de la haie.

3.1.4 Résultats de l'analyse granulométrique du sol

L'analyse granulométrique du sol, complétée par des observations de terrain permet de caractériser le sol et d'approcher son fonctionnement hydrodynamique. La répartition des différentes fractions granulométriques permet de classer le sol dans une classe de texture, qui

définit certaines caractéristiques de son comportement physique comme la capacité de rétention en eau.

La texture des différents échantillons de sol est interprétée à partir de cinq classes de taille texturale (Tableau 3.1). Une représentation des propriétés texturales (% sable, % limon, % argile) selon des profondeurs de prélèvement est réalisée pour l'ensemble des échantillons. Les résultats de l'analyse granulométrique montrent que le pourcentage moyen d'argile augmente avec la profondeur exceptée à AV12 (Figure 3.2). Le sol est plus argileux en aval (moyenne de 21.6%) qu'en amont (moyenne de 16,7%). Pour l'amont comme pour l'aval, les limons sont fortement majoritaires, mais le pourcentage de limons grossiers est plus important en amont (40%) qu'en aval (32%) (Figure 3.2). Le pourcentage de sables a augmenté avec la profondeur et cette augmentation a été plus importante à AM16, AV2, AV6 et AV12 (Tableau 3.1). Globalement, la texture du sol est limono-argileuse pour toute la toposéquence.

Contrairement à l'organisation spatiale et l'épaississement du sol, les variations de la texture du sol ne dépendent pas de la distance à la haie. Les résultats de l'analyse granulométrique montrent que la texture du sol est liée à la localisation des parcelles amont et aval sur le versant et à la profondeur des horizons.

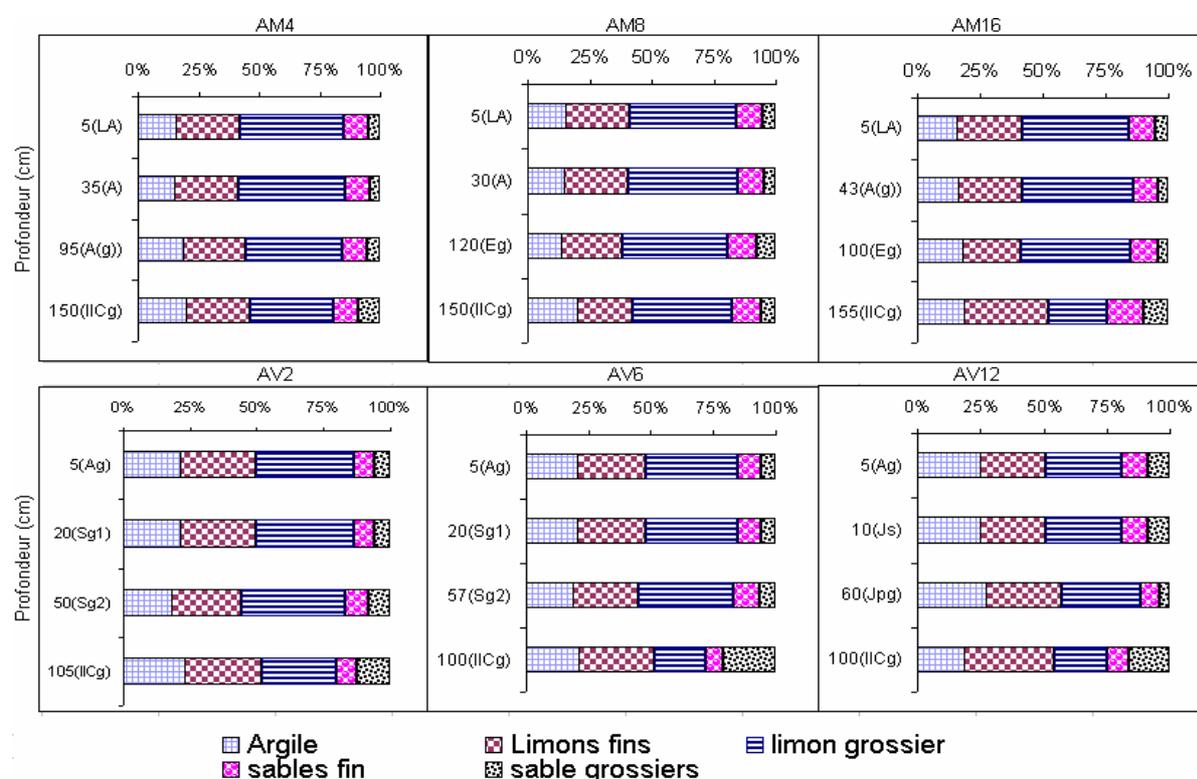


Figure 3.2 : Propriétés texturales du sol à différentes distances de la haie selon les profondeurs du sol. Le nom des horizons (L, A, Ag, Eg, BTg, Sg et IICg) est indiqué pour chaque profondeur.

Tableau 3.1 : Analyse granulométrique du sol.

	Profondeur (cm)	Horizon	Argile (%)	Limons fin (%)	Limon grossier(%)	Sable (%)
AM16	0-5	LA	15.6	26	42,7	15.7
	38-43	A(g)	16.1	26	43,7	14.2
	95-100	Eg	17.8	23,2	44	15
	150-155	IICg	18.5	33,8	23,2	24.5
AM8	0-5	LA	15.3	25,8	43,1	15.8
	25-30	A	14.9	25,9	44,1	15.1
	115-120	Eg	13.7	24,4	42,2	19.7
	150-155	IICg	20	22,4	40,1	17.5
AM4	0-5	LA	15.6	26,8	42,5	15.1
	22-27	A	15.3	26,3	44,1	14.3
	92-97	A(g)	18.4	26,3	39,4	15.9
	145-150	IICg	19.6	27	34,3	19.1
AV2	0-5	Ag	21.3	28,2	37,1	13.4
	15-20	Sg1	21.3	28,2	37,1	13.4
	50-55	Sg2	18.1	26,2	38,9	16.8
	100-105	IICg	23.1	28,7	27,8	20.4
AV6	0-5	Ag	20.2	27,5	36,9	15.4
	20-25	Sg1	20.2	27,5	36,9	15.4
	52-57	Sg2	18.5	26,3	38,4	16.8
	65-70	IICg	21.3	29,9	20,5	28.3
AV12	0-5	Ag	24.7	26,3	30,1	18.9
	10-15	Js	24.7	26,3	30,1	18.9
	50-60	Jpg	27.1	30,3	30,9	11.7
	95-100	IICg	18.6	35,9	20,4	25.1

3.2 Description de l'enracinement

Pour visualiser la distribution du système racinaire à différentes distances de la haie, nous avons dressé une cartographie des racines pour chaque cellule (10 x 10 cm) du profil pédologique (28 m de longueur et 2 m de profondeur moins les deux mètres au voisinage amont et aval de la haie), selon la méthode décrite chapitre 2 (§2.3.4). Nous exprimerons le pourcentage de la surface de sol occupée par les racines (Figure 3.3) ensuite, la somme des racines observées sera considérée par classe de distance (m) à la haie en amont ([2-4], [4-6], [6-8], [8-10], [10-12], [12-14], [14-16]) et en aval ([2-4], [4-6], [6-8], [8-10], [10-12]) de la haie et par classe de profondeur (cm) ([0-50], [50-100], [100-150], et [150-200]).

La densité du système racinaire permet de mettre en évidence les zones avec peu de racines et sans racines (Figure 3.3). La Figure 3.3 présente les pourcentages de la surface du sol occupée par les racines par rapport à la surface totale du sol observée. Les racines apparaissent relativement moins en aval qu'en amont et cette différence est plus visible en profondeur.

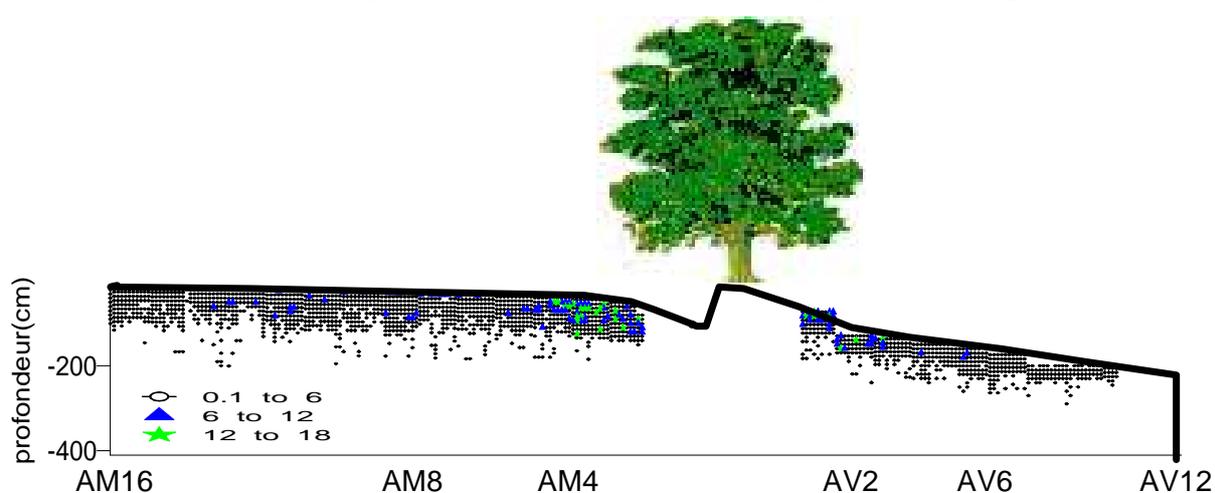


Figure 3.3 : Cartographie de la densité du système racinaire en amont et en aval de la haie, exprimée en pourcentage de la surface de sol occupée par les racines.

Lorsque l'on analyse le pourcentage de racines par classe de distance rapporté à l'ensemble des racines mesurées soit en amont, soit en aval (Tableau 3.2 et Tableau 3.3), on constate la répartition suivante : le long de la toposéquence, en amont comme en aval de la haie, l'enracinement maximal est observé au niveau des 50 premiers centimètres du sol (60% en amont et 92,2% en aval). La diminution de l'enracinement avec la profondeur est plus marquée à l'aval de la haie (Tableau 3.3).

En considérant la variation de l'enracinement en fonction de la distance à la haie et pour toutes les profondeurs, on s'aperçoit que celui-ci est plus fort au voisinage de la haie entre 2 et 6 m de distance : 48.7 % en amont entre 2 et 6 m, sur 16 m et 61.6 % en aval entre 2 et 6 m sur 12 m. En aval de la haie, aucune racine n'est observée au-delà de 1 m de profondeur, sauf à proximité de la haie (classe 2-4).

Tableau 3.2 : Racines observées en amont de la haie par classe de distance, exprimées en % de l'ensemble des racines amont.

Distance (m) \ Profondeur (cm)	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16
0-50	16,49	13,81	4,88	8,49	7,43	4,23	3,90
50-100	12,05	5,76	2,95	4,67	6,42	1,98	3,67
100-150	0,35	0,20	0,59	0,52	0,65	0,37	0,13
150-200	0,00	0,00	0,22	0,03	0,00	0,11	0,10

Tableau 3.3 : Racines observées en aval de la haie par classe de distance, exprimées en % de l'ensemble des racines aval.

Distance (m) \ Profondeur (cm)	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
0-50	42,99	14,58	18,22	14,96	1,42
50-100	1,40	1,99	3,53	0,08	0,13
100-150	0,68	0,00	0,03	0,00	0,00
150-200	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Pour les différentes classes de distance, la somme des racines observées par classe de distance à la haie en fonction de la profondeur est présentée le long de la toposéquence (Figure 3.4). Les racines s'étalent jusqu'à 100 cm de profondeur pour la partie amont et 60 cm pour la partie aval. On observe également, qu'au-dessous de 100 cm de profondeur, les racines deviennent plus rares pour la partie amont.

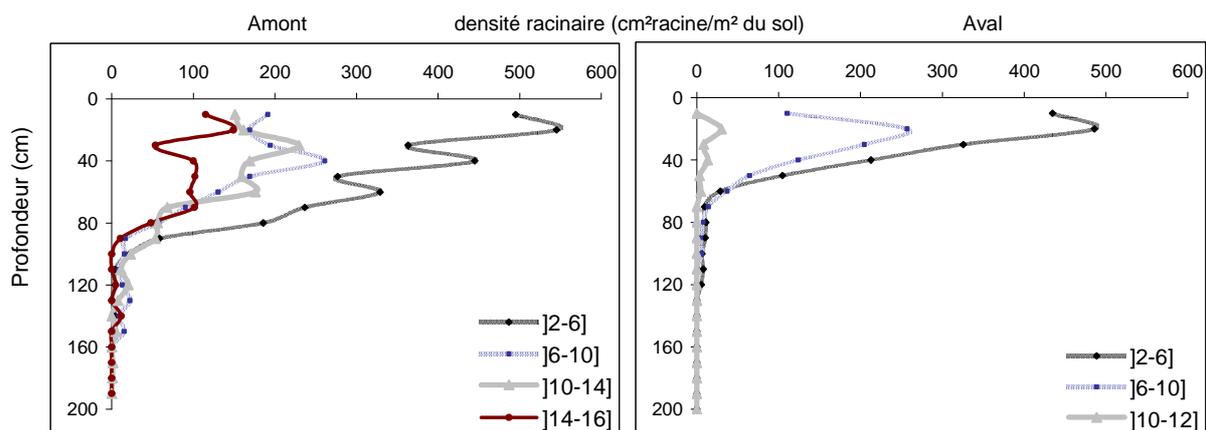


Figure 3.4 : Densité racinaire en fonction de la profondeur et selon différentes classes de distance pour la partie amont et aval de la haie.

3.3 Propriétés physiques et hydrodynamiques du sol

Des mesures de terrain ont été effectuées pour évaluer l'impact de la haie sur les propriétés physiques et hydrodynamiques du sol et son fonctionnement hydrique. Nous nous intéresserons tout particulièrement à caractériser spatialement la densité apparente, les courbes de rétention ($h(\theta)$), et la conductivité hydraulique proche de la saturation pour différents points de mesure. Ensuite nous étudierons les variations spatiales et temporelles de la teneur en eau.

3.3.1 Densité apparente du sol le long de la toposéquence

La Figure 3.5 présente les résultats des mesures de la densité apparente en amont et en aval de la haie. Six points de mesures correspondant à différentes distances de la haie avec quatre profondeurs pour chaque point de mesure permettent de caractériser la variation de la densité apparente en 24 points (x, z) le long de la toposéquence.

En amont de la haie à partir de la surface jusqu'à 100 cm de profondeur, la densité apparente augmente avec la distance de la haie (1,30 en AM4, 1,44 en AM8 et 1,54 en AM16 pour la surface).

En aval de la haie, les profils de densité apparente sont sensiblement identiques quelque soit la distance à la haie. Cependant, la densité apparente est plus faible à l'aval qu'à l'amont dans les 20 premiers centimètres du sol.

En amont de la haie, la variation de la densité apparente avec la profondeur est beaucoup moindre qu'en aval. La moyenne de la densité apparente en amont est entre 1,42 en surface et 1,69 à 150 cm de profondeur. En aval de la haie la densité apparente moyenne est de 1,09 en surface et 1,76 cm à 100cm de profondeur.

Les niveaux les plus denses à 150 cm amont et 100 cm aval correspondent aux horizons BT(g). Par ailleurs, on constate une analogie de répartition spatiale entre les racines et la densité apparente à savoir que la disparition des racines à 50 cm de profondeur en aval coïncide avec des valeurs de D_a élevées. Ce point sera détaillé au chapitre 3 (§3.3.3).

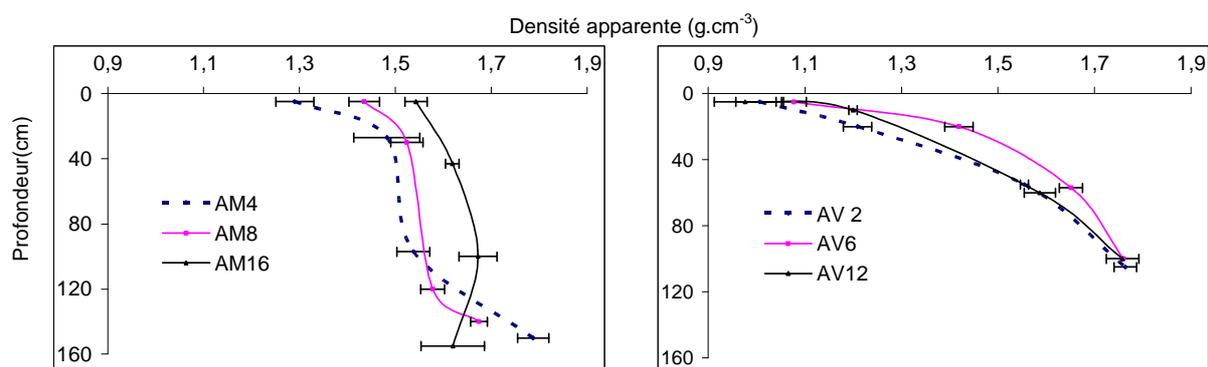


Figure 3.5 : Variation de la densité apparente en amont (AM) et en aval (AV) de la haie en fonction de la profondeur.

3.3.2 Conductivité hydraulique proche de la saturation et densité apparente

La conductivité hydraulique proche de la saturation ($K(h)$) a été mesurée pour trois valeurs de potentiel ($h=0,5$ cm, $h=2$ cm et $h=6$ cm). Quatre profondeurs de mesure ont été caractérisées pour les points de mesure AM4, AM8, AM16 et AV6. Dans la zone aval (AV2 et AV12), les mesures sont effectuées au niveau de cinq profondeurs. L'annexe 6 présente l'ensemble des résultats des mesures de la conductivité hydraulique proche de la saturation. Nous présentons ici, la conductivité hydraulique pour la valeur de potentiel $h=0,5$ cm qui représente la valeur la plus proche de la saturation (Figure 3.6).

Pour les horizons de surface, une nette différence est observée entre l'amont et l'aval avec une perméabilité de l'ordre de $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ en amont $5,5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ en aval. La variation entre les différents points situés en fonction de la distance à la haie n'est pas significative, c'est la situation sur le versant (amont ou aval) qui semble être déterminante, en effet la conductivité hydraulique proche de la saturation en aval est de 3,4 fois celle obtenue en amont.

A 1 m de profondeur (horizons Eg), la conductivité hydraulique proche de la saturation est légèrement plus faible que celle mesurée en surface sans différence marquée entre l'amont et l'aval. On note néanmoins une légère décroissance le long de la toposéquence notamment entre AV6 et AV12.

Lorsque l'on compare l'évolution de la densité apparente à celle de la conductivité hydraulique proche de la saturation, on constate une cohérence des données. En profondeur, à la faible augmentation des Da de l'amont à l'aval de la toposéquence, correspond une faible diminution de la conductivité hydraulique proche de la saturation.

En surface, à la forte diminution des Da de l'amont à l'aval du versant, correspond une forte augmentation de la conductivité hydraulique proche de la saturation. On observe une rupture au niveau de la haie, chaque localisation amont et aval étant ensuite homogène, indépendamment de la distance à la haie.

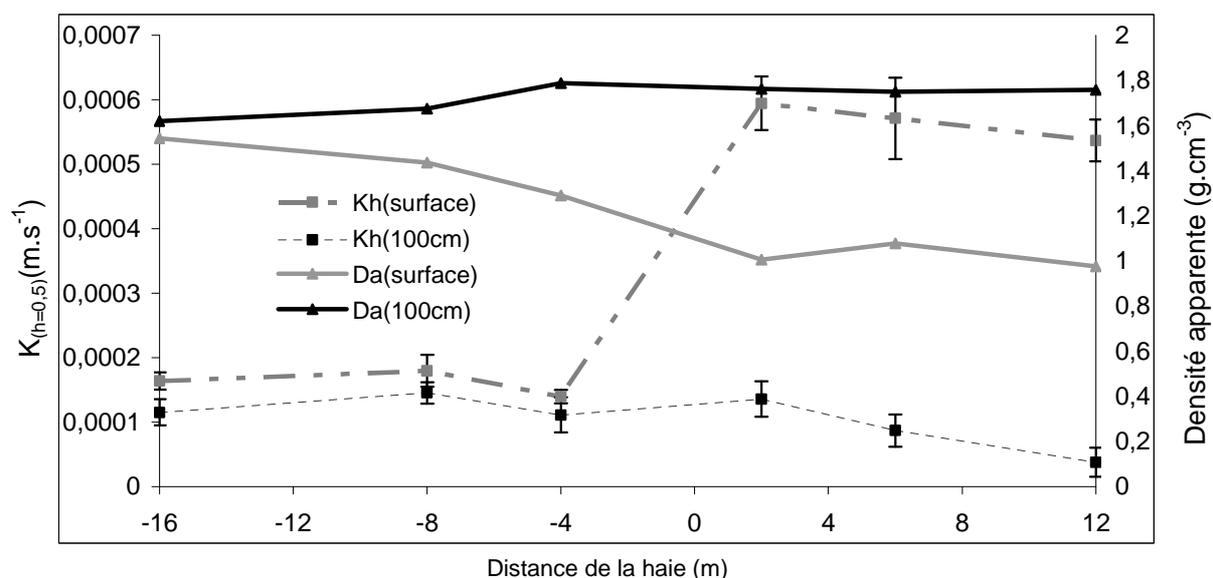


Figure 3.6 : Variation de la conductivité hydraulique proche de la saturation ($K(h=0.5 \text{ cm})$) et de la densité apparente (Da) en fonction de la distance à la haie.

3.3.3 Densité apparente du sol et enracinement

La diminution de la densité racinaire avec la profondeur semble être liée à l'augmentation de la densité apparente. En effet, les zones les plus compactes (Da élevée) observées à partir de 50 cm en aval de la haie correspondent à un faible enracinement (Figure 3.7).

En amont de la haie, la variation de la densité apparente a été moins importante qu'en aval et les racines sont distribuées plus en profondeur. La densité apparente est de 1,6 à 1 m de

profondeur en amont ainsi qu'à 50 cm de profondeur en aval. Le maximum de racines a été observé au-dessus de ces profondeurs et donc on peut supposer qu'une D_a de 1,6 constitue une barrière mécanique à l'extension du système racinaire. Certaines études ont montré qu'il existe une valeur seuil de la densité apparente, au-delà de laquelle les racines ne peuvent pas pénétrer dans le sol (Veihmeyer et Hendrickson, 1948; Zimmerman et Kardos, 1961).

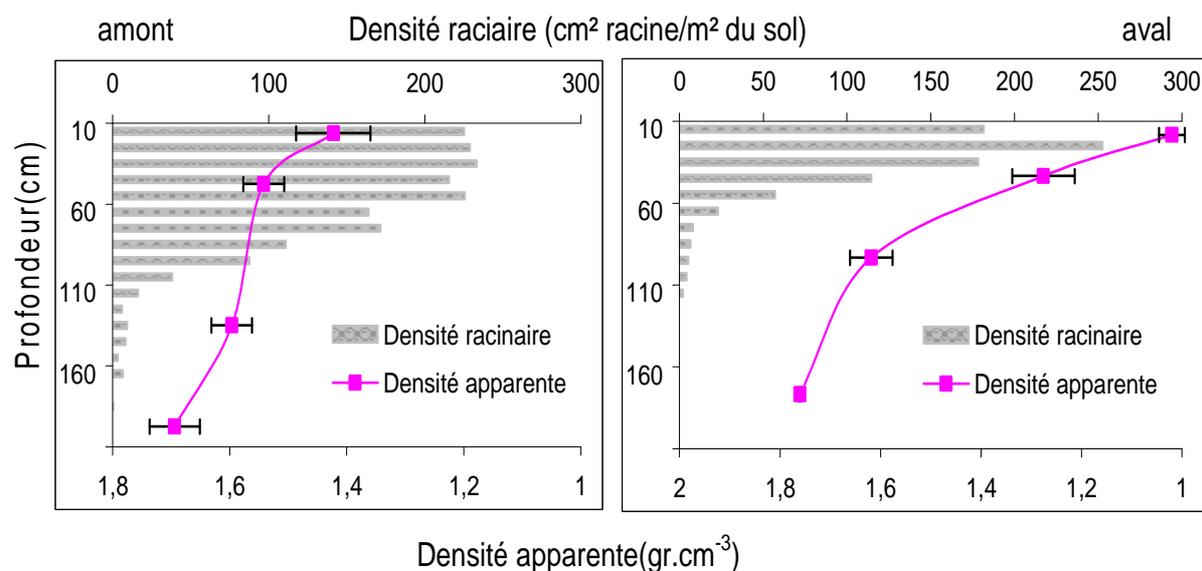


Figure 3.7 : Profils des densités racinaires et des densités apparentes du sol en amont et en aval de la haie en fonction de la profondeur du sol.

Il nous semble que la variabilité de la densité apparente et celle de la densité racinaire ne sont pas uniquement liées à la profondeur. Pour mieux comprendre les principaux déterminants de cette variabilité le long de la toposéquence, nous avons réalisé une analyse de variance. L'effet de différents facteurs, (la localisation (amont/aval), la distance de la haie (six groupes de distance ont été considérés : 2-8 m, 8-12 m et 12-16 m en amont et 2-6 m, 6-10 m, et 10-12 m en aval) et la profondeur (quatre profondeurs sont distingués : 0-20 cm, 20-60 cm, 60-100 cm et >100 cm).), a été testé sur la variabilité des D_a (Tableau 3.4) et celle de la densité du système racinaire (Tableau 3.5).

Concernant la variation de la densité apparente, la profondeur semble être le facteur explicatif ($P=0,01$). L'effet de la localisation et de la distance n'est pas significatif ($P=0,125$ et $P=0,145$) (Tableau 3.4).

Tableau 3.4: Analyse de la variance pour la densité apparente. DL : degré de liberté
SCE : la somme des carrés des écarts, CM : Carré moyen (variance résiduelle), F :
test de Fisher, P : probabilité.

Facteurs	DL	SCE	CM	F	P
Localisation	1	0,128	0,128	2,28	0,145
Distance de la haie	5	0,176	0,035	2,53	0,125
Profondeur	3	0,888	0,296	12,52	0,01

Pour la densité racinaire (Tableau 3.5), la distance de la haie est le facteur explicatif (P=0,03). De même la localisation (amont ou aval) et la profondeur ont un effet significatif (respectivement P=0,05 et P=0,04).

Malgré une bonne relation entre la densité apparente et la densité racinaire (Figure 3.7), les résultats de l'analyse de variance montrent que les trois facteurs étudiés ont un effet significatif sur la densité racinaire. Alors que pour la Da la profondeur semble être le seul facteur explicatif.

Tableau 3.5 : Analyse de la variance pour la densité racinaire. DL : degré de liberté ;
SCE : la somme des carrés des écarts, CM : Carré moyen, F : test de Fisher, P :
probabilité

Facteur	DL	SCE	CM	F	P
Localisation	1	1,306	1,306	3,99	0,05
Distance de la haie	5	3,556	0,711	3,59	0,03
Profondeur	3	2,744	0,915	3,18	0,04

3.3.4 Courbes de rétention $h(\theta)$

La caractérisation des courbes de rétention a été effectuée en laboratoire en utilisant les échantillons prélevés à différentes distances de la haie et à différentes profondeurs (Annexe 3). Les teneurs en eau pondérales ont été déterminées à pF0,4 ; pF1,0 ; pF1,5 ; pF2 ; pF2.5 ; 2,78 ; 2.91 ; pF3.0, pF3.5 et pF4.2 . La densité apparente a également été déterminée. Les teneurs en eau volumique ont été calculées par la formule suivante :

$$\theta_v = H \cdot Da \quad (3.1)$$

Où H est l'humidité pondérale et D_a est la densité apparente.

La Figure 3.8 et la figure 3.9 montrent les relations $\theta(pF)$ pour les différents points de mesure, $pF = \log_{10}(|h|)$, h étant le potentiel de pression et θ l'humidité volumique.

La présentation des résultats sera faite selon les 4 axes suivants :

- par profil,
- selon les horizons (et la profondeur),
- selon la position amont – aval,
- selon la distance par rapport à la haie,

Le regroupement des courbes de rétention par horizon (Figure 3.8) visualise l'homogénéité globale des courbes pour les différents horizons. La différence de teneur en eau entre le pF4,2 et le pF2,6 donne une indication sur la capacité à retenir l'eau du sol. On peut constater une très légère augmentation de cette capacité à retenir l'eau pour les points les plus proches de la haie.

Les courbes de rétention regroupées par profil montrent une diminution de la capacité à retenir l'eau avec la profondeur (Figure 3.9), bien marquée à l'aval par l'aplatissement des courbes, et assez peu marqué à l'amont. Par ailleurs, entre l'amont et l'aval en profondeur les courbes se rapprochent, la situation aval présentant une faible évolution des teneurs en eau, significatif d'une faible porosité.

La comparaison des courbes amont-aval montre globalement : 1) en amont une grande similitude des courbes de rétention quelque soit la distance par rapport à la haie et à la profondeur, 2) en aval une forte différenciation entre les différents profils et entre les différents horizons, indiquant notamment moins de rétention en eau pour les horizons profonds (Cg et Sg2), et plus de rétention pour les autres (Ag et Sg1).

L'analyse en fonction d'un gradient d'éloignement de la haie ne montre pas d'évolution significative.

De façon synthétique, on retiendra que la différenciation principale se fait entre les 2 domaines amont et aval. Le rôle des haies sur les courbes de rétention en eau se marquerait par les points suivants :

- Renforce ou crée un fort contraste entre les sols amont et les sols aval
- Homogénéise, en amont, les profils sur toute leur épaisseur. Ceci est lié à l'épaississement des profils en amont de la haie et l'homogénéisation granulométrique et organique qui s'observe ici jusqu'à 16 m en amont de la haie.

En général, la capacité à retenir l'eau est plus élevée à la surface du sol (horizon L et horizon A). Elle diminue avec la profondeur pour tous les points de mesure. Cette diminution a été plus importante en aval qu'en amont.

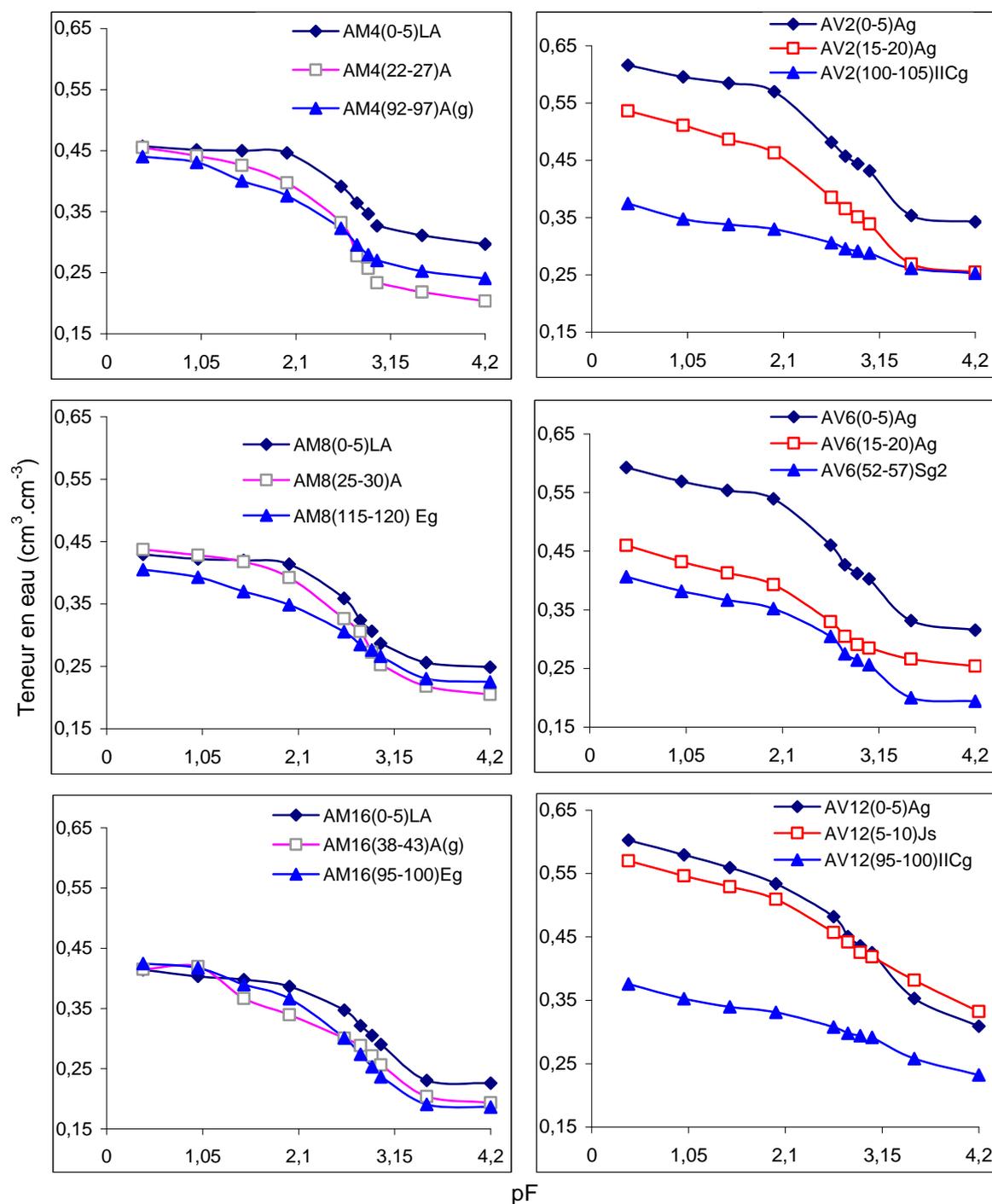


Figure 3.8 : Courbes de rétention ($\theta(h)$) regroupées par profondeur pour les différentes distances à la haie selon l'horizon pédologique (L, A, E, S et C).

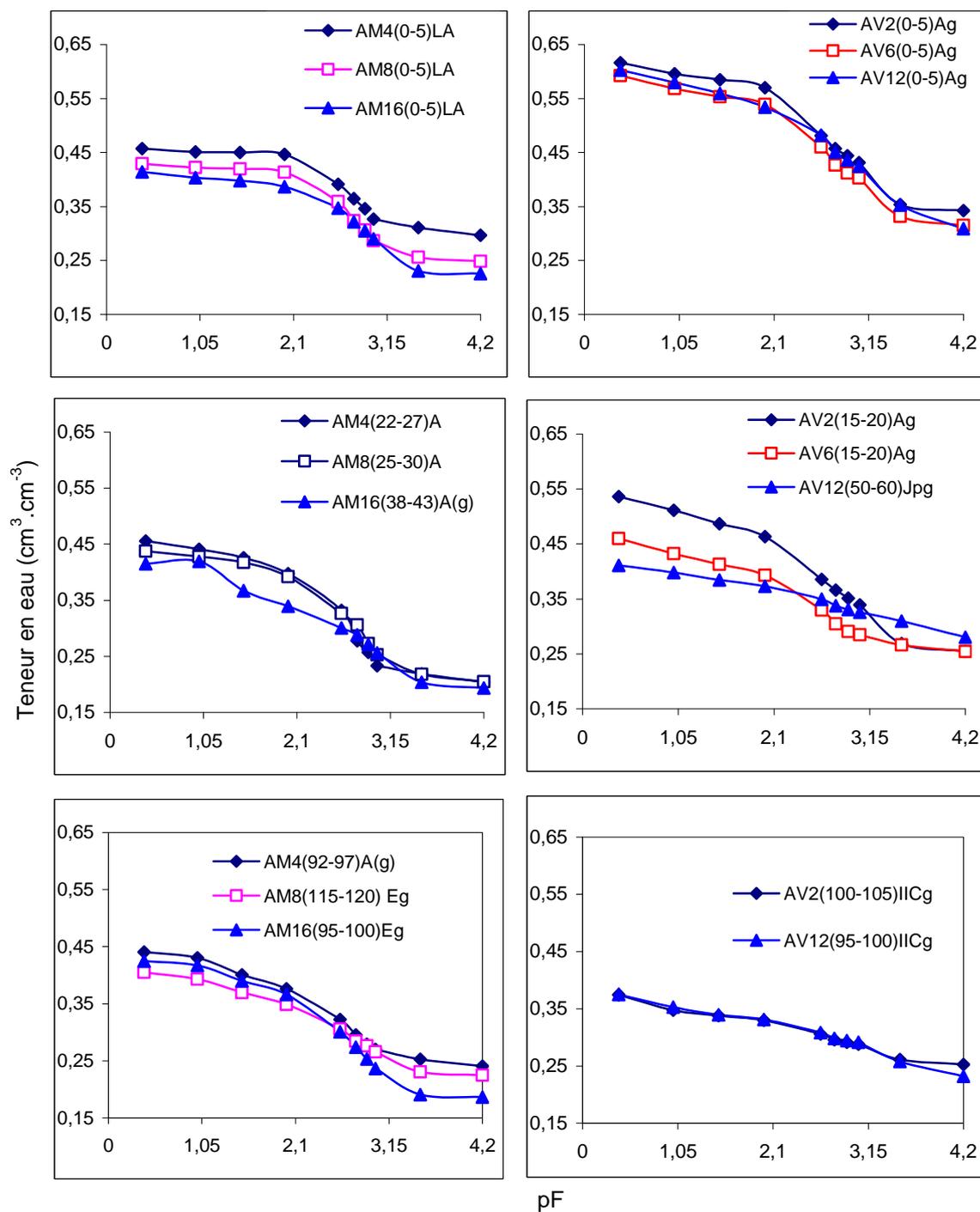


Figure 3.9 : Courbes de rétention ($\theta(h)$) regroupées par profil à différentes distances de la haie et selon l'horizon pédologique (L, A, E, S et C).

3.4 Réserve utile des sols

La réserve utile du sol (RU) est définie comme la quantité d'eau disponible pour la végétation entre une valeur maximale atteinte à la capacité au champ ($pF_{2,6}$) et une valeur minimale

atteinte au point de flétrissement (pF4,2). Le point de flétrissement est censé correspondre à la limite inférieure de l'eau disponible pour la végétation (Bréda *et al.*, 2002). La réserve utile du sol évolue entre ces deux bornes en fonction des quantités d'eau arrivant au sol et des quantités d'eau quittant le sol.

3.4.1 Variation de la RU à différentes distances de la haie

La variation maximale d'humidité volumique multipliée par l'épaisseur de l'horizon détermine la réserve utile d'un horizon, selon la formule :

$$RU = (\theta_{CC} - \theta_{pfp}) \times e \quad (3.2)$$

Avec :

RU : Réserve Utile (mm)

θ_{CC} : humidité volumique à la capacité au champ (en %)

θ_{pfp} : humidité volumique au point de flétrissement permanent (en %)

e : épaisseur de l'horizon (dm)

Les caractéristiques principales du sol à différentes distances de la haie sont présentées par le tableau 3.6. En amont de la haie, la valeur de la RU est maximum pour l'horizon A. Pour comparer la capacité de retenir l'eau à différentes distances de la haie et pour différentes profondeurs, la RU a été calculée pour une épaisseur de sol de 10 cm. Le résultat du tableau 3.6 montre qu'en amont de la haie, et plus particulièrement au voisinage immédiat de la haie (AM4), la RU est maximale dans la zone où nous avons observé le maximum de racines (0 et 80 cm de profondeur). En aval de la haie, La valeur maximale de la RU a été mesurée entre 0-75 cm au voisinage de la haie (AV2) et entre 0-30 cm à l'extérieur de cette distance (AV6 et AV12). Ce résultat montre une capacité de stockage d'eau plus importante au voisinage de la haie en particulier dans la zone où la densité racinaire est importante.

3.4.2 Variation de l'humidité volumique du sol

L'humidité volumique du sol a été calculée à partir des données tensiométriques en utilisant les courbes de rétention mesurées en laboratoire. Quelques mesures directes de l'humidité volumique *in situ* à différentes dates ont permis de confronter les mesures directes aux

résultats obtenus via les courbes de rétention. Pour déterminer l'humidité volumique du sol *in situ*, une tarière dont la zone de prélèvement fait 15 cm de hauteur et 8 cm de diamètre permet la prise d'échantillons non remaniés et de volume connu.

Les résultats des mesures directes de la teneur en eau et ceux obtenus via les courbes $h(\theta)$ pour les différentes dates montrent que les variations dans le temps, tant pour l'humidité volumique mesurée que pour celle calculée, étaient du même ordre de grandeur (Figure 3.10). Les valeurs présentées représentent les moyennes des valeurs mesurées à AM16, AM8, AM4 et AV2 à chaque date. Il faut noter que les 2 modes de mesure ont été faits sur des volumes de sol différents : les humidités mesurées proviennent d'échantillons prélevés à la tarière cylindrique de 15 cm de hauteur mais les humidités calculés sont plus local, elles correspondent aux bougies des tensiomètres. Malgré cette différence d'échelle spatiale et en dépit des erreurs, les deux méthodes donnent des résultats comparables pour la majorité des points de mesure (Figure 3.10).

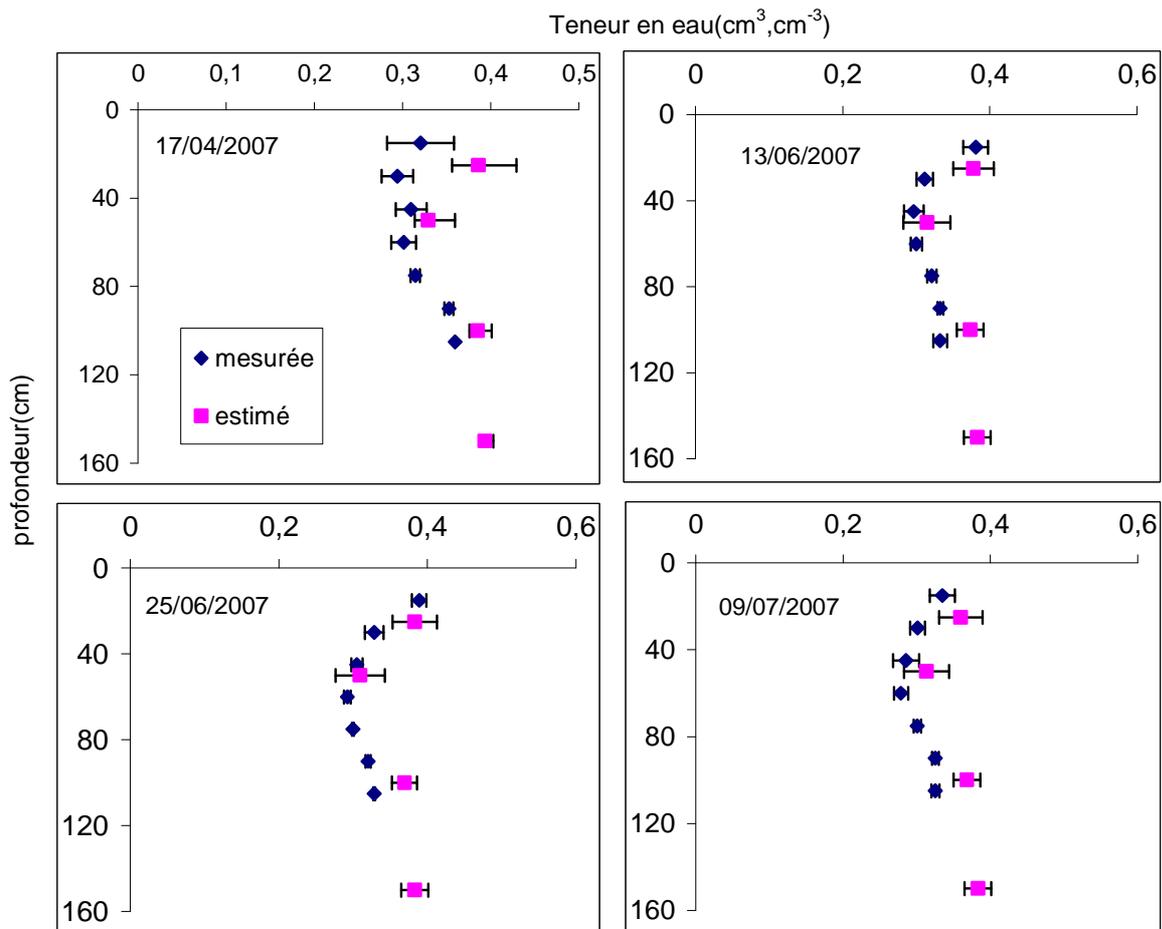


Figure 3.10: Valeurs d'humidité volumique calculée via les courbes de rétention et valeurs mesurées *in situ*.

Tableau 3.6 : Les caractéristiques principales du sol pour chaque point de mesure considéré par rapport à la distance de la haie en amont (AM) et en aval (AV).

Distance (m)	Profondeur (cm)	Horizon	Argile (%)	limon (%)	Sable (%)	Da	Teneur en eau (%)		Ru par horizon (mm)	Ru par 10cm d'épaisseur (mm)
							θ CC	θ pfp		
							pF2,6	pF4.2		
AM]8-16]	0-30	LA	15,6	68,7	15,7	1,57	33,76	22,59	33,51	11,17
	30-90	A(g)	16,1	69,7	14,2	1,51	30,07	19,35	75,05	10,72
	90-110	Eg	17,8	67,2	15	1,59	30,1	18,63	22,96	11,48
	110-160	Btg	18,5	57	24,5	1,67	35,16	28,31	34,25	6,85
AM]4-8]	0-30	LA	15,3	68,9	15,8	1,48	35,9	24,99	38,19	12,73
	30-80	A(g)	14,9	70	15,1	1,50	32,67	20,49	60,89	12,18
	80-130	E(g)	13,7	66,6	19,7	1,68	30,58	22,51	40,37	8,07
	130-160	Btg	20	62,5	17,5	1,62	31,84	21,85	29,97	9,991
AM]0-4]	0-30	LA	15,6	68,9	15,5	1,42	39,12	26,63	38,48	12,83
	30-75	A	15,3	70,4	14,3	1,44	33,24	20,37	57,91	12,87
	75-110	E(g)	18,4	65,7	15,9	1,58	32,28	24,09	28,66	8,19
	110-160	Btg	19,6	61,3	19,1	1,77	36,39	30,48	29,53	5,91
AV]0-2]	0-30	Ag	21,3	65,3	13,4	0,95	48,13	34,30	41,48	13,83
	30-75	Sg1	21,3	65,3	13,4	1,28	38,51	25,47	58,66	13,03
	75-125	Sg2	18,1	65,1	16,8	1,53	27,17	18,92	41,26	8,25
	125-175	IICg	23,1	56,5	20,4	1,73	30,61	25,27	26,72	5,34
AV]2-6]	0-30	Ag	20,2	64,4	15,4	1,01	46,02	31,54	43,45	14,48
	30-75	Sg1	20,2	64,4	15,4	1,44	34,98	25,42	43,02	9,56
	75-125	Sg2	18,5	64,7	16,8	1,64	28,81	19,41	47,00	9,40
AV]6-12]	0-30	Ag	21,3	65,3	13,4	1,08	48,19	30,90	51,86	17,28
	30-75	Sg1	21,3	65,3	13,4	1,16	45,68	33,27	55,87	12,41
	75-125	Sg2	18,1	65,1	16,8	1,56	34,93	28,05	34,41	6,88
	125-175	IICg	23,1	56,5	20,4	1,73	29,81	24,22	27,97	5,59

3.4.2.1 Variation annuelle

La variation annuelle de l'humidité volumique au cours de deux années d'étude (de novembre 2005 à août 2007) et pour chaque point de mesure (AM16, AM8, AM4, AV2, AV6 et AV12), est présentée Figure 3.11. Nous avons choisi de représenter la variation de l'humidité volumique au niveau de deux épaisseurs de sol. La première épaisseur correspond à une profondeur de 0 à 110 cm en amont et de 0 à 125 cm en aval, là où le maximum de racines a été observé. La seconde correspond à une profondeur de 110 à 120 cm en amont et 125 à 200 cm en aval, où nous supposons que la haie peut prélever l'eau en conditions sèches. Globalement, les humidités volumiques de la première couche de sol (Figure 3.11a) évoluent d'une façon similaire entre l'amont et l'aval. Cette évolution est différente de celle de la deuxième épaisseur (Figure 3.11b). La valeur minimale de la teneur en eau et la durée de la période sèche montrent que les conditions hydriques du sol sont plus rigoureuses durant l'été 2006 qu'en 2007, surtout dans la première couche de sol où les différences entre les humidités volumiques des 2 années à la fin août, est 4,3 ; 3,2 ; 3,6 ; 5,4 ; 10,5 et 9,10% respectivement pour AM16, AM8, AM4, AV2, AV6 et AV12. En 2006 et pour la première couche de sol, l'humidité volumique du sol au voisinage de la haie (AM4 et AV2) a diminué à partir du mois d'avril et elle a atteint 30% au mois de juillet.

En 2006, la deuxième couche de sol a été sollicitée à partir de juillet alors qu'en 2007 le sol est resté saturé jusqu'à fin août.

Les variations de l'humidité volumique entre les périodes sèches et les périodes humides montrent une variation plus importante au voisinage de la haie (Tableau 3.7). La variation de l'humidité volumique entre fin mars et fin août 2006 était de l'ordre de 11,7%, 9,8 % et 7,5 % respectivement pour AM4, AM8 et AM16 pour la première couche de sol. En aval de la haie, la variation était de 13% pour AV2 et AV6 et 8% pour AV12.

En 2007, la variation de l'humidité volumique était moins importante en amont et en aval de la haie. Pour la première couche de sol, la variation de l'humidité volumique entre fin mars et fin août était de l'ordre de 9%, 5% et 3% respectivement pour AM4, AM8 et AM16. En aval de la haie la variation de l'humidité volumique était nulle pour la première et la deuxième couche de sol pour AV6 et AV12 et 7% pour la première couche de sol en AV2.

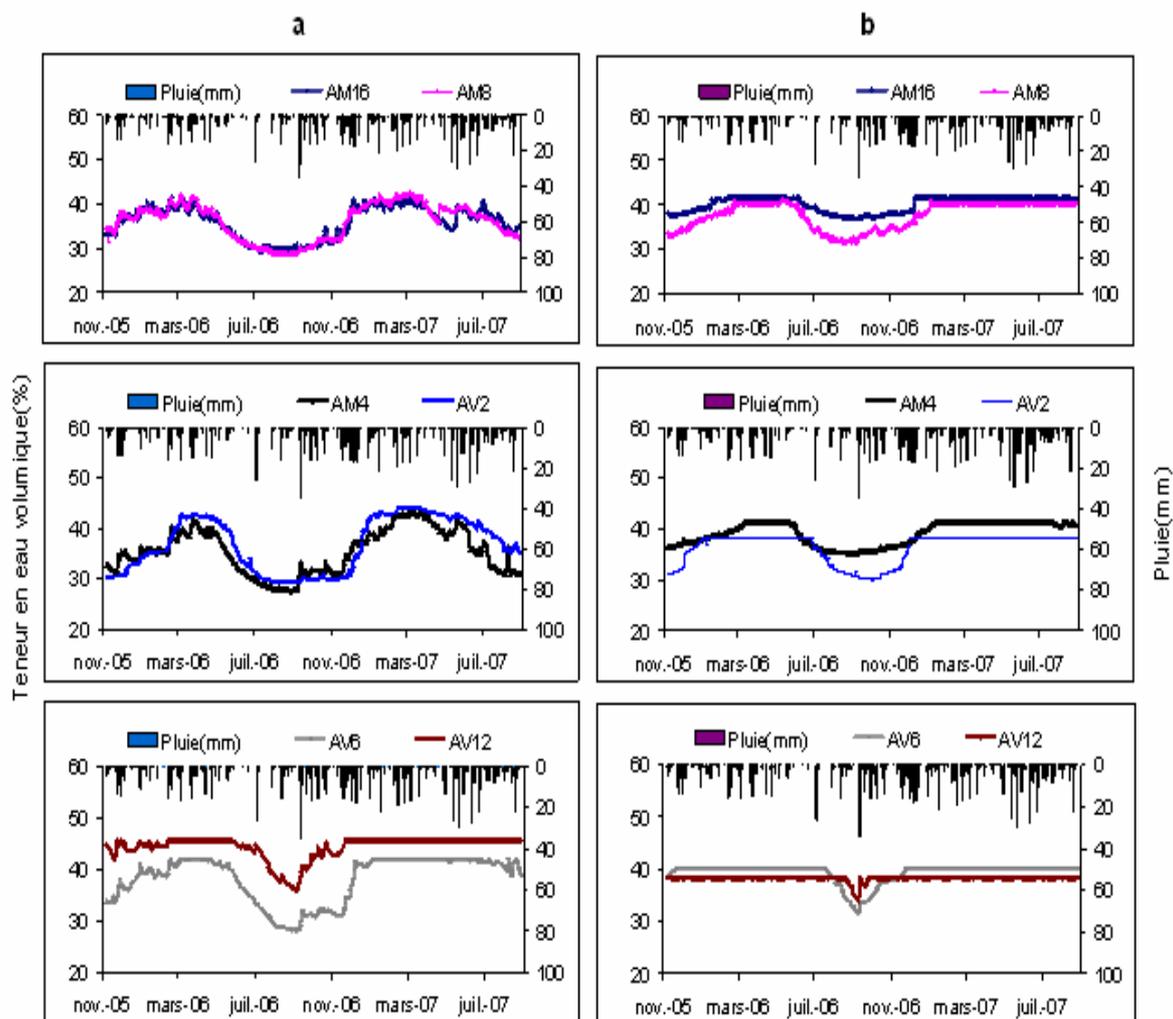


Figure 3.11 : Variation annuelle de l'humidité volumique du sol (%) à différentes distances de la haie pour la première (a) et pour la deuxième couche du sol (b).

3.4.2.2 Variation saisonnière

Pour les deux années étudiées, les teneurs en eau du sol à la fin mars (quand l'humidité du sol est maximale), et à la fin août (fin de l'année hydrologique lorsque l'humidité du sol est minimale), ainsi que la teneur en eau au point de flétrissement permanent (θ_{pfp}) sont présentées Figure 3.12.

La teneur en eau (θ) à la fin mars 2006 est comprise entre 0,38 et 0,42 $\text{cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-3}$ en amont et entre 0,39 et 0,49 en aval de la haie (Figure 3.12). Fin mars, la teneur en eau est plus importante pour les horizons supérieurs et sa variation verticale est plus importante en aval

qu'en amont de la haie. Quand l'humidité du sol est maximale, la valeur de θ est quasiment la même pour les deux années étudiées.

La teneur en eau mesurée fin août 2006, est comprise entre 0,25 et 0,37 $\text{cm}^{-3}.\text{cm}^{-3}$ (Figure 3.12). Elle est plus faible au voisinage de la haie, essentiellement entre 30 et 100 cm de profondeur à AM4 et AV2. À la fin août 2007, le sol était plus humide à toutes les distances de la haie qu'en 2006. θ_{pfp} est comprise entre 0,18 et 0,29 $\text{cm}^{-3}.\text{cm}^{-3}$ en amont et entre 0,18 et 0,31 $\text{cm}^{-3}.\text{cm}^{-3}$ en aval de la haie (Figure 3.12). θ_{pfp} est donc nettement inférieure à l'humidité mesurée à la fin de l'été. C'est parfaitement logique puisque les tensiomètres décrochent à - 850 cm.

Tableau 3.7 : Variation de l'humidité volumique (θ en %) entre fin mars (quand l'humidité du sol est maximale) et le mois d'août (quand l'humidité du sol est minimale), au niveau de deux épaisseurs de sol.

Humidité volumique (%)		AM16		AM8		AM4	
		0-110	110-200	0-110	110-200	0-110	110-200
2006	θ 1-avril	37,39	41,56	38,51	40,31	39,55	41,49
	θ 2-août	29,92	37,30	28,79	31,93	27,86	35,39
2007	θ 1-avril	37,27	41,56	38,01	40,31	40,77	41,49
	θ 2-août	34,43	41,38	33,10	40,31	31,67	41,08
2006	θ 1- θ 2	7,47	4,26	9,72	8,38	11,69	6,10
2007	θ 1- θ 2	2,83	0,18	4,91	0,00	9,10	0,41

Humidité volumique (%)		AV2		AV6		AV12	
		0-125	125-200	0-125	125-200	0-125	125-200
2006	θ 1-avril	42,22	38,13	41,70	40,16	45,58	38,33
	θ 2-août	29,43	31,49	28,64	35,53	37,64	37,93
2007	θ 1-avril	43,01	38,13	42,06	40,16	45,58	38,33
	θ 2-août	35,83	38,13	42,06	40,16	45,58	38,33
2006	θ 1- θ 2	12,79	6,64	13,06	4,63	7,94	0,40
2007	θ 1- θ 2	7,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

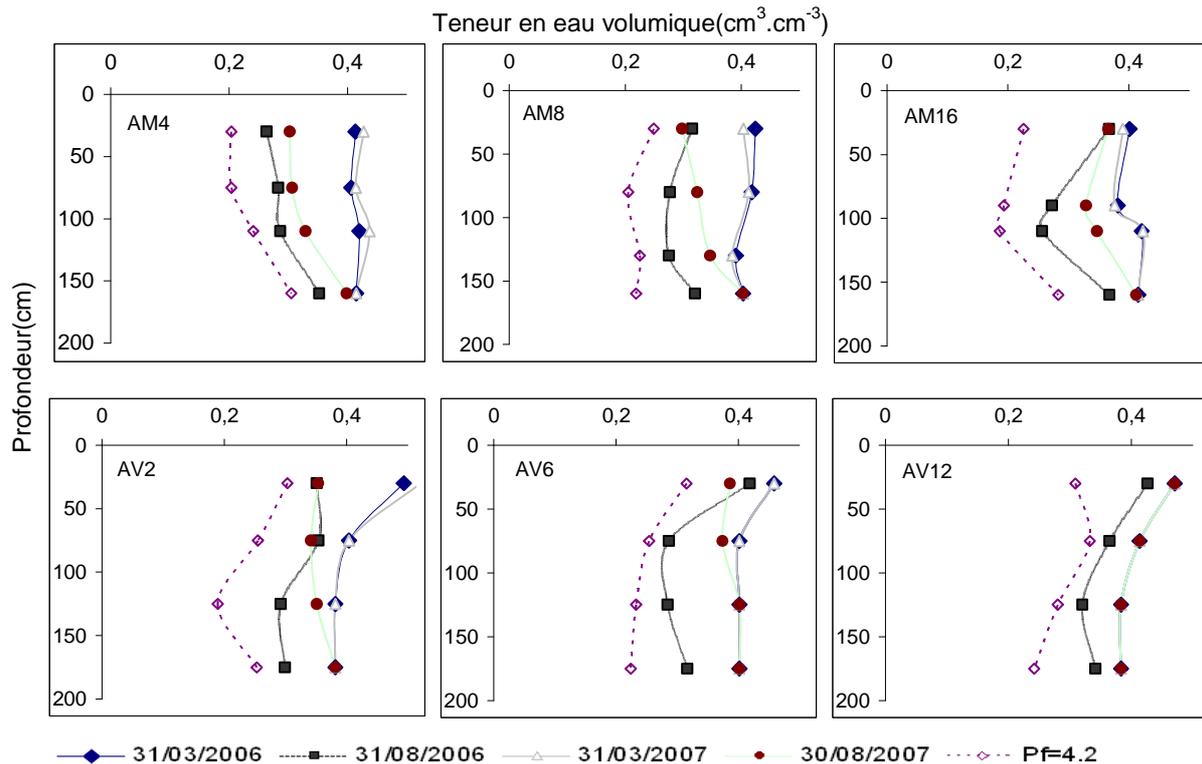


Figure 3.12 : Teneur en eau volumique du sol au maximum et minimum saisonniers et humidité au point de flétrissement.

3.4.3 Variations du stock d'eau selon la distance à la haie

Dans toutes les équations du bilan hydrique, le calcul de l'évolution au cours du temps du stock d'eau du sol constitue une des premières finalités (Choisnel, 1992). Les mesures de la teneur en eau sont généralement utilisées pour déterminer les profils de prélèvements racinaires. En utilisant les teneurs en eau au cours de l'année 2006 et 2007, la variation de stocks d'eau (ΔS) peut être calculée par couche de sol, selon l'équation (3.3).

$$\Delta S = [\theta_f - \theta_i] \cdot z \quad (3.3)$$

Où

θ_f est la teneur en eau volumique à la fin de la période considérée ; θ_i est la teneur en eau volumique au début de la période ; z est l'épaisseur de l'horizon considéré.

Nous avons calculé ΔS entre les dates successives et pour chaque couche du sol. La Figure 3.13 montre la variation mensuelle de la réserve en eau pendant 22 mois d'étude à différentes distances de la haie. Pour que les résultats soient comparables, les variations du stock d'eau

de chaque couche sont montrées pour 100 mm d'épaisseur. La variation est comptée positive quand le stock augmente, négative quand le stock diminue, nulle quand le sol est saturé.

Pour toutes les profondeurs du sol, le stock d'eau du sol a augmenté à partir de novembre 2005, la variation a été plus importante dans les couches supérieures (0-110 cm).

En 2006, avec une pluviosité de l'ordre de 542 mm en moyenne, ΔS était positive entre novembre 2005 et mars 2006 (Figure 3.13a). Le sol était saturé à AV6 et AV12 à partir de 110 cm de profondeur et donc la variation du stock d'eau était nulle. L'humidité du sol a diminué à partir du mois d'avril. La diminution du stock d'eau était plus marquante et plus profonde au voisinage de la haie (AM4 et AV2).

En 2007, avec une pluviosité de l'ordre de 936 mm, le sol était saturé au mois de février à l'amont et à l'aval de la haie (figure 3.13b). En 2007, la variation de stock de l'eau était moins importante qu'en 2006 et le sol était saturé à partir de 110 cm de profondeur et ce pour toutes les distances de la haie. En aval de la haie, jusqu'à fin août, le sol était saturé à partir de la surface à AV12, à partir de 30 cm à AV6 et à partir de 110 cm de profondeur à AV2.

Figure 3.14 montre la variation du stock d'eau entre avril et août pendant les deux années d'étude. En général, la variation du stock d'eau était plus importante en 2006 qu'en 2007. En amont de la haie, au mois de mars, le stock d'eau du sol était plus élevé au voisinage immédiat de la haie (AM4) qu'à l'extérieur (Figure 3.14). A la fin de mars 2006, le stock d'eau sur 200 cm de sol est de 768 mm en AM16, 814 mm en AM8 et 827 mm en AM4. En 2007 la valeur du stock d'eau est 837 mm, 801 mm, et 791 mm respectivement pour AM4, Am8 et AM16. Ce résultat montre un plus grand stockage d'eau au voisinage de la haie.

L'état du stock d'eau en fin de période hivernale (mars) est identique en 2006 et 2007, il correspond à la capacité de stockage de l'eau du sol. Le stock d'eau est très légèrement supérieur au voisinage de la haie, en amont comme en aval (en AM4 et AV2 par rapport à AM16 et AV12), sans que cela soit significatif. L'évolution du stock d'eau est beaucoup plus forte pour toutes les situations en 2006 qu'en 2007, du fait des conditions climatiques. L'évolution du stock d'eau est d'autant plus importante que l'on est proche de la haie, que l'on soit en amont ou en aval, et ce pour les 2 années étudiées.

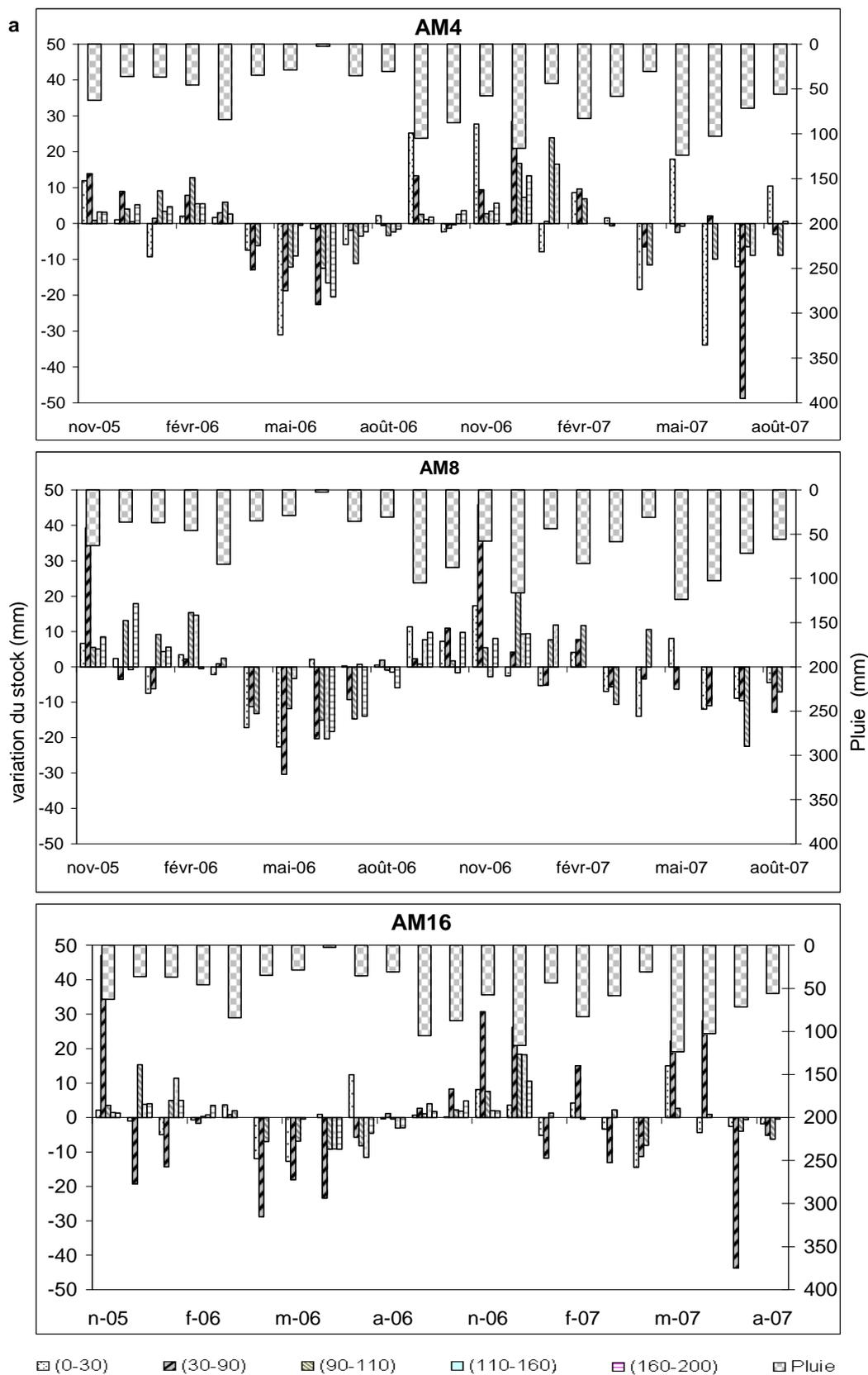


Figure 3.13a : Variation mensuelle du stock d'eau à différentes distances et pour différentes profondeurs en amont de la haie.

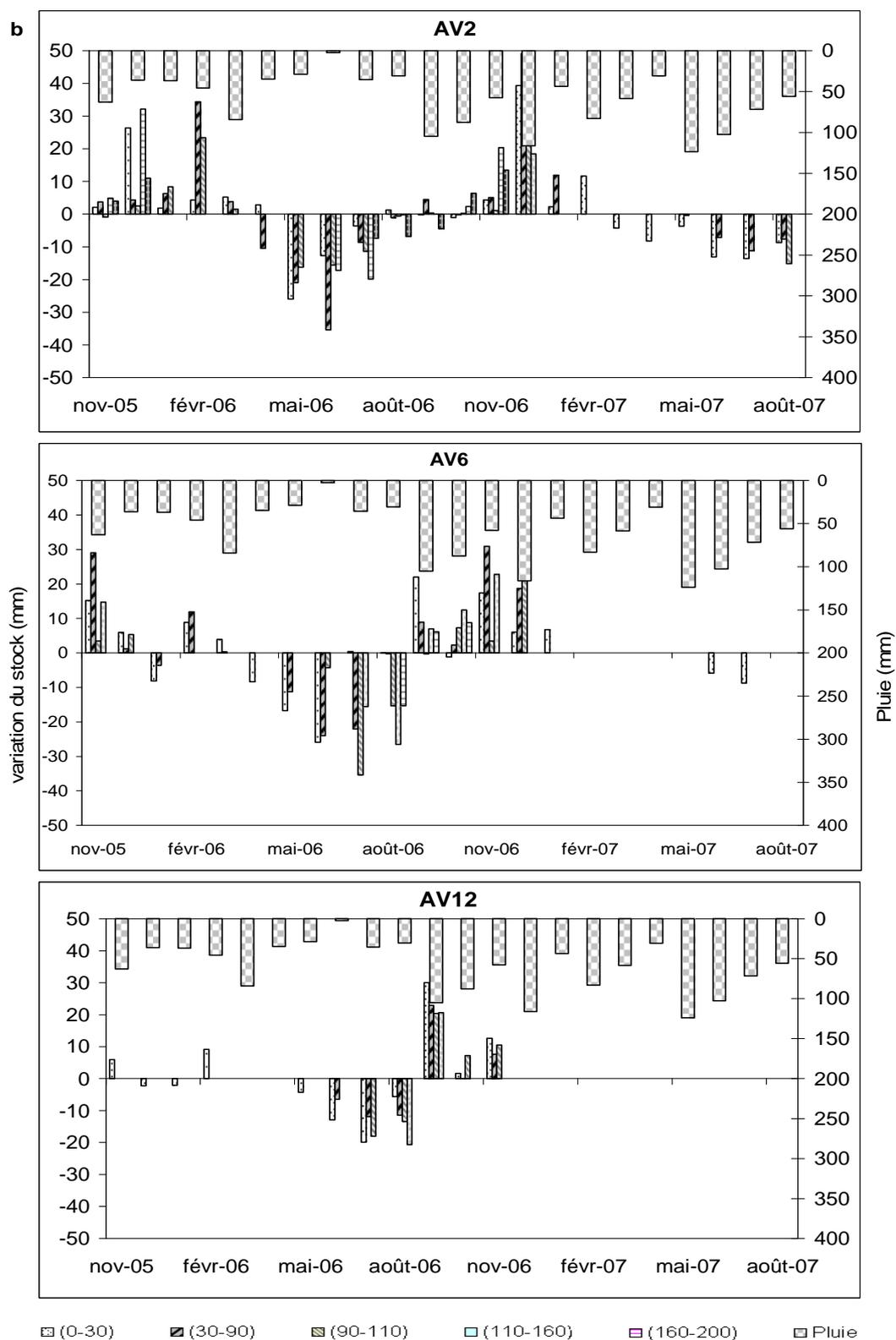


Figure 3.13b : Variation mensuelle du stock d'eau à différentes distances et pour différentes profondeurs en aval de la haie.

Pour la période mars - août, la quantité de la pluie était environ 3 fois plus importante en 2007 qu'en 2006 (384 mm en 2007 contre 130 mm en 2006). En conséquence, la variation du stock d'eau entre mars- août était moins importante en 2007 qu'en 2006. L'écart entre la variation de stock d'eau pour deux années d'études ne représente pas la quantité d'eau transpirée par les arbres de la haie, puisque ces variations de stock ne prennent pas en compte ni le drainage possible vers la nappe, ni l'alimentation possible par la nappe. Malgré une variation moins importante du stock d'eau en 2007, une quantité de la pluie plus importante et une nappe moins profonde peut causer une transpiration plus élevée en 2007 qu'en 2006. Cette hypothèse sera examinée dans le dernier chapitre.

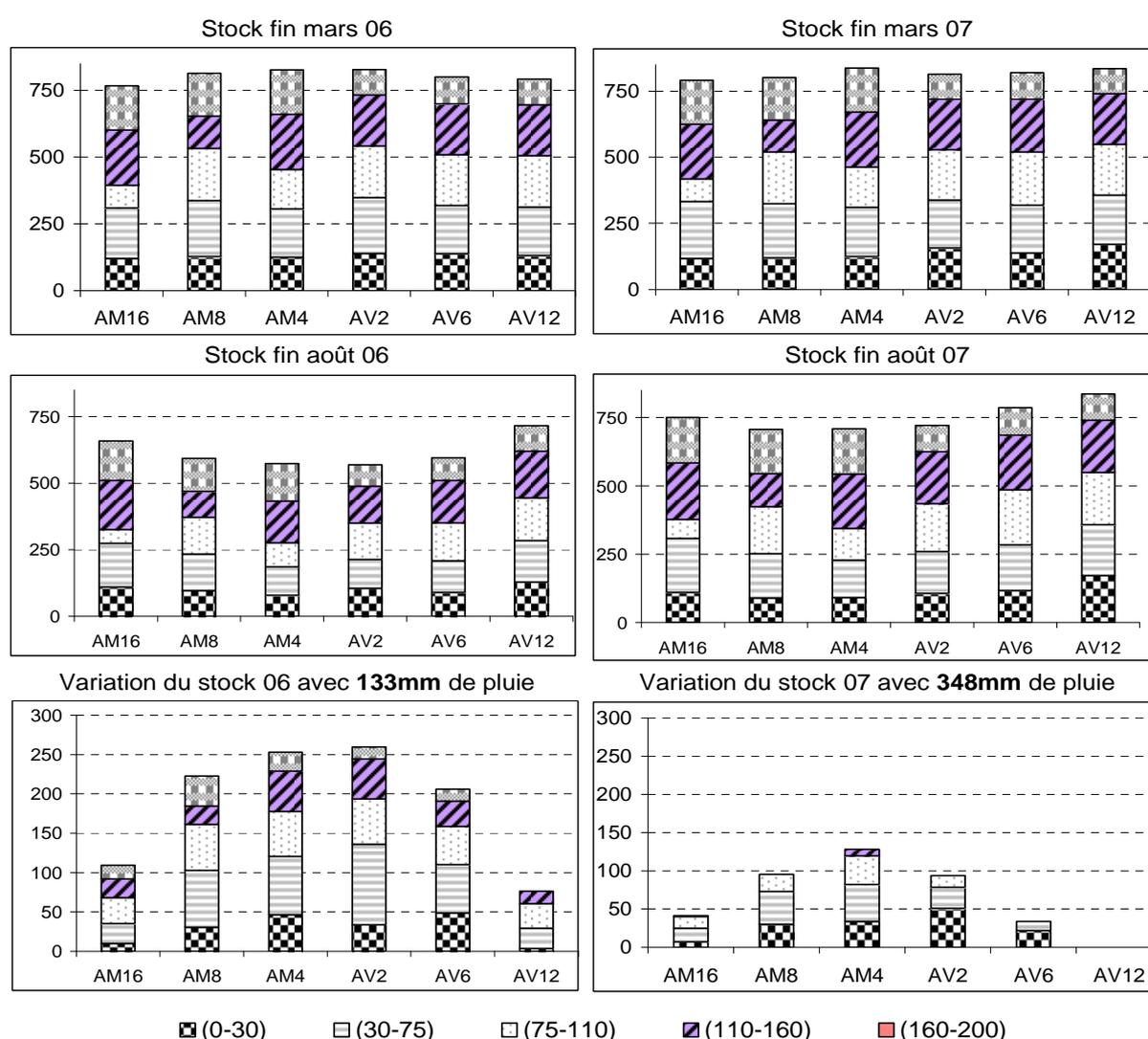


Figure 3.14 : Stock d'eau sur 200 cm de sol à fin mars (a), fin août (b), et variation du stock à différentes distances de la haie (c) et pour deux années hydrologiques 2005-2006 et 2006-2007.

3.5 Conclusion du chapitre

La densité racinaire est plus élevée en amont de la haie qu'en aval. La profondeur d'enracinement est également très différente entre la partie amont et la partie aval de la haie. La densité du système racinaire et sa profondeur d'exploration est fortement dépendante de la profondeur du sol. La distribution du système racinaire a montré un système racinaire plus dense dans les horizons supérieurs, et notamment, dans l'horizon A organique, comme cela est classiquement observé (Cottreau, 1973 ; Persson, 1980). La densité racinaire maximale est observée au voisinage de la haie. Ces résultats sont en accord avec Perret *et al.*, (1996) et Alegre et Rao (1996).

Les résultats des mesures de la densité apparente montrent que le sol est moins compact en surface qu'en profondeur. D'une part, l'extension du système racinaire semble être stoppée par la compacité du sol ; d'autre part, la présence de la nappe superficielle assure une humidité suffisante pour permettre l'absorption racinaire, dans la première épaisseur du sol. Cette hypothèse explique l'existence d'une zone superficielle où la densité du système racinaire est très importante. Cette forte présence en surface du système racinaire dans la zone aval à proximité de la zone humide est en accord avec d'autres études (Nambiar et Sands, 1992 ; Sudmeyer *et al.*, 2004).

Les résultats de notre étude ont montré un fort effet de la profondeur du sol, de la densité apparente du sol et de la localisation (amont/aval) sur la distribution verticale des racines. La densité apparente varie très significativement avec la profondeur surtout en aval de la haie, cette variation s'accompagne d'une variation de la conductivité hydraulique proche de la saturation. A l'amont de la haie, la densité apparente augmente légèrement avec la profondeur pendant que la conductivité hydraulique proche de la saturation ($K(h)$) diminue. La variation de la densité apparente est plus forte en aval de la haie. Le sol est plus aéré en surface et se compacte en allant vers la profondeur. Différents auteurs ont observé une D_a plus faible au voisinage des haies (Carnet 1978 ; Walter *et al.*, 2003).

La diminution de la densité apparente et l'augmentation de la conductivité hydraulique en aval de la haie sur l'horizon supérieur peut s'expliquer par l'augmentation de la macroporosité, liée à la présence des racines et la présence de litière. La projection de la cime de la haie étudiée est plus importante en aval de la haie qu'en amont et donc une quantité plus importante de litière se dépose chaque année sur le sol.

Les résultats sur la variation du stock d'eau du sol à différentes distances de la haie suggèrent une capacité de stockage d'eau légèrement plus importante au voisinage de la haie sans que cela soit réellement significatif. La variation de la réserve d'eau du sol entre avril et août est plus importante en 2006 (année sèche) qu'en 2007 (année très humide). Pour les deux années d'étude la variation de la réserve d'eau du sol était plus importante au voisinage de la haie. On suppose que cette variation est liée à l'effet de la densité racinaire de la haie. Pendant les deux années d'étude, la variation de la réserve d'eau de la couche supérieure était plus importante. Plus de 73% de la variation de la réserve d'eau en 2006 et plus de 97% en 2007 était au-dessus de l'horizon BTg (100cm de profondeur) où plus de 90% de la racine sont observée.

**CHAPITRE 4 IMPACT DE LA HAIE SUR LA DYNAMIQUE DE
L'EAU : DISTRIBUTION SPATIALE DE LA PLUIE ET
TRANSFERT DANS LE SOL ET DANS LA NAPPE**

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de mieux comprendre l'influence de la haie sur la dynamique de l'eau. L'effet de la haie sur la distribution spatiale de la pluie ainsi que la dynamique de l'eau dans sol et dans la nappe ont été étudiés. Ce travail est basé sur le suivi du potentiel matriciel de l'eau du sol par les mesures tensiométriques et sur le suivi des variations du niveau de la nappe dans des piézomètres le long de deux transects perpendiculaires à la haie. Cette étude sera conduite sur deux années hydrologiques (2005-2006 et 2006-2007). Les résultats obtenus pendant la première année d'étude ont fait l'objet de l'article présenté dans la première section de ce chapitre (§4.1). Nous présenterons et comparerons ensuite les résultats des deux années étudiées.

4.1 Impact de la haie sur le transfert de l'eau dans le sol : Rôle de l'interception de la pluie et du prélèvement racinaire

4.1.1 Résumé de l'article

Cet article présente les résultats des travaux menés sur une année hydrologique (2005-2006). Il met en évidence l'influence de la haie sur (i) la distribution spatiale de la pluie, (ii) les gradients de potentiel de l'eau du sol et (iii) les fluctuations du toit de la nappe le long de la toposéquence. L'impact de la haie sur la distribution spatiale de la pluie dépend de l'état phénologique des arbres. Ainsi deux périodes ont été considérées, la première (sans feuilles) débute en novembre et se termine fin avril, la seconde (avec feuilles) débute en mai et se termine fin octobre de l'année suivante. L'interception de la haie est estimée à partir des mesures de la pluviométrie le long de la toposéquence. Dans un premier temps 3 pluviomètres situés à 16 m en amont (AM16), 12 m en aval (AV12) et 2 m en aval sous la haie (AV2) ont été utilisés. Pour le calcul de l'interception, trois approches différentes sont testées. La première et la seconde consistent à utiliser un pas de temps horaire ou journalier. La 3^{ème} approche consiste à regrouper les données pluviométriques par événement. Chaque événement a une durée et correspond à un cumul de pluie calculé entre le début et la fin de l'événement. Dans un second temps, une batterie de 10 pluviomètres totalisateurs a permis de préciser l'effet de la haie sur la distribution spatiale de la pluie. Les résultats obtenus mettent en évidence le rôle de la haie sur l'interception de la pluie. Ce rôle s'avère particulièrement important pour la période où les arbres possèdent leurs feuilles (Période 2). En effet,

l'interception moyenne est estimée à 12% pour la période 1 et 28% pour la période 2. Par ailleurs, l'interception dépend de l'intensité et de la durée des événements pluvieux considérés. En effet, en classant les événements par hauteur de pluie décroissante on constate que l'interception varie de 30 à 100% pour la période 2 avec une nette corrélation entre le taux d'interception et la hauteur des précipitations.

L'effet de la haie sur la distribution spatiale de la pluie montre que l'interception diminue quand la distance de la haie augmente (Figure 8 cf article). Une différence significative ($P < 0.05\%$) a été observée entre la pluie de référence et la pluie mesurée à 9 m en amont et jusqu'à 6 m en aval de la haie.

Concernant l'impact de la haie sur le transfert de l'eau, les gradients du potentiel matriciel du sol varient selon la distance de la haie. La distribution du système racinaire influence fortement la dynamique du potentiel matriciel. Le rôle du prélèvement racinaire de la haie sur le retard de la réhumectation du sol a été clairement démontré. L'humidification du sol se produit à la surface du sol (à 25 cm de profondeur) par infiltration (Figure 12 cf article). Alors qu'elle semble être beaucoup plus lente en profondeur (au-delà de 50 cm de profondeur). Les horizons plus profonds (150 et 200 cm) se réhumectent via la remontée capillaire. D'une manière générale la réhumectation du sol varie en fonction de la distance de la haie ; le retard dans l'humidification du sol a été observé à l'automne au voisinage de la haie particulièrement dans la zone où la densité racinaire est importante. Pour l'année hydrologique 2005-2006, le retard de la réhumectation en automne est de l'ordre de 3 mois.

La recharge de la nappe débute dans la première phase de l'année hydrologique. L'augmentation du niveau de la nappe est liée à l'augmentation de la pluie et à la diminution du prélèvement racinaire (Figure 9 cf article).

En hiver, lorsque les arbres perdent leurs feuilles et que le prélèvement racinaire cesse, le potentiel total de l'eau du sol n'est plus influencé par la présence de la haie. On tend vers l'état de saturation sur tout le profil du sol et ce quelque soit la distance à la haie. Les transferts de l'eau se font de l'amont vers l'aval. Au cours de cette période, la nappe réagit rapidement aux précipitations (Figures 9, cf article). Du printemps à la fin de l'été, le niveau de la nappe a baissé avec la diminution des précipitations et l'augmentation de l'absorption racinaire. Le sol est à nouveau plus sec au voisinage de la haie. Le gradient de potentiel total montre un assèchement du sol au voisinage de la haie. Cet assèchement démarre au printemps et reste visible jusqu'en début d'hiver de l'année suivante. Pendant toute cette période, on constate une rupture des transferts latéraux.

4.1.2. Article: Hedgerow impacts on soil-water transfer due to rainfall interception and root-water uptake (Hydrological Processes, in press)

G. Ghazavi^{1,2,3}, Z. Thomas^{1,2*}, Y. Hamon^{1,2}, J.C. Marie^{1,2}, M. Corson^{1,2} and P. Merot^{1,2}

¹ INRA, UMR1069, Sol Agro et hydrosystème Spatialisation, (IFR CAREN) F-35000 Rennes ; ² Agrocampus Rennes, UMR1069, Sol Agro et hydrosystème Spatialisation, (IFR CAREN), F-35000 Rennes ; ³ Shiraz university, Iran

Abstract

Hedgerow is one of the most important rural landscapes in the world, especially in Europe. Knowledge about the hydrological role of hedgerows is useful in many fields of study, such as hydrological modelling and rural landscape management. The aim of our study was to investigate the impact of a hedgerow on rainfall distribution, soil-water potential gradient, lateral water transfer and water balance. A hillslope with a hedgerow perpendicular to the slope was monitored. To evaluate hedgerow rainfall interception, rainfall was measured (hourly, daily, and by rainfall event) both next to and up to 16 m upslope and 12 m downslope perpendicularly away from the hedgerow. The strongest correlation between rainfall next to the hedgerow and rainfall at more distant points was obtained using data measured per rainfall event. The average percentage of rainfall intercepted equalled 28% for leafed period and 12% for leafless period. The impact of the hedgerow on spatial rainfall distribution was related to distance from the hedgerow and rainfall amount. Annual distribution of soil-water potential showed that the hedgerow influenced it up to 9 m upslope and 6 m downslope, the area in which most of the hedgerow's roots were observed. The soil was driest at the end of summer, which delayed soil rewetting during autumn in areas surrounding the hedgerow. Annual groundwater dynamics exhibited three distinct periods due to temporal rainfall distribution and, especially at the end of summer, root water-uptake. In addition, the total potential gradient showed that unsaturated flow was directed towards the hedgerow. These results indicate that hedgerow presence at the local scale influences (1) spatial rainfall distribution, (2) soil rewetting, and (3) groundwater recharge, often at distances well beyond the hedgerow's drip line. Consequently, the processes involved in soil-water dynamics around hedgerows should be integrated into relevant hydrological models, especially for catchments with a dense hedgerow network

Keywords: Hedgerow network, Rainfall interception, Root distribution, Soil-water potential, Groundwater dynamic

Introduction

Linear vegetation structures such as hedgerows, open woodlands, isolated trees or shelterbelts despite of their major role on erosion control, soil water content and water use are not yet fully well known for their major role at the catchment scale. The knowledge about forest tree impact on water balance and related processes (Sidle *et al.*, 2007; Tromp-van Meerveld *et al.*, 2007; Fleischbein *et al.*, 2006; Plamboeck *et al.*, 1999) could give information on the functions of trees located in linear structures, we focus the rationale on studies related to the impact of hedgerow and isolated trees on hydrology and soil. In Canada, De Jong *et al.* (1995) have studied the effect of shelterbelts on soil wind erosion and soil properties modification (bulk density and pH). The authors show that soil deposition and organic matter content of the top soil increases in the belt surrounding area. More recent study conducted in Brittany (western France) reveals hedgerow role on soil thickness (Follain *et al.*, 2006). The high variation of soil organic carbon storage induced by hedgerows has been studied using geostatistical methods (Follain *et al.*, 2007). All over the world, the positive effect of silvorable agroforestry (SAF), which involves combination of trees and arable crops, is expected. Many authors point out SAF role on biomass production increasing and N and P retention. In Kenya, Angima *et al.* (2002) show that a combination of trees and grass is efficient to minimize erosion. The effect of hedgerow on soil properties studied in Kenya reveals a significant increase of macropores in topsoil and a total increase of infiltration (Kiepe, 1995). Palma *et al.* (2007) developed a method to predict the environmental effects of silvorable agroforestry at a farm and landscape scale. Their method was applied in France, Spain and Netherlands. Combination of trees and arable crops could reduce soil loss when introduced on high quality land where intensive rotations are used (Palma *et al.*, 2007). Nevertheless, the potential competition between trees and crop must be considered. Studying temporal and spatial distribution of soil water below tree row agroforestry systems and a maize monoculture in arid region Livesley *et al.* (2004) show that water content varies spatially with distance from a tree row. The benefits of those systems consist of soil evaporation and crop transpiration reduction. In the same climatic context Droppelmann *et al.* (2000) show that tree and crop complementarities in a runoff irrigated system could increase biomass production and productivity per area. Trees could be compelled by root pruning to extract water largely under crop rooting zone and so not to diminish the amount of available water for crops (Ong *et al.*, 2002). In Brittany where climate is temperate, Caubel *et al.* (2003) observed an autumnal soil-water deficit that was 100 mm higher in a transect with a hedgerow than the transect without one. Another study, in western France, emphasized the strong drying effect

of hedgerows on soil in summer and the increase of their vertical drainage capacity, mainly due to soil enrichment with organic matter (Carnet, 1978). In Australia, in a more evaporative climate, a different hedge management perspective is proposed to reduce salinity problems. Belt tree reduces groundwater recharge with minimal tree-crop competition for water (Ellis *et al.*, 2005; White *et al.*, 2002), whereas under irrigated systems and with low soil permeability in northern Victoria (Australia), trees access to the shallow groundwater to satisfy their evaporative demand. Root uptake make worse salinity accumulation creating a reversal hydraulic gradient in the shallow water table (Heuperman, 1999). Management options such as drainage are needed to maintain those systems.

In temperate regions, combinaison of trees and crops have been introduced to improve the water quality. In north eastern Missouri, agroforestry and crop buffer strips improve soil hydraulic properties (Seobi *et al.*, 2005). In Brittany, Caubel- Forget *et al.* (2001) show the important nitrate concentration reduction in the groundwater beneath the hedgerow. Studying the hydrology of small catchments planted with trees in north-western Europe, Robinson (1998) indicated that minimum annual flow declines as the trees mature, and the drying effect of tree roots on soil delay rewetting reduces the amount of groundwater recharge that sustains low flow during the dry period.

Isolated trees also can play an important role in the water balance of catchments by intercepting rainfall (David *et al.*, 2006). Trees can intercept up to 80% of precipitation from a rainfall event, but the impact of trees on rainfall interception differs for trees with and without leaves (leafed and leafless period). Xiao and McPherson (2002) studied rainfall interception by isolated tree in Mediterranean climate (Portugal). Their results reveal that interception amounted to 22% of gross rainfall. Intercepted water is stored temporarily on canopy leaf and bark surfaces. Water that does not evaporate drips from leaf surface and flows along the trunk to the ground (Xiao and McPherson, 2002). Thus, canopy rainfall interception changes the runoff process and soil moisture by reducing the input rate and shifting the runoff concentration time via temporal water storage on the canopy surface (Sanders, 1986). A decrease in stream runoff volume reduces flooding hazard and the expense of runoff control in humid regions (Xiao *et al.*, 2000). Using a numerical model to study forest canopy evaporation during rain events, Keim *et al.* (2006) showed that canopy evaporative loss delayed stormflow peaks and decreased total flow and the runoff ratio. Modelling

approaches are helpful to study long term evolution scenarios of land use and environmental change which could depend on climate change. Using a spatialized hydrological model (TNT2), Viaud *et al.* (2005) point out that the hydrological impact of hedgerows depends on

their location on the hillslope and the water table depth. Transpiration increasing related to hedges varies between 5 and 30% of the annual potential evapotranspiration (PET) depending on climate, hedgerow density and hedgerow location. Measured hedgerow (*Acer campestre*) transpiration rates reaching peak value of 8 mm. day⁻¹ (Herbst *et al.*, 2007). The high impact of hedgerow on water balance is owing to the high transpiration amount (Thomas *et al.*, 2008). Comparing simulation and observation, Ticehurst *et al.* (2005) show the dominant processes to include in a model in order to take into account tree belts effect on hillslopes. Evaporation, surface runoff, lateral flow and vertical drainage are the key processes to consider.

All of these studies show that linear vegetation structures have a strong impact on soil properties, water availability and distribution, and soil and water quality. The effect of hedgerows and open woodlands can be used to enhance soil and water quality at the catchment scale.

The relationships among soil-water dynamics, root-water uptake, and rainfall interception are critical for modelling water flux, soil, and runoff control. The main objectives of this study were to (1) study the impact of hedgerows on rainfall distribution, (2) investigate the importance of rainfall distribution on net precipitation and (3) evaluate the impact of hedgerows on soil-water potential and lateral water transfer to indicate the main parameters representing hedgerows.

MATERIALS AND METHODS

STUDY SITE

The study site is located in a headwater catchment 5 km west of Rennes, Brittany, France. The area has a mean annual rainfall (1971-2003) of 720 mm, a mean PET of 650 mm, and a mean annual air temperature of 11.7°C, ranging from 5.4°C in January to 18.4°C in August (Ferren, 2004). Local hydrology is controlled by a shallow groundwater table developed in schist bedrock.

The oak (*Quercus robur*) hedgerow studied lay perpendicular to the slope, ran north-to-south, and represented the boundary between two contrasting domains: a hillslope domain with well-drained soils and a bottomland domain with waterlogged soils. During the study period, permanent pasture was the only land use surrounding the hedgerow. A ditch ran along the upslope of the hedgerow. Hedge trees were planted above a bank. Two transects A and B (TA, TB), perpendicular to the hedgerow and ran east-to-west were monitored (Figure 1). The

distance between TA and TB is about 10 m. The two transects extended 16 m upslope (UP16) and 12 m downslope (DW12) from the hedgerow (Figure 1). The slope of the instrumented transect is about 7.1%. Each instrumented position is assigned considering the position along the slope (Upslope or downslope), the distance from the hedgerow, and the transect name (TA or TB).

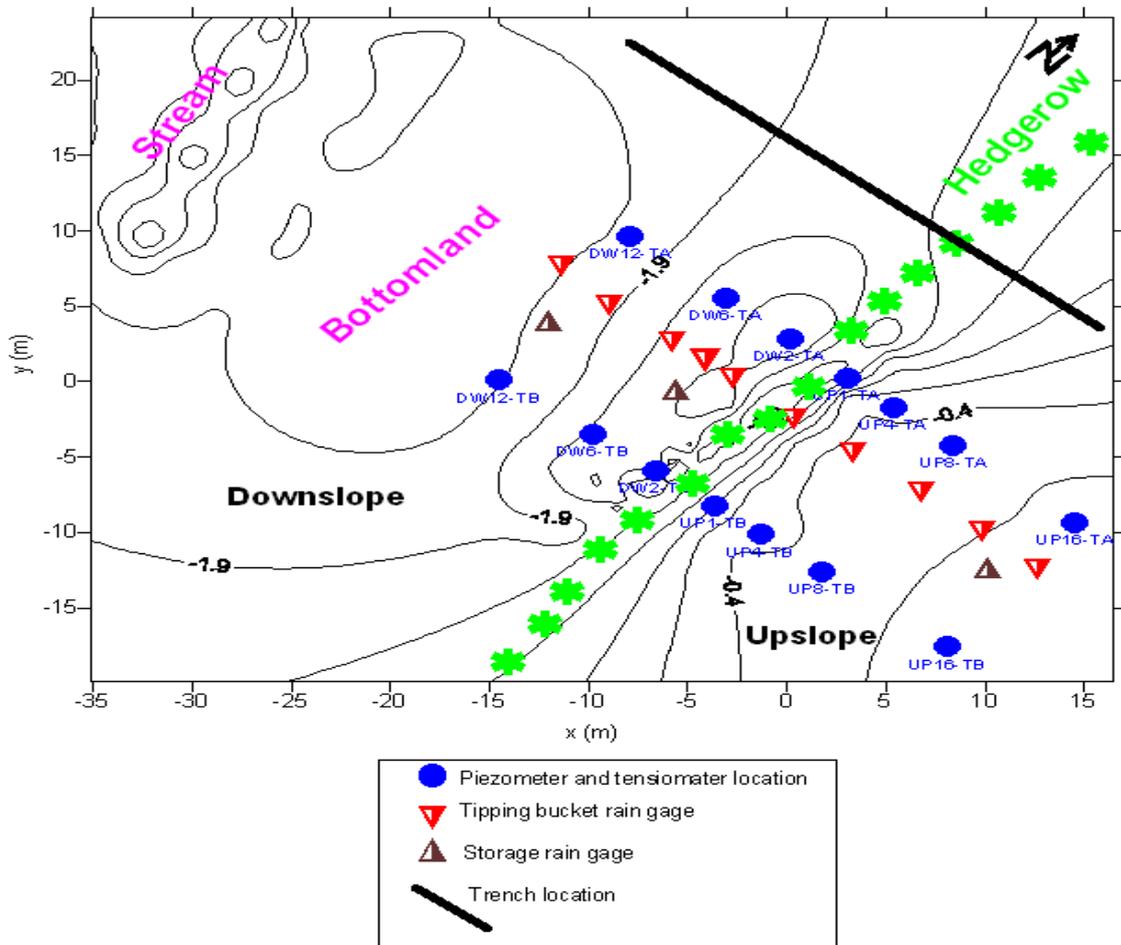


Figure 1. Topography and location of monitored points upslope (UP) and downslope (DW). Transect A (TA) and B (TB) are indicated for each location equipped with one piezometer and five tensiometers (25, 50, 100, 150, and 200 cm deep). Rainfall was collected from 3 Tipping-bucket rain gauges and 10 storage rain gauges.

For pedagogical and root descriptions, a trench situated at 10 m from TA and 20 m from TB, perpendicular to the hedgerow was excavated. The trench enlarges upon 16 m in upslope zone and 12 m in downslope. The soil below the hedge was not excavated. Detailed description of this zone was established by auger boring. From 2 m upslope to 2 m downslope, along the toposequence, soil profiles were excavated each meter for horizons description.

A detailed map of cross section of soil horizons traced along the trench is presented Figure 2. The French soil reference system (Baize and Girard, 1995). The soil profile of the upslope zone was characterized by five horizons at 16 m from the hedgerow and three horizons 1 m from the hedgerow at the ditch level (Figure 2). The soil thickness of the top soil layers (horizons AL, A) disappear next to the hedgerow. Hydromorphy appeared below a depth of 50 cm in the upslope zone and from the top soil in downslope zone was thinner. Bulk density increased with soil depth at all distances (Table I). In the downslope zone, bulk density was lower than that of the upslope zone in the topsoil (10-cm layer) but was greater in the underlying horizon boundary (IICg). As presented Figure 2, soil horizons distribution is quite different below the hedgerow especially at the ditch and the bank level.

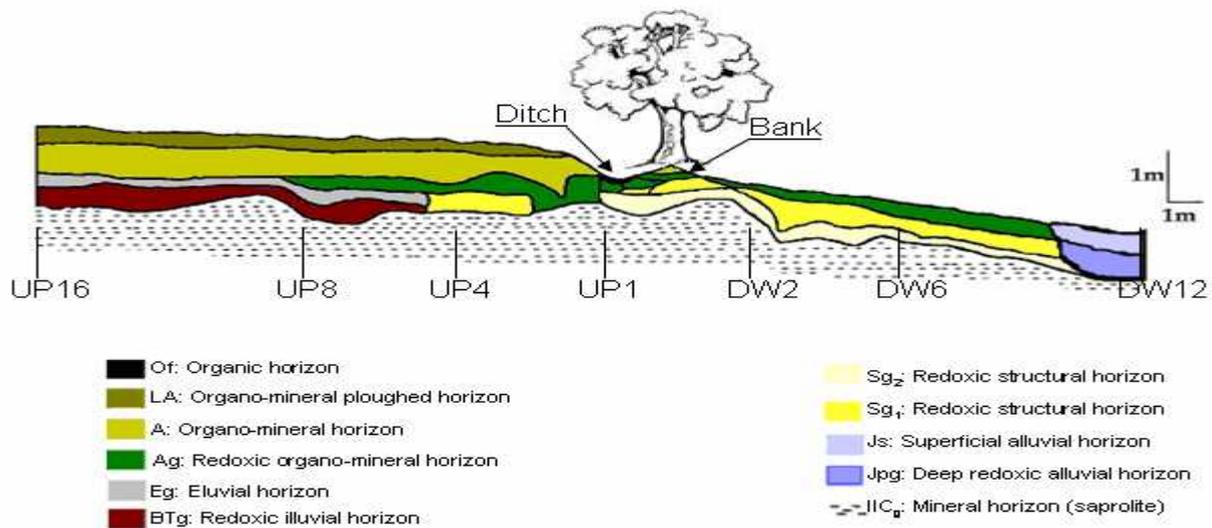


Figure 2. Cross section of soil horizons map traced along a trench of 28 m long and 2 m deep, situated at 10 m from the transect TA. Soil was excavated up to 16 m upslope and 12 m downslope. Soil horizons are named according to the French Soil Reference System (Baize and Girard, 1995).

Root distribution down to 2 m was measured using a quadrat along the trench. The soil surface occupied by roots was estimated using a square-meter quadrat subdivided into 100 squares of 100 cm² each (Bréda *et al*, 1995). Total roots were summed for each 2-m section of the trench, both upslope and downslope, and the percentage of total roots that occurred in each section was calculated. Vertical root distribution within each 2-m section also was calculated at four depth classes: 10-50, 50-100, 100-150, and 150-200 cm.

Table I. Soil characteristics at different distances from the hedgerow within different soil layers (LA, A, Ag, Eg, BTg, Sg1, Sg2, and IICg) along the toposequence upslope (UP) and downslope (DW).

	Horizon	Depth (cm)	Bulk density (gr/cm ³)	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)
UP16	LA	0-30	1.5	15.5	70	13.8
	A	30-80	1.5	14.6	71	13.8
	Eg	80-110	1.6	14.9	69.8	15.3
	BTg	110-130	1.7	23.3	60.9	15.8
	IICg	>130	1.7	17.2	57	25.8
UP8	LA	0-30	1.5	15.2	70.1	14.7
	A	30-80	1.6	15.3	70.2	15
	Ag	80-110	1.5	17.3	68.5	14.2
	Eg	110-130	1.6	15	68.5	16
	IICg	>130	1.6	19.2	66.2	14.6
UP4	LA	0-30	1.3	16	69.3	14.7
	A	30-82	1.4	15.1	71.3	13.6
	Ag	82-105	1.4	14.7	70.9	14.4
	Sg ₁	105-140	1.6	17.4	64.5	18.1
	IICg	>140	1.7	20.8	53.9	25.3
.DW2	Ag	0-30	1.0	21	65	14
	Sg ₁	30-60	1.2	21.3	65.3	14
	Sg ₂	60-90	1.6	18.1	65.1	16.8
	IICg	>90	1.8	23.1	56.5	20.4
DW6	Ag	0-20	1.0	21	64.4	15.4
	Sg ₁	20-50	1.4	20.2	65	15.4
	Sg ₂	50-60	1.7	18.5	65	16
	IICg	>60	1.8	21.3	51	28.3
DW12	Js	0-10	1.0	24.7	56.4	18.9
	Js	10-40	1.2	24.7	56.4	18.9
	Jpg	40-90	1.6	27.1	61.2	11.7
	Jpg	80-90	1.8	18.6	56.3	25.1
	IICg	>90	1.8	20	54	26

SITE EQUIPMENT AND MONITORING

The data collected included rainfall, water-table level, and soil-water potential. Measurements were done continually during the hydrological year 2005-2006 along The two transects were equipped with tensiometers, piezometers at seven positions UP16, UP8, UP4, UP1, DW2, DW6 and DW12 TA and TB (Figure 1). Rain gauges were situated in the middle between the transect A and the transect B (Figure 1).

RAINFALL MEASUREMENT

Tipping-bucket rain gauges, with a resolution of 0.254 mm, were connected to a HOBO™ event data logger. Three rain gauges of 302 cm² collecting area were installed 1 m high at UP16, DW2 (below the hedgerow crowns), and DW12 (Figure 1). We also installed 10 storage rain gauges with the same collecting area and at the same height at different distances from the hedgerow in the upslope and downslope fields (UP17, UP13, UP9, UP5, UP1.5, DW1, DW3, DW6.5, DW10.5, and DW13). The precipitation in storage rain gauges was measured every day at 12 noon. Rainfall was measured continuously during the study period (September 1, 2005 to August 31, 2006). To measure the spatial distribution of rainfall, storage rain gauges were used for a shorter period from May 1, 2006 to June 30, 2006 to represent the hedgerow leaf-bearing period. In addition, rainfall recorded at a meteorological station 5 km from the study site (Saint Jacques, 48.070°N, 1.727°W) was used for comparison. We calculated rainfall interception for two periods of the studied year: when trees are leafed (from November 1, 2005 to April 30, 2006) and when trees are leafless (from May 1, 2006 to October 31, 2006). Rainfall interception was calculated for three time intervals: hourly, daily, and for each rainfall event (i.e., rainfall that occurred continuously). Rain-event amount were calculated as follows:

$$A_n = \sum_{t_0}^{t_n} P \quad (1)$$

where t_0 is the time that rainfall started, t_n is the time that rainfall ended, n is the rain duration, P is the instantaneous rainfall, and A_n is the event rainfall amount. Thus, rainfall amount and interception were calculated for each event.

WATER-TABLE LEVEL MEASUREMENT

Seven PVC piezometer pipes were installed along both transects at several distances from the hedgerow (UP16, UP8, UP4, UP1, DW2, DW6, and DW12) (Figure 2). At UP16, UP8, and

UP4, piezometers were about 7.5 m deep, 112 mm in diameter, and slotted along the deepest 4-m section. At UP1, DW2, DW6 and DW12, piezometers were about 4.5 m deep, 68 mm in diameter, and slotted along the deepest 2-m section. The piezometers (all open-ended) were sealed to prevent vertical leakage. Dataloggers (DL/N Series 70, STS Sensors, USA; one Orphimedes, OTT Hydrometry, Germany) recorded water level automatically in eight piezometers (UP16, UP1, DW2, and DW12) every 15 minutes. In six piezometers (UP8, UP4, and DW6) water-table level was measured manually three times per week during the study period.

SOIL MATRIC POTENTIAL

Soil matric potential was measured using manual or automatic tensiometers with porous ceramic cups glued to PVC tubes. Measurements with a calibrated electronic pressure meter (SMS 2500S, SDEC France™) were performed for manual tensiometers three times per week. Automatic tensiometers (20 tensiometers SKT850), were connected to datalogger (ALMEMO, Germany) with acquisition time step of 15 minutes. For each position studied on each of the two transects (UP16, UP8, UP4, UP1, DW2, DW6, and DW12), five tensiometers were installed at depths of 25, 50, 100, 150, and 200 cm. Total potential was calculated for each monitored point. Total potential maps were obtained using an interpolation kriging method.

RESULTS

1. HEDGEROW IMPACT ON RAINFALL

Hedgerow impact on rainfall was studied using data from tipping-bucket rain gauges. There was no significant ($P < 0.05$) difference between monthly rainfall distribution recorded at UP16, DW12, and the nearby meteorological station (Figure 3). Thus, DW12 was used to represent maximum baseline rainfall. We can note that the studied year was relatively dry compared to the thirty years mean annual rainfall (Figure 3). Annual rainfall recorded was about 579 mm against 720 mm for the thirty years mean annual rainfall. During the hydrological year studied (2005-2006), UP16 and DW12 received 565 and 579 mm of rainfall, respectively, while DW2, located below hedgerow-tree crowns, received only 304 mm. For the leafed period, mean interception was 35% for hourly data (Figure 4a), 35% for daily data (Fig 5a), and 28% per rainfall event (Figure 6a). For the leafless period, mean interception was 29% for hourly data (Figure 4b), 18% for daily data (Figure 5b), and 12% per rainfall event (Figure 6b).

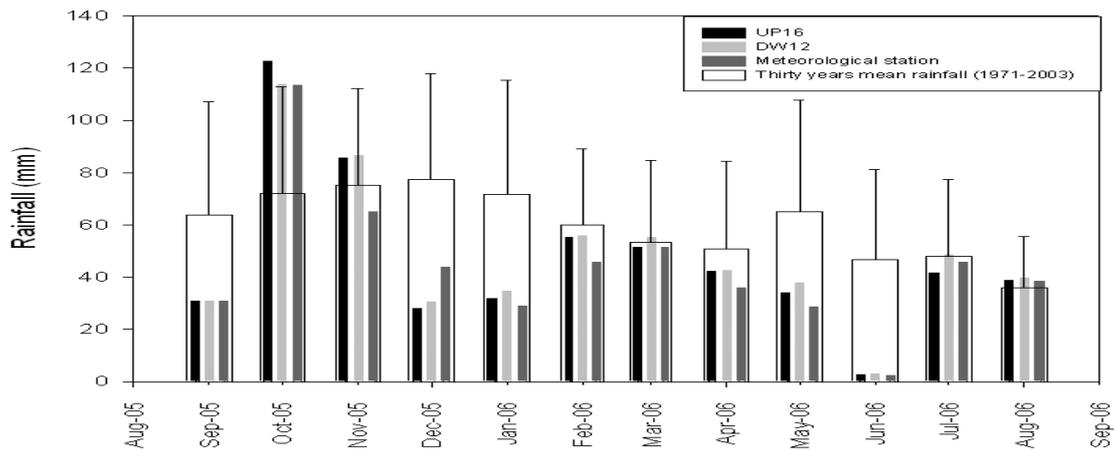


Figure 3. Average monthly rainfall distribution at UP16 DW12 and at the meteorological station (MS) compared with thirty years mean rainfall from the MS.

Rainfall interception depends on rainfall intensity and duration. For estimating the impact of rain intensity on interception, rain events were sorted by intensity. For the leafed period, rainfall interception varied from 30-100% for rainfall events of less than 5 mm and decreased slightly as rainfall amount increased (Figure 7a). For the leafless period, rainfall interception decreased (even though with a lower correlation), varying from 18-100% for rainfall events of less than 5 mm and decreasing slightly as rainfall amount increased (Figure 7b).

2. IMPACT OF THE HEDGEROW ON SPATIAL DISTRIBUTION OF RAINFALL

Impact of the hedgerow on spatial distribution of rainfall was evaluated using daily rainfall collected with ten storage rainfall gauges. During the leafed period, rainfall increased with distance from the hedgerow. When mean rainfall-event intensity was calculated for 4 different rainfall amounts (≤ 1.5 mm, >1.5 to ≤ 5 mm, >5 to ≤ 10 mm, and >10 mm), interactions between rainfall-event amount and distance from the hedgerow appeared. Near the hedgerow (UP1.5 and DW1), interception varied from 18-88% depending on rainfall intensity (Figure 8). As distance from the hedgerow increased, differences in percent of maximum rainfall as a function of rainfall intensity decreased (Figure 8). Rainfall was significantly ($P < 0.05$) lower than the baseline rainfall (DW12) at all distances less than 9 m upslope and 6 m downslope of the hedgerow.

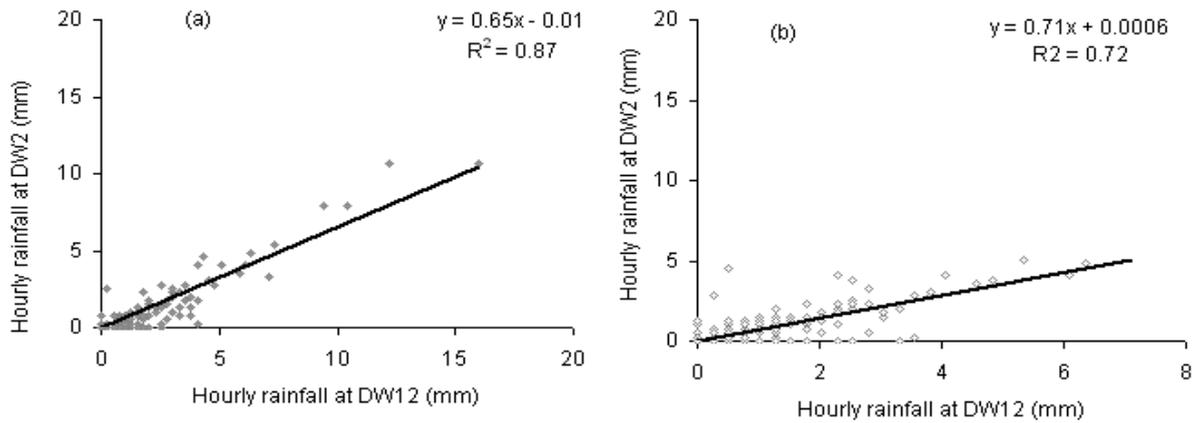


Figure 4. Relationships between hourly rainfall at DW2 and DW12 for leafed (a) and leafless (b) periods.

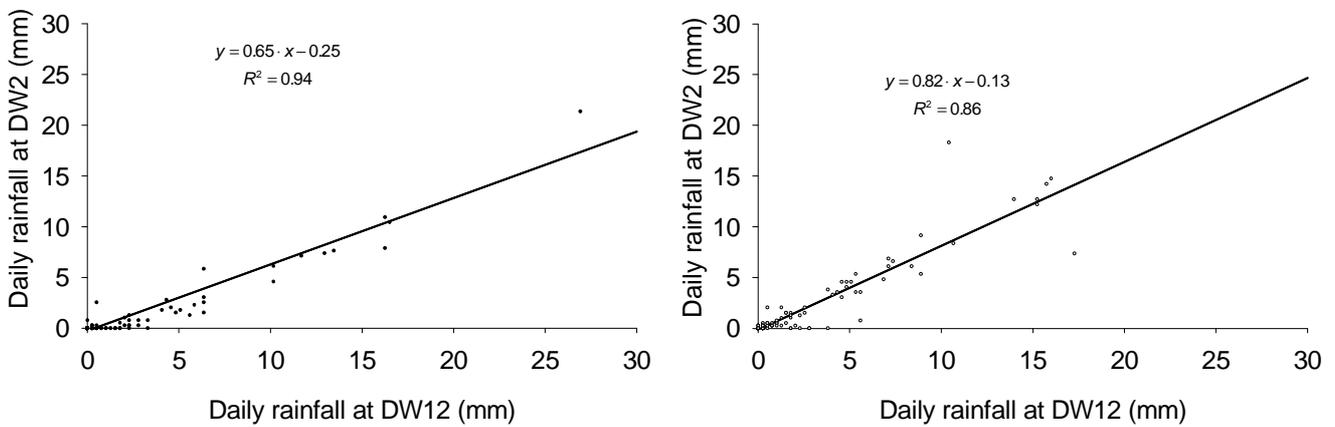


Figure 5. Relationships between daily rainfall at DW2 and DW12 for (a) leafed and (b) leafless periods.

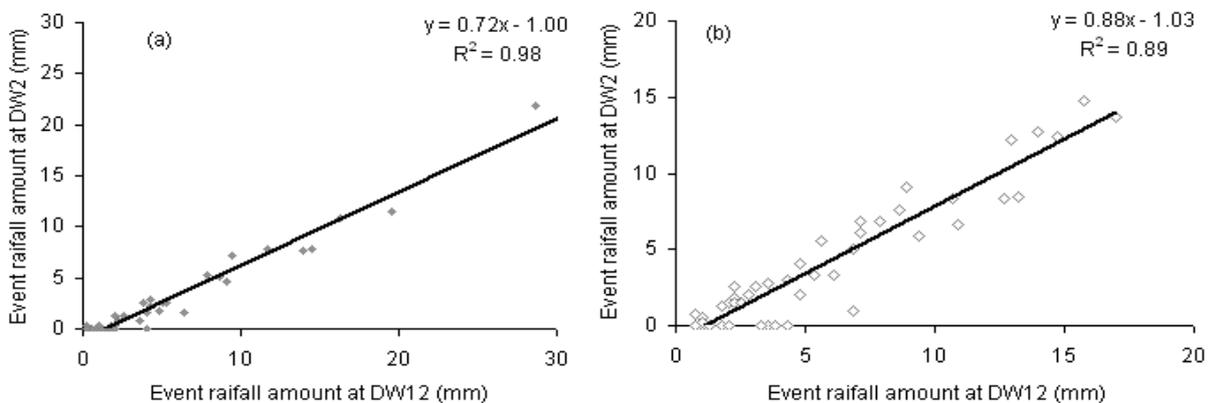


Figure 6. Relationships between Event rainfall amount during each rainfall event at DW2 and DW12 for leafed (a) and leafless (b) periods.

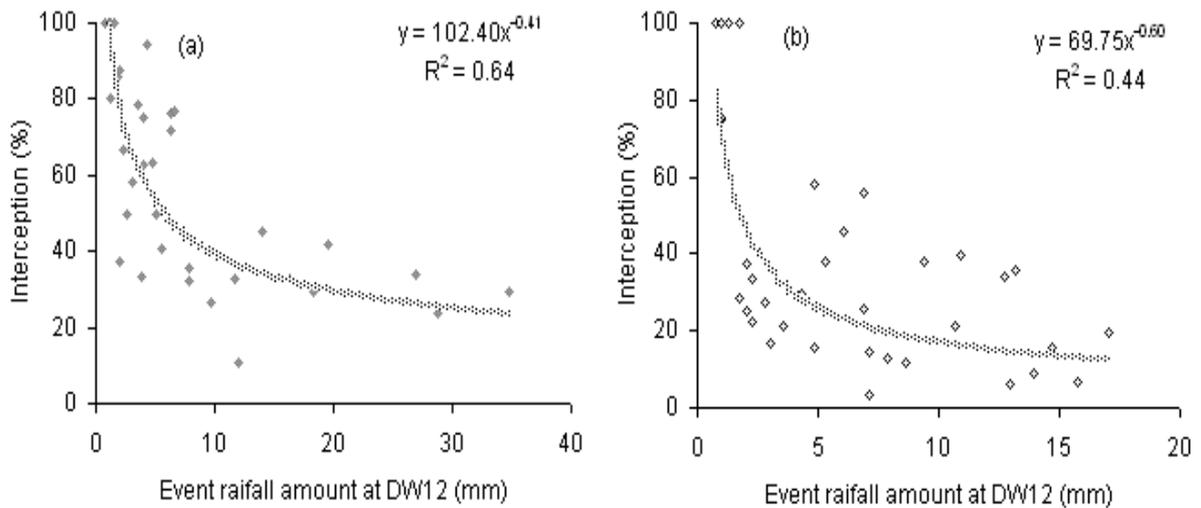


Figure 7. Interception calculated from event rainfall amount collected at DW2 for leafed (a) and leafless (b) periods.

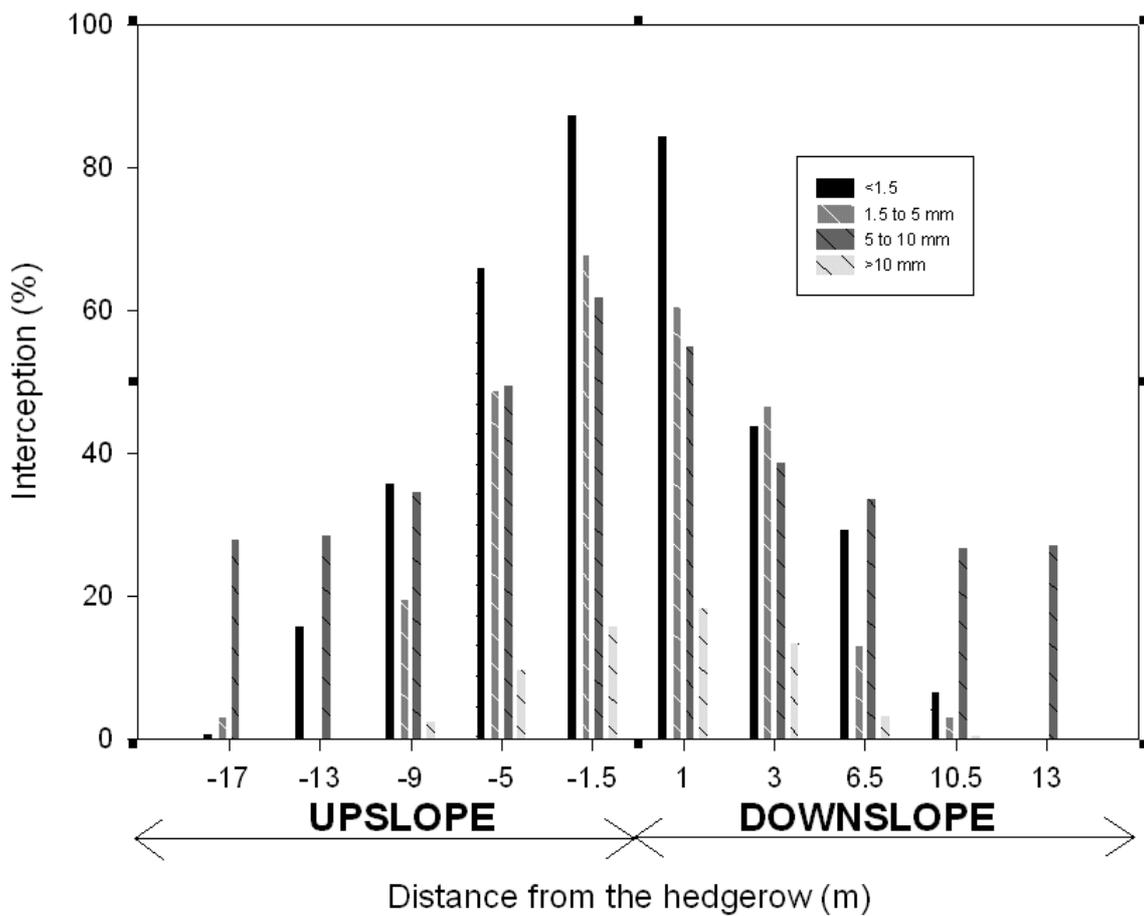


Figure 8. Relationship between interception and hedgerow distance for 4 different total rainfall depth: ≤ 1.5 mm; > 1.5 to ≤ 5 mm; > 5 to ≤ 10 mm; and > 10 mm.

3. GROUNDWATER DYNAMICS

Groundwater dynamics during the hydrological year had three specific periods (Figure 9). The first period (September-February) was characterized by a rapid rise in the water table due to low PET as well as high rainfall (52% of the annual total). The recharge dynamic was the same along the transect (UP16, UP8, UP4, UP1, DW2, DW6, and DW12). During the second period (March-May), in which 31% of the annual rainfall occurred, the groundwater level remained nearly constant downslope but increased significantly upslope. During this period the bottomland was flooded up to a point 8 m downslope from the hedgerow. During the third period (May-August), 16% of the annual rainfall occurred at the same time that PET increased. Thus, the groundwater level decreased continually due to groundwater drawdown. During the hydrological year studied, the lowest groundwater level was observed in October 2005, and the highest level was observed in March 2006 (Figure 9).

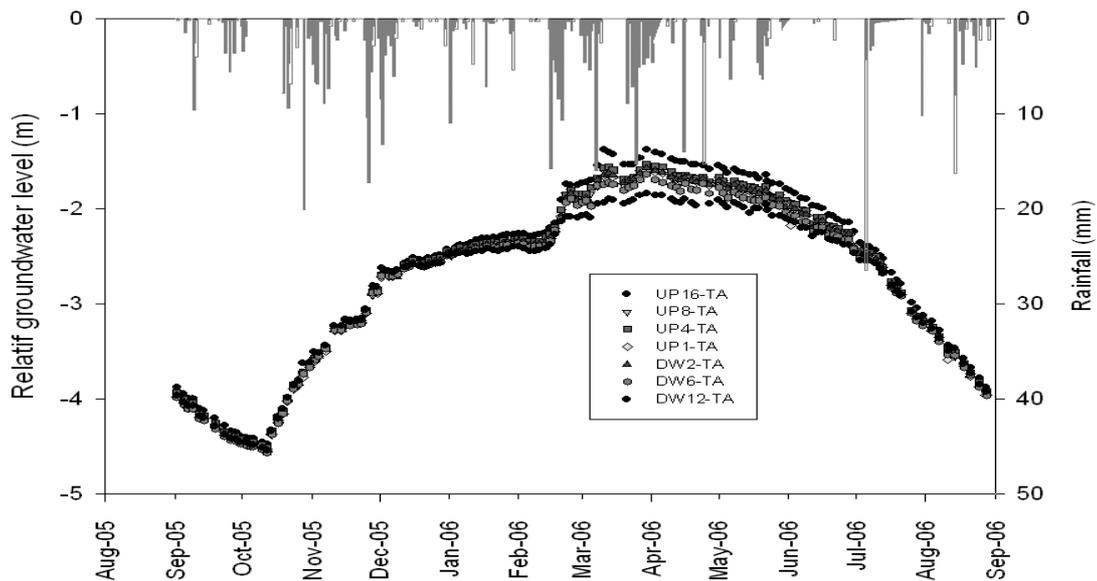


Figure 9. Annual groundwater level dynamic and a baseline rainfall. The topographic elevation origin is UP16-TA. Wells considered are those of transect A (TA).

4. ROOT DISTRIBUTION

Upslope and downslope zones contained 76% and 23% of hedgerow roots, respectively (Figure 10). Within each 2-m section, the greatest proportion of roots was observed within 2 m upslope (21%) and 2 m downslope (10%) of the hedgerow. In the vertical plan, within 8 m upslope of the hedgerow, 63, 35, and 2% of roots were 10-50, 50-100, and 100-200 cm deep, respectively (Figure 11a). Further than 8 m upslope, 55, 40, and 5% of roots were 10-50, 50-

100, and 100-200 cm deep, respectively (Figure 11a). Within 8 m downslope of the hedgerow, 91, 8, and 1% of roots were 10-50, 50-100, and 100-150 cm deep, respectively (Figure 11b). From 8-10 m downslope, 99% of roots were 10-50 cm deep, and only 1% were 50-100 cm deep.

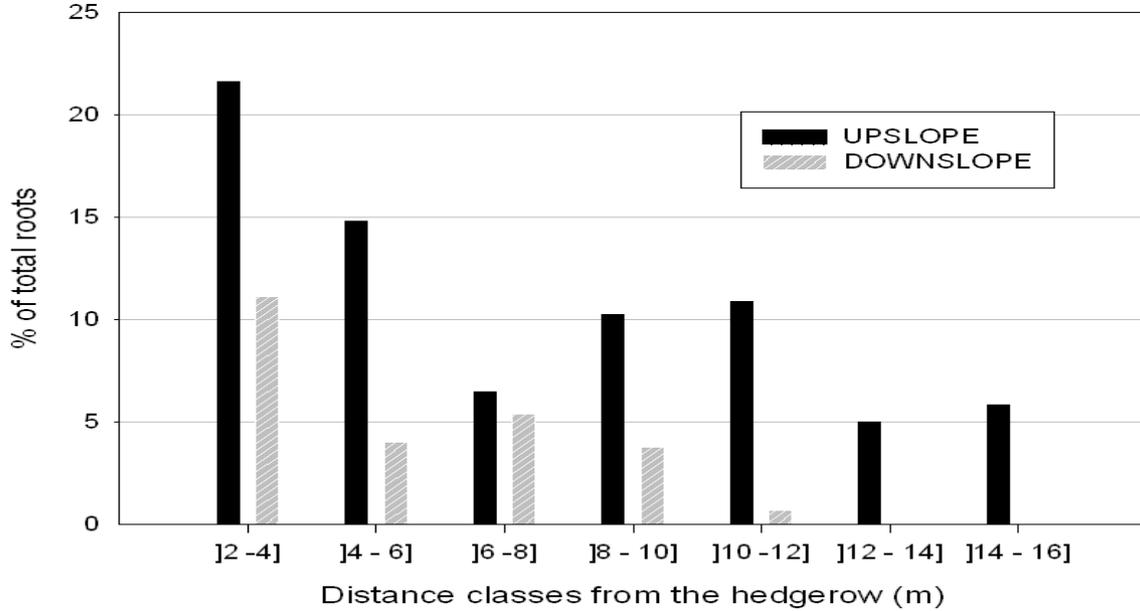


Figure 10. Horizontal root distribution: % of total roots observed in the trench. The sum of roots was calculated for each 2 m class to point out horizontal distribution of roots in upslope (UP) and downslope (DW) zone.

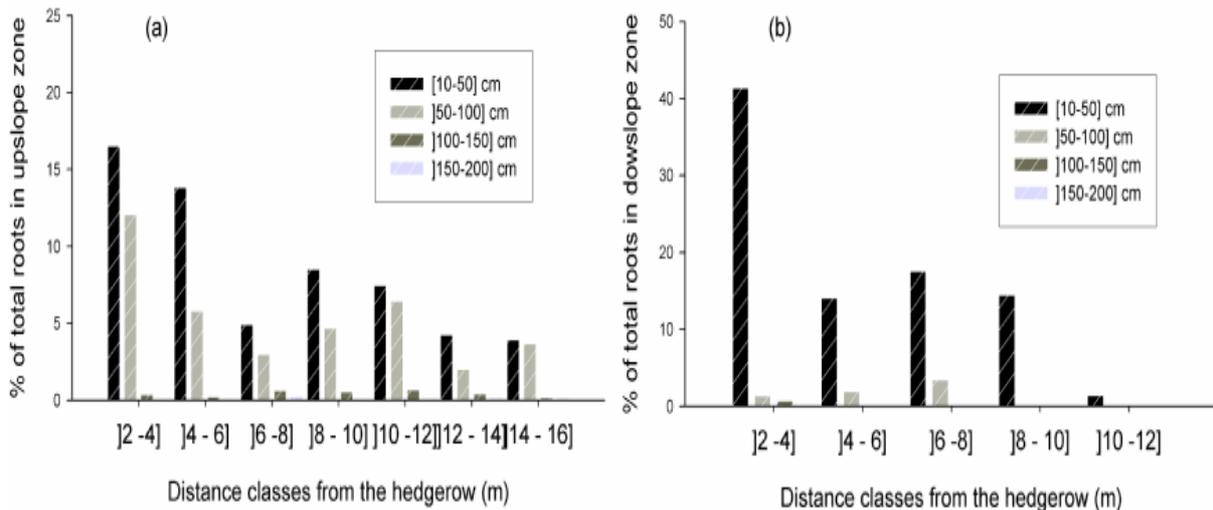


Figure 11. Vertical root distribution: % of total roots observed in upslope zone (a) and downslope zone (b). For each class distance 4 depths are considered (10-50 cm 50-100 cm. 100-150 cm. and 150-200 cm).

5. SOIL MATRIC POTENTIAL

The vertical soil-water soil matric potential varied both temporally and spatially (Figure 12). Annual dynamics of soil matric potential were related to rainfall distribution, PET, and groundwater level. In general, the soil matric potential followed the same dynamics as the groundwater. At the beginning of the study period (autumn), the soil was more humid at depths of 50 and 100 cm (where maximal root biomass occurred) at locations away from the hedgerow (UP16 and UP12) than near it (UP1 and DW2). Moreover, at a depth of 100 cm, the soil matric potential increased with increasing hedgerow distance (e.g., ca. -400 cm at UP16, -600 cm at UP1, -800 cm at DW2, and 50 cm at DW12). The same result was obtained at a depth of 50 cm, with a sharp decrease near the hedgerow (e.g., -800 cm for both UP1 and DW2). In the winter and early spring, the soil matric potential increased with increasing groundwater level and rainfall at all distances from the hedgerow. The vertical variation of soil matric potential was influenced by shallow water-table fluctuation. Thus, at depths of 150 and 200 cm, the soil matric potential was higher than that at depths of 50 and 100 cm (Figure 12). When the water table was near the surface in the bottomland, the soil matric potential increased from upslope to downslope. At a depth of 200 cm, the soil matric potential was lower further from the hedgerow (e.g., 70 cm at UP16, 100 cm at DW2, and 160 cm at DW12). In the spring and summer, PET increased and soil matric potential decreased for all depths, especially near the hedgerow (Figures. 12b and 12c). For example, at a depth of 100 cm, soil matric potential was -748 cm at UP16, -815 cm at DW2, and -100 cm at DW12.

The spatial distribution of total potential gradient varied. On 16 December 2005, the soil was humid at the boundaries but an area with low soil total potential (about -700 cm) remained near the hedgerow at UP4, UP1, and DW2 at depths of 50 and 100 cm (Figure 13a). The soil total potential increased both above and below this depth (Figure 13a). On March 16, 2006, the soil was humid in upslope and downslope zones at all depths studied due to the high groundwater level and rainfall (Figure 13b). In this period, a saturated zone appeared at a depth of 150 cm upslope and 50 cm downslope. The total potential increased with depth. On June 14, 2006, total potential decreased at all depths and distances from the hedgerow (Figure 13c). In the downslope zone, soil was humid at the boundaries, but total potential decreased with decreasing distance from the hedgerow. A minimum total potential (-700 cm) was observed at a depth of 50 cm at DW2. In the upslope zone, total potential increased with increasing soil depth and was lower near the hedgerow. At UP4 and UP1 the minimum of total potential was observed at depths of 50 and 100 cm. At a depth of 50 cm at UP1 and UP4,

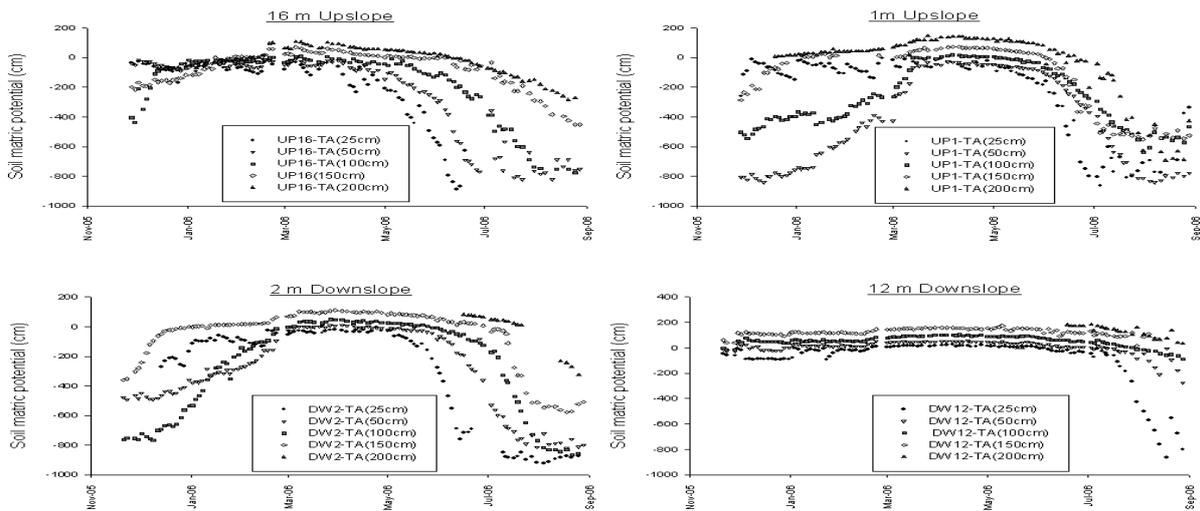


Figure 12. Spatial and temporal dynamic of soil matric potential at UP16, UP1, DW2 and DW12. Five depths are considered for each position (25 cm; 50 cm; 100 cm; 150cm; 200 cm). The results shown are those of the A transect (TA).

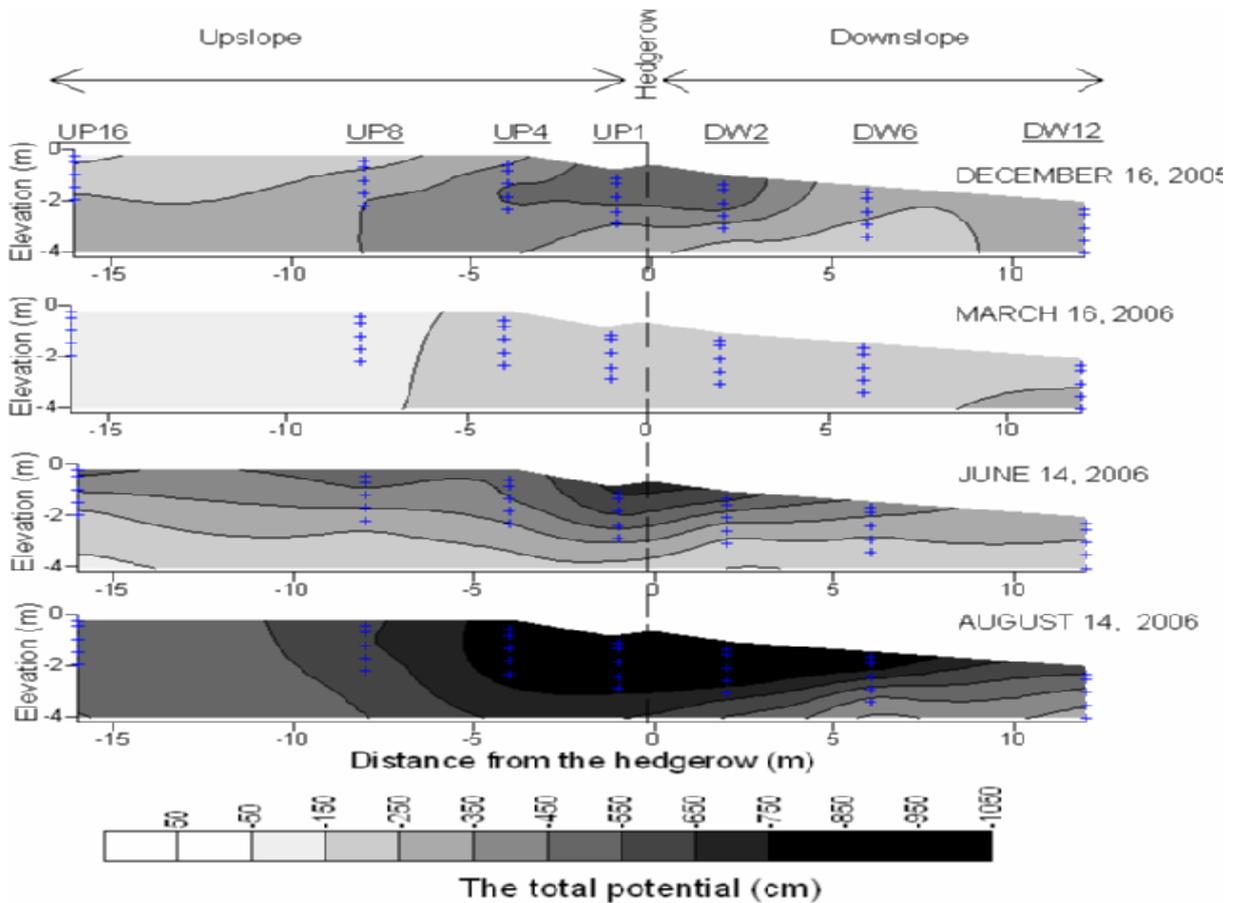


Figure 13. Total potential maps showing spatial and temporal variation obtained using an interpolation kriging method from monitored points (+), 4 dates are presented for transect A (TA)

total potential was about -600cm and -500cm, respectively. On August 14, 2006, the total potential decreased, especially near the hedgerow (Figure 13d). Below the hedgerow, the vertical gradient of total potential was highest on August compared to June 2006. In the upslope zone, the minimum total potential was found at depths of 50 and 100 cm at UP1 and UP4 (about -800 cm) and increased with increasing distance from the hedgerow (-400 cm at UP16). In the downslope zone, the minimum total potential was observed at depths of 50 and 100 cm at DW2 and at 50 cm at DW6 (-800 cm) and increased with increasing distance from the hedgerow (-300cm at DW12 at 50 cm). In this period, total potential increased with soil depth for all distances near the groundwater surface.

Discussion

Rainfall redistribution below the hedgerow

The influence of tree crowns on rainfall interception varies depending upon the spatial and temporal scales considered (Xiao *et al.*, 2000). Results showed that rainfall interception varied with tree phenological status (i.e., with or without leaves). Likewise, Xiao and McPherson (2002) found that interception by street and park trees (*Liquidambar styraciflua*) decreased from 70.5% during the summer to only 5.5% during the winter, when trees were leafless. Interception rate was sensitive also to the duration over which it was calculated (hourly, daily, or by event). In our study, hourly or daily rainfall data produced similar estimates of interception (35% during the leaf-bearing period, 18-29% during the leafless period), while rainfall-event data produced lower estimates (28 and 12% leafed and leafless respectively). Coefficients of determination between baseline rainfall and rainfall beneath the hedgerow canopy were strong ($R^2 > 70\%$) for hourly, daily, and event analyses. According to our results, interception estimation based on event analysis appeared most accurate because it considered both the duration and the amount of rainfall. In contrast, hourly rainfall interception can be affected by leaf-surface dryness, which influences the rate of canopy drip (Llorens *et al.*, 1997), while data obtained at a daily scale cannot consider rainfall intensity and thus may overestimate interception. Llorens *et al.* (1997) studied rainfall interception by *Pinus sylvestris* at different temporal scales (daily, weekly, and by event) and found that event-scale data gave the best estimates of interception. Nonetheless, daily rainfall data appear acceptable if data at a finer temporal resolution are not available. Other studies of rainfall redistribution by trees have focused on rainfall patterns at ground level. Studying rainfall interception and distribution around a single *Ficus benjamina* tree, Guevara-Escobar

et al. (2007) found that throughfall was strongly correlated ($R^2 > 0.9$) with gross precipitation. See Xiao *et al.* (2000) for definition of throughfall and gross precipitation.

Many studies about tree impact on rainfall distribution have been conducted in forests (Loustau *et al.*, 1992; Timothy *et al.*, 2004; Staelens *et al.*, 2008) but less is known about rainfall interception in more open woodlands and by isolated trees, where interception is less spatially uniform (David *et al.*, 2006). Total interception from isolated trees was reported as 21.7% for *Quercus ilex* in Portugal (David *et al.*, 2006) and olive (*Olea europaea*) in Spain (Gomez *et al.*, 2001), 24% in England (Herbst *et al.*, 2006), 27% for *Quercus suber* in California, USA (Xiao *et al.*, 2000), to 59.5% for *Ficus benjamina* (Guevara-Escobar *et al.*, 2007) in Mexico. In our case, rainfall interception was 28% for leafed period. Our results agree with Literature (Xiao *et al.*, 2000; Gomez *et al.*, 2001; Herbst *et al.*, 2006).

Rainfall interception also differed depending on rainfall amount. Smaller rainfall events (of <10 mm) experienced greater interception than larger one, as observed in other systems (David *et al.*, 2006; Llorens *et al.*, 1997). Rodrigo and Avila (2001) studied the influence of sampling size on throughfall estimation. It appeared that 10 gauges of 10 cm diameter are sufficient to measure net rainfall with less than 10% error. The error is reduced to 5% when the number of collectors increases. But the variability is clearly higher for small rainfalls.

Hedgerows directly and indirectly interfere with the spatial distribution of rainfall, often at distances well beyond the drip line, as indicated by the significant rainfall interception observed at all distances less than 9 m upslope and 6 m downslope of the hedgerow. Similarly, Woodall and Ward (2002) found that a tree belt significantly altered neighbouring rainfall distribution at a distance of 10-15 m. This rainfall deficit consequently can influence the soil matric potential near the hedgerow. The implication of interception at a catchment with a hedgerow density of 20% and 15 m width concerned by hedgerow effect. A decrease of 5.6% of rainfall input due to hedgerow occurred from May to August (interception=28 %) and 2.6% for a leafless period (interception=13%). Hedgerow control on soil matric potential would be discussed considering groundwater dynamics, root distribution and total potential gradient.

Groundwater dynamics, root distribution and total potential gradient

Our results showed the influence of rainfall distribution, groundwater dynamics (itself influenced by rainfall distribution and transpiration), and root-water uptake on the total potential gradient. In the beginning of the hydrological year, recharge was due to increasing rainfall and decreasing root-water uptake as the oak hedgerow lost its leaves in October. Soil rewetting occurred at the soil surface by infiltration and in the deeper soil layers by

groundwater recharge. But soil rewetting varied depending on hedgerow distance. A significant effect on water potentials during the summer and autumn has been shown, the total potential near of the hedgerow (UP4 and UP1) was lower. A delay in soil rewetting was observed in the area with the highest root density at the end of autumn. In our study, the rewetting delay lasted about 3 months. A previous study in Brittany found a delay of one month for soil rewetting within 10 m upslope of the hedgerow; however, annual rainfall (925 mm) was 1.6 times that in our study (Caubel *et al.*, 2003). The delay in soil rewetting varies depending on annual rainfall and soil-moisture conditions. The dryness on soil below the hedge could constitute a barrier for infiltration and subsurface water flow. The low soil matric potential can inhibit lateral flow below the hedge. The significant effect of hedgerow on water potentials during the summer have been observed by many authors. Woodall and Ward (2002) found that a tree belt kept the soil surrounding it drier, forming a barrier to the movement of perched groundwater downslope. The effect of trees has been studied in arid zone (western Kenya) comparing soil water distribution under maize monoculture with that under maize intercropped with a 3-year-old tree row of *Grevillea robusta* and hedgerow of *Senna spectabilis* (Livesley *et al.*, 2004). It appeared that soil water content increased with increasing distance from the tree. Hedgerow reduces crop evaporation and transpiration compensating water losses by interception and root-tree uptake.

In the winter when trees had lost their leaves and root-water uptake was inactive, the total potential gradient was not influenced by hedgerow distance. Soil-water transfer was controlled by site topography and shallow water-table variations. Soil humidity increased from upslope toward downslope for all depths. In this period, the groundwater level fluctuated rapidly with rainfall, as observed in other shallow water tables in Brittany (Caubel, 2001, Molénat 1999). The highest water-table level was observed in the winter. The water-table appeared at the ground surface at DW12 and at a depth of 30 cm at DW2. Along studied transect, root extension seemed to be related to water-table dynamics. In the downslope zone, roots were limited to depth of 50 cm, where bulk density was higher (Table I). Bulk density in bottomlands plays a role in soil humidity (Ogban and Babalola, 2003), while soil compaction and water-table level may modify root distribution considerably (Jackson *et al.*, 2000; Feddes *et al.*, 2001; Yu *et al.*, 2007).

From spring to the end of summer, the groundwater level decreased continually with decreasing rainfall and increasing root-water uptake. In the upslope zone we observed lower total potential near the hedgerow. Soil dryness around the hedgerow was due to root-water uptake and rainfall interception. In the upslope zone the majority of roots was observed within

8 m of the hedgerow to a depth of 100 cm; likewise, the lowest potential was observed in the same soil volume. Mette and Sattelmacher (1994) reported that soil-water potential was 2-8 times less 1 m from the hedgerow than 10 m from it during the summer. Caubel *et al.* (2003) compared two transects with and without a hedgerow and found a higher rate of soil drying in the transect with a hedgerow during spring and summer. Carnet (1978) observed greater drying near a hedgerow from May to August.

A schematic representation of hillslope processes is helpful to summarise hedgerow impacts on water movement. Our results indicate that the hydrological year studied could be separated into two periods. During the leafless period, transpiration was inactive (Figure 14a), the hedgerow intercepted about 12% of rainfall, but we observed no difference in soil-water potential at several distances from the hedgerow. In this period groundwater level increased continually at all distances from the hedgerow, and soil-water potential increased with depth in the proximity of groundwater. When the bottomland was flooded, the groundwater level was constant downslope but still increasing upslope. So in this period hedgerow affected rainfall but had little impact on soil-water potential. Groundwater can appear on the surface in the downslope and constitute a boundary condition that controls groundwater recharge in the upslope zone. During the leafed period, the hedgerow took up a large volume of water in its root zone and greatly decreased soil-water potential (Figure 14b). At the same time, the hedgerow trees intercepted a greater volume of rainfall (about 28%). The minimum soil matric potential was observed near the hedgerow within 8 m upslope and 6 m downslope. In this period groundwater level decreased continually at all distances from the hedgerow. As the rainfall amount in this period was slight, the hedgerow affected rainfall distribution by interception, thus reducing the flow rate and increasing the runoff concentration time via temporary water storage on the canopy surface. Decreased flood risk, peak flow, and erosion are potential consequences of hedgerow presence, as is a delay in soil rewetting, which may constitute a barrier to surface-water transfer. This barrier can limit lateral water transfer below the hedgerow and influence the peak and periodicity of low river flow. Studying ecohydrological controls, Lebron *et al.* (2007) showed trees role on streamflow reduction, soil properties and soil water content control.

The implication for hydrological modelling at the catchment scale is twofold. First, we have to take into account the high transpiration for the hedgerow as previously proposed by Herbst *et al.* (2007) and Thomas *et al.* (2008). Ellis *et al.* (2005) introduced in Australia the concept of ENOD (End of Drainage zone), corresponding to the zone influenced by the hedge roots. Viaud *et al.* (2005), in Britany proposed the concept of hedgerow cell, with a fixed size and

specific parameters. These last authors have simulated the hydrology for catchments with a hedgerow density from 37 m.ha⁻¹ to 200 m.ha⁻¹, choosing a 10 meter large zone influenced by the hedgerow. Second, our results showed that we have also to force a distributed function for the rainfall field, with a depletion of the rain amount under and below the hedge, which covers in our case up to 15 m width.

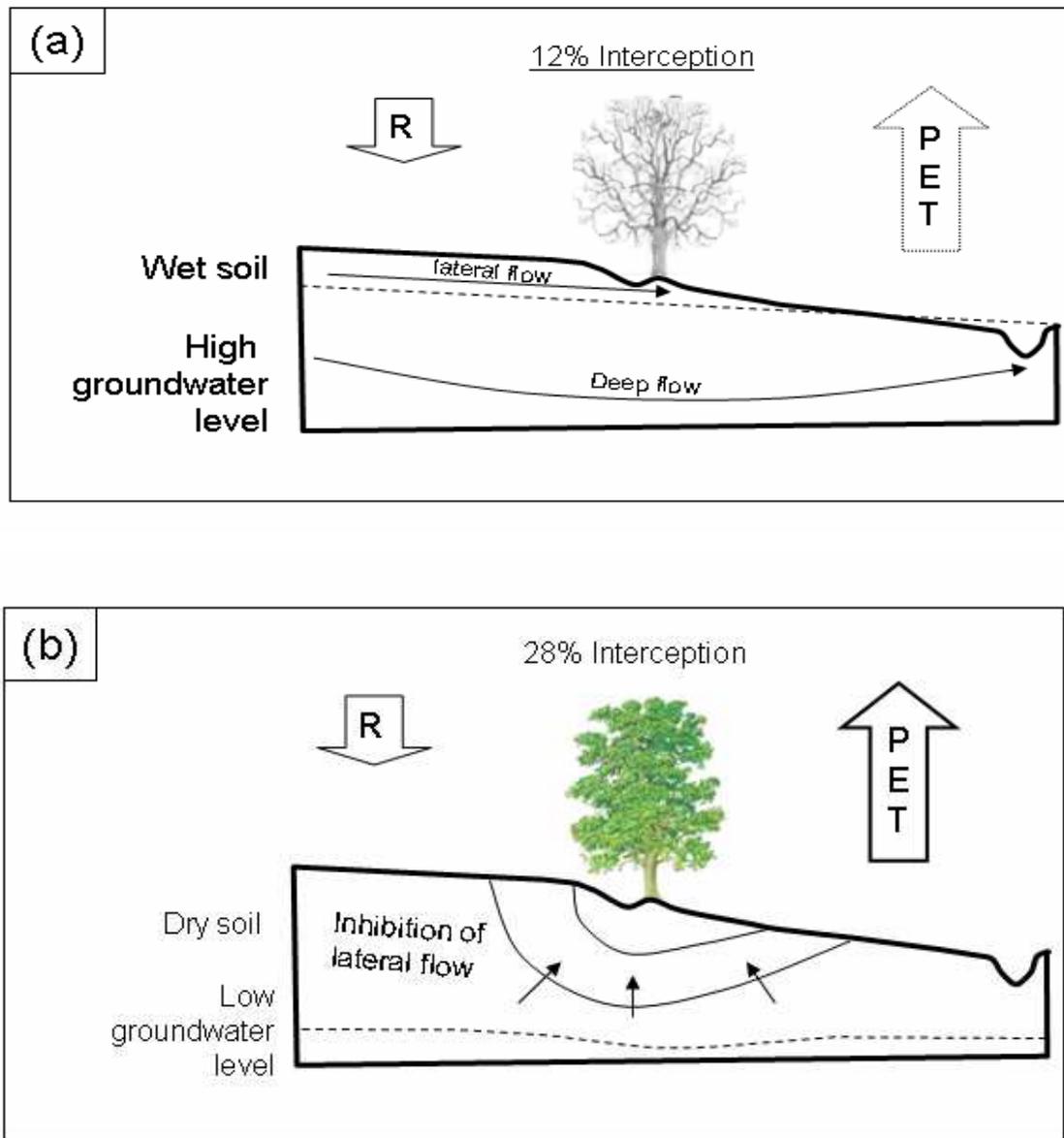


Figure 14. Schematic of hedgerow impact on water balance including rainfall (R), interception (I), and potential evapotranspiration (PET) during (a) the leafless period from November to April and (b) the leafed period from May to October. The solid line indicates the isoline of total potential, the dotted line, and the water table.

Including the high transpiration amount related to hedgerow (Herbst *et al.*, 2007; Thomas *et al.*, 2008) and low rainfall amount revealed in this study (28%); we can roughly estimate the hedgerow impact on water balance at the catchment scale based on the following assumption. In our climatic context, the effect of precipitation input reduction and PET increasing is considered as shown (Figure 14). For the first period, recharge period occurred between October and April. Groundwater level is high and soil is wet (Figure 12). Considering rainfall event amount, interception rate is about 12% and PET is low, the hedgerow control in this period is due to net precipitation reduction. The second period is characterised by the water table level drawdown which started in May with PET and interception increase. Water balance estimation is attempted for a catchment with a hedgerow density of 20% and a width concerned by hedgerow effect about 15 m. For interception we consider 12% for period 1 and 28% for period 2. PET is calculated using Penmann method. we consider that hedgerow transpiration ranges is between one and twofold PET.

According to those postulates, hedgerow control on water balance considered at the catchment scale. The precipitation amount reduction is about 2.4% for period 1 and 5.6% for period 2. PET increase is neglectable for period 1, for period 2, PET may increase from 20% to 40%. Those results suggest that a biggest part of hedgerow impact is due to PET increase. Control on water balance via transpiration is a key process to study in order to take into account hedgerow impact

Conclusion

Rainfall interception, root distribution, soil-water potential, and groundwater dynamics along the transect studied were analysed. Results indicate the critical influence of hedgerows on soil-water transfer during the summer and fall wetting up period. Rainfall interception is influenced by the rainfall amount, the method of rainfall duration (hourly, daily or event analysis), and by tree phenology (e.g., with or without leaves). Rainfall interception was 28% for the leafed period and 12% for leafless period. Spatial distribution of rainfall caused by interception should consider temporal variation. It is clearly demonstrated that vegetation phenological state, rainfall-event intensity, and hedgerow distance should be considered. It would be relevant to study many annual precipitation regimes in order to increase the number of observations. Statistical time series analysis would be helpful to determine hedgerow control.

The total potential gradient is related to annual rainfall distribution, groundwater dynamics, and root-water uptake. At the end of summer soil was extremely dry near the hedgerow and

experienced delayed rewetting in the autumn. This delay can limit subsurface transfer from the upslope to the downslope zone.

Knowledge of hedgerow impact on soil-water transfer is critical for modelling soil-water flux at the landscape level, especially in areas such as France that can have more than 20% of the catchment covered by hedgerows. This work illustrates the role of hedgerows on soil-water transfer at the local scale. It is now important to quantify the impact of hedgerows on soil-water transfer at the catchment scale to improve the representation of processes influenced by hedgerow presence in hydrological models. In a larger spatial context, specific parameters related to hedgerow network should be considered. The high amount of transpiration, lateral flow inhibition under the hedgerow and rainfall interception are key processes in water balance which are not yet considered in most of current models. Determination of relative hedgerow effect due to each process is useful to define which concepts would be modified for hydrological modelling. Hedgerow control on soil water content studied via soil matric potential is due both to interception and transpiration increasing. Lateral flow inhibition should have an impact on streamflow.

ACKNOWLEDGEMENTS

Part of this work was supported by the ECOGER program ACI Ecco. The authors thank INRA and Agrocampus Rennes for supporting this research. Sincere thanks to the farmers (Mr and Mrs Mogis and Mr and Mrs Courtillon) who lend us a part of their fields for the study.

REFERENCES

- Angima SD, Stott DE, O'Neill MK, Ong CK, Weesies GA. 2002. Use of calliandra-napier grass contour hedges to control erosion in central Kenya. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 91:15-23. DOI: 10.1016/S0167-8809(01)00268-7.
- Baize D, Girard MC. 1995. *Soil Referential*, INRA-AFES, Orléans, France (1995).
- Bréda N, Granier A, Barataud F, Moyne C. 1995. Soil water dynamic in an oak stand. I. Soil moisture, water potentials, and water uptake by roots. *Plant and Soil* 172: 17-27. DOI: 10.1007/BF00020856.
- Carnet C. 1978. *Etude des sols et de leur régime hydrique en région granitique de Bretagne: un approche du rôle du bocage*. Thèse Université Rennes, U.E.R. Science Biologiques, mention Agronomie; 235 pp.
- Caubel V. 2001. *Influence de la haie de ceinture du fond de vallée sur les transferts d'eau et de nitrate*. Thèse Ecole nationale supérieure agronomique de Rennes; 152 pp.

- Caubel-Forget V, Grimaldi C, Rouault F. 2001. Contrasted dynamics of nitrate and chloride in groundwater submitted to the influence of a hedge. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule A-Sciences de la Terre et des Planètes*. 332: 107-113
- Caubel V, Grimaldi C, Merot P, Grimaldi M. 2003. Influence of a hedge surrounding bottomland on seasonal soil-water movement. *Hydrological Processes* 17: 1811-1821. DOI: 10.1002/hyp.1214.
- David TS, Gash JHC, Valent F, Pereira JS, Ferreira MI, David JS. 2006. Rainfall interception by an isolated evergreen oak tree in a Mediterranean savannah. *Hydrological Processes* 20: 2713-2726. DOI: 10.1002/hyp.6062.
- De Jong E, Kowalchuk T. 1995. The effect of shelterbelts on erosion band soil properties. *Soil Science* 159: 337-345.
- Droppelmann KJ, Ephrath JE, and Berliner PR. 2000. Tree/crop complementarity in an arid zone runoff agroforestry system in northern Kenya. *Agroforestry Systems* 50: 1-16.
- Ellis T, Hatton T, and Nuberg I. 2005. An ecological optimality approach for predicting deep drainage from tree belts of alley farms in water-limited environments. *Agricultural Water Management* 75 : 92-116. DOI: 10.1016/J.AGWAT.2004.12.004.
- Feddes RA, Hoff H, Bruen M, Dawson T, de Rosnay P, Dirmeyer P, Jackson RB, Kabat P, Kleidon A, Lilly A, Pitman AJ . 2001. Modelling root-water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American meteorological society* 82: 2797-2809.
- Ferren JC. 2004. Monographie du climat en Bretagne à partir de l'analyse de deux stations du réseau agroclim de l'INRA. Analyse des moyennes mensuelles disponibles de 1971 à 2003. INRA Rennes. 80 pp.
- Fleischbein K, Wilcke W, Valarezo C, Zech W, Knoblich K. 2006. Water budgets of three small catchments under montane forest in Ecuador: experimental and modelling approach. *Hydrological Processes* 20 : 2491-2507. DOI: 10.1002/hyp.6212.
- Follain S, Minasny B, McBratney AB, Walter C, 2006. Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. *Geoderma* 133: 71-86. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2006.03.042.
- Follain S, Walter C, Legout A, Lemercier B, Dutin G. 2007. Induced effects of hedgerow network on soil organic carbon storage within an agricultural landscape. *Geoderma* 142: 80-95. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2007.08.002.
- Gómez JA, Giráldez JV, Fereres E. 2001. Rainfall interception by olive trees in relation to leaf area. *Agricultural Water Management* 49 : 65-76. DOI: 10.1016/S0378-3774(00)00116-5

- Guevara-Escobar A, González-Sosa E, Véliz-Chávez C, Ventura-Ramos E, Ramos-Salinas M. 2007. Rainfall interception and distribution patterns of gross precipitation around an isolated *Ficus benjamina* tree in an urban area. *Journal of Hydrology* 333: 352-541. DOI: 10.1016/j.hydrol.2006.09.017.
- Herbst, M, Roberts, JM, Rosier, PTW, David J, Gowing DJ. 2006. Measuring and modelling the rainfall interception loss by hedgerows in southern England. *Agricultural and Forest Meteorology* 141: 244-256.
- Herbst, M, Roberts, JM, Rosier, PTW, Gowing DJ. 2007. Seasonal and interannual variability of canopy transpiration of a hedgerow in southern England. *Tree Physiology* 27: 321-333.
- Heuperman A. 1999. Hydraulic gradient reversal by trees in shallow water table areas and repercussions for the sustainability of tree-growing systems. *Agricultural Water Management* 39: 153-167. DOI:10.1016/S0378-3774(98)00076-6.
- Jackson RB, Sperry JS, Dawson TE. 2000. Root water uptake and transport: using physiological processes in global predications. *Trends in Plant Science* 5:482-488. DOI: 10.1016/S1360-1385(00)01766-0.
- Keim RF, Tromp-van Meerveld HJ, McDonnell JJ. 2006. Virtual experiment on the effects of evaporation and intensity smoothing by canopy interception on subsurface stormflow generation. *Journal of Hydrology* 327: 352– 364. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.11.024.
- Kiepe P. 1995. Effect of *Cassia siamea* hedgerow barriers on soil physical properties. *Geoderma* 66: 113-120. DOI:10.1016/0016-7061(94)00054-E.
- Lebron I, Madsen MD, Chandler DG, Robinson DA, Wendroth O, Belnap J. 2007. Ecohydrological controls on soil moisture and hydraulic conductivity within a pinyon-juniper woodland. *Water Resources Research* 43: 8422-8422. DOI: 10.1029/2006WR005398.
- Livesley SJ , Gregory PJ, Buresh RJ. 2004. Competition in tree row agroforestry systems. 3. Soil water distribution and dynamics. *Plant and Soil* 264: 129–139. DOI: 10.1023/B:PLSO.0000047750.80654.d5.
- Llorens P, Poch R, Latron J, Gallart F. 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. *Journal of Hydrology* 199 (3-4): 331-345. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03334-3.
- Loustau D, Berbigier P, Granier A. 1992. Interception loss, throughfall and stem flow in a maritime pine stand. An application of Gash's analytical model of interception. *Journal of Hydrology* 138: 469-485. DOI: 10.1016/0022-1694(92)90130-N.

- Merot P, Bruneau P. 1993. Sensitivity of bocage landscapes to surface run-off: application of the Kirby index. *Hydrological Processes* 7:167-173.
- Merot P. 1999. The influence of hedgerow system on the hydrology of agricultural catchments in a temperate climate *Agronomy* 19:655-669.
- Mette R, Sattelmacher B. 1994. Root and nitrogen dynamics in the hedgerow field interface. Consequence for land use management. Proceedings of the 7th International symposium of CIEC (International Scientific Center of Fertilizers; Agroforestry and land use change in Industrialized Nations, Berlin, Humbolt University; 275-284.
- Molénat J. 1999. Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. Thèse Géosciences, INRA Rennes; 272 pp.
- Ogban PI, Babalola O. 2003. Soil characteristics and constraints to crop production in inland valley bottoms in southwestern Nigeria. *Agricultural Water Management* 61:13-28. DOI: 10.1016/S0378-3774(02)00170-1.
- Ong CK, Wilson J, Deans JD, Mulaytac J, Raussena T, Wajja-Musukwed N. 2002. Tree-crop interactions: manipulation of water use and root function. *Agricultural Water Management* 53: 171-186.
- Palma, JHN , Graves AR, Burgess,PJ, Keesman KJ, Van Keulen H, Mayus M, Reisner Y, Herzog F. 2007. Methodological approach for the assessment of environmental effects of agroforestry at the landscape scale. *Ecological Engineering* 29: 450-462. DOI: 10.1016/J.ECOLENG.2006.09.016.
- Plamboeck AH, Grip H, Nygren U. 1999. A hydrological tracer study of water uptake depth in a Scots pine forest under two different water regimes. *Oecologia* 119: 452-460. DOI: 10.1007/s004420050807.
- Robinson M. 1998. 30 years of forest hydrology changes at coal burn: Water balance and extreme flows. *Hydrology and Earth System Science* 2:233-238.
- Rodrigo A, Avila A. 2001. Influence of sampling size in the estimation of mean throughfall in two Mediterranean holm oak forests. *Journal of Hydrology* 243: 216-227. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00412-1.
- Sanders RA. 1986. Urban vegetation impact on the hydrology of Dayton, Ohio. *Urban Ecology* 9: 361-376.
- Seobi T, Anderson SH, Udawatta RP, Gantzer CJ. 2005. Influence of Grass and Agroforestry Buffer Strips on Soil Hydraulic Properties for an Albaqualf.. *Soil Science Society of America Journal* 69: 893–901. DOI: 10.2136/sssaj2004.0280.

- Sidle RC, Hirano T, Gomi T, Terajima T. 2007. Hortonian overland flow from Japanese forest plantations - an aberration, the real thing, or something in between? *Hydrological Processes* 21: 3237-3247. DOI: 10.1002/hyp.6876.
- Staelens J, Schrijver AD, Verheyen K, Verhoest NEC. 2008. Rainfall partitioning into throughfall, stemflow, and interception within a single beech (*Fagus sylvatica* L.) canopy: influence of foliation, rain event characteristics, and meteorology. *Hydrological Processes* 22 : 33-45. DOI : 10.1002/hyp.6610.
- Thomas Z, Molénat J, Caubel V, Grimaldi C, Merot P. 2008. Simulating soil-water movement under a hedgerow surrounding a bottomland reveals the importance of transpiration in water balance. *Hydrological Processes* 22: **577-585**. DOI: 10.1002/hyp.6619
- Ticehurst JL, Croke BFW, Jakeman AJ. 2005. Model design for the hydrology of tree belt plantations on hillslopes. *Mathematics and Computers in Simulation* 69: 188-212. DOI:10.1016/J.MATCOM.2005.02.031.
- Timothy E, Unsworth M, Marks D. 2004. The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* 124: 171-191. DOI: 10.1016/j.agrformet.2004.01.010.
- Tromp-van Meerveld HJ, Peters NE, McDonnell JJ. 2007. Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. *Hydrological Processes* 21 750 -769. 0.1002/hyp.6265.
- Viaud V, Durand P, Merot M, Sauboua E, Saadi Z. 2005. Modeling the impact of the spatial structure of a hedge network on the hydrology of a small catchment in temperate climate. *Agricultural and Water Management* 74: 135-163. DOI: 10.1016/j.agwat.2004.11.010.
- White DA, Dunin FX, Turner NC, Ward BH, Galbraith JH. 2002. Water use by contour-planted belts of trees comprised of four Eucalyptus species. *Agricultural Water Management* 53: 133-152. DOI: 10.1016/S0378-3774(01)00161-5.
- Woodall GS, Ward BH. 2002. Soil water relations, crop production and root pruning of a belt of trees. *Agricultural Water Management* 53: 153-169. DOI: 10.1016/S0378-3774(01)00162-7.
- Xiao Q, McPherson EG. 2002. Rainfall interception by Santa Monica's municipal urban forest. *Urban Ecosystems* 6: 291-302. DOI: 10.1023/B:UECO.0000004828.05143.67
- Xiao QF, McPherson EG, Ustin S, Grismer ME. 2000. A new approach to modeling tree rainfall interception. *Journal Geophysical Research (Atmospheres)* 105: 29173-29188. DOI: 10.1029/2000JD900343.

Xiao Q, Mcpherson E, Ustin S, Grismer M, Sipson J. 2000. Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California. *Hydrological Processes* 14: 763-784.

Yu GR, Zhuang J, Nakayana K, Jin Y . 2007. Root water uptake and profile soil water as affected by vertical root distribution. *Plant Ecology* 189:15-30. DOI: 10.1007/s11258-006-9163-y.

4.2 Conditions climatiques pour les deux années d'étude

L'impact de la haie sur le régime hydrique du sol et sur la dynamique de la nappe est fortement lié aux conditions climatiques. L'objectif de cette section est de comparer les conditions climatiques des deux années étudiées.

La Figure 4.15a présente le cumul mensuel de la pluie et de l'ETP pour les deux années étudiées. Le cumul pluviométrique annuel est de 542 pour 2005-2006 et 936 mm pour 2006-2007. Le cumul pluviométrique annuel moyen pour 32 années (1971-2003) est de 720 mm. L'année hydrologique 2006-2007 est donc une année humide alors que l'année 2005-2006 est une année sèche. Pour l'année hydrologique 2006-2007, les quatre mois les plus humides sont septembre, décembre, mars et juin avec un cumul pluviométrique mensuel supérieur à 100 mm (Figure 4.15 a).

De septembre à avril, le cumul mensuel de l'ETP est similaire pour les deux années hydrologiques étudiées. A partir du mois de mai l'ETP est plus importante en 2006. Le cumul mensuel de l'ETP est supérieur à 100 mm à partir du mois de mai alors qu'en 2007, l'ETP reste toujours inférieur ou égal à 100 mm. Il faut noter que l'ETP en juin et en juillet 2006 est respectivement de 1,6 et 1,7 fois celui de 2007.

Le cumul mensuel de P-ETP pour les deux années d'étude comparé à la moyenne de 32 années montre qu'en 2005-2006, les mois de septembre, mai, juin, juillet et août ont été particulièrement secs par rapport à la moyenne des années précédentes (1971-2003) (Figure 4.15 b). En 2006-2007, la pluie nette (P-ETP) est positive sauf pour les mois d'avril, juillet, août, et septembre ce qui montre que cette année hydrologique était particulièrement humide.

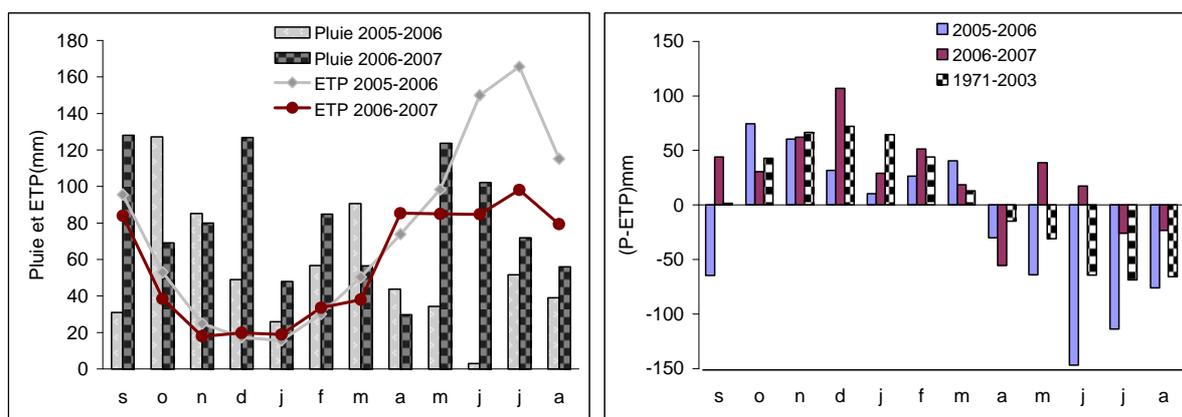


Figure 4.15 : Distribution annuelle du cumul mensuel de la pluie et de l'ETP (a) ; distribution annuelle de P-ETP pour les deux années d'étude comparés à la moyenne de 32 ans (1971-2003) (b).

4.3 Variation spatio-temporelle du potentiel de l'eau dans le sol

Les variations du potentiel matriciel ont été mesurées le long des deux transects A et B et à différentes distances de la haie (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6, et AV12). Pour chacune de ces distances, 5 profondeurs ont été explorées (25, 50, 100, 150, et 200 cm). Chaque point de mesure correspond à une distance donnée de la haie et à une profondeur donnée (exemple : AM16(25) pour 25 cm de profondeur à AM16). Les variations du potentiel matriciel le long des deux transects sont présentées pour chaque année hydrologique (Figures 4.16a et 4.16b). Les résultats obtenus montrent que la dynamique hydrique du sol est similaire pour les deux transects A et B mais elle diffère nettement pour les deux années hydrologiques. Ces différences semblent être essentiellement liées aux conditions climatiques. Par la suite nous allons surtout présenter et discuter les résultats du transect A.

La variation du potentiel matriciel pendant la première année d'étude a été présentée dans l'article avec trois intervalles de temps 1) automne ;2) hiver et début du printemps ; 3) printemps et été. Nous proposons de considérer la dynamique de l'eau dans le sol, en relation avec les conditions climatiques, selon ces trois intervalles de temps.

1- Automne

En automne 2005, le potentiel matriciel a augmenté rapidement pour les points de mesure situés loin de la haie (AM16, AM8, AV6 et AV12). Le sol était proche de la saturation au mois de décembre (Figure 4.16 a). Cependant, au voisinage de la haie (AM4, AM1, AV2) seuls les points de mesure situés à 25 cm de profondeur montrent que le potentiel matriciel a augmenté rapidement. Les points de mesures AM4, AM1, AV2 situés à 50 et à 100 cm de profondeur montrent que le dessèchement du sol persiste jusqu'au mois de mars. Ces deux profondeurs correspondent à la zone où nous avons observé le maximum de racines. Le sol était proche de la saturation début février à AV2 et début mars à AM4 et AM1, soit un délai d'humidification de 2 mois pour AV2 et un délai de 3 mois pour AM1 et AM4. L'augmentation du potentiel matriciel du sol est plus rapide à 150 cm de profondeur. Celui-ci augmente plus rapidement en aval qu'en amont de la haie. Le sol est saturé dès début novembre à AV6 et AV12. Pour les points de mesure AM16, AM8, AM4, AM1 et AV2, le sol s'humidifie jusqu'à la fin de l'hiver selon la topographie du site et selon la distance à la haie.

En automne 2006, l'augmentation du potentiel matriciel du sol était plus rapide qu'en 2005. En 2006, l'humidification du sol a eu lieu progressivement dès le mois de septembre, en AM16, AM8 et AV6 et à partir de décembre en AM1 et AV2.

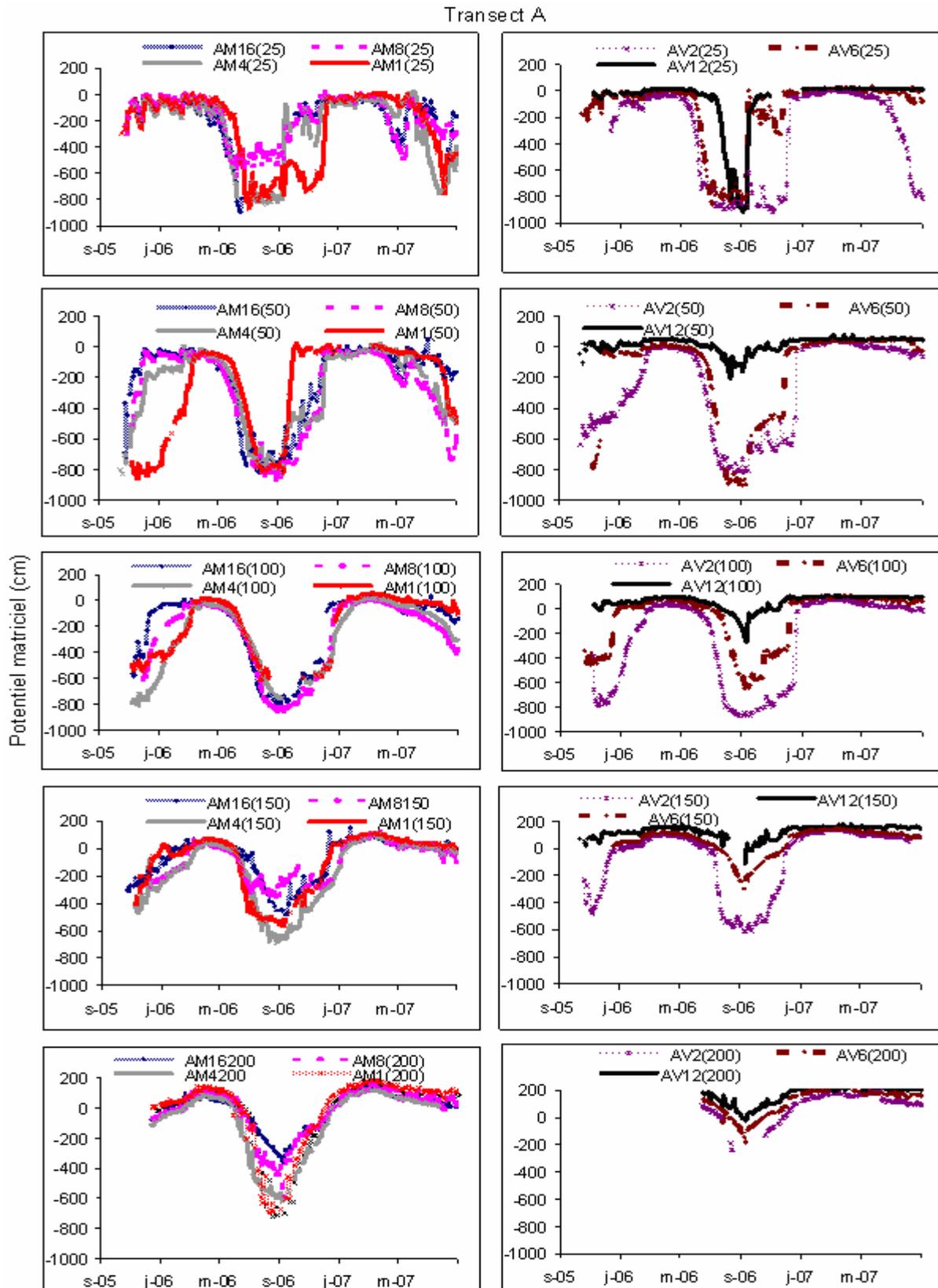


Figure 4.16a : Dynamique du potentiel matriciel de l'eau dans le sol pour tous les points de mesure du transect A (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12) et pour toutes les profondeurs explorées (25, 50, 100, 150 et 200 cm).

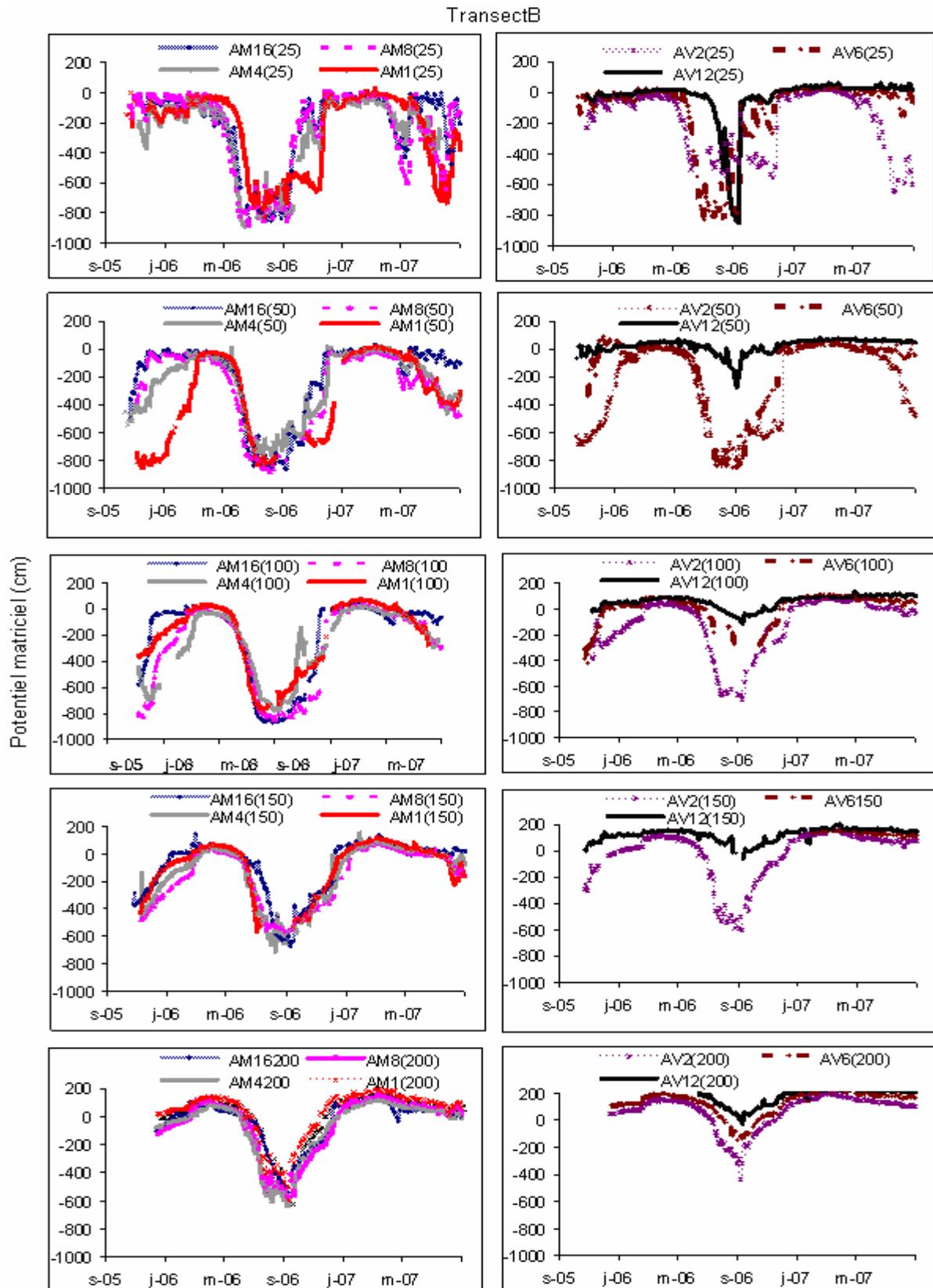


Figure 4.16 b : Dynamique du potentiel matriciel de l'eau dans le sol pour tous les points de mesure du transect B (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12) et pour toutes les profondeurs explorées (25, 50, 100, 150 et 200 cm).

A partir d'octobre 2006 le potentiel matriciel augmente progressivement pour toutes les distances en amont et en aval de la haie. En effet, le retard de la réhumectation du sol, de l'ordre de 3 mois, observé en 2005-2006 (cf article) est fortement atténué pour l'année 2006-2007. Cette atténuation est clairement reliée au fort cumul pluviométrique observé dès le mois de septembre 2006. Le cumul pluviométrique de l'automne est de 404 mm pour 2006 contre 292 mm pour 2005.

Pour montrer la direction et l'intensité des transferts le long du transect pendant les deux années d'étude, nous avons utilisé une représentation plus globale du potentiel total sous forme de cartes des isovaleurs. Les interpolations et les représentations graphiques ont été réalisées à l'aide du logiciel Surfer.

La variation temporelle du potentiel total a été différente pour les deux années d'études (Figure 4.17 et Figure 4.18). Les cartes d'isovaleurs présentent une valeur par mois pour les deux années hydrologiques étudiées. Le bulbe correspondant à l'assèchement du sol sous la haie est matérialisé par une zone ayant un potentiel total inférieur à -500 cm. L'extension de cette zone est plus grande en décembre 2005 comparé à décembre 2006. Au voisinage de la haie, le potentiel total de l'ordre de -700 cm a été observé à AM4, AM1 et AV2 notamment en décembre 2005 (Figure 4.17).

2- Hiver et début du printemps

Cette phase est caractérisée par une saturation du sol le long de la toposéquence. Le potentiel matriciel a augmenté progressivement en amont et en aval de la haie mais cette augmentation était plus rapide pour la deuxième année d'étude (Figure 4.18).

La zone sèche ($\Psi_T < -500\text{cm}$) a été observée jusqu'au mois de février 2006 alors que le sol est humide sur tout le profil dès janvier 2007.

En 2006 (Figure 4.17), on constate que le potentiel total était plus élevé en amont qu'en aval, ce qui signifie que l'assèchement du sol contribue au ralentissement des transferts latéraux. On peut noter, en mars et en avril 2006, une humidification de la partie supérieure du sol à l'amont (AM16 et AM8) ce qui met en évidence une contribution importante de la haie à l'assèchement du sol. On constate également des gradients (sol humide en amont, sec à l'aval) qui soulignent la rupture des transferts amont aval. Ce phénomène est également observé pour la deuxième année d'étude mais dans une moindre mesure.

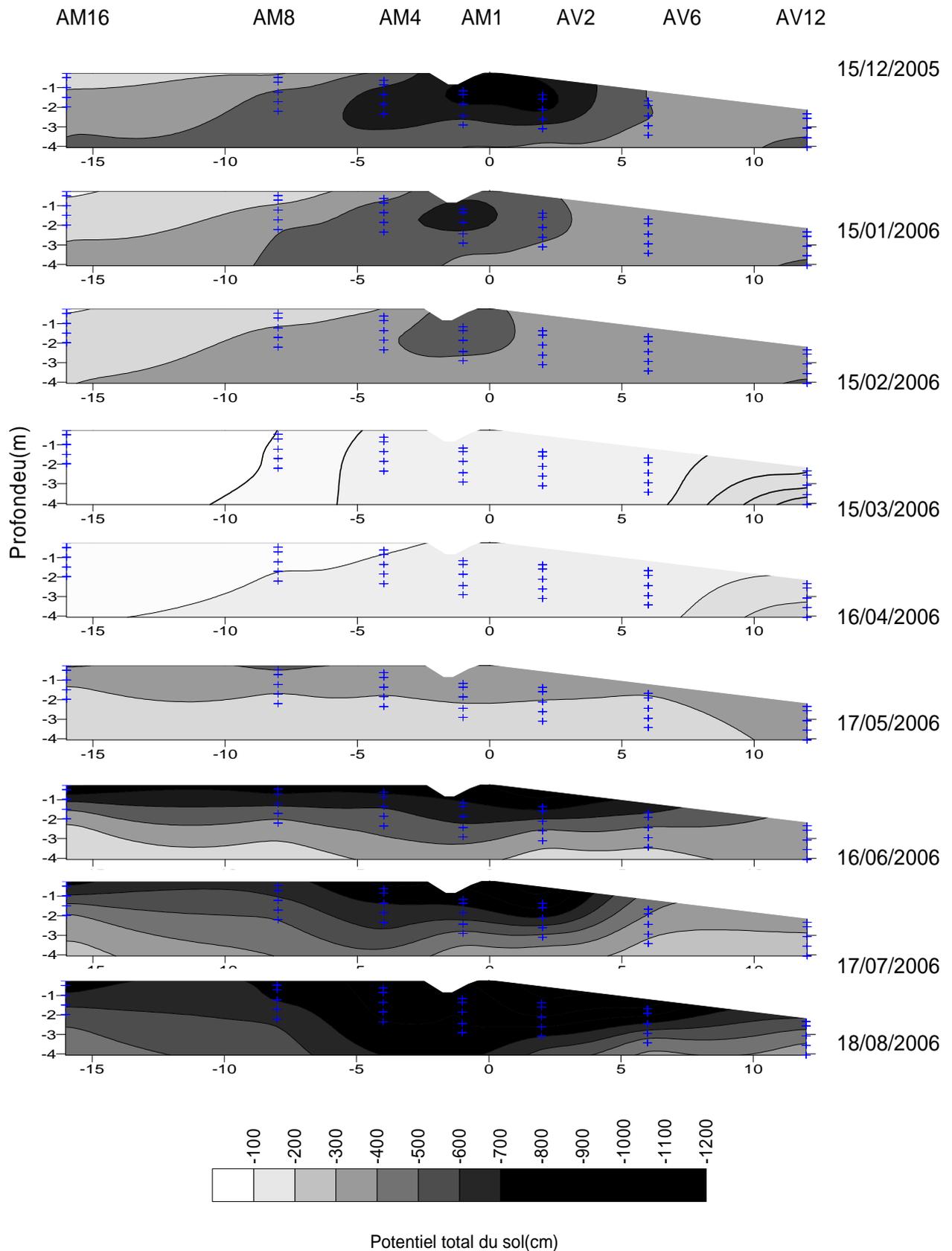


Figure 4.17 : Cartes des isovaleurs du potentiel total pendant l'année hydrologique 2005-2006 le long du transect A. Les croix représentent les points de mesures.

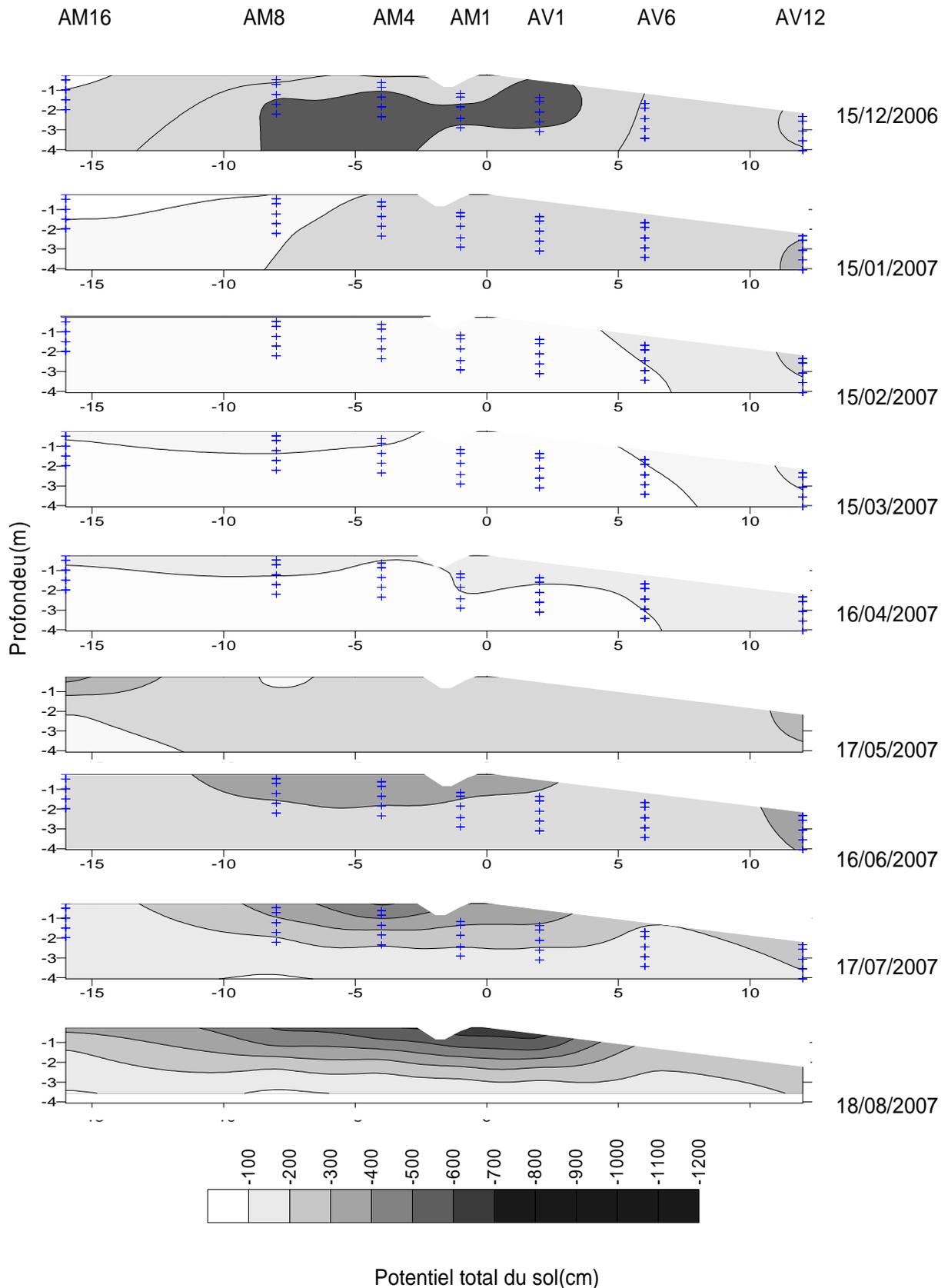


Figure 4.18 : Cartes des isovaleurs du potentiel total pendant l'année hydrologique 2006-2007 le long du transect A. Les croix représentent les points de mesures.

3- Printemps et été

Pour la première année d'étude, l'assèchement du sol a lieu progressivement au niveau de la couche superficielle du sol (<100 cm) à partir du début du mois de mai. A 100, 150 et 200cm de profondeur, c'est seulement un mois plus tard (juin 2006) que cet assèchement devient perceptible (Figure 4.16). Un potentiel total bas (-700 cm au moins) a été observé pour toutes les profondeurs jusqu'à 8m en amont (AM8) et 6 m en aval (AV6) de la haie au mois d'août.

Pour la deuxième année d'étude, l'assèchement du sol au printemps et pendant l'été a été atténué par la forte pluviométrie. C'est seulement en juillet 2007 qu'on perçoit un début d'assèchement, celui-ci se généralise lentement en août 2007 (Figure 4.18).

4.4 Variation spatio-temporelle du potentiel matriciel en fonction de la pluie

La Figure 4.19 montre la variation du potentiel matriciel à différentes distances de la haie pendant une période pluvieuse avec un cumul de pluie de 97 mm (du 15 novembre au 31 décembre 2005). La période présentée se caractérise par 3 pics : le premier correspond à un cumul de 38 mm de pluie, le second 42 mm de pluie et le 3^{ème} 17 mm de pluie. Nous allons comparer les réponses tensiométriques à différentes distances de la haie et pour chacun de ces pics de pluie. Le choix des points de mesure est déterminé par la disponibilité des données tensiométriques automatiques, le cumul pluviométrique provient du pluviomètre automatique situé à AV12. Après le premier pic de pluie, le ψ_m est passé de -200 cm à -30 cm pour AM16(25), de -380 cm à -75 cm pour AV2(25) et de -57 cm à 5 cm pour AV12(25). Après le deuxième pic de pluie, une augmentation homogène du potentiel matriciel a été observée à toutes les distances de la haie (AM16(25), AV2(25), AV12(25)). Après le troisième pic de pluie, l'augmentation du potentiel matriciel a été plus importante à AM16(25) et AV2(25) (environ 100 cm) qu'à AV12(25) (environ 5 cm seulement) (Figure 4.19a). Ce dernier point se trouve quasiment à saturation.

A 50 cm de profondeur, l'augmentation du potentiel matriciel a commencé 2 jours plus tard qu'à 25 cm. Après le premier pic de pluie, le potentiel matriciel du sol est passé de -300 cm à -100 cm à AM8(50), de -550 cm à -40cm à AV6(50) et de -400 cm à -150 cm à AM1(50).

A 100 cm de profondeur le sol était saturé à AV12 (15 août) et donc l'augmentation du potentiel matriciel s'est accompagné par l'augmentation du toit de la nappe. A AM16(100), le sol s'humidifie après le deuxième pic de pluie alors que l'augmentation du potentiel matriciel a été moins importante à AM1(100). La variation du potentiel matriciel à cette profondeur était faible après le troisième pic de pluie.

A 150 cm de profondeur l'effet de la pluie sur le potentiel matriciel est différent pour la partie amont et aval de la haie. En AV6(150), le potentiel matriciel est passé de -65 cm à la saturation après le premier pic de pluie mais le ψ_m est resté quasi constant jusqu'à la fin de la période. A AM8(150) et AM1(150), le potentiel matriciel a augmenté lentement à partir du 15 novembre pour atteindre des valeurs indiquant que le sol était proche de la saturation au 31 décembre surtout au voisinage de la haie (AM1(150)). On constate que la variation du potentiel matriciel à 150 cm de profondeur, quelque soit la distance à la haie, est plus liée aux variations de la profondeur de la nappe.

Concernant les points de mesure situés dans la couche superficielle du sol (<50cm), l'infiltration de la pluie agit directement sur le potentiel matriciel quand le sol est sec par contre quand on s'approche de la saturation la variation du potentiel matriciel est faible puisque ce sont les écoulements gravitaires qui dominent. Ce processus parfaitement connu et naturellement observé est légèrement influencé par la présence de la haie puisque les tensiomètres situés dans la couche superficielle du sol (<50cm) agissent d'une manière différente aux événements pluvieux.

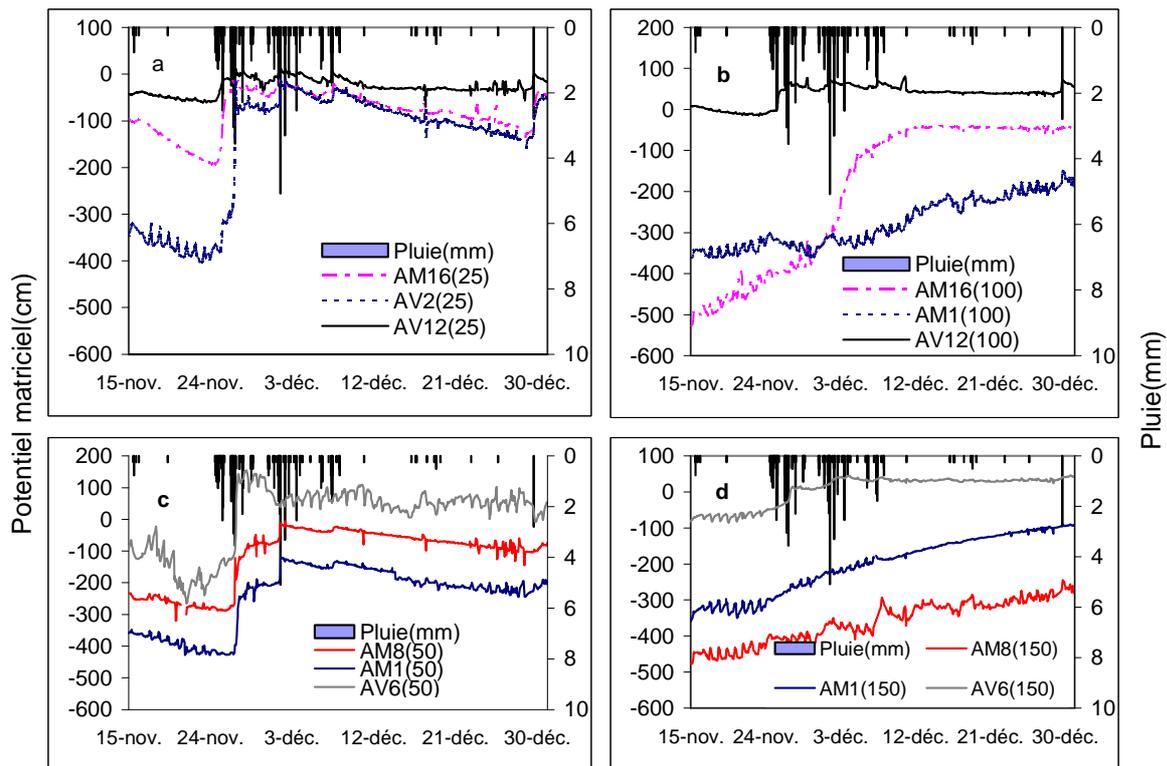


Figure 4.19 : Variation spatio-temporelle du potentiel matriciel en fonction de la pluie pour les points de mesure situés à 25 cm (a), 50 cm (b), 100 cm (c), 150 cm (d) de profondeur. La période présentée est celle allant du 15 novembre au 31 décembre 2005.

-Discussion et conclusion sur la variation spatio-temporelle du potentiel matriciel

En début d'année 2005-2006, nous avons observé un retard de la réhumectation du sol surtout à 50 et 100 cm de profondeur. Ce retard était plus important au voisinage de la haie, zone où la densité racinaire est maximale. La rapidité de l'humidification du sol lors de la deuxième année hydrologique (1 mois) est étroitement liée aux conditions climatiques particulièrement pluvieuses.

Le cumul de pluie, important au printemps et en été (Cumul de pluie mai – août : 354 mm en 2006-2007 contre 128 mm en 2005-2006), a contribué au maintien de l'humidité du sol en 2006-2007.

Au cours des deux années d'étude, le sol était plus sec et la réhumectation plus lente au voisinage de la haie. Ceci est probablement dû d'une part au prélèvement racinaire de l'arbre, d'autre part à l'effet de la haie sur l'interception de la pluie.

La dynamique du gradient vertical du potentiel matriciel était liée à la fois à la pluviométrie, à la dynamique de la nappe ainsi qu'au prélèvement racinaire de l'arbre. A la fin de chaque année hydrologique, le sol était plus sec à 50 et 100 cm de profondeur au voisinage de la haie. Le dessèchement du sol était plus tardif à 150 et 200 cm de profondeur. On suppose que les arbres de la haie utilisent d'abord l'eau disponible des couches supérieures du sol et une fois que l'eau devient moins disponible ils prélèvent l'eau des couches plus profondes du sol comme indiqué par différents auteurs (Zenich *et al.*, 2002 ; Canadell *et al.*, 1995). Ce prélèvement d'eau dans les couches profondes se fait soit directement via le développement de racines en profondeur soit indirectement via les remontées capillaires. Celles-ci étant plus importantes au voisinage de la haie à cause des forts gradients de potentiel total observés sous la haie et indiquant clairement le sens des écoulements. Enfin nous pouvons souligner que l'humidification du sol à l'amont de la haie est plus importante qu'à l'aval, ceci est probablement liée à la rupture des transferts amont aval en subsurface.

4.5 Dynamique de la nappe

Nous allons d'abord présenter la dynamique annuelle de la nappe en fonction des conditions climatiques. Ensuite, nous nous intéresserons aux variations temporelles de la profondeur de la nappe à différentes saisons en relation avec la transpiration de la haie d'une part et le fonctionnement hydrologique de la zone humide d'autre part.

4.5.1 Dynamique annuelle de la nappe

La profondeur de la nappe est mesurée à l'aide des piézomètres installés à différentes distances de la haie sur les deux transects. Pour comparer le niveau de la nappe à différentes distances de la haie, nous avons calculé le niveau de la nappe en prenant comme origine des altitudes du sol le piézomètre situé à 16 m en amont de la haie (AM16).

La Figure 4.20 montre la dynamique de la nappe pour les deux années hydrologiques étudiées et pour les différents points de mesure. Les résultats obtenus montrent que la dynamique de la nappe est comparable sur les deux transects A et B (Figure 4.20). Le niveau minimum de la nappe est observé à la fin de l'été quand l'humidité du sol est minimale. Pour l'année 2005-2006, ce minimum est observé en octobre 2005 (-4.38 m à AM16). Ensuite, le niveau de la nappe augmente progressivement à partir d'octobre. Le maximum est atteint en avril (-1.42 m à AM16). La nappe affleure en surface à proximité de la zone humide (AV12) à partir de mars 2006. Le niveau de la nappe était quasi constant entre mars et juin 2006 (Figure 4.21).

Pour l'année 2006-2007, le niveau minimum de la nappe est observé début septembre (-4.34 m à AM16), il augmente progressivement à partir de la mi-septembre. Le maximum est atteint en mars 2007 (-0.72 m à AM16). La nappe affleure en surface à proximité de la zone humide (AV12) de décembre 2006 jusqu'à la fin de l'année hydrologique. La nappe était plus haute à la fin de la deuxième année hydrologique. En effet, en AM16, le niveau de la nappe est de -1.8 m le 31/08/2007 et de -4.45 m le 31/08/2006 (Figure 4.21).

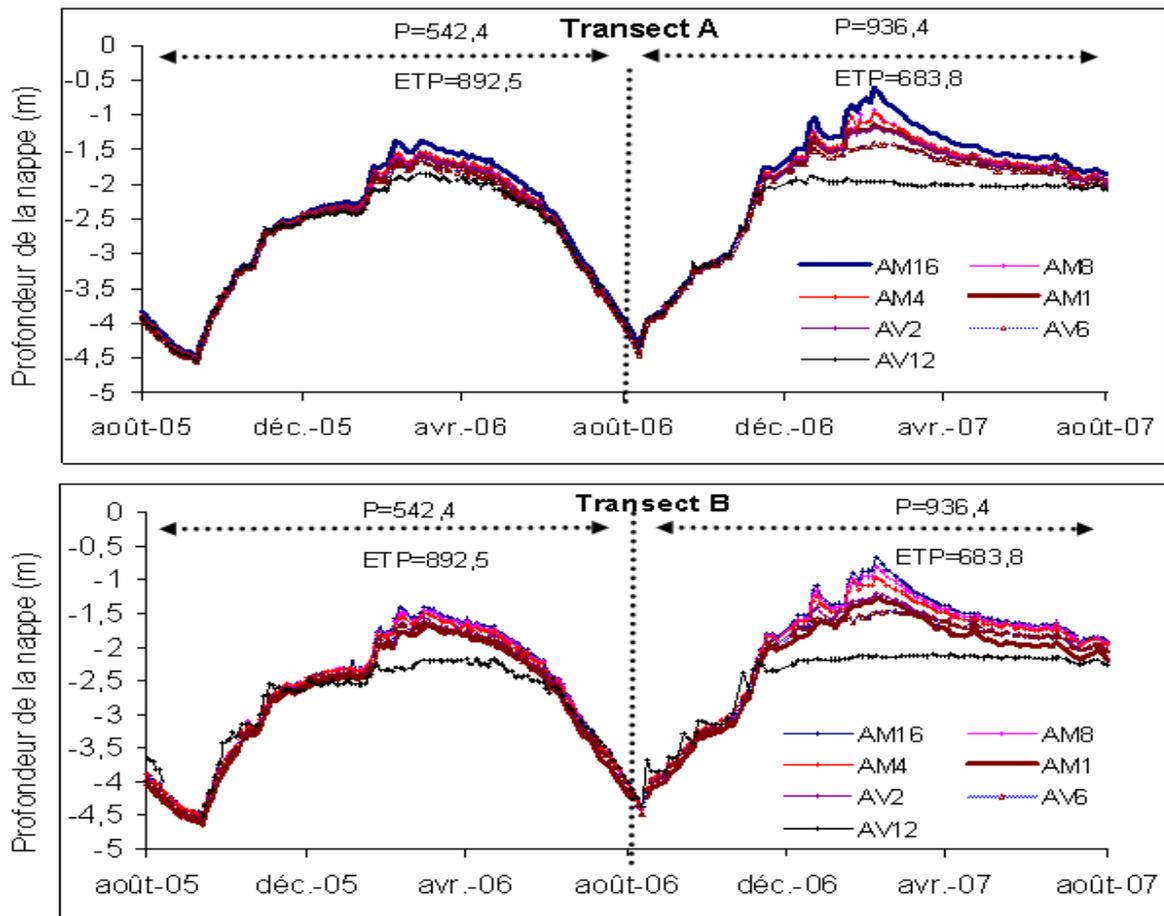


Figure 4.20 : Dynamique de la nappe pendant les deux années hydrologiques 2005-2006 et 2006-2007 pour les deux transects A et B.

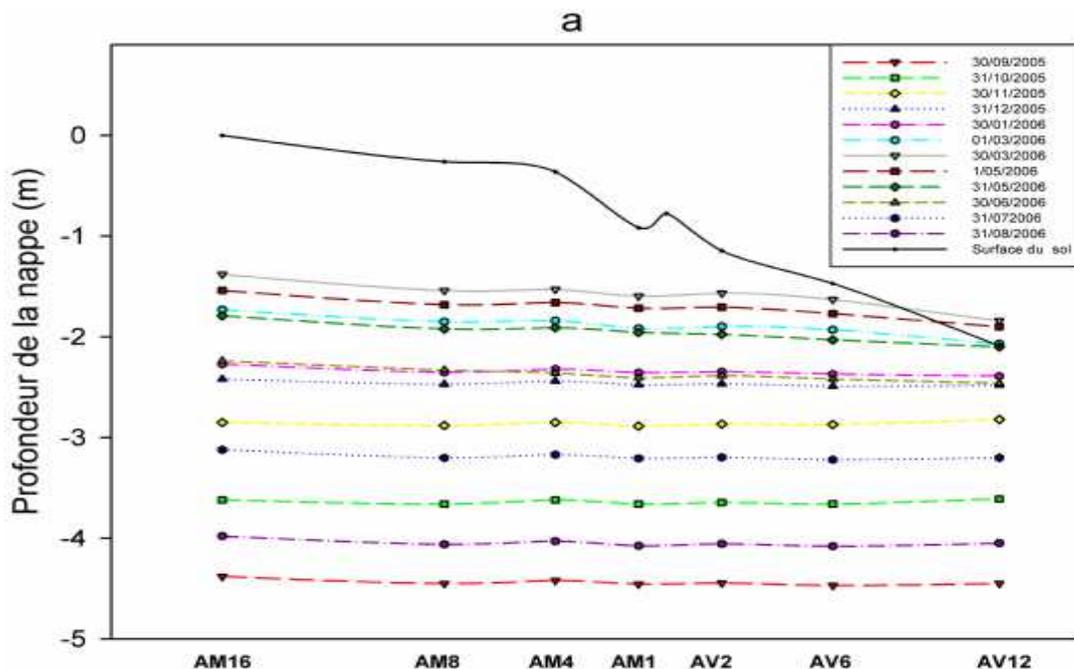


Figure 4.21 : Vue en profil du toit de nappe pour les deux années hydrologiques 2005-2006 (a) et 2006-2007 (b).

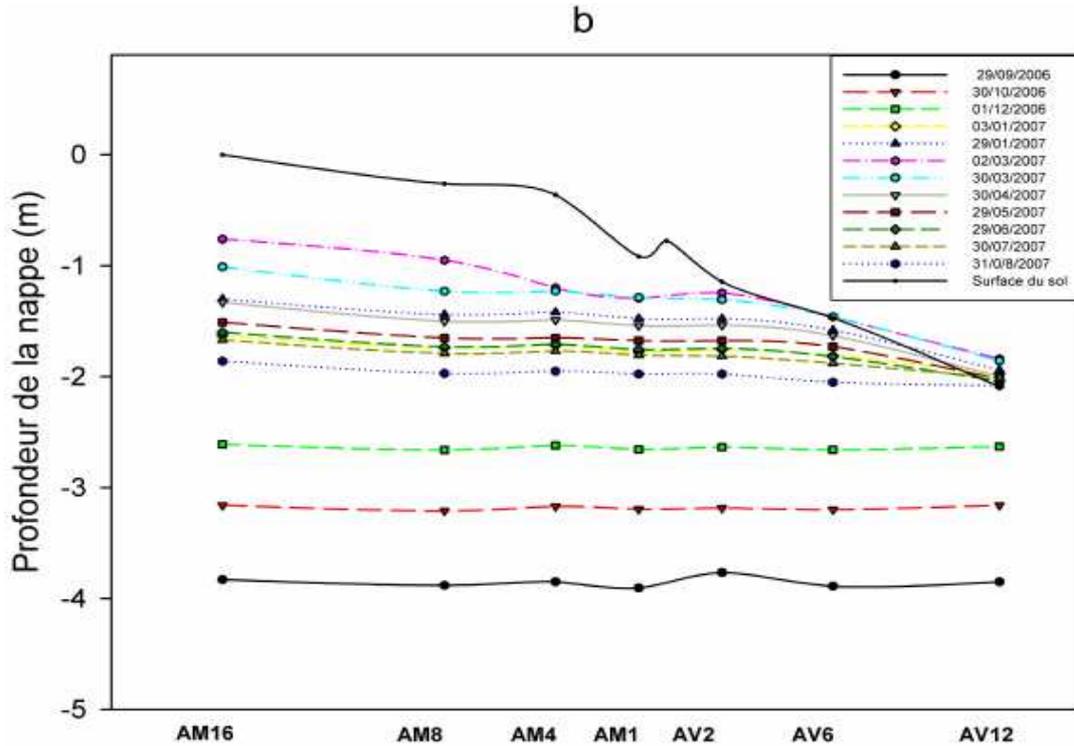


Figure 4.21 : Vue en profil du toit de nappe pour les deux années hydrologiques 2005-2006 (a) et 2006-2007 (b). La profondeur de la nappe est présentée en relatif par rapport au Z sol.

4.5.2 Variation du toit de la nappe en fonction de la pluie pour les périodes avec et sans feuilles

La Figure 4.22 montre la variation du toit de la nappe en fonction de la pluviométrie. La période présentée correspond à deux mois pluvieux ; en février 2006 (avec une quantité de pluie de l'ordre de 56 mm) quand le prélèvement racinaire est nul et le sol est humide (Figure 4.22a) et au mois d'octobre 2006 (avec un cumul de pluie de l'ordre de 70mm), période où le prélèvement racinaire est encore actif et le sol sec (Figure 4.22b).

L'analyse des variations spatio-temporelles du toit de la nappe en fonction de la pluie sera effectuée à partir des données mesurées par les piézomètres automatiques situés à différentes distances de la haie. La variation ponctuelle du toit de la nappe sera considérée pour chacun des points de mesure (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6, AV12). Les fluctuations du toit de la nappe avec la pluie dépendent de l'humidité du sol, celle-ci étant déterminée par la situation des points de mesure en fonction de la distance de la haie et la proximité de la zone humide. La distance au cours d'eau est un élément déterminant puisqu'on voit que le

piézomètre le plus proche du cours d'eau réagit plus sensiblement à la pluie (AV12) (Figure 4.22).

Pendant la période humide (Figure 4.22a), la variation de la profondeur de la nappe en fonction de la pluie est plus importante en amont qu'en aval (Figure 4.22 a) notamment quand la nappe affleure en surface à AV12. Au mois d'octobre, après une période de faible pluie et forte évapotranspiration (Figure 4.22 b), la profondeur de la nappe est maximale quelque soit la distance à la haie. Les variations de la profondeur de la nappe sont plus rapides quand la distance au cours d'eau est plus faible. Une pluie de l'ordre de 27 mm entre 22 et 24 octobre induit une diminution de la profondeur de la nappe de 21 cm à AV12 contre 15 cm à AM16, AM1 et AV2.

Pendant la période humide, pour 56 mm de pluie, le toit de la nappe a augmenté de 37 cm en AV12 et de 58 cm en AM16. Pendant la période sèche pour 70 mm de pluie, le niveau de la nappe a augmenté de 60 cm pour tous les piézomètres en amont et en aval de la haie. Une telle variation du toit de la nappe à des périodes assez contrastées affecte directement les gradients hydrauliques.

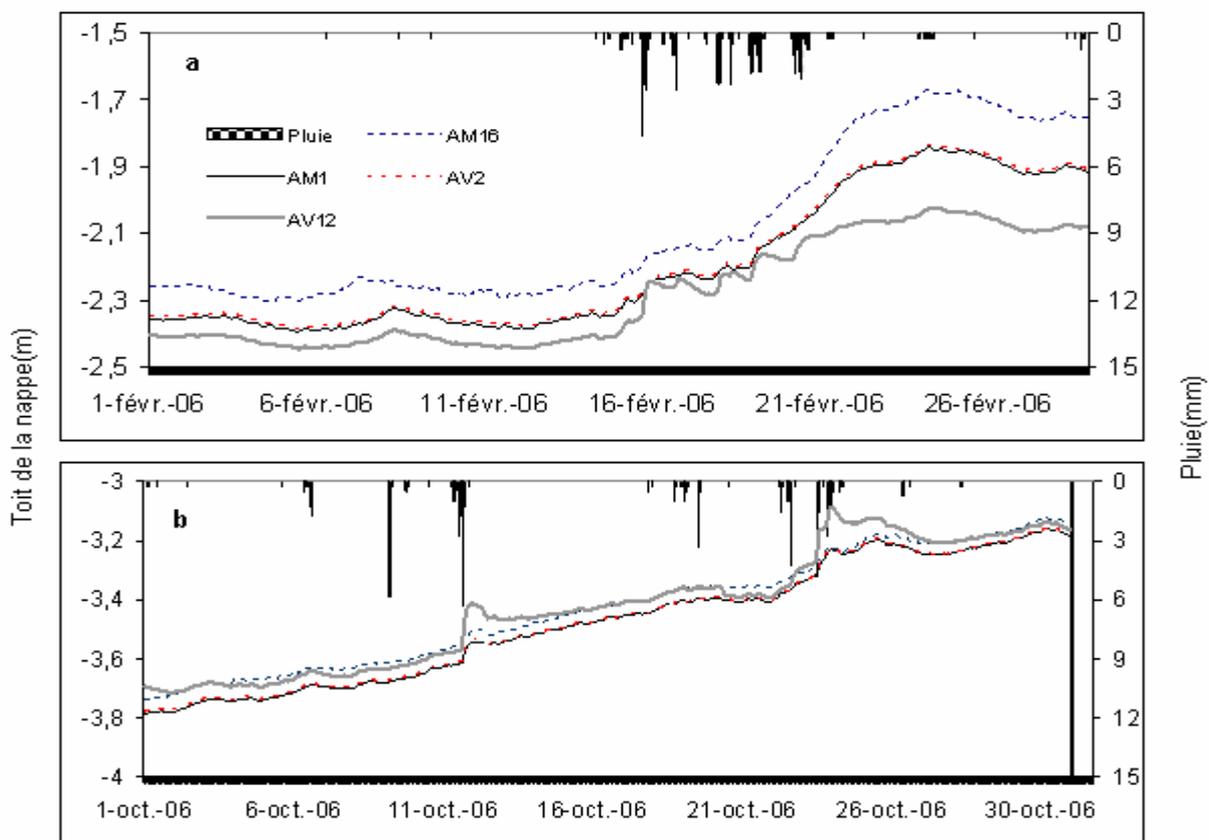


Figure 4.22 : Variation spatio-temporelle du toit de la nappe en fonction de la pluie.

4.5.3 Dynamique journalière de la nappe

Pour étudier l'impact du prélèvement racinaire de la haie sur les variations journalières de la profondeur de la nappe, nous avons besoin d'une échelle de temps pertinente pendant laquelle l'effet du prélèvement racinaire sur la variation du toit de la nappe serait visible. Nous avons choisi une période pendant laquelle le prélèvement racinaire de la haie est actif (entre mai et septembre). L'analyse des données piézométriques est effectuée en prenant en compte la moyenne de la variation journalière de la profondeur de la nappe (max - min) pour les 5 derniers jours de chaque mois ainsi que le cumul de la pluie. La Figure 4.23 montre les résultats de cette analyse.

En mai 2006, avec un cumul pluviométrique de 1,5 mm de pluie, la moyenne de la variation journalière de la profondeur de la nappe est d'environ 2 cm en AM16 et AM4, 2,3 cm en AV2 et 2,68 cm en AV12. Pendant cette période le sol est encore humide et l'évapotranspiration est encore faible.

En juin 2006, la variation journalière de la profondeur de la nappe est plus importante en AM1 et AV2 qu'en AM16 et AV12 (3 cm en AM1 et AV2 contre 2cm en AM16 et 2,7 cm en AV12), l'évapotranspiration quant à elle augmente par rapport au mois précédent.

Pour la période pendant laquelle la transpiration de la haie est maximale (juillet et août), malgré une quantité importante de pluie pour 5 jours (10 mm en juillet et 5,3 mm en août) la variation journalière de la profondeur de la nappe au voisinage de la haie (AM1 et AV2) est presque 1,6 fois plus grande qu'en AM16.

En septembre 2006 avec 25 mm de pluie, la variation journalière de la profondeur de la nappe est faible quelque soit la distance à la haie.

La variation journalière du toit de la nappe est plus élevée pour la période où la transpiration de la haie est plus importante (Juin et juillet). Cette variation est plus marquée pour AM1 et AV2 que pour AM16 et AV12. Cette différence peut s'expliquer par un plus fort prélèvement racinaire de la haie. Le jour, les arbres prélèvent un volume d'eau supérieur à ce que le sol peut fournir pour maintenir la nappe à un niveau constant. Un abaissement de la nappe et une diminution de la teneur en eau de la zone non saturée permettent de compenser, en partie, la forte demande évaporative. La nuit, la plante arrête pratiquement ses prélèvements et la nappe revient à son niveau initial.

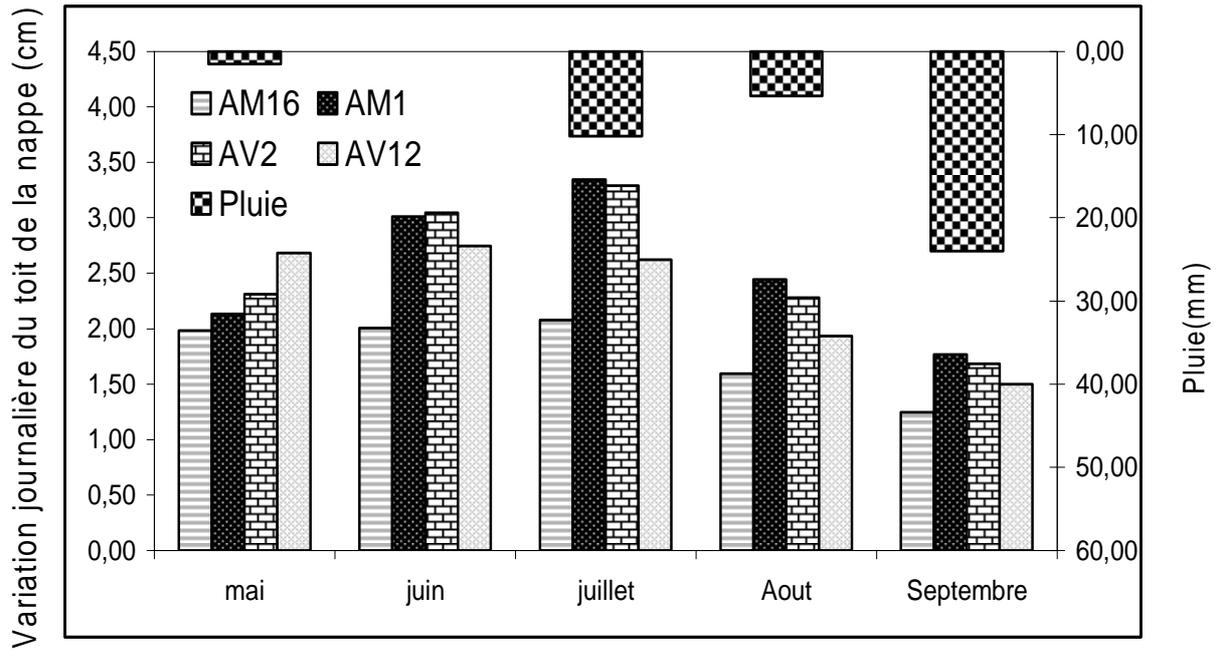


Figure 4. 23 : Variation journalière du toit de la nappe à différentes distances de la haie en 2006.

4.5.4 Variation temporelle du gradient hydraulique

La Figure 4.24 montre le gradient hydraulique horizontal entre AM16 et AV12 pour les deux années hydrologiques étudiées. On peut noter que le toit de la nappe est quasi-horizontale (Figure 4.21), et que les gradients hydrauliques sont faibles d'une manière générale. Pour chacune de ces deux années, on peut distinguer quatre périodes :

1- Période où le gradient hydraulique est faible ou négatif :

Le gradient hydraulique est faible ou négatif en début d'année hydrologique quand la profondeur de la nappe est maximale (Figure 4.24). Ce gradient faible ou négatif (de +0,3% à -0,6%) est observé entre septembre et décembre. Il faut noter que pendant cette période, le gradient hydraulique n'est pas négatif en permanence. L'inversion du gradient hydraulique est surtout visible après chaque pluie.

2- Période où le gradient hydraulique augmente :

Sur les deux transects, le gradient hydraulique a augmenté progressivement avec l'augmentation du niveau de la nappe. Cette augmentation a lieu à partir de début janvier pour l'année 2005-2006, et à partir de début décembre pour l'année 2006-2007. Cependant, l'augmentation du gradient hydraulique a été plus rapide pour l'année 2006-2007.

3 - Période où le gradient hydraulique est maximum :

Le gradient hydraulique est maximum à la fin de l'hiver quand la recharge de la nappe est maximale. Cette période se caractérise également par l'arrêt de la transpiration de la haie et par une zone humide dont la nappe affleure en surface. Comme nous l'avons déjà vu, la recharge de la nappe est plus importante pendant la deuxième année hydrologique, ainsi le gradient hydraulique est plus élevé (3% en avril 2006 contre 5% en mars 2007).

4 - Période de diminution du gradient hydraulique :

Avec l'augmentation de l'évapotranspiration et du prélèvement racinaire par la haie et la diminution de la pluie, on observe une diminution progressive du gradient hydraulique. A la fin de l'été, le gradient hydraulique horizontal s'annule en août 2006, il atteint 0,8% en août 2007.

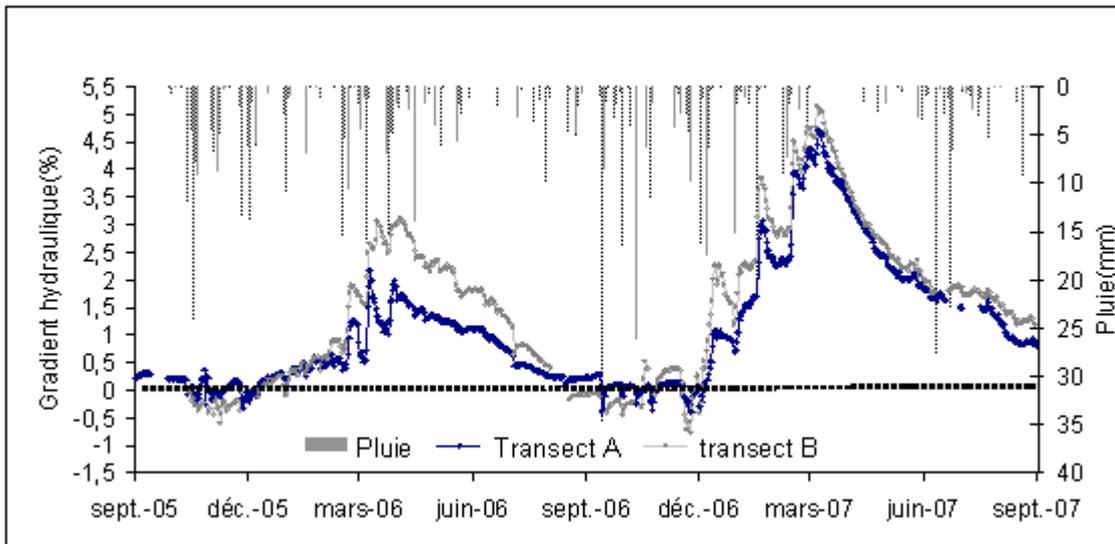


Figure 4.24 : Gradient hydraulique horizontal pour les deux années hydrologiques et les deux transects A et B.

4.5. 5 Discussion et conclusion sur la dynamique de la nappe

Les variations du toit de la nappe sont fortement dépendantes des conditions climatiques. Lorsque la nappe est peu profonde, elle peut contribuer à l'évapotranspiration. L'augmentation de la transpiration observée lors de la deuxième année est favorisée à la fois par la disponibilité de l'eau du sol et par la proximité de la nappe. Le prélèvement direct des racines dans la nappe ainsi que la contribution de la nappe via la remontée capillaire a été mis en évidence par Zenich *et al.* (2001). Il y a une importante relation entre les variations de l'humidité du sol, le transfert de l'eau dans le sol, la dynamique de la nappe et les variables

climatiques (Pluie, ETP). La nappe superficielle de la zone humide, directement connectée au cours d'eau semble également contrôler la dynamique de la nappe.

En été, le prélèvement racinaire est maximum, le toit de la nappe est minimum quelque soit la distance à la haie. Avec l'augmentation des précipitations et la diminution de la transpiration, le niveau de la nappe augmente progressivement. Au début de cette période, le gradient hydraulique de la nappe est négatif ou très faible. La durée de la période où le gradient hydraulique est faible ou négatif est variable selon les conditions climatiques. Le gradient hydraulique est nul ou négatif jusqu'à fin décembre 2005. Pour l'année hydrologique 2006-2007, le gradient hydraulique devient positif fin novembre. Il demeure positif jusqu'à la fin de l'année hydrologique. Deux raisons peuvent expliquer l'inversion du gradient hydraulique :

- 1) Le sol est plus sec en amont de la haie à cause du prélèvement racinaire de la haie, particulièrement important pendant l'été. La nappe était moins profonde en aval de la haie. Après chaque pluie, l'eau de pluie permet d'humecter le sol en amont.
- 2) Les échanges entre la nappe de la zone humide et le cours d'eau sont effectués via la connexion entre ces deux compartiments. Après chaque pluie, le niveau de la nappe augmente dans la zone proche du cours d'eau et cette eau est transférée dans la nappe plus proche. D'où l'inversion du gradient hydraulique observée après chaque crue. Ce qui indique une possibilité de transfert de l'aval vers l'amont du système considéré et en conséquence un retard aux écoulements dans la rivière. Heuperman (1999) montre que l'arbre peut inverser le gradient hydraulique jusqu'à 50 m à son voisinage. Caubel (2001) a étudié le gradient hydraulique sur deux transects un avec haie, l'autre sans haie. Sur le transect avec haie, le gradient hydraulique était négatif ou quasiment nul de début juin à mi-décembre. L'augmentation du gradient hydraulique est plus rapide sur le transect sans haie.

Avec l'augmentation de la pluie et la diminution de l'évapotranspiration, le niveau de la nappe ainsi que le gradient hydraulique de la nappe ont augmenté progressivement pendant l'automne et l'hiver. Cette augmentation a été plus lente pour l'année hydrologique 2005-2006 comparée à 2006-2007 à cause de la pluie plus élevée pour cette dernière année. Le niveau de la nappe était maximum dans tous les piézomètres à la fin de l'hiver mais une dénivellation importante a été mesurée entre le toit de la nappe en amont (AM16) et en aval (AV12). En hiver, quand la nappe affleure en surface dans la zone humide et que le toit de la nappe continue à augmenter en amont le gradient hydraulique est maximum. C'est une période dominée par les transferts rapide dans le réseau hydrographique, et par une connexion nappe-cours d'eau qui implique un contrôle par la zone humide.

4.6 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre nous avons montré l'impact de la haie et de la zone humide sur la dynamique hydrique du sol et de la nappe pendant deux années hydrologiques. Nos résultats montrent un effet remarquable de la haie sur la dynamique de l'eau à son voisinage, qui est liée au prélèvement racinaire et à l'interception de la pluie par la haie.

A la fin de chaque année hydrologique, le prélèvement racinaire de la haie induit un fort assèchement au voisinage de la haie jusqu'à 8 m en amont et 6 m en aval. Cet assèchement du sol provoque un retard de la réhumectation du sol au début de l'année hydrologique suivante. Le faible potentiel total de l'eau du sol observé au voisinage de la haie détermine le sens des écoulements, les flux étant orientés vers la haie. La quantification de l'effet de la haie sur le bilan hydrique sera développée dans le chapitre suivant.

**CHAPITRE 5 ESTIMATION DE LA TRANSPIRATION ET
TENTATIVE DE SPATIALISATION EN VUE D'UNE
QUANTIFICATION DE L'IMPACT DE LA HAIE SUR LES
DIFFERENTS TERMES DU BILAN HYDRIQUE**

Introduction

L'estimation de l'effet de la haie sur la dynamique de l'eau dans le sol nécessite la mesure de sa transpiration. Celle-ci peut être mesurée par différentes méthodes (lysimétrie, chambre de mesures de la variation de l'humidité de l'air, traçage isotopique,...). Chaque méthode offre divers avantages mais aussi des désavantages importants tel de faibles précisions temporelles, des modifications non négligeables de l'environnement des plantes, des interprétations difficiles ou une utilisation complexe (Itier et Brunet, 1996). La transpiration est fortement liée au flux de sève brute (Fernandez et Moreno, 1999 ; Bethenod *et al.*, 2000). La mesure de flux de sève donne une bonne approximation de la transpiration des arbres (Granier *et al.*, 1996), elle permet un suivi en continu avec une bonne précision temporelle.

L'objectif de ce chapitre est donc de quantifier la transpiration des arbres de la haie, par des mesures du flux de sève brute, afin d'estimer les volumes d'eau qu'ils consomment. Une tentative de spatialisation dans le but de généraliser la transpiration sur la surface du sol sera également présentée.

5.1 Caractéristiques des arbres étudiés

Le tableau 5.1 présente les caractéristiques de 4 arbres (1-4) situés dans la zone d'étude. Un cinquième arbre (5) situé à l'extérieur de cette zone a été pris pour avoir un individu avec une circonférence plus importante. La circonférence des arbres étudiés varie entre 145 et 185 cm pour les arbres situés à l'intérieur de la zone d'étude (1 à 4) (Tableau 5.1). L'arbre 5 a une circonférence de 245 cm. L'écart-type entre les 5 mesures est de 40 cm. L'épaisseur du bois d'aubier varie entre 2,79 et 3,61 cm, l'écart-type entre les mesures est de 0,33 cm. La relation entre la circonférence et l'épaisseur du bois d'aubier est parfaitement linéaire (Figure 5.1). La surface du bois d'aubier est calculée à partir son épaisseur.

La projection de la cime représente la surface correspondant à la projection de la cime sur un plan horizontal. Elle est estimée à partir de la projection verticale de la couronne de l'arbre en mesurant les rayons de la couronne verticale de l'arbre dans différentes directions. La projection de la cime de l'arbre 5 est deux fois plus importante que celle des arbres situés à l'intérieur de la zone d'étude. L'écart-type entre les mesures est de 11,3 m². L'arbre 5, de circonférence plus importante et d'une hauteur supérieure d'environ 4 m aux autres arbres pourrait être plus âgé.

Tableau 5.1 : Caractéristiques des arbres étudiés

Numéro de l'arbre	Circonférence (cm)	Épaisseur du bois d'aubier (cm)	Surface du bois d'aubier (cm ²)	Projection de la cime (m ²)	Hauteur (m)
1	185	3,04	532,97	21,7	26,8
2	145	2,79	379,79	18,5	24,6
3	170	2,93	470,38	20,57	25,9
4	147	2,82	377,35	19,2	24,3
5	245	3,61	844,08	45,2	29,5
Moyenne	178,4	3,038	520,914	25,034	26,22
Ecart- type	40,77	0,33	192,13	11,34	2,09

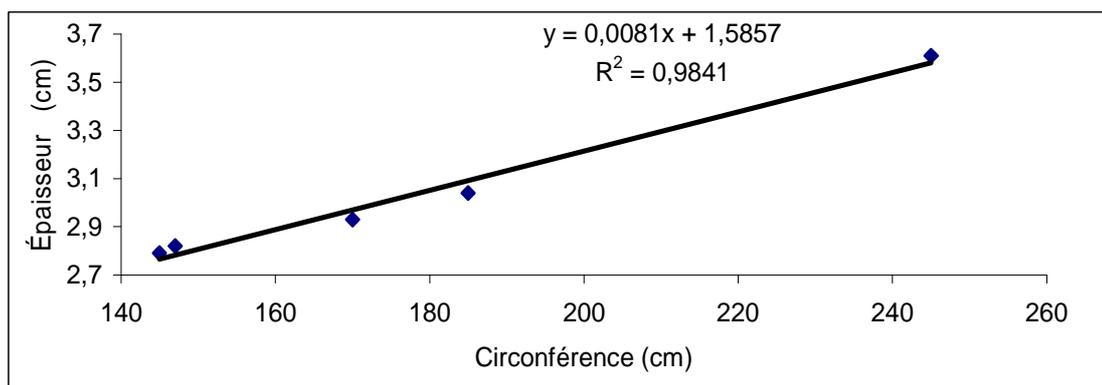


Figure 5.1 : Corrélation entre l'épaisseur du bois d'aubier et la circonférence des arbres.

5.2 Résultats des mesures du flux de sève

La densité de flux de sève a été mesurée en continu, avec un pas de temps d'acquisition de 15 minutes, en utilisant la méthode de Granier (1985). La description détaillée de la méthode est présentée dans le chapitre 2 (§2.2.2).

Il est largement reconnu que la densité de flux de sève n'est pas uniforme dans toutes les directions (Delzon *et al.*, 2004 ; Do et Rocheteau, 2002 ; Granier *et al.*, 1994; Nicolas *et al.* ; 2005). C'est la raison pour laquelle, dans un premier temps, nous avons installé six capteurs

dans différentes directions (nord, est, ouest et sud) et à deux hauteurs (1,5 et 1,2 m) sur l'arbre 1. Cette première expérience a été effectuée du 12/07/2005 au 31/12/2005.

5.2.1 Variation azimutale de la densité de flux de sève

La figure 5.2 montre la variation de la densité de flux de sève, enregistrée dans les quatre directions. La période présentée est de 16 jours, elle correspond à des mesures effectuées en juillet 2005. Les résultats obtenus montrent que l'ordre de grandeur de la densité de flux de sève mesurée est la même quelle que soit la hauteur à laquelle la mesure est effectuée (Figure 5.2). Concernant la direction de la mesure, les résultats obtenus à partir des capteurs orientés nord sont très proches de ceux obtenus à l'ouest (Figure 5.2c). De même, les directions sud et est donnent des résultats comparables (Figure 5.2d). Cependant, une différence importante est observée entre ces deux groupes (nord/ouest et sud/est), la densité de flux de sève mesurée est plus élevée pour les capteurs situés au nord et à l'ouest (Figure 5.2c et Figure 5.2d). Certains auteurs (Fernandez *et al.*, 2001) ont signalé une grande variabilité directionnelle de la vitesse de flux de sève du même tronc d'arbre. Ils ont conclu que l'utilisation de la méthode du flux de sève nécessite deux à quatre capteurs par tronc. Les résultats obtenus dans notre étude confirment cette conclusion. Toutefois, d'autres auteurs indiquent la faisabilité de l'estimation du flux de sève par un seul capteur en utilisant la méthode du bilan de chaleur (Giorio et Gioro, 2003).

Suite à cette étude préliminaire sur la variation azimutale de la densité de flux de sève, nous avons installé, entre mars 2006 et août 2007, 10 capteurs, à 1,50 m de hauteur, à raison de deux capteurs par arbre (Un capteur sur la face nord et un autre sur la face sud de l'arbre). Malheureusement, nous étions contraints d'arrêter le suivi de l'arbre 4 à cause d'un problème technique. Les quatre arbres (1, 2, 3 et 5) peuvent être comparés malgré les différences de circonférence, en considérant leurs densités de flux de sève, exprimée par dm^2 de bois d'aubier (Figure 5.3). Nous pouvons constater que pour les arbres 1 et 3, dont la circonférence est du même ordre de grandeur, la densité de flux de sève est comparable. L'arbre 5 ayant une circonférence plus importante présente des valeurs de densité de flux de sève significativement plus élevées. Pour l'arbre 1, la densité de flux de sève est plus élevée dans la direction nord que la direction sud, alors que pour les arbres 2, 3 et 5, c'est la direction sud qui montre des valeurs de densité de flux de sève plus élevées. La différence entre les directions nord et sud est faible pour les arbres 2 et 5, Granier (1987a, 1987b) et Steinberg *et al.*, (1990) ont montré que le flux de sève sur le côté sud du tronc de l'arbre est plus élevé que

sur le côté nord en raison de la plus grande exposition au soleil de la canopée, Cohen *et al.*, (1981) quant à eux, ont utilisé la méthode du bilan de chaleur ; leurs résultats ont montré que les mesures de densité de flux de sève sont indépendantes de l'orientation des arbres. Les facteurs déterminants sont plutôt la dissymétrie de la cime et des systèmes racinaires, ainsi que les conditions du sol autour de chaque arbre. Nos résultats sont en accord avec ceux de Cohen *et al.*, (1981) : les quatre arbres étudiés se trouvent sur le même site ce qui montre que les variations azimuthales de la densité de flux de sève ne dépendent pas uniquement de l'orientation.

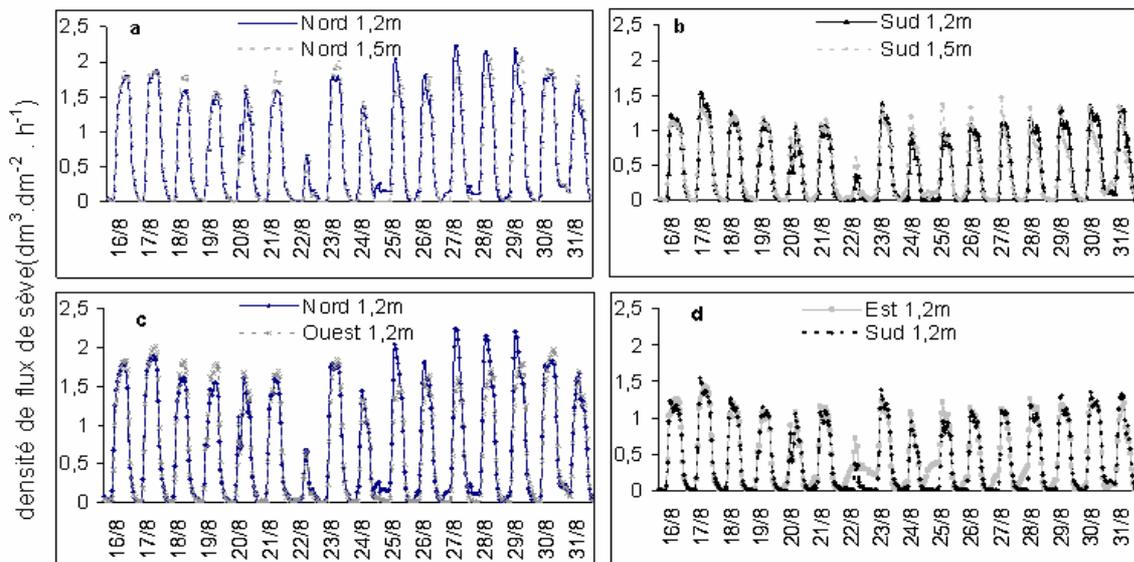


Figure 5.2 : Densité de flux de sève mesurée pour l'arbre 1 suivant 4 directions. (a) et (b) montrent la densité de flux de sève de la même direction à deux hauteurs, (c) et (d) montrent la densité de flux de sève à la même hauteur suivant deux directions.

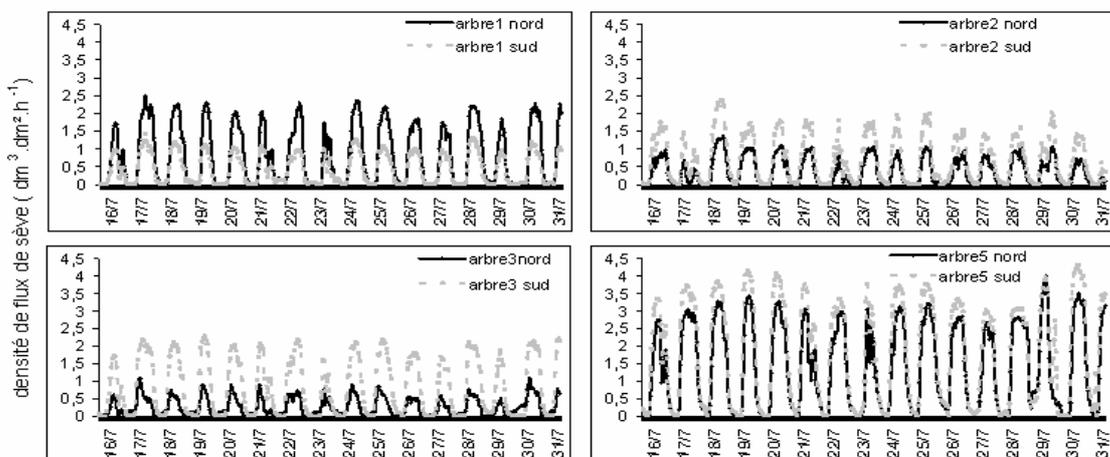


Figure 5.3 : Densité de flux de sève pour les quatre arbres étudiés.

La présentation de la moyenne des mesures de densité de flux de sève pour chaque arbre (figure 5.4) montre une cohérence entre la circonférence de l'arbre et la densité de flux de sève. L'arbre 1 et 3 avec des circonférences semblables (185 cm pour arbre 1 et 170 cm pour l'arbre 3) présentent les mêmes ordres de grandeur de la densité de flux de sève. Ensuite on trouve l'arbre 2 avec une circonférence plus petite et enfin la densité de flux de sève est la plus élevée pour l'arbre 5 qui a une circonférence plus importante.

Par la suite, pour chaque arbre, nous allons utiliser la moyenne des mesures (nord-sud) de densités de flux.

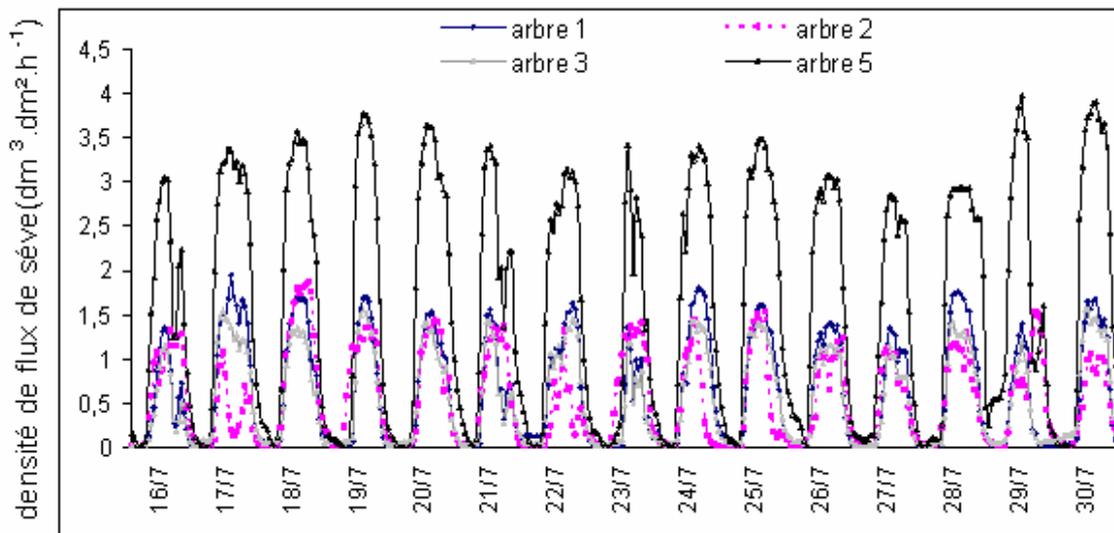


Figure 5.4 : Moyenne de la densité de flux de sève (nord, sud) pour les 4 arbres étudiés.

5.2.2 Variation de la densité de flux de sève en fonction des conditions climatiques

En général, l'équation du bilan d'énergie sur une surface prend l'expression :

$$R_n = G + H + LE \quad (5.1)$$

Indiquant la répartition du rayonnement net (R_n) en flux de chaleur par conduction dans le sol (G), flux de chaleur convectif dans l'air (H) et flux de chaleur latente (LE). Le rayonnement net est la résultante des différentes formes d'échanges radiatifs

$$R_n = (1 - r_o) \cdot R_g + R_a - R_s \quad (5.2)$$

Faisant intervenir le rayonnement solaire global (R_g), partiellement réfléchi par la surface en fonction de l'albédo (r_o), le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde (R_a) et

l'émission par la surface (R_s). Dans l'équation du bilan hydrique, le terme ETR est régulé par l'eau disponible dans le sol (qui représente en quelque sorte l'offre du système sol-plante-atmosphère). Mais aussi, il est plafonné par un autre facteur climatique (qui conduit à une notion de valeur potentielle), à savoir l'énergie nécessaire à l'évaporation de l'eau, puisque celle-ci correspond à un changement d'état mettant en jeu la chaleur latente de vaporisation (LE). Cette limite maximale "potentielle", qui représente la demande climatique, est fixée à chaque instant par le bilan d'énergie de surface. Ce bilan d'énergie fait intervenir, en premier lieu, l'énergie radiative disponible pour une surface au sol, qui correspond au rayonnement net (R_n), tenant compte non seulement du rayonnement solaire absorbé ($(1 - r_o) R_g$) par une surface d'albédo, recevant un rayonnement solaire global (R_g), mais aussi des rayonnements de grande longueur d'onde reçus par la surface en provenance de l'atmosphère (R_a) et émis par la surface (R_s). A chaque instant, cette énergie est convertie en flux de chaleur échangés par la surface avec l'atmosphère sous forme latente ($L \times \text{ETR}$) ou sensible par convection (H), ainsi qu'avec le sol sous-jacent par conduction (G). Le bilan d'énergie instantané s'écrit donc (avec des flux en W/m^2) :

$$R_n = G + H + (L \times \text{ETR}) \quad (5.3)$$

La figure 5.5 montre les chroniques superposées du rayonnement global, du rayonnement net, et de la température de l'air du 25 au 31 juillet 2006. La comparaison des évolutions du rayonnement net et de la densité de flux de sève est présentée figure 5.6a pour les arbres 1, 2 et 3 et figure 5.6b pour l'arbre 5 du 25 au 31 juillet 2006.

La densité de flux de sève est nulle pendant la nuit, les variations journalières suivent globalement la même évolution que le rayonnement net et la température (Figure 5.6). De plus, l'évolution de la densité de flux de sève dépend de la circonférence de l'arbre. Les arbres 1, 2 et 3 ont tendance à arrêter leur transpiration vers 21 heures, quand le rayonnement net diminue, alors que l'arbre 5, avec une circonférence plus importante, arrête sa transpiration plus tard vers minuit. De façon générale, cette variation est constatée pendant toute la période étudiée.

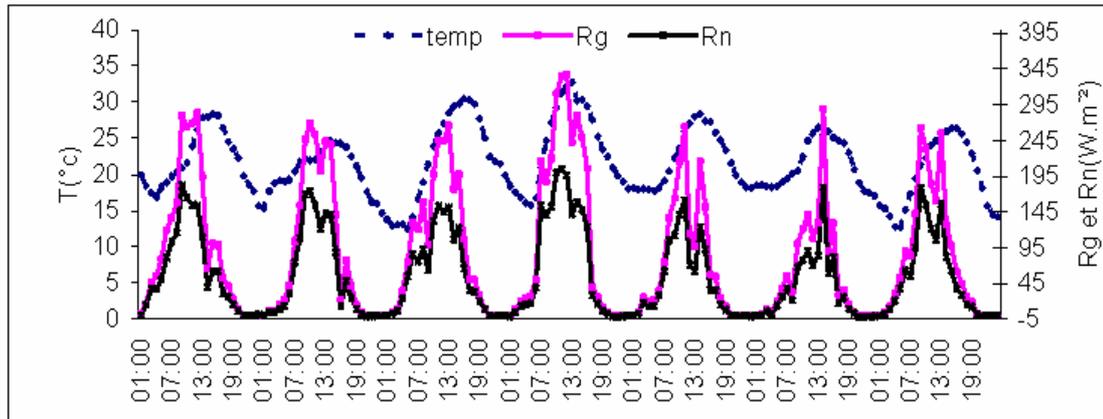


Figure 5.5 : Evolution du rayonnement global (R_g), du rayonnement net (R_n), et de la température de l'air (T) du 25 au 31 juillet 2006 enregistrés sur le site d'étude.

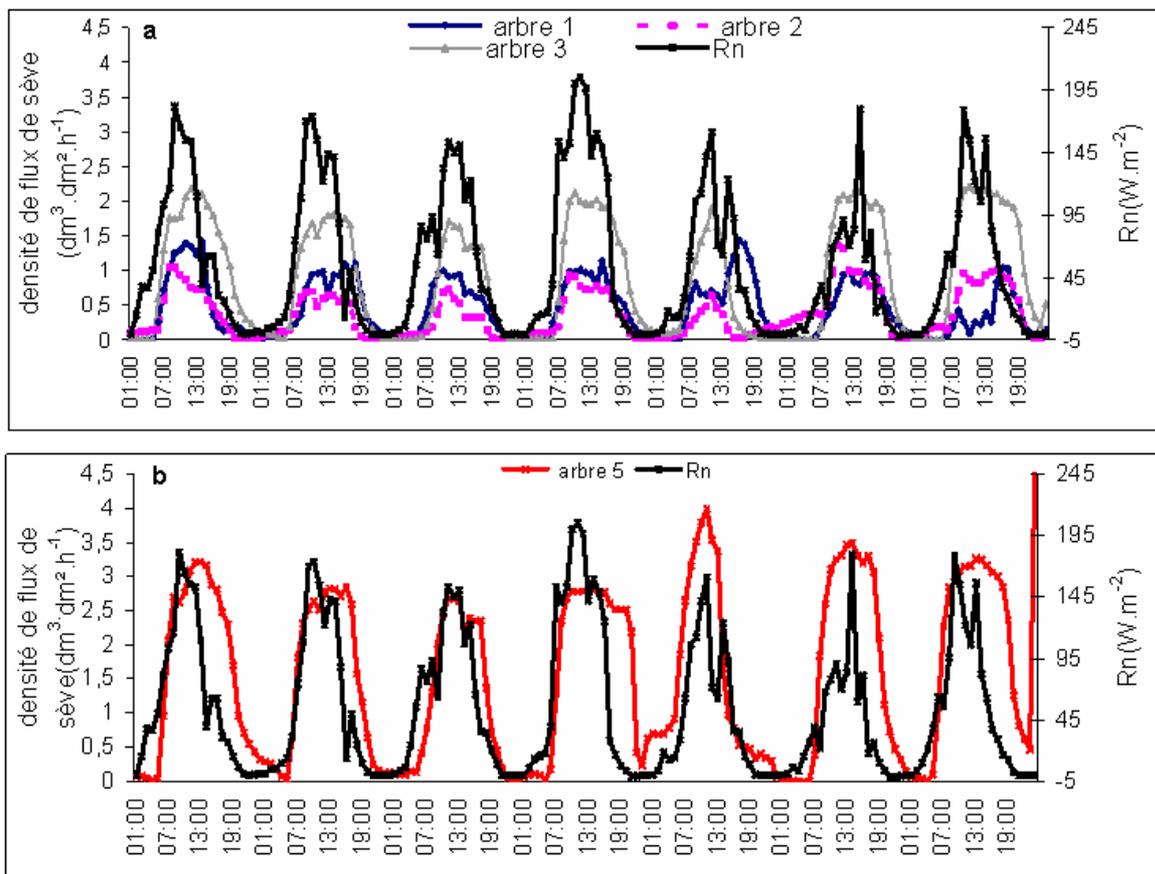


Figure 5.6 : Variation temporelle du rayonnement net et de densité de flux de sève du 25 au 31 juillet 2006.

5.2.3 Consommation annuelle de l'arbre

Le flux de sève journalier ($L/dm^2/j$) est calculé à partir de la densité de flux de sève. L'intégration du flux de sève journalier sur toute la section du bois d'aubier permet de calculer la consommation d'eau par arbre (L/j). L'observation de la consommation journalière d'eau pendant l'année 2006 (Figure 5.7) montre que celle-ci est nulle lorsque les arbres ne possèdent pas de feuilles (novembre-avril), elle augmente progressivement entre avril et juin et diminue ensuite. La consommation d'eau journalière maximale varie de 100 L/j pour les arbres 1, 2 et 3 à 300 L/j pour l'arbre 5.

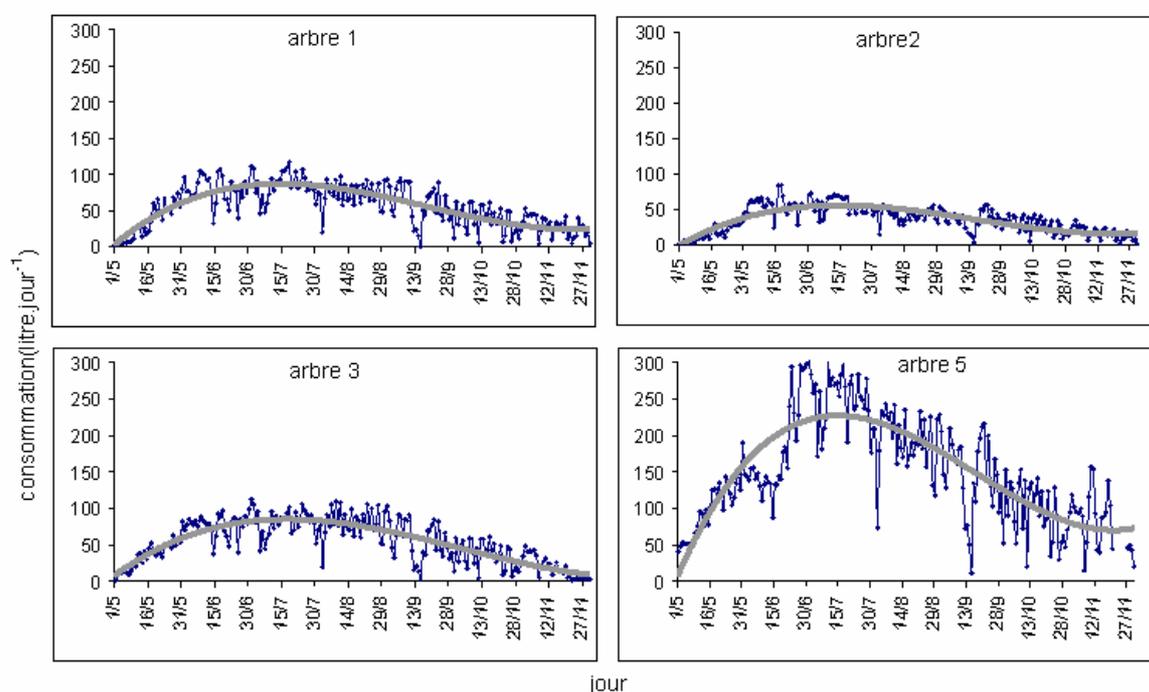


Figure 5.7 : Consommation journalière des arbres étudiés pour l'année 2006.

Le tableau 5.2 présente les cumuls mensuels de flux de sève ainsi que le rapport entre le volume d'eau mensuel consommé en 2007 et celui consommé en 2006 pour les mois de mai, juin et juillet, quand la transpiration de l'arbre était maximale. Le cumul mensuel était systématiquement plus faible en 2006 comparée à 2007 (figure 5.8). Le rapport quant à lui est toujours supérieur à 1. Ces résultats montrent un écart important dans la consommation d'eau durant les deux années étudiées.

Nous allons rechercher les raisons de la variation interannuelle de la consommation d'eau parmi les causes évoquées dans la littérature, à savoir :

- Rôle de la canopée : augmentation de la surface foliaire ;
- Augmentation du rayonnement et de la température de l'air (Jones, 1992);
- Disponibilité de l'eau du sol (Trambouze et Voltz, 2001).

Le changement interannuel de la projection de la cime est négligeable pour l'arbre adulte (Runkle 1998) il ne sera pas prise en compte ; nous supposons que l'augmentation de la surface foliaire des arbres était elle aussi négligeable.

Tableau 5.2 : Comparaison du volume d'eau mensuelle consommée en 2006 et 2007.

		Arbre 1	Arbre 2	Arbre 3	Arbre 5
Volume d'eau mensuel consommé en 2006 (litres)	mai-2006	1174	711	1102	3128
	juin-2006	2403	1733	2318	5688
	juillet-2006	2673	1759	2433	7806
Volume d'eau mensuel consommé en 2007(litres)	mai-2007	4486	2282	3323	4888
	juin-2007	5186	3014	3612	7445
	juillet-2007	3211	2194	2522	9177
Rapport (2007/2006)	mai-2007	3,8	3,2	3,0	1.5
	juin-2007	2,2	1,7	1,6	1,3
	juillet-2007	1,2	1,2	1,1	1,2

Le rayonnement net mensuel cumulé et la moyenne mensuelle de la température ont été plus élevés en 2006 qu'en 2007 notamment en juin et en juillet (Figure 5.9 a et Figure 5.9b). La consommation d'eau est plus élevée en mai 2007 alors que le Rn et la température sont du même ordre de grandeur pour les deux années étudiées. Ainsi, l'augmentation de la consommation d'eau en 2007 ne peut pas être expliquée uniquement par les paramètres climatiques.

Pour étudier l'effet des variations de l'humidité du sol sur la consommation d'eau, nous avons choisi les points de mesures situés à 1 m en amont de la haie (AM1) et à 2m en aval de la haie (AV2). Ils correspondent aux zones où la densité racinaire est maximale. La variation

saisonnière du potentiel matriciel à 50 et 100 cm de profondeur (Figure 5.10) montre que le sol était plus sec en 2006. En juillet et août 2006, le potentiel matriciel du sol était d'environ -600 cm à 50 cm de profondeur et -800 cm à 100 cm de profondeur. En 2007, le potentiel matriciel était de -100 cm à 50 et 100 cm de profondeur. La différence entre les deux années a augmenté progressivement à partir du mois de mai, la disponibilité de l'eau du sol était plus importante en 2007 qu'en 2006, la pluviométrie était plus importante et la température plus faible notamment en juin et juillet. Ces résultats montrent que la disponibilité de l'eau du sol était plus grande en 2007, le prélèvement racinaire de la haie était donc moins limité. L'augmentation de la consommation d'eau par les arbres, semble être dépendante de la disponibilité de l'eau du sol. Même si l'arbre peut prélever de l'eau jusqu'à un potentiel matriciel très faible (-16000 cm), la quantité d'eau prélevée semble plus importante quand la disponibilité en eau est plus grande.

Concernant la variabilité de la consommation d'eau entre les arbres, il serait intéressant de connaître les différences d'enracinement. Nos résultats montrent en effet que l'arbre 5, avec une circonférence plus grande et donc un système racinaire plus développé est moins sensible aux variations de l'état hydrique du sol. L'augmentation de la consommation d'eau entre les deux années étudiées, mise en évidence pour les arbres 1, 2 et 3 comparés à l'arbre 5 appuie cette hypothèse (cf. tableau 5.2).

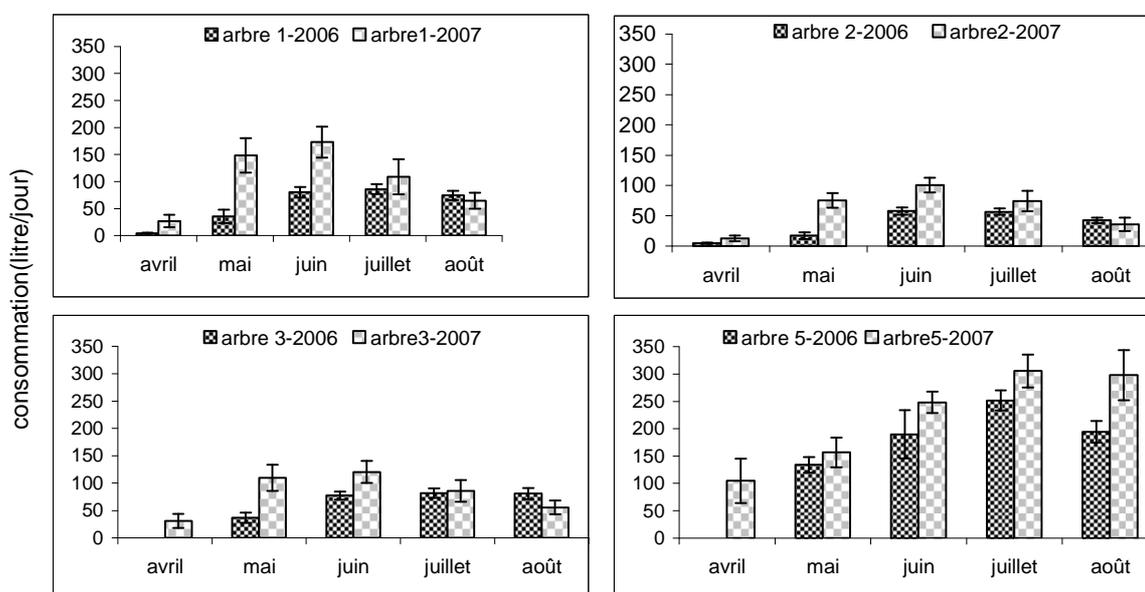


Figure 5.8 : Variation de la moyenne journalière de la consommation d'eau pendant 5 mois (avril - août) pour les 4 arbres étudiés et pour les 2 années d'étude.

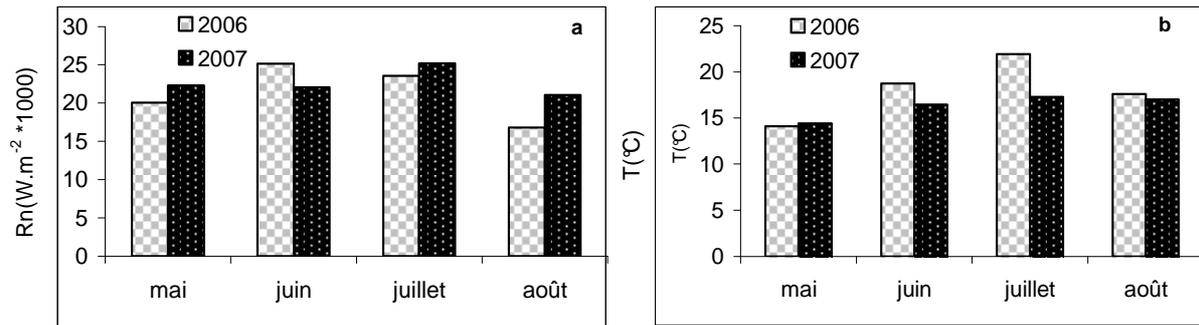


Figure 5.9 : Rayonnement net mensuel cumulé (a) et moyenne mensuelle de la température (b).

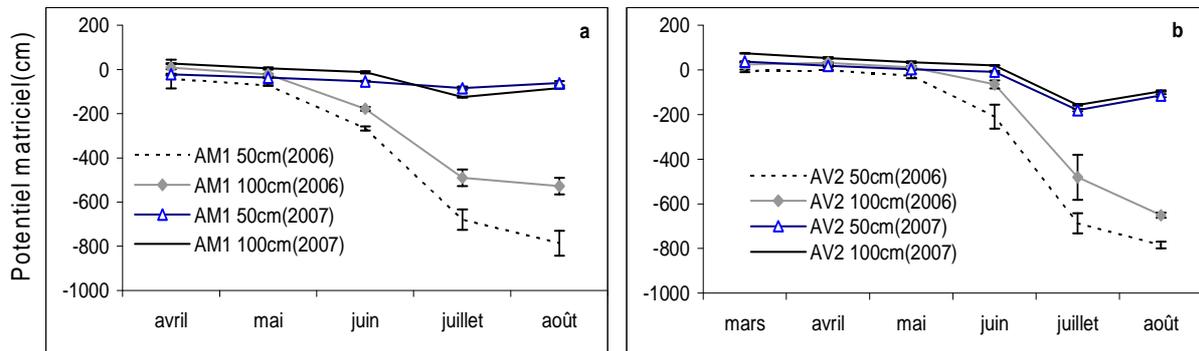


Figure 5.10 : Variation saisonnière du potentiel matriciel à 1m en amont et à 2m en aval de la haie.

5.3 Généralisation de la transpiration : tentative de spatialisation

Nous allons tenter dans cette partie de traduire la consommation d'eau mesurée pour chaque arbre en transpiration par surface unitaire au sol. Le flux de sève mesuré donne une indication sur les volumes d'eau transférés via l'arbre. Cependant, l'information précise sur les endroits où cette eau est prélevée est plus difficile à déterminer. La surface que nous pouvons considérer classiquement est la projection horizontale de la cime qui correspond à la zone où l'arbre intercepte la lumière. Dans le sol, l'espace occupé par l'arbre correspond à la zone explorée par les racines. Le volume d'eau consommé par les 4 arbres de la zone d'étude est obtenu en faisant la somme de la consommation de chaque arbre. Nous nous appuyons sur les caractéristiques observées (tableau 5.1) pour supposer que l'arbre 2 et l'arbre 4 ont une consommation d'eau équivalente.

Nous proposons trois approches pour passer de la consommation d'eau à la transpiration. La première repose sur le calcul de la projection de la cime (Cermák *et al.*, 2000 ; David *et al.*, 2004; Russel *et al.*, 2007). La seconde tient compte de la distribution du système racinaire

(Russel *et al.*, 2007) en fonction de la distance de la haie, la troisième est basée sur l'abondance des racines et la distance à la haie.

5.3.1 A partir de la projection de la cime

La consommation d'eau par l'arbre calculée à partir des mesures de flux de sève, est divisée par la surface de projection de la cime de l'arbre. La variation journalière de la transpiration de l'arbre calculée par cette méthode et la variation de l'évapotranspiration (ETP) calculée par la méthode de Penman-Monteith, pour deux années d'étude, sont présentées figure 5.11. Les résultats obtenus mettent en évidence une bonne cohérence entre les valeurs de la transpiration estimée par la méthode de flux de sève et l'ETP. Néanmoins, les mesures effectuées en avril et en mai montrent un certain écart entre la transpiration et l'ETP notamment pour l'année 2006 (Figure 5.11).

La figure 5.12 montre le cumul mensuel de la transpiration des arbres (mm) en utilisant la projection de la cime, (=cumul d'eau consommée par les 4 arbres divisé par la somme de leur projection de cime). En 2006, la transpiration des arbres est inférieure à l'ETP jusqu'en mai, elle est équivalente à l'ETP en juin et juillet. En 2007, la transpiration des arbres est inférieure à l'ETP en avril, elle devient plus élevée que l'ETP entre mai et août 2007.

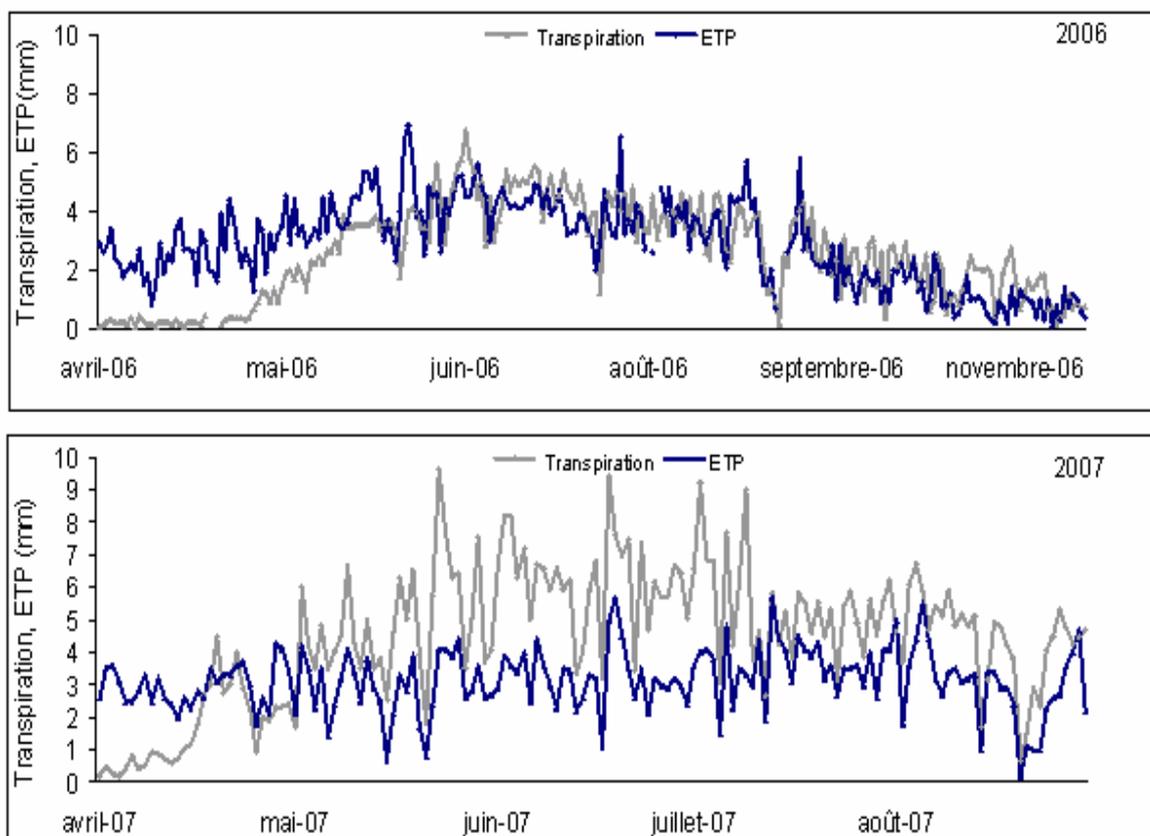


Figure 5.11 : Variation journalière de la transpiration calculée à partir de la projection de la cime (moyenne des 4 arbres) et de l'ETP calculée par la méthode Penman-Monteith pour les deux années.

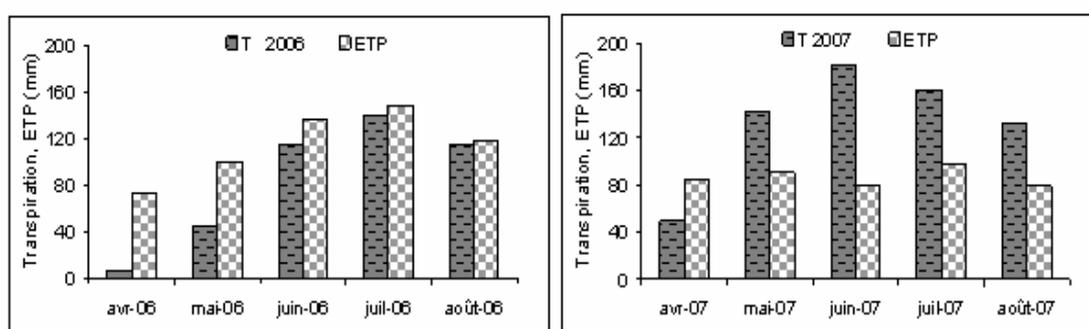


Figure 5.12 : Comparaison du cumul mensuel de la transpiration des arbres (mm) calculée en utilisant la projection des cimes et le cumul mensuel de l'ETP.

5.3.2 A partir de la surface occupée par les racines

Le taux d'extraction de l'eau du sol par l'arbre est lié à la densité du système racinaire (surface racinaire/surface du sol) (Rowse *et al.*, 1978 ; Lascano et van Bavel, 1984). Même si le système racinaire de l'arbre peut se développer en profondeur, la majorité des racines est située à proximité de la surface du sol (Schenk et Jackson, 2002). Dans notre étude les observations de terrain montrent que la densité du système racinaire diminue à l'amont et à l'aval de la haie respectivement à partir de 1 m et 60 cm de profondeur.

Landsberg (1999) et Sudmeyer (2002) ont proposé une relation exponentielle décroissante pour décrire la distribution latérale des racines d'un arbre (Équation 5.4) :

$$R_d = a \cdot e^{-bd} \quad (5.4)$$

Où : R_d est la densité racinaire, a et b sont des paramètres d'ajustement et d est la distance de l'arbre. A partir de l'équation 5.4, Russell *et al.* (2007) ont montré que la largeur occupée hydrologiquement par le système racinaire de l'arbre est la somme de la largeur réelle de l'arbre plus une largeur équivalente (W) qui peut être calculée par l'équation 5.5 :

$$W = \frac{1}{b} \quad (5.5)$$

A partir des observations de terrain, la densité racinaire peut être déterminée et les paramètres a et b ajustés. La largeur équivalente W peut être calculée ensuite. En absence de mesures, ce paramètre (W) peut être déterminé à partir de la hauteur de l'arbre (h) (Russell *et al.*, 2007) selon l'équation 5.6 :

$$W \approx \frac{2}{3}h \quad (5.6)$$

La figure 5.13 montre la relation entre la densité racinaire et la distance en amont (Figure 5.13a) et en aval (Figure 5.13b) de la haie.

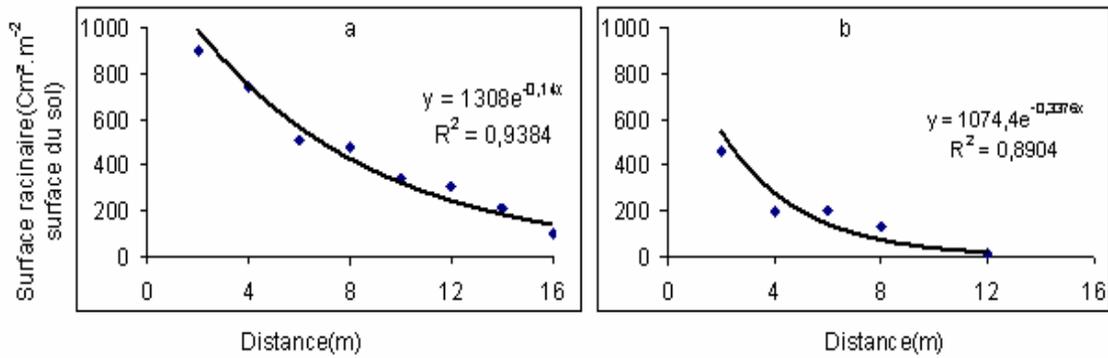


Figure 5.13 : Distribution du système racinaire (Rd) en fonction de la distance de la haie (d) en amont (a) et en aval (b).

La largeur effective (W) calculée est de 7,14 m pour la partie amont et 3 m pour la partie aval. La somme de ces deux valeurs plus la largeur réelle de la haie (70 cm en moyenne pour les arbres étudiés) constitue la largeur de la zone d'influence de chaque arbre. Il faut tout de même souligner que cette formulation ne tient pas compte de la distribution racinaire de chaque arbre mais constitue une simple extrapolation des observations de terrain dans une tranchée située à une dizaine de mètres de la zone étudiée. Pour obtenir la surface occupée par la haie, la longueur de la haie est déterminée à partir de la longueur du linéaire haie bordant la zone d'étude (L=10 m). La transpiration de la haie est obtenue en divisant le volume d'eau prélevé dans la zone d'étude (somme de la consommation des 4 arbres) par la surface d'influence de la haie (Figure 5.14). Comme dans l'approche précédente, la transpiration estimée en utilisant la surface explorée par les racines est inférieure à l'ETP en 2006, elle est supérieure à l'ETP en 2007 sauf en avril et en juillet 2007.

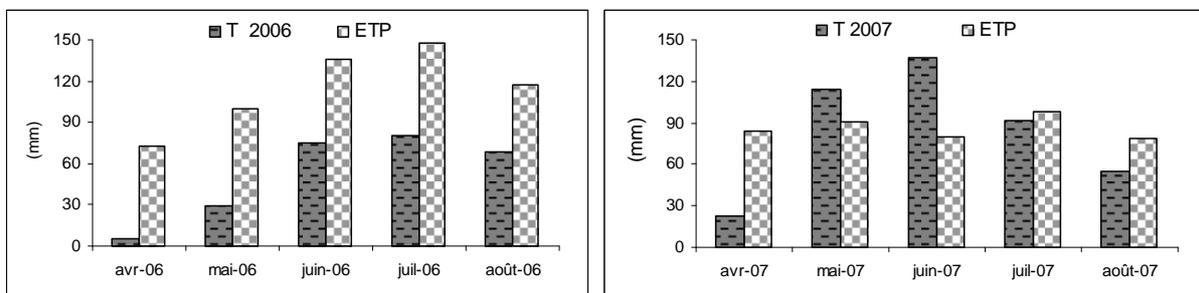


Figure 5.14 : Transpiration (T) de la haie calculée en utilisant la surface explorée par les racines selon la méthode de Landsberg (1999) et Sudmeyer (2002).

5.3.3 A partir de la densité du système racinaire

On considère ici que le prélèvement racinaire dépend de la densité du système racinaire. Celle-ci diminue en s'éloignant de la haie, le taux de prélèvement d'eau, et donc de la transpiration, devrait diminuer également. La densité du système racinaire observée dans les deux tranchées (chapitre 3, Figure 3.3 et Figure 3.4) montre que la majorité des racines se situe jusqu'à 8 m en amont et 6 m en aval de la haie. Pour cette raison, nous avons cherché à considérer quatre classes de distance (AM 0-8 : 0 à 8 m amont, AM 8-16 : 8 à 16 m amont, AV 0-6 : 0 à 6 m aval, AV 6-12 : 6 à 12 m aval). La méthode de calcul proposée (équation 5.7) permet de pondérer la densité racinaire en fonction de la distance de la haie :

$$T_c = \frac{\left(\frac{R_c}{R_t} \times V \right)}{S_c} \quad (5.7)$$

Où :

T_c : Transpiration pour chaque classe de distance

R_c : % racinaire observé pour chaque classe de distance

R_t : Somme des racines observées en amont et en aval de la haie

V : Volume d'eau transpiré par les quatre arbres de la zone arbre

S_c : Surface correspondant à chaque classe de distance (classes AM 0-8 et AM 8-16 : 80 m² ; classes AV 0-6 et AV 6-12 : 60 m²)

La transpiration estimée en utilisant la répartition du système racinaire (figure 5.15) montre que 70% du prélèvement racinaire se produit en amont et 30% en aval de la haie. Environ 60% du prélèvement racinaire a lieu à AM 0-8 et 24% à AV 0-6. An amont de la haie, la transpiration au voisinage de la haie (AM 0-8) est 3 fois plus importante que celle ayant lieu loin de la haie (AM 8-16).

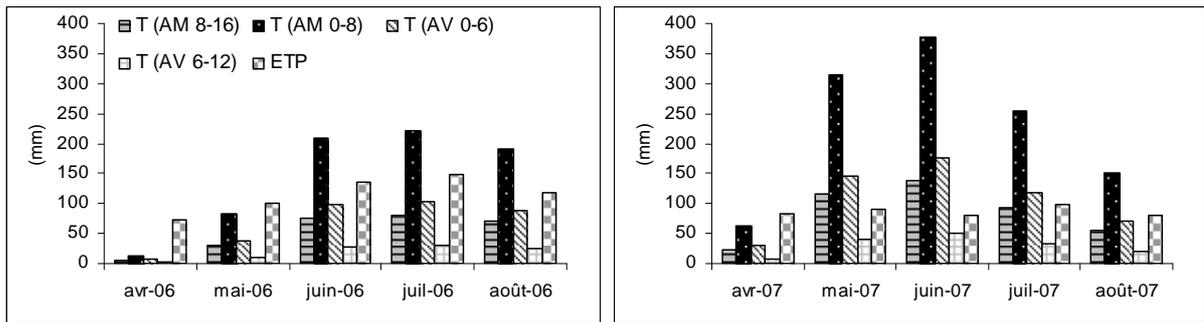


Figure 5.15 : Transpiration en considérant le pourcentage de racines pour chaque classe de distance de la haie.

5.4 Comparaison des trois méthodes d'estimation de la transpiration

La transpiration calculée en utilisant la projection de la cime (méthode 1) est 1,4 celle obtenue en utilisant la surface occupée par les racines et 0.8 à celle en utilisant l'abondance des racines à différentes distance de la haie (méthode 3) (Figure 5.16).

La comparaison du rapport T/ETP pour les 3 méthodes utilisées pour estimer la transpiration (tableau 5.3) montre une différenciation assez nette entre les deux années étudiées. Ce rapport est moins important pour l'année 2006 qui a été une année sèche. Selon la méthode 1 (calcul en utilisant la projection de la cime), en avril 2006 la transpiration est de 14% de l'ETP. Ce rapport a augmenté avec la demande climatique pendant la période où les feuilles se développent. Il atteint 40% en mai, et 79% en août. De nombreux auteurs montrent que la transpiration de l'arbre est fortement corrélée aux données climatiques (Cermak *et al.*, 1982 ; Granier, 1996; Wilson et Baldocchi, 2000). Le rapport transpiration/ETP est plus élevé pour l'année la plus humide (2007). Ce rapport est de 59% en avril et atteint 229 % en juin (tableau 5-3). Les valeurs de la transpiration pour un peuplement forestier quand l'alimentation en eau est suffisante représentent en moyenne 80% de l'ETP (Cermak *et al.*, 1982 ; Ladekarl, 1998 ; Granier *et al.*, 1999).

Pour la méthode 3, le rapport T/ETP est trois fois plus grand pour AM 0-8 comparé à AM 8-16. Pour AM 0-8, ce rapport est de 160% en août 2006 et 475% en juin 2007. Pour toutes les dates considérées (avril à aout), ce rapport diminue avec la distance de la haie (tableau 5-3).

La variation du stock d'eau du sol entre avril et août et pour les deux années étudiées (chapitre 3, Figure 5.17) montre une nette diminution de la réserve d'eau du sol au voisinage de la haie

(AM4 et AV2). Cette diminution est trois fois plus grande que celle observée au niveau des points de mesure situés loin de la haie (AM16 et AV12). En comparant la variation de la réserve d'eau du sol à différentes distances de la haie (Figure 5.17) et le taux de transpiration calculé par la méthode 3 pour chaque classe de la distance (Figure 5.15), on peut confirmer que le taux de prélèvement racinaire est fortement lié à la densité du système racinaire. Cette dernière ayant servi à estimer la transpiration par la méthode 3.

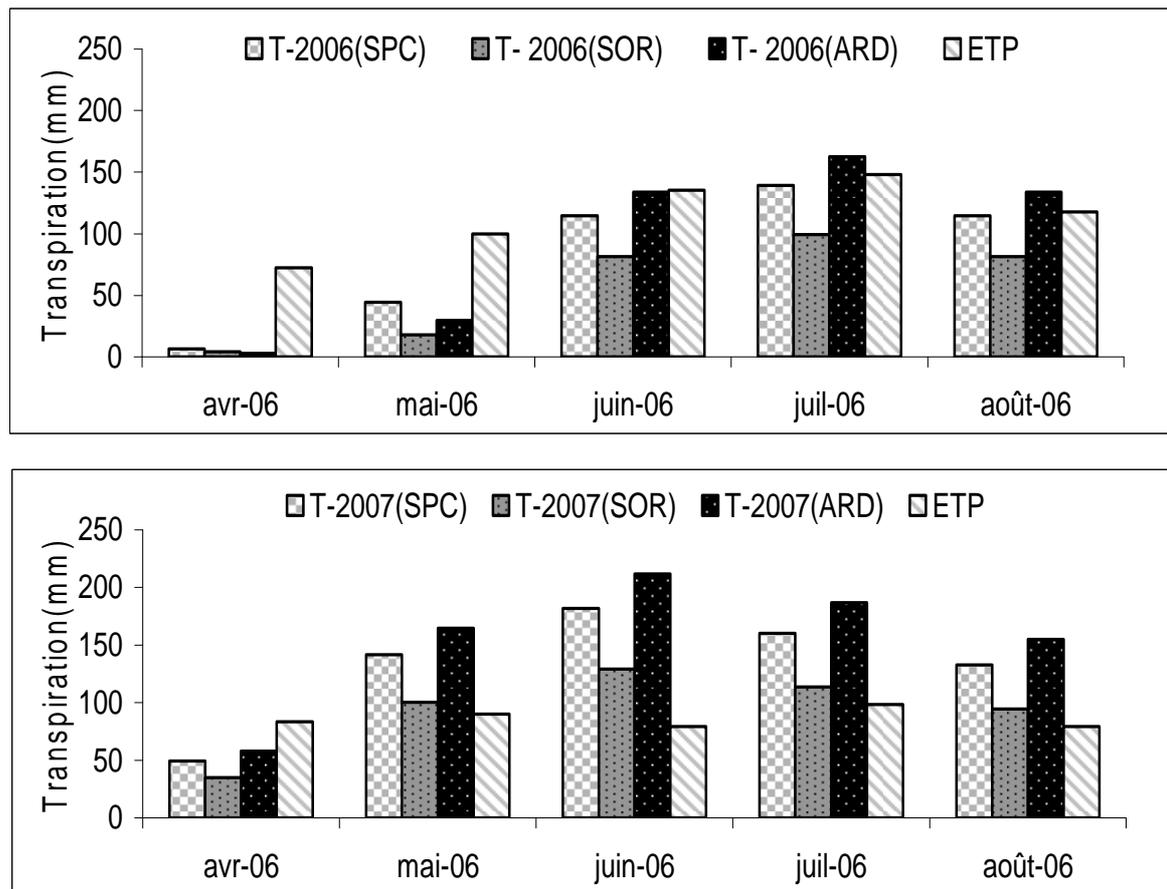


Figure 5.16 : Comparaison de la transpiration calculée par 3 méthodes et l'ETP calculée par la méthode Penman-Monteith. SPC (la projection de la cime), SOR (la surface occupée par les racines, ARD (somme pondérée par l'abondance de la racine à différent distances de la haie).

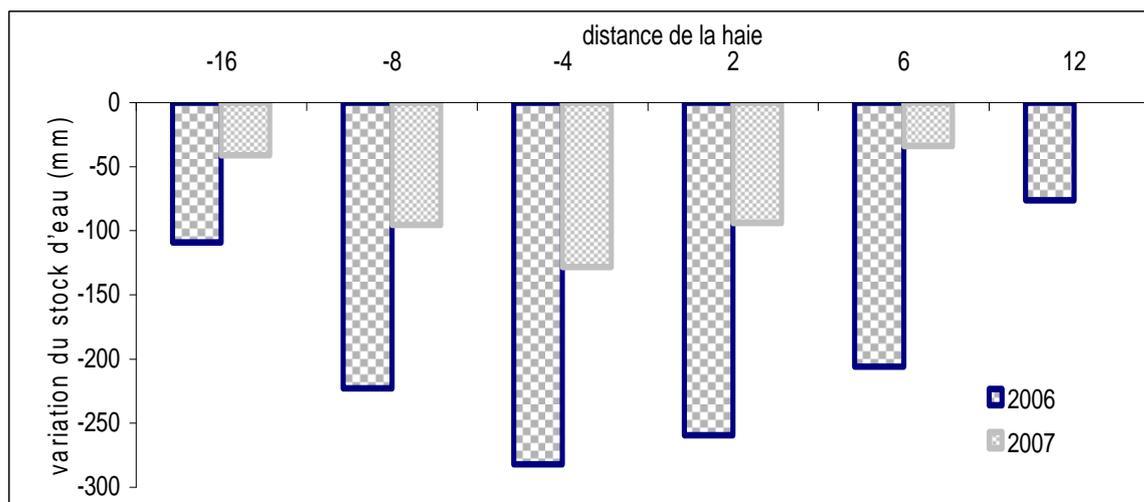


Figure 5.17 : Variation du stock d'eau à différentes distances de la haie calculée entre avril et août pour les deux années d'étude (2006 et 2007).

Tableau 5.3 Rapport transpiration/ETP pour les 4 arbres étudiés selon les trois méthodes.

	ETP (mm)	T/ETP					
		méthode 1	méthode 2	méthode 3			
				AM 0-8	AM 8-16	AV 0-6	AV 6-12
Avril 2006	72,3	0,14	0,07	0,19	0,07	0,09	0,02
Mai 2006	100	0,40	0,30	0,82	0,30	0,38	0,11
Juin 2006	135,5	0,76	0,56	1,54	0,56	0,72	0,20
Juillet 2006	148,1	0,77	0,54	1,50	0,55	0,70	0,20
Août 2006	117,5	0,79	0,58	1,62	0,59	0,75	0,21
Avril 2007	83,7	0,37	0,28	0,76	0,28	0,35	0,10
Mai 2007	90,3	1,71	1,26	3,49	1,28	1,62	0,46
Juin 2007	79,5	2,33	1,72	4,75	1,74	2,21	0,62
Juillet 2007	98,2	1,27	0,94	2,59	0,95	1,20	0,34
Août 2007	79,3	0,94	0,69	1,91	0,70	0,89	0,25

5.5 Bilan hydrique

Dans cette partie, nous allons présenter le bilan hydrique d'abord à l'échelle du versant étudié (zone d'étude) avec deux résolutions spatiales, ensuite à l'échelle du bassin versant.

5.5.1 Les différents termes du bilan hydrique

A l'échelle du profil du sol (Figure 5.18), la variation du stock d'eau (ΔS) est égale à la somme des entrées (Pluie nette (P_n) et remontées capillaires (R)) et des sorties (évapotranspiration réelle, pertes par écoulement latéral et drainage vertical (D)). Le réservoir sol se définit par sa profondeur, liée à la profondeur d'enracinement. Nous considérons ici un profil de sol de 2 m de profondeur.

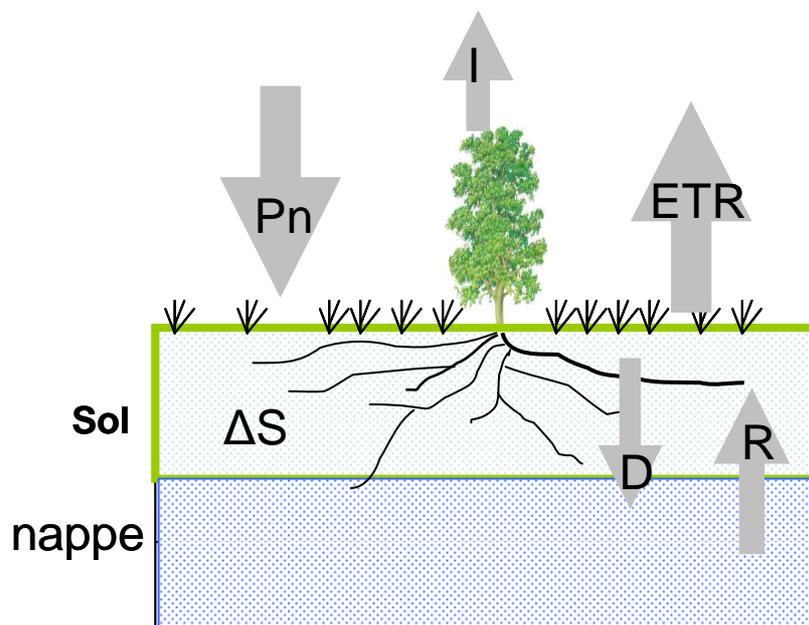


Figure 5.18 : Différents termes du bilan hydrique du sol : Pluie nette (P_n), Interception (I), Evapotranspiration réelle (ETR), stock d'eau du sol (ΔS), Drainage vertical (D), Remontées capillaires (R).

En considérant le ruissellement négligeable, l'équation du bilan hydrique s'écrit :

$$\Delta S = P_n - I - ETR - D + R \quad (5.8)$$

Où ΔS est la variation de la réserve d'eau pendant une période donnée, P_b est la pluie brute,, I est l'interception de la pluie par l'arbre, ETR est l'évapotranspiration réelle, D est le drainage et R représente la remontée capillaire.

Les variations temporelles de l'humidité volumique à différentes distances de la haie ont été présentées chapitre 3. En utilisant ces résultats, la variation du stock d'eau (ΔS) pour chaque période est calculée par horizon, selon l'équation :

$$\Delta S = [\theta_f - \theta_i] \cdot z \quad (5.9)$$

Où θ_f est la teneur en eau volumique à la fin de la période considérée ; θ_i est la teneur en eau volumique au début de la période ; z est l'épaisseur de l'horizon considéré.

La somme des stocks d'eau au niveau de chaque horizon est calculée pour chaque profil (2 m de profondeur). Les apports et les fuites latérales sont intégrés dans le calcul du stock d'eau du sol déterminé à partir des mesures de teneur en eau (équation 5.9).

L'impact de la haie sur le bilan hydrique et notamment en ce qui concerne l'ETR devrait être fortement lié à l'état phénologique de l'arbre (période avec feuilles et période sans feuilles). Les bilans d'eau seront construits pour ces deux périodes. D'un point de vue hydrologique, la période sans feuilles se caractérise par la recharge de la nappe et l'humidification du sol. Ces deux processus sont dus aux pluies hivernales et à une faible ETP. La période avec feuilles quant à elle se caractérise par une baisse progressive du niveau de la nappe et par l'assèchement du sol. Ces deux processus sont concomitants avec une pluviosité plus faible et une ETP plus importante. En considérant à la fois les conditions climatiques, hydrologiques et phénologiques pendant la période d'étude (2005 à 2007), pour établir le bilan hydrique à l'échelle de l'année hydrologique, nous considérons les deux périodes ainsi :

- Période 1 (sans feuilles): début novembre à fin avril
- Période 2 (avec feuilles) : début mai à fin août

Les mesures pluviométriques (P), l'estimation de l'interception (I), et le calcul des variations de stock d'eau dans le sol (ΔS) ont été présentés dans les chapitres précédents (chapitre 3 et 4). Nous considérons que jusqu'à 8 m en amont et 6 m en aval de la haie, l'interception est de 12% de la pluie pour la période 1 et 28% pour la période 2 (cf. article chapitre 4). En comparant la variation de la réserve d'eau du sol à différentes distances de la haie et le taux de transpiration calculé (paragraphe 5.3.3), nous avons mis en évidence que le taux de transpiration pour chaque classe de distance est fortement lié à la densité du système racinaire. Pour l'ETR, la transpiration des arbres de la haie est estimée à partir de la densité du système racinaire. On suppose que la transpiration de la prairie est égale de l'ETP à toutes les

distances de la haie, et donc l'ETR est égale à la somme de l'ETP et de la transpiration des arbres dans chaque classe de distance. Les calculs des différents termes du bilan hydrique sont présentés dans l'annexe 7.

5.5.2 Bilan hydrique local spatialisé

Pour dresser le bilan hydrique à l'échelle locale, nous allons d'abord procéder par zone. Ces zones correspondent à des largeurs que nous avons déterminées à partir des points de mesure (AM16, AM8, AM4, AV2, AV6 et AV12). Ensuite, nous exprimerons le bilan hydrique à l'échelle de la zone d'influence des arbres (distribution du système racinaire, évolution des teneurs en eau au voisinage de la haie, interception de la pluie). Quatre zones seront considérées (AM 8-16, AM 0-8, AV 0-6 et AV 6-12).

La figure 5.19 présente les résultats du calcul du bilan hydrique spatialisé. Les valeurs du drainage et de la remontée capillaire de la nappe sont calculées en remplaçant ΔS dans l'équation 5.8 par la valeur obtenue à partir des mesures de terrain (équation 5.9). La confrontation de ΔS mesurée et ΔS calculée permet de déduire la remontée capillaire et le drainage. L'hypothèse majeure consiste à considérer que la remontée capillaire est nulle pendant la période 1 et que le drainage est nul pendant la période 2. Cette hypothèse permet de déduire R ou D directement de l'équation 5.8 ($R=0$ en période 1 et $D=0$ en période 2).

Les résultats obtenus, sur les 6 zones, montrent que pour la période 1 et pour les deux années hydrologiques étudiées, le drainage profond est plus important loin de la haie (AM16 et AV12) (Figure 5.19a). Pour l'année la plus humide (2006-2007), on peut noter d'une part un taux de drainage plus important qu'en année sèche. D'autre part une augmentation du drainage au voisinage de la haie (AM4 et AV6). Pour AM4, le taux de drainage est deux fois plus élevé en 2006-2007 par rapport à l'année sèche (2005-2006). On peut également noter que la mise en évidence de l'effet des arbres sur le drainage dépend de la résolution spatiale utilisée. En utilisant 6 zones, on constate que la diminution du drainage est plus remarquable au voisinage immédiat de la haie alors que l'analyse des résultats sur quatre zones ne met pas clairement en évidence l'effet de la haie sur le drainage hormis le point de mesure AV 0-6 (Figure 5.19a et b).

Concernant la remontée capillaire (période 2), on constate une sollicitation de la nappe plus importante au voisinage de la haie (Figure 5.19a) avec un effet net de la résolution spatiale (Figure 5.19a et b).

Ces résultats montrent que le drainage est fortement réduit sous la haie, et diminue significativement à une certaine distance de la haie (8 m amont et 6 m aval). Nous avons calculé les termes du bilan hydrique (en mm) pour chaque classe de distance. Le détail des calculs des différents termes du bilan hydrique à l'échelle du site expérimental et pour les deux périodes étudiées basé sur 6 classes de distance montre que les entrées nettes dans la nappe sont moins importantes au voisinage de la haie (Figure 5.20). Nous avons montré dans les chapitres précédents un assèchement plus important du sol au voisinage de la haie.

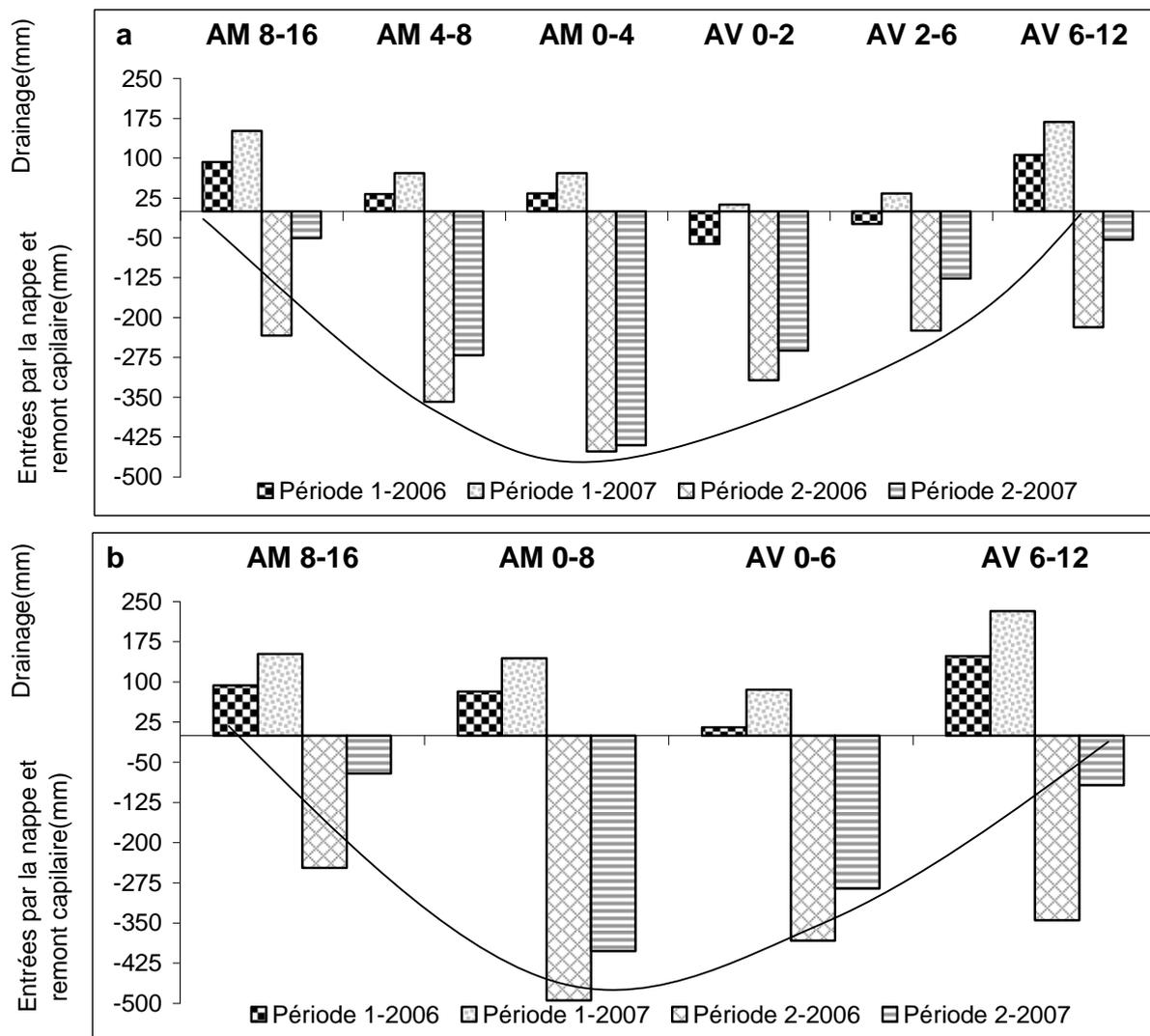


Figure 5.19 : Effet de la résolution spatiale sur l'évaluation du drainage et de la remontée capillaire pour différentes distances de la haie (a) 6 zones, (b) 4 zones.

Au début de la période 1 de la première année d'étude (2005-2006), le sol est complètement sec à cause de la sollicitation importante par le prélèvement racinaire de la haie. Pour AM 0-4

et AM 4-8, environ 33% et pour AV 0-2 environ 60% de la pluie est stockée dans le sol lors de la période 1 alors que le taux de pluie stockée dans le sol a été 25% pour AM 8-16 et 20% pour AV6-12 (Figure 5.20). Etant donné que le sol est plus sec et que la capacité à retenir l'eau est légèrement plus importante au voisinage de la haie, les entrées nettes dans la nappe y sont moins importantes. Pendant cette période le drainage est faible au voisinage de la haie jusqu'à 8 m en amont et 6 m en aval de la haie (10% de la pluie pour AM4 contre 37% en AM16 et 58% en AV12). Pendant cette période 23% de la pluie a pénétré dans le sol et a alimenté la nappe et 25% de la pluie a été stocké dans le profil du sol. La période 1 de la deuxième année d'étude (2006-2007), se caractérise par l'augmentation de la réserve en eau du sol et un important drainage. 27% de la pluie a pénétré dans le sol et a alimenté la nappe et 34% a été stockée dans le profil du sol.

Les précipitations enregistrées pour la période 2 de la première année (2005-2006) (Figure 5.20) sont plus faibles et l'interception plus forte au voisinage de la haie. L'ETR est la composante importante du bilan hydrique pour cette période (3,7 fois plus grande que la pluie pour la zone d'étude). L'ETR est composée de 55% de la pluie et de l'eau stockée dans le sol et de 45% de l'eau prélevée dans la nappe. La quantité d'eau prélevée dans la nappe est 1,9 fois plus importante au voisinage de la haie (AM 0-4) comparée aux classes de distance situées loin de la haie (AM 8-16). La différence entre la remontée capillaire sous la haie (AM 0-4) et loin de la haie (AM 8-16) est de 217 mm (Figure 5.20). Cette différence est liée d'une part au déficit créé par l'interception de la pluie par la haie et d'autre part à la forte transpiration de la haie. L'ETR au voisinage de la haie est l'ETR de l'ensemble de haie et prairie, alors que l'ETR à l'extérieur est celle de la prairie uniquement.

Les précipitations enregistrées pour la période 2 de la deuxième année hydrologique sont de l'ordre de 385 mm, c'est environ 2 fois celles de la période 2 de la première année hydrologique. La sollicitation de la nappe ainsi que la variation du stock d'eau étaient plus faibles lors la deuxième année d'étude probablement à cause de la disponibilité de l'eau du sol liée aux importantes précipitations. Pendant cette période, l'ETR est composée de 77% de la pluie et de l'eau stockée dans le sol (contre 55% pour la première année) et 33% de l'eau prélevée dans la nappe (contre 45% pour la première année).

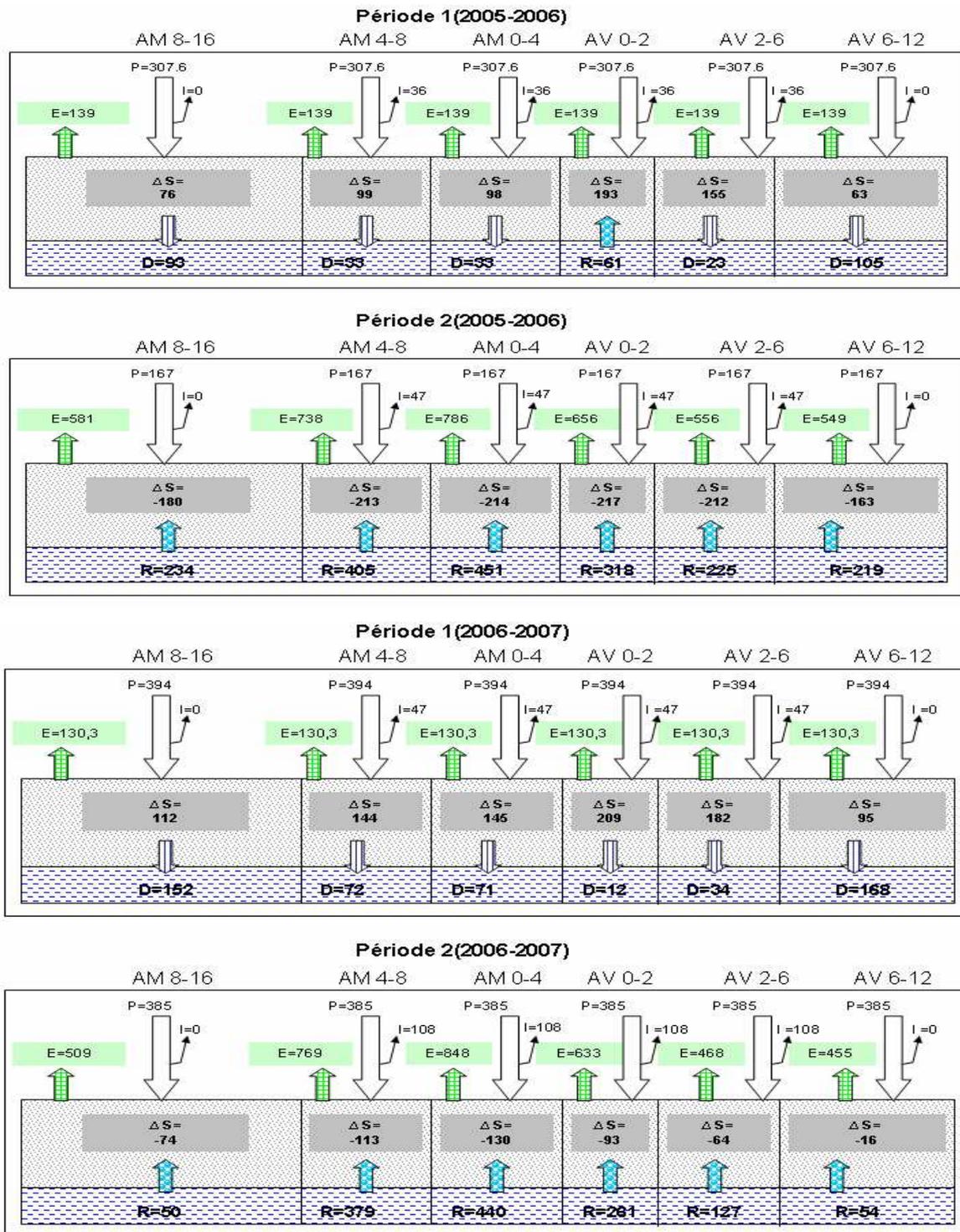


Figure 5.20 : Quantification des différents termes du bilan hydrique (en mm) pour chaque classe de distance (P : Pluie, E : évapotranspiration réelle, I : Interception, ΔS , Drainage et R : remontée capillaire) pour les 6 classes de distance (AM 8-16, AM 4-8, AM 0-4, AV 02, AV 2-6 et AV 6-12).

5.5.3 Bilan hydrique à l'échelle de bassin versant

Les résultats obtenus en dressant le bilan hydrique à l'échelle locale montrent l'importance de l'interception et de la transpiration de la haie dans le bilan hydrique. Ces deux processus interviennent d'une manière décalée selon la résolution temporelle considérée (période avec feuilles et période sans feuilles). Nous allons considérer ces deux périodes séparément.

A l'échelle du bassin versant, l'impact de la haie dépend de la densité du bocage (en mètre linéaire par hectare), de la période considérée et de l'état initial du sol. Les conditions climatiques utilisées correspondent à une moyenne de 32 années climatiques (1971-2003) pour l'Ille et vilaine (Ferren, 2004). Pour l'interception la largeur de la zone d'influence de la haie sera prise égale à 15 m.

Plusieurs scénarios de densité du réseau de haies allant de 50 à 200 m.ha⁻¹ permettent d'évaluer le déficit hydrique à l'échelle du bassin versant (Tableau 5.4). Concernant l'interception de la pluie, l'effet de la haie sur l'interception de la pluie reste assez faible pendant la première période (novembre à avril), elle est de 0,9 à 3,6% de la pluie selon la densité du réseau de haies considérée. Cependant, cet effet est plus important pendant la période 2 (mai à octobre) même pour des densités de bocage considérées comme moyennes notamment en Bretagne (2,1% de la pluie pour 50 m et 4,2% pour 100 m.ha⁻¹).

Le déficit hydrique supplémentaire lié à la transpiration des arbres de la haie peut être considéré de la même manière que l'interception (Tableau 5.4). Il est de l'ordre de 7% de la pluie pour 50 m.ha⁻¹ et augmente jusqu'à 28% de la pluie pour un linéaire de 200 m.ha⁻¹.

Selon la densité du bocage considérée le déficit hydrique lié à la fois à l'interception et à la transpiration de la haie est de 10 à 40 % de la pluie annuel.

Les résultats obtenus sur deux années hydrologiques assez contrastées montrent la variabilité de l'influence de la haie en fonction des conditions climatiques. Malgré que la quantité d'eau transpirée par la haie fût plus élevée pour l'année humide, l'effet de la haie sur l'humidité du sol était plus marqué pour l'année sèche.

L'extrapolation de l'impact de la haie de l'échelle locale à l'échelle du bassin versant montre un effet net de la haie sur le bilan hydrologique. Cet effet est naturellement variable en fonction de la densité du bocage. Un autre aspect qui semblerait déterminant est lié à la morphologie des arbres (âge, taille...). Pour une densité de 100 m.ha⁻¹, le déficit hydrique supplémentaire causé par la haie est de l'ordre de 18% de la pluie annuelle lors de la période 2. L'intégration de cet effet dans la modélisation hydrologique particulièrement pour les

bassins versant ayant une densité importante de bocage permettrait d'améliorer les résultats des simulations.

Tableau 5.4 : Déficit hydrique dû à l'interception et à la transpiration de la haie en fonction de la densité du bocage pour les deux périodes de l'année.

	Novembre -Avril (la haie sans feuilles)				Mai –Octobre (la haie avec feuilles)			
Pluie de la région (mm)	388,7				331,5			
Densité de la haie (m.ha ⁻¹)	50	100	150	200	50	100	150	200
Déficit hydrique lié à l'interception (mm)	3,50	7,00	10,49	13,99	6,96	13,92	20,88	27,85
Déficit hydrique lié à l'interception (% de la pluie)	0,9	1,8	2,7	3,6	2,1	4,2	6,3	8,4
Volume d'eau consommé par la haie étudié avec une longueur de l'ordre de 10m (Litres)	0				46910			
Déficit hydrique lié à la transpiration (mm)	0	0	0	0	23,46	46,91	70,37	93,82
Déficit hydrique lié à la transpiration (% de la pluie)	0,00	0,00	0,00	0,00	7,08	14,15	21,23	28,30
Déficit hydrique total (interception et transpiration) (% de la pluie)	0,9	1,8	2,7	3,6	9,18	18,35	27,53	36,70

Du fait des résultats obtenus, la question que nous nous poserons est la suivante : quelles sont les conséquences de ces données sur la modélisation du rôle de la haie, que ce soit à l'échelle locale ou à l'échelle du bassin versant. Pour intégrer le fonctionnement hydrologique des haies dans un modèle hydrologique et évaluer leur impact dans le bilan d'eau à l'échelle du bassin versant, nous avons besoin d'un modèle distribué à maillage fin. Les résultats obtenus à l'échelle locale mettent en évidence l'importance de la taille du maillage autour de la haie : plus le maillage est fin plus les effets de la haie sera bien représenté. Nos résultats montrent que pour bien distinguer l'impact de la haie dans le bilan hydrologique, nous avons besoin un maillage de résolution au moins 8 m autour du linéaire de haies. Il faut noter que la résolution spatiale utilisée ne dépend pas des conditions climatiques. Les deux années étudiées bien qu'elles soient très contrastées n'ont pas donné de résultats significativement différents concernant la résolution spatiale utilisée.

5.6 Conclusion du chapitre

Plusieurs auteurs ont montré une relation significative entre l'épaisseur du bois d'aubier et la circonférence de la haie (Infante *et al.*, 1997 ; Schiller *et al.*, 2007). Nos résultats confirment cette relation avec un R^2 de 0,98. Nous observons par ailleurs que la densité de flux de sève est plus élevée pour un arbre ayant une circonférence plus importante. La variabilité de la densité de flux de sève en fonction des paramètres de l'arbre devrait être prise en compte pour proposer une typologie des arbres. Cette typologie peut s'appuyer sur les relations entre l'épaisseur du bois d'aubier et la circonférence. Cette dernière information n'étant pas toujours facilement accessible, nous pouvons nous appuyer sur la connaissance de la projection de la cime qui est elle-même directement liée à la circonférence de l'arbre.

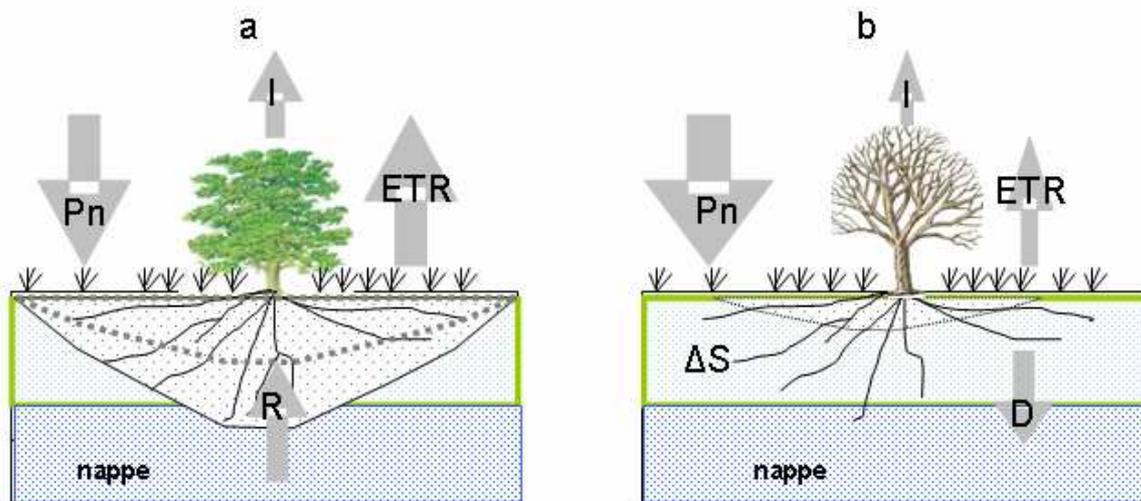
Par ailleurs, concernant les mesures de flux de sève, la variabilité directionnelle de la densité de flux de sève confirme la nécessité d'avoir un minimum de 2 capteurs par arbre. Cette variabilité est-elle dépendante de la structure de chaque arbre plus que de l'orientation par rapport au soleil, comme l'ont montré plusieurs auteurs (Cohen *et al.*, 1981 ; Infante *et al.*, 1997 ; Schiller *et al.*, 2007).

Pour ce qui est de l'évaluation de la dynamique annuelle et interannuelle du flux de sève, nos résultats montrent que le volume d'eau consommée dépend fortement de la disponibilité de l'eau du sol. L'humidité du sol semble représenter un paramètre déterminant pour définir les quantités d'eau mobilisables par les arbres. En effet, la relation entre le stress hydrique et la réduction du flux de sève a été nettement démontrée. La haie étudiée est constituée de chênes, la transpiration a lieu pendant la période où les arbres possèdent des feuilles (mai à octobre). La transpiration mesurée en 2007 est de 1,2 à 3 fois celle mesurée en 2006 ; cet écart a été plus important au début de la saison végétative. En 2007, le rayonnement net a été du même ordre de grandeur voire plus faible qu'en 2006. C'est donc aux différences de la réserve en eau du sol qu'il faut imputer cet écart. La pluie en 2007 a été presque 2 fois plus importante qu'en 2006 (542 mm pour l'année hydrologique 2005-2006 et 936 mm pour l'année 2006-2007) et donc le sol est resté humide sur toute sa profondeur. Malgré qu'en mai et juin 2006 le sol a été humide en profondeur, la transpiration de la haie a été plus faible qu'en 2007. La transpiration maximale de l'arbre a eu lieu pendant la période où tous les profils du sol sont humides. Ce résultat est en accord avec les résultats expérimentaux de Graham et Nobel (1999) et ceux de Yu *et al.*, (2007). Ces auteurs ont montré que la transpiration de la plante est maximale quand la disponibilité de l'eau est maximale.

En ce qui concerne l'estimation de la transpiration de la haie, les résultats obtenus varient selon la méthode utilisée pour traduire le volume d'eau consommé par la haie en transpiration par surface unitaire. Trois méthodes ont été utilisées, il en ressort que chaque méthode répond à des objectifs différents. La transpiration calculée sur la base de la projection de la cime est environ 1,4 fois plus grande que la transpiration calculée en utilisant la largeur effective. Cette dernière méthode permet de calculer une valeur moyenne de la transpiration pour toutes les distances à la haie. La prise en compte de la distribution racinaire (méthode 3) devrait permettre d'avoir une estimation plus exacte de la transpiration à différente distance de la haie. La densité du système racinaire des arbres est plus importante au voisinage de la haie. Cela montre qu'une grande partie de l'eau mobilisée pour la transpiration provient de cette zone. Guyot (1997) considère que la transpiration d'une haie est 2 à 3 fois supérieure à celle d'une culture basse qui occuperait la même surface.

Nous nous appuyons sur les résultats de la seconde partie de ce chapitre pour proposer des schémas sur le rôle de la haie qui peuvent servir à l'intégration de l'impact de la haie dans les modèles hydrologiques. Pendant la période estivale les processus déterminants qu'il faudrait représenter sont l'interception de la pluie et la transpiration de la haie. D'autres termes du bilan hydrique comme la remonté capillaire et le drainage seront directement affectés par la présence du bocage (Figure 5.21).

La période sans feuilles se caractérise par l'augmentation de l'humidité du sol et la recharge de la nappe (Figure 5.21b). Pendant cette période, le drainage peut être faible ou négligeable au voisinage de la haie à cause du fort assèchement du sol pendant la période estivale. Le processus de drainage dépend des conditions d'humidité du sol. Pendant des années sèches, le processus de drainage peut rester faible au voisinage de la haie jusqu'à la fin de la période.



	Période avec feuilles	Période sans feuilles	Remarques
Pluie	Abattement de la pluie à une largeur de 15m de l'ordre de 30%	Abattement de la pluie à une largeur de 15m de l'ordre de 10%	A moduler en fonction de la taille de l'arbre
ETR	Fonction régulière croissante depuis 15 m jusqu'à l'axe de la haie (voire figure 5.20)	Pas d'effet	Effet est plus marqué lorsque le réserve en eau du sol est forte (1.2-3 fois)
Remonté capillaire	Plus importante sous la haie (fonction croissante depuis la limite amont ou aval (9 m amont, 6m aval) jusqu'à l'axe de la haie (voire figure 5.20)	Dépend de la profondeur du sol considérée (éventuellement des apports par la nappe)	A moduler selon l'état hydrique
Drainage	Dépend de l'état hydrique du sol si $\theta > \theta_s$	Fonction décroissante depuis la limite amont ou aval (15 m amont, 12 m aval) jusqu'à l'axe de la haie (voire figure 5.20)	A moduler selon l'état hydrique

Figure 5.21 : Schématisation du déficit hydrique causé par la haie ; (a) Période avec feuilles et (b) Période sans feuilles.

Conclusion générale

Les structures linéaires boisées du paysage en général et les haies en particulier, autrefois très présentes, ont vu leur densité diminuer considérablement avant de retrouver une stabilisation, voire une augmentation du fait de leur multiples intérêts et des politiques agricoles. L'objectif de cette thèse était de quantifier spatialement et temporellement l'impact d'une haie de bas fond sur les différents termes du bilan hydrique. Cette étude est conduite à l'échelle de la parcelle en privilégiant les aspects ayant trait au transfert de l'eau dans le sol et dans la nappe. Le rôle biogéochimique de la haie n'a pas été abordé ici même si quelques stagiaires ont traité cette question en parallèle sur le même site.

A partir des résultats obtenus à l'échelle locale, nous avons proposé un schéma de fonctionnement qui permettrait de représenter le rôle de la haie dans les modèles hydrologiques. Ces propositions ne sont qu'une extrapolation des résultats obtenus localement, ils mériteraient d'être testées et validées. Les mesures tensiométriques et piézométriques à différentes distances de la haie le long de deux transects de 28 m de longueur, distants de 10 m, ont permis de disposer d'informations fines sur le fonctionnement du système sol-nappe. La quantification de la transpiration de la haie a été effectuée à l'aide des mesures du flux de sève. La station micro-météorologique installée sur le site a permis de suivre les variables microclimatiques locales. En particulier, le suivi de la pluie à différentes distances en amont et en aval perpendiculairement à la haie, a permis d'appréhender l'effet de la distribution spatiale de la pluie. Enfin la caractérisation des propriétés physiques du sol et la description précise du système racinaire permettent de disposer des informations nécessaires pour aborder les transferts de l'eau dans le sol et dans la nappe.

Ce travail a été présenté en quatre parties :

- L'influence de la haie sur les propriétés physiques du sol ;
- L'impact de la haie sur les transferts de l'eau dans le sol et dans la nappe : effet sur la distribution spatiale de la pluie et rôle du prélèvement racinaire ;
- La quantification de l'effet de la haie dans le bilan hydrique a été réalisée à l'échelle locale et à l'échelle du versant après avoir proposé une spatialisation de la transpiration.

Concernant **l'impact de la haie sur les propriétés physiques du sol**, les résultats obtenus permettent de décrire et d'analyser l'organisation des sols à différentes distances de la haie. L'épaississement progressif des horizons organo-minéraux au voisinage de la haie s'accompagne par une capacité à retenir l'eau plus élevée à la surface. Celle-ci peut empêcher

ou ralentir les écoulements de l'eau de l'amont vers l'aval. La densité racinaire est plus élevée en amont de la haie. La profondeur d'enracinement est également très différente entre ces deux localisations, elle dépend fortement de la profondeur du sol. L'enracinement maximal est observé au niveau des 50 premiers centimètres du sol soit 60,3% en amont et 92,2% en aval. En considérant la variation de l'enracinement en fonction de la distance à la haie et pour toutes les profondeurs, on s'aperçoit que celui-ci est maximal au voisinage de la haie entre 2 et 6 m de distance en amont et en aval de la haie. La présence d'un système racinaire dense au voisinage de la haie peut augmenter la capacité d'infiltration du sol. Les racines des arbres stabilisent le sol et forment des conduits qui accélèrent les écoulements. Les substances organiques provenant des racines et des feuilles améliorent la structure des sols, accroissant à la fois le taux d'infiltration et la capacité de rétention d'eau. Les résultats de notre étude ont montré un fort effet de la profondeur du sol, de la densité apparente et de la localisation (amont - aval) sur la distribution verticale des racines.

A l'amont de la haie, la densité apparente augmente légèrement avec la profondeur pendant que la conductivité hydraulique proche de la saturation ($K(h)$) diminue. La variation de la densité apparente est plus forte en aval de la haie avec une différence plus marquée entre la surface et la profondeur. En allant de l'amont vers l'aval, on constate une diminution de la densité apparente en surface et une légère augmentation en profondeur. La diminution de la densité apparente et l'augmentation de la conductivité hydraulique en aval de la haie dans l'horizon supérieur peut s'expliquer par l'augmentation de la macroporosité, liée à la présence des racines et la présence de litière.

Concernant l'impact de la haie sur la dynamique de l'eau dans le sol et dans la nappe, l'interception de la pluie et l'absorption racinaire particulièrement importantes en période estivale induisent un assèchement du sol au voisinage de la haie. Nos résultats montrent un effet important de la haie sur la distribution spatiale de la pluie estimée à 12% d'interception en période sans feuilles et 28% en période avec feuilles. Il faut souligner que l'interception des précipitations dépend de l'intensité et de la durée des événements pluvieux. L'impact de la haie sur la distribution spatiale de la pluie a été significative ($P < 0.05\%$) jusqu'à 9 m en amont et jusqu'à 6 m en aval. La série de données disponibles mériterait d'être complétée car nos données ne sont pas statistiquement représentatives pour proposer une formulation générique de l'interception.

L'extension spatiale de l'assèchement du sol est en cohérence avec la distribution du système racinaire. Cet assèchement, dont l'importance et la durée dépendent des conditions climatiques, peut entraîner à l'automne un retard d'humidification du sol et une rupture des

transferts latéraux. Le retard d'humidification du sol est de l'ordre de 3 mois pour l'année 2005-2006 (année sèche : 524 mm de pluie), il est moins d'un mois pour 2006-2007 (année humide : 936 mm de pluie).

Pour l'année 2006-2007, la variation du stock d'eau du sol est moins importante qu'en 2005-2006. Cependant, la variation du stock d'eau, sur 2 m de profondeur, est toujours plus importante au voisinage de la haie. Par ailleurs, la quantité d'eau transpirée par la haie varie naturellement selon la disponibilité de l'eau du sol, elle est d'environ 2 fois plus grande en 2006-2007.

Les résultats obtenus par les mesures piézométriques montrent que la dynamique de la nappe ainsi que l'évolution du gradient hydraulique horizontal sont variables selon les conditions climatiques, l'état hydrique du sol et la profondeur de la nappe. Pendant la période hivernale, le niveau de la nappe dépend essentiellement du niveau d'eau dans le cours d'eau aval. Le gradient hydraulique maximum est observé quand la nappe affleure en surface dans la zone humide. A cette période, la zone humide constitue une limite aval à la recharge de la nappe ce qui implique une recharge plus importante de la nappe du versant. Quand la transpiration se met en place, le niveau de la nappe ainsi que le gradient hydraulique diminuent progressivement. L'augmentation de la profondeur de la nappe est conjointe avec la diminution de la teneur en eau du sol, les arbres sont capables de tirer l'eau des horizons plus profonds. Dans ce contexte, la nappe devient une source importante pour satisfaire la transpiration de l'arbre. A la fin de l'été et en début d'automne, le gradient hydraulique devient faible ou négatif. L'inversion du gradient hydraulique à cette période est clairement liée à la connexion nappe-cours d'eau qui est à l'origine d'une augmentation importante du niveau piézométrique en aval alors que la recharge de la nappe du versant est plus lente. Les gradients du potentiel total observés à la fin de l'été soulignent l'importance de la remontée capillaire sous la haie d'où une sollicitation de l'eau de la nappe. Celle-ci pourrait se traduire par un léger rabattement de la nappe sous la haie qui a déjà été observé dans d'autres contextes. Dans cette étude le niveau hydrostatique de la nappe est toujours à l'équilibre et nous n'avons pas observé de dépression nette du toit de la nappe sous la haie malgré des volumes de remontée capillaire deux fois plus importants sous la haie. Cette sollicitation des nappes via l'absorption racinaire peut causer une gamme d'effets. La végétation boisée (haies ripisylve, arbres isolés et systèmes agroforestiers) devient un élément important qui fixerait d'abord les transferts dans le sol mais aussi le débit du cours d'eau. La réduction du débit, souvent attribuée aux zones humides, est perçue comme un impact positif quand il s'agit d'écarter les crues et négatif en étiage. Dans notre contexte climatique et s'agissant d'une haie

de chênes, l'effet immédiat sur la dynamique de l'eau est surtout perceptible en période estivale. Cet impact se répercute sur la saison humide de l'année suivante lorsque les pluies, trop faibles à la reprise des écoulements, ne permettent pas de vaincre l'assèchement du sol. C'est seulement dans ces conditions que l'effet de la haie sur le transfert d'eau dans le sol est visible jusqu'en hiver. L'impact associé de la zone humide et de la haie sur la dynamique de la nappe ainsi que le rôle des connexions nappe-rivière dans le contrôle hydrologique du versant constituent des processus intéressants à considérer dans la modélisation hydrologique notamment pour les bassins versants où la densité des structures linéaires boisées est importante.

La finalité de ce travail consiste à quantifier **l'impact de la haie dans le bilan hydrique à l'échelle locale et à l'échelle du versant via la quantification de l'interception et de la transpiration**. Nous avons mis en évidence un effet net de la haie sur le bilan d'eau à l'échelle locale. Les processus clés de cette influence sont le prélèvement racinaire et l'interception de la pluie. D'autres processus associés ont été identifiés et méritent d'être intégrés. Il s'agit notamment de l'augmentation de la remontée capillaire et la diminution du drainage vertical sous la haie. La situation du site, en zone de bas fond est à l'origine de la connexion nappe-cours d'eau qui induit un contrôle de l'hydrologie du versant. L'inversion des gradients hydrauliques détermine le sens des transferts (de l'aval vers l'amont), elle devrait jouer un rôle sur la composition géochimique de la nappe.

L'effet de la haie sur l'humidité du sol était plus marqué pour l'année sèche. Les résultats obtenus à l'échelle locale nous ont permis d'extrapoler l'évaluation du rôle hydrologique des haies à l'échelle du bassin versant. A cette échelle, la densité du bocage est un facteur important. Le déficit hydrique causé par la haie est lié à l'interception de la pluie et à la transpiration dont l'importance est variable selon l'âge de l'arbre. En considérant les conditions climatiques moyennes de 33 ans dans le département de l'Ille et vilaine, le déficit hydrique causé quand la densité du bocage est de 100 m.ha⁻¹ est de l'ordre de 18% de la pluie entre mai et octobre et 2% de la pluie pour la période pendant laquelle la transpiration de la haie est nulle, entre novembre et avril. Ces effets doivent être considérés dans la modélisation hydrologique notamment pour les bassins versants avec une densité du bocage importante.

Les schémas de fonctionnement proposés peuvent servir de base pour représenter les processus liés à la présence des structures linéaires boisées dans les modèles hydrologiques. Le travail effectué dans cette thèse a porté sur une haie de bas de versant, avec une nappe qui

affleure à la surface du sol pendant une longue période. Cette condition peut empêcher le développement du système racinaire des arbres dans la zone aval, elle peut également favoriser sollicitation de la nappe et augmenter le taux de la transpiration.

En conclusion, notre travail confirme que l'impact de la haie sur les différents termes du bilan hydrique peut être très variable selon les conditions climatiques. D'autres facteurs liés aux paramètres des structures boisées (espacement des arbres, âge des arbres, entretien/élagage) ainsi que leur localisation dans le versant (typologie des haies) devrait être pris en compte. Les pistes de recherche à renforcer pour compléter ce travail consisteraient à acquérir des connaissances complémentaires sur la typologie des haies en rapport avec la variabilité de la transpiration en fonction des essences. Ce travail sur le rôle des structures linéaires boisées (haies, ripisylve) dont les enjeux scientifiques et sociétaux sont indéniables ouvre des perspectives intéressantes dans le domaine de la gestion des ressources et de l'agroforesterie. Des collaborations avec d'autres équipes peuvent s'élargir au rôle de la végétation dans le continuum sol-plante atmosphère. Les questions plus larges ayant trait à la prise en compte des impacts des aménagements du paysage requièrent une meilleure connaissance sur certains processus qui opèrent à différentes échelles spatiales et temporelles. Par ailleurs, des travaux sur les liens entre les processus géochimiques et hydrologiques devraient être renforcés.

Bibliographie

- Alegre, J.C., Rao, M.R., 1996. Soil and water conservation by contour hedging in the humid tropics of Peru. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 57: 17-25.
- Alexandre, D.Y., 1990. Importance quantitative et qualitative des échanges d'eau entre racines d'espèces différentes. *Communication au Séminaire sur la physiologie des ligneux en zone aride, 27 Mars - 7 Avril 1990, Nancy*.
- Angima, S.D., Stott, D.E., O'Neill, M.K., Ong, C.K., Weesies, G.A., 2002. Use of calliandra-napiér grass contour hedges to control erosion in central Kenya. *Agricultural Ecosystems and Environment*, 91:15-23.
- Asdak, C., Jarvis, P.G., van Gardingen, P., Fraser, A., 1998. Rainfall interception loss in unlogged and logged forest areas of Central Kalimantan, Indonesia. *Journal of hydrology*, 206 : 237–244.
- Aussenac, G., 1970. Action du couvert forestier sur la distribution au sol des précipitations. *Annals of Forest Science*, 27 (4): 383-399.
- Aussenac, G., 1983. Le cycle hydrologique en forêt. *In Actualités d'écologie forestière, sol, flaire, flaune, Pesson, P., Gauthier-Villars ed, pp 283-307*.
- Baffet, M., 1984. Influence de la haie sur l'évolution des caractères physico-chimiques et hydrodynamiques des sols. *Thèse, Université de Limoges*. 173 p.
- Baize, D., Girard, M.C., 1995. Référentiel pédologique. *INRA, Paris*.
- Bariac, T., 1994. Evapotranspiration réelle et bilans isotopiques de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. In: Actes de la Ecosystème et changements globaux, Dourdan, France, *INRA (Ed), les Dossiers de l'Environnement 8, pp. 9-29*.
- Batanouny, K.H., Abdel Wahab, A.M., 1973. Eco-physiological studies on desert plants. VIII. Root penetration of *Leptadenia pyrotechnica* (Forsk.) Decne in relation to its water balance. *Oecologia*, 11:151-161.
- Baudry, J., Burel, F., Thenail, C., 2000. A holistic landscape ecological study of the interactions between farming activities and ecological patterns in Brittany, France. *Landscape and urban planning*, 50 : 119-128.
- Baudry, J., Bunce, R.G.H., Burel, F., 2000. Hedgerows: an international perspective on their origin, function and management. *Journal of environmental management*, 60: 7-22.
- Baudry, J., Jouin, A., 2003. De la haie aux bocages, organisation, Dynamique, et gestion. *INRA. Paris, 435p*.
- Bazin, P., 1995. Les talus du bocage. *Institut pour le Développement Forestier, 142 p*.

- Begon, M., Harper, J.L., Townsend, C.R., 1990. Ecology: Individuals, populations and Communities. *Blackwell Scientific Publications*, 945 p.
- Bellot, J., Avila, A., Rodrigo, A., 1999. Throughfall and Stemflow. In: Springer-Verlag (Editor), *Ecology of Mediterranean Evergreen Oak Forests, Berlin Heidelberg*, pp. 209-222.
- Berthelin, J., 1982. Processus microbiens intervenant dans les sols hydromorphes en régions tempérées. Incidences sur la pédogénèse, *Pédologie Gand XXXII* : 313–328.
- Bethenod, O., Katerji, N., Goujet, R., Bertolini, J.M., Rana, G., 2000. Determination and validation of corn crop transpiration by sap flow measurement under field conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 67:153–160.
- Biddle, P.G., 1983. Patterns of soil drying and moisture deficit in the vicinity of trees on clay soils. *Géotechnique*, 33(2) : 177-197.
- Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F. X., Lucas, Y., 1982a. Analyse structurale et cartographie en pédologie I. Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol XIX, no 4*, 309-321.
- Boulet, R., Humbel, F. X., Lucas, Y., 1982b. Analyse structurale et cartographie en pédologie II. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol. Vol XIX, no 4*, 323-339.
- Boulet, R., Humbel, F. X., Lucas, Y., 1982c. Analyse structurale et cartographie en pédologie III. Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol XIX, no 4*, 341-351.
- Bouten, W., Schaap, M.G., Aerts, J., Vermetten, A.W.M., 1996. Monitoring and modelling canopy water storage amounts in support of atmospheric deposition studies. *Journal of Hydrology*, 181: 305-321.
- Bréda, N., Cochard, H., Dreyer, E., Granier, A., 1993. Water transfer in a mature oak stand (*Quercus petraea*): seasonal evolution and effects of a severe drought. *Canadian Journal of Forest Research*, 23 : 1136- 1143.
- Bréda, N., Granier, A., Aussenac, G., 1995. Effects of thinning on soil and tree water relations, transpiration and growth in an oak forest (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.). *Tree Physiology*, 15 :295-306.

- Bréda, N., Lefèvre, Y., Badeau, V., 2002. Réservoir en eau des sols forestiers tempérés : spécificité et difficultés d'évaluation. *La Houille Blanche*, n° 3, "Forêts et Eau", pp. 25-40.
- Brenner, A.J., Jarvis, P.G., Van den belt, R.J., 1995. Windbreak-crop interactions in the Sahel. Dependence of shelter on field conditions. *African Forest Meteorol*, 75: 215-234.
- Burgess, S.S.O., Adams, M.A., Turner, N.C., Ong, C.K., 1998. The redistribution of soil water by tree root systems. *Oecologia*, 115 : 303-311.
- Caldwell, M.M., 1987. Competition between root systems in natural communities, in: Gregory P.J., Lake J.V., Rose D.A. (Eds.), Root development and function, *Cambridge University Press, Cambridge*, pp. 267-185.
- Caldwell, M.M., Dawson, T.E., Richards, J.H., 1998. Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants. *Oecologia*, 113: 151-161.
- Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation at the global scale. *Oecologia*, 108:583-595.
- Cannell, M.G.R., Grace, J., 1993. Competition for light: detection, measurement and quantification. *Canadian Journal of Forest Research*, 23: 1969-1979.
- Carnet, C. 1978. Etudes des sols et de leur régime hydrique en région granitique de Bretagne: une approche du rôle du bocage. *Thèse Université de Rennes, U.E.R. Sciences Biologiques, mention Agronomie*, 235p.
- Caubel, V., 2001. Influence de la haie de ceinture de fond de vallée sur la dynamique de l'eau et des solutés à son voisinage. *Thèse de l'Inra de Rennes*, 155p.
- Caubel, V., Grimaldi, C., Merot, P., Grimaldi, M., 2003. Influence of a hedge surrounding bottomland on seasonal soil-water movement. *Hydrological processes*, 17:1811-1821.
- Caubel, V., Grimaldi, C., Rouault, F., 2001. Contrasted dynamics of nitrate and chloride in groundwater submitted to the influence of a hedge. *comptes rendus de l'academie des sciences serie ii fascicule a-sciences de la terre et des planets*, 332 : 107-113.
- Cermák, J., Hruska, J., Martinková, M., Prax, A., 2000. Urban tree root systems and their survival near houses analyzed using ground penetrating radar and sap flow techniques *Plant and Soil*, 219:103-116.
- Cermák, J., Ulehla, J., Kucera, J., Penka, M., 1982. Sap flow rate and transpiration dynamics in the full-grown Oak (*Quercus robur* L.) in floodplain forest exposed to seasonal floods as related to potential evapotranspiration and tree dimensions. *Biol. Plant*, 24: 446-460.

- Chabot, R., 2002. Influence des prélèvements racinaires sur le fonctionnement hydraulique du drainage. . *Thèse Cemagref. Paris-Grignon, 245p.*
- Chaplot, V., 1998 . Organisation spatiale des sols hydromorphes de fonds de vallée et modélisation prédictive de leur distribution. *Thèse de l'ENSA de Rennes, mention Sciences de l'Environnement, 248 p.*
- Choisnel E., 1992. Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du sol, 30:15-31.*
- Cohen, Y., Fuchs, M., Green, G.C., 1981. Improvement of the heat pulse method for determining sap flow in trees. *Plant Cell Environ, 4: 391–397.*
- Comin, M.P., 1987. Water use by *Quercus ilex* in forests near Barcelona, Spain. In: Springer-Verlag (Editor), *Plant Response to Stress, Berlin Heidelberg, pp. 259-266.*
- Cottreau, R., 1973. Le travail du sol et la croissance des semis de Pin maritime. *Rapport Annuel . AFOCEL 1972, pp. 91-139.*
- Cutler, D. F., Richardson, I. B. K., 1989. *Tree Roots and Buildings*, 2nd Edition, revised, reference book. Longman Scientific and Technical. 71 pp.
- David, T.S., Ferreira, M.I., Cohen, S., Pereira, J.S., David, J.S., 2004. Constraints on transpiration from an evergreen oak tree in southern Portugal. *Agricultural Forest Meteorology, 122:193–205.*
- De Jong, E., Kowalchuk, T. 1995. The effect of shelterbelts on erosion and soil properties. *Soil science, 159: 337-345.*
- Delzon, S., Sartore, M., Burlett, R., Dewar, R., Loustau, D., 2004. Hydraulic responses to height growth in maritime pine trees. *Plant Cell and Environment, 27(9): 1077-1087.*
- Do, F., Rocheteau A., 2002. Influence of natural temperature gradients on measurements of xylem sap flow with thermal dissipation probes. Field observations and possible remedies. *Tree Physiology, 22 (9): 641-648.*
- Dregne, H.E., 1988. Irrigation development in northwestern Xinjiang. Chin . *Journal of Arid Land Research, 1:185-190.*
- Durocher, M.G., 1990. Monitoring spatial variability of forest interception. *Hydrological Processes, 4:215-229.*
- Feddes, R.A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., Rosnay, P., Dirmeyer, P., Jackson, R.B., Kabat, P., Kleidon, A., Lilly, A., Pitman, A.J., 2001. Modelling root-water uptake in

- hydrological and climate models. *Bulletin of the American meteorological society*, 82: 2797-2809.
- Feddes, R.A., Kowalik, P., Kolinska-Malinka, K., H. Zaradny., 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology*, 31: 13- 26.
- Fernandez, J.E., Moreno, F., 1999. Water use by the olive tree. *Journal of Crop Production*, 2:101–162.
- Fernandez, J.E., Palomo, M.J., Dí'az-Espejo, A., Clothier, B.E., Green, S.R., Giro'n, I.F., Moreno, F., 2001. Heat-pulse measurements of sap flow in olives for automating irrigation: tests, root flow and diagnostics of water stress. *Agricultural Water Management*, 51 : 99–123.
- Ferren, J.C., 2004. Monographie du climat en Bretagne à parti de l'analyse de deux stations du réseau agroclim de L'INRA. Analyse des moyennes mensuelles disponibles de 1971 à 2003. *INRA Rennes*, 80 p.p.
- Follain, S., 2006. Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. *Thèse de L'INRA/Agrocampus Rennes*, 239p.
- Follain, S., Minasny, B., McBratney A.B., Walter, C., 2006. Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. *Geoderma*, 133: 71-86.
- Follain, S., Walter, C., Legout, A., Lemerrier, B., Dutin, G., 2007. Induced effects of hedgerow network on soil organic carbon storage within an agricultural landscape. *Geoderma*, 142: 80-95.
- Gash, J.H.C., 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105(443): 43-55.
- Gash, J.H.C., Stewart, J.B., 1977. The evaporation from Thetford forest during 1975. *Journal of Hydrology*, 35:385–396.
- Giorio, P., Giorio, G., 2003. Sap flow of several olive trees estimated with the heat-pulse technique by continuous monitoring of a single gauge. *Environmental and Experimental Botany*, 49: 9–20.

- Globus, A.M., Gee, G.W., 1995. Method to estimate water diffusivity and hydraulic conductivity of moderately dry soil. *Soil Science Society of America Journal*, 59: 684-689.
- Gomez, J.A., Giraldez, J.V., Fereres, E., 2001. Rainfall interception by olive trees in relation to leaf area. *Agricultural Water Management*, 49(1): 65-76.
- Gong, D.Z., Kang S.Z., Zhang L., Du, T.S., Yao, L.M., 2006. A two-dimensional model of root water uptake for single apple trees and its verification with sap flow and soil water content measurements. *Agricultural and Water Management*, 83(1-2): 119-129.
- Govers, G., Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Walling, D.E., 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 929-946.
- Govindarajan, M., Rao, M.R., Mathuv, M.N., Ramachandrannair, P.K., 1996. Soil-water and root dynamics under hedgerow intercropping in semiarid Kenya. *Agronomy Journal*, 88: 513-520.
- Graham, E.A., Nobel, P.S., 1999. Root water uptake, leaf water storage and gas exchange of a desert succulent: implications for root system redundancy. *Annals of Botany*, 84:213-223.
- Granier, A., 1985. A new method to measure the raw sap flux in the trunk of trees, *Annals of Forest Science*, 42:193-200.
- Granier, A., 1987a. Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. *Annales des Sciences Forestières*, 44: 1-14.
- Granier, A., 1987b. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol*, 3:309-320.
- Granier, A., 1996. Evapotranspiration des forêts. *C.R. Académie d'Agriculture de France*, 8 : 119-132.
- Granier, A., 2007. Le cycle de l'eau dans les prairies : ses spécificités par rapport aux autres végétations naturelles et cultivées. *C.R. Académie d'Agriculture de France*.
- Granier, A., Anfodillo, T., Sabatti, M., Cochard, H., Dreyer, E., Tomasi, M., Valentini, R., Breda, N., 1994. Axial and radial water flow in the trunks of oak trees : a quantitative and qualitative analysis. *Tree Physiology*, 14:1383-1396.
- Granier, A., Bréda N., Biron, P., Villetto, S., 1999. A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling*, 116:269-283.

- Guevara-Escobar, A., González-Sosa, E., Véliz-Chávez, C., Ventura-Ramos, E., Ramos-Salinas, M., 2007. Rainfall interception and distribution patterns of gross precipitation around an isolated *Ficus benjamina* tree in an urban area. *Journal of Hydrology*, 333: 352-541.
- Guyot, G., 1997. Climatologie de l'environnement, De la plante aux écosystèmes. *Masson édition, Paris, 505p.*
- Guyot, G., Seguin, B., 1978. Influence du bocage sur le climat d'une petite région : résultats des mesures effectuées en Bretagne. *Agricul. Meter*, 19: 411-430.
- Herbst, M., Robens, J., Rosier, P., Cowing, D., 2006. Measuring and modelling the rainfall interception loss by hedgerows in southern England. *Agricultural and forest meteorology*, 141: 244-256.
- Heuperman, A., 1999. Hydraulic gradient reversal by trees in shallow water table area and repercussions for the sustainability of tree-growing systems. *Agricultural Water Management*, 39:153-167.
- Iida, S., Tanaka, T., Sugita, M., 2005. Change of interception process due to the succession from Japanese red pine to evergreen oak. *Journal of Hydrology*, 315:154-166.
- Infante, J. M., Rambal, S., Joffre, R., 1997. Modelling transpiration in holm-oak savannah : scaling up from the leaf to the tree scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87: 273-289.
- Itier, B., Brunet, Y., 1996. Recent developments and present trends in evaporation research: a partial survey. In: Camp, C.R., Sadler, E.J., Yoder, R.E. (Eds.), *Proceedings of the International Conference on Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, pp. 1-20.
- Jackson, I. J., 1971. Problems of throughfall and interception assessment under tropical forest, *Journal of Hydrology*, 12:234-254.
- Jackson, R.B., Sperry, J.S., Dawson, T.E., 2000. Root water uptake and transport: Using physiological processes in global predictions. *Trends in Plant Science*, 5: 482-488.
- Jones, H.G., 1992. Plants and microclimate - A quantitative approach to environmental plant physiology, *Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, 428pp.*
- Kedziora, A., Olejnik, J., Kapuscinski, J., 1989. Impact of landscape structure on heat and water balance. *Ecol. Intern. Bull*, 17: 1-17.
- Kiepe, P., 1995. Effect of *Cassia siamea* hedgerows barriers on soil physical properties. *Geoderma*, 66: 113-120.

- Ladekarl, U.L., 1998. Estimation of the components of soil water balance in a Danish oak stand from measurements of soil moisture using TDR. *Forest Ecology and Management*, 104, 227-238.
- Lamontagne, S., Leaney, F.W., L. Herczeg., A.L., 2005. Groundwater–surface water interactions in a large semi-arid floodplain: implications for salinity management. *Hydrological Process*, 19: 3063–3080.
- Landsberg, J.J., 1999. Tree water use and its implications in relation to agroforestry systems. In: *Landsberg JJ (ed) The ways trees use water. RIRDC, Canberra*.
- Landsberg, J.J., McMurtrie, R., 1984. Water use by isolated trees. *Agricultural Water Management*, 8:223–242.
- Lascano, R.J., Van Bavel, C.H.M., 1984. Root Water Uptake and Soil Water Distribution: Test of an Availability Concept. *Soil Science Society of America Journal*, 48:233-237.
- Layer, B., 2000. Effets du système haie/talus sur l'organisation des horizons et les stocks de carbone dans les versants du massif armoricain. *Mémoire de DEA, DEA national de science du sol, ENSAR*, 20p.
- Le Houérou, H.N ., 1980. The role of browse in the Sahelian and Sudanian zones. In: Le Houérou HN (ed) *Browse in Africa: the current state of knowledge. Papers presented at the Int Symp on browse in Africa, Addis Ababa, april 8-12, 1980. ILCA, Addis Ababa, pp 83-102*.
- Lefevre, J.C., 1985. Des arbres et des hommes. In *Le bocage, la haie, le bois, communications et débats, Ministère de l'agriculture*, 58-60.
- Lemee, F., Huttel, C., 1975 *La Terre et la Vie*. 29 : 169-264.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J., Gallart, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. *Journal of Hydrology*, 199 (3-4): 331-345.
- Lloyd, C.R., Marques Filho, A.d.O., 1988. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 42:63–73.
- Loustau, P., Berbigier, P., Granier, A., 1992. Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. II. An application of Gash's analytical model of interception. *Journal of Hydrology*, 138: 469–485.
- Merot, P., 1978. *Bocage: sols et eau, Tome 1. Le bocage en Bretagne granitique, une approche de la circulation des eaux. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1*, 199p.

- Merot, P., 1999. The influence of hedgerow systems on the hydrology of agricultural catchments in a temperate climate. *Agronomie*, 19: 655-669.
- Minasny, B., McBratney, A.B., 1999. A Rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development. *Geoderma*, 90:3-21.
- Molz, F.J., 1981. Models of water transport in the soil-plant system: a review. *Water Resource Research*, 17(5): 1245-1260.
- Monteith, J.L., et Unsworth ,M.H., 1990. Principles of environmental physics. 2e edition, *Edward Arnold, London*, 291 p.
- Nambiar, E.K.S., R. Sands., 1992. Effects of compaction and simulated root channels in the subsoil on root developpement, water uptake and growth of radiate pine. *Tree Physiology*, 10: 297-306.
- Nicolas, E., Torrecillas, A.,Ortuno,M.F., Domingo.R.,Alarcon J.I., 2005. Evaluation of transpiration in adult apricot trees from sap flow measurements. *Agricultural management*, 72:131-145.
- Otto, H.J., 1998. Ecologie forestière. *Institut pour le Développement Forestier, Paris*, 397 pages.
- Ozier-Lafontaine, H., 1992. Disponibilité de l'eau dans un système "sol argileux gonflant canne à sucre - atmosphère". Application à la recherche d'indicateurs de l'état hydrique, *Institut National Agronomique Paris-Grignon. Paris*, 140 pp.
- Peiffer, M., 2005. Paramétrisation du bilan hydrique et établissement des flux d'eau et de nutriments dans des séquences de hêtraies de plaine, *Thèse de L' INRA - Centre de Nancy*.
- Perret, S., Michellon R., Tassin J., 1994. Soil loss control properties improvement based on cropping systems with cover plants and hedgerows in Reunion Island. *Proc 3rd ESA Congress, 18-22 septembre, Abano-Padova, Italie, P 736-737*.
- Perret, S., Michellon, R., Boyer, J., Tassin, J., 1996. Soil rehabilitation and erosion control through agro-ecological practices on Reunion Island (French Overseas Territory, Indian Ocean). *Agriculture, ecosystems and environment*, 59: 149-157.
- Perroux, K.M., White, I., 1988. Design for disc permeameters, *Soil Science Society of America Journal*, 52: 1205–1215.
- Personne, P., Perrier,A ., Andrée Tuzet ,A., 2003. Simulating water uptake in the root zone with a microscopic-scale model of root extraction, *Agronomie*, 23: 153-168.
- Persson, H., 1980. Spatial distribution of fine-root growth, mortality and decomposition in a young Scots pine stand in Central Sweden. *Oikos*, 34: 77-87.

- Plamboeck, A.H., Grip, H., Nygren, U., 1999. A hydrological tracer study of water uptake depth in a Scots pine forest under two different water regimes. *Oecologia*, 119: 452-460
- Pointereau, P., 2001. Evolution du linéaire de haies en France durant ces 40 dernières années, *Colloque « Hedges in the World »*. Birmingham, septembre 2001.
- Pointereau, P., 2002. Les haies, évolution du linéaire en France depuis quarante ans. *Courrier de l'Environnement de l'INRA*, n°46. Toulouse, juin 2002, pp. 69-73.
- Pointereau, P., 2004. L'arbre et le paysage : enjeux environnementaux et reconnaissance de la multifonctionnalité. *Séance de l'académie d'Agriculture Toulouse*, P.14.
- Pointereau, P., Bazile, D., 1995. Arbres des champs-Haies, alignements, prés vergers ou l'art du bocage. Pour protéger, restaurer et gérer les arbres « hors forêt ». *Editions Solagro*, 139 pages.
- Rambal, S., 1984. Water balance and pattern of root water uptake by a *Quercus coccifera* L. evergreen shrub. *Oecologia*, 62:18-25.
- Richards, J. H., Caldwell, M. M., 1987. Hydraulic lift: Substantial nocturnal water transport between soil layers by *Artemisia tridentata* roots. *Oecologia*, 73: 486-489.
- Richards, L.A., 1928. The usefulness of capillary potential to soil-moisture and plant investigations. *Journal of Agricultural Research*, 37: 719-742.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1: 318- 333.
- Roupsard, O., Ferhi, A., Granier, A., Pallo, F., Depommier, D., Mallet, B., Joly, H. I., Dreyer, E., 1999. Reverse phenology and dry-season water uptake by *Faidherbia albida* (Del.) A. Chev in an agroforestry parkland of Sudanese West Africa. *Functional Ecology*, 13: 460–472.
- Rowse, H.R., Stone, D.A., Gerwitz, A., 1978. Simulation of the water distribution in soil. II. The model for cropped soil and its comparison with experiment. *Plant and Soil* 49: 533–550.
- Runkle, J. R., 1998. Changes in southern Appalachian canopy tree gaps sampled thrice. *Ecology*, 79 (5): 1768-1780.
- Russell, S., Wilson, B., Hughes, J.D., McCulloch, C., 2007. The upscaling of transpiration from individual trees to areal transpiration in tree belts. *Plant and Soil*, 297:223-232.

- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C. ., Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests, I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9: 367-384.
- Ryszkowski, L., Kedziora, A., 1993. Energy control of matter fluxes through land-water ecotones in an agricultural landscape. *Hydrobiologia*, 251: 239-248.
- Saugier, B., 1996. Evapotranspiration des prairies et des cultures. *CR de l'Académie de l'Agriculture. Française*, 8: 133-153.
- Schenk, H. J., Jackson, R.B., 2002. Rooting depths, lateral root spreads, and belowground/aboveground allometries of plants in water-limited environments. *Journal of Ecology*, 90: 480-494.
- Schiller, G., Cohen, S., Unger, E.D., Moshe, Y., Herr, N., Y., 2007. Estimating water use of sclerophyllous species under East-Mediterranean climate III. Tabor oak forest sap flow distribution and transpiration. *Forest Ecology and Management*, 238, 147 :155
- Schmutz, T., P. Bazin et D. Garapon., 1996. L'arbre dans le paysage rural. *Brochure éditée par l'Institut pour le Développement Forestier. Paris, novembre 1996, pp.10-11.*
- Simorte, V., 2000. Approche de la nutrition azotée du noyer à bois dans les associations agroforestières. *Thèse de doctorat, l'Institut National Polytechnique de Toulouse, 200. pp.*
- Steinberg, S.L., Van Bavel, C.H.M., McFarland, M.J., 1990. Improved sap flow gauge for woody and herbaceous plants. *Agronomy Journal*, 82: 851–854.
- Sudmeyer, R.A., 2002. Tree root morphology in alley systems. *RIRDC/L&W Australia/FWPRDC Joint Venture Agroforestry Program, Canberra, p 22.*
- Sudmeyer, R.A., Speijers, J., Nicholas, B.D., 2004. Root distribution of *Pinus pinaster*, *P. radiata*, *Eucalyptus globules* and *E. kochii* and associated soil chemistry in agricultural land adjacent to tree lines. *Tree Physiology*, 24: 1333-1346.
- Tamari, S. Bruckler, L., Halbertsma. J., Chadoeuf, J., 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 642-651.
- Thomas, Z., Molénat, J., Caubel, V., Grimaldi, C., 2004. Impact de la haie sur le transfert de l'eau dans une zone de bas fond. Modélisation hydrodynamique du système sol nappe. Coll. Bassins versants futurs : Savoirs et savoir-faire sur les bassins versants. *Vannes, 20-22 avril 2004. Résumé 2p. Comm. orale et poster.*

- Thomas, Z., Molénat, J., Caubel, V., Grimaldi, C., Mérot, P., 2008. Simulating soil-water movement under a hedgerow surrounding a bottomland reveals the importance of transpiration in water balance. *Hydrological Processes*, 22: 577-585.
- Trambouze, W., Voltz, M., 2001. Measurement and modelling of the transpiration of a Mediterranean vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107:153–166.
- Veihmeyer, F.J., Hendrickson, A.H., 1948. Soil density and root penetration. *Soil Science*, 65:487-493.
- Viaud, V., 2004. Organisation spatiale des paysages bocagers et flux d'eau et de nutriments. Approche empirique et modélisations. *Thèse de L'INRA/Agrocampus Rennes*, 283p.
- Viaud, V., Durand, P., Mérot, M., Sauboua, E., Saadi, Z., 2005. Modeling the impact of the spatial structure of a hedge network on the hydrology of a small catchment in temperate climate. *Agricultural and Water Management*, 74: 135-163.
- Walter, C., Mérot, Ph., Layer, B., Dutin, G., 2003. The effect of hedgerows in soil organic carbon storage on hillslopes. *Soil Use and Management*, 19:201-207.
- Warren, J.M., Meinzer, F.C., Brooks, J.R., Domec, J.C., 2005. Vertical stratification of soil water storage and release dynamics in Pacific Northwest coniferous forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 130: 39-58.
- Wattenbach, M., 2005. A simplified approach to implement forest eco-hydrological properties in regional hydrological modelling. *Ecological Modelling*, 187(1): 40-59.
- Whelan, M.J., Anderson, J.M., 1996. Modelling spatial patterns of throughfall and interception loss in a Norway spruce (*Picea abies*) plantation at the plot scale. *Journal of Hydrology*, 186(1-4): 335-354.
- Wilson, K.B., D.D. Baldocchi., 2000. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100:1-18.
- Wilson, K.B., Hanson, P.J., Mulholland, P.J., Baldocchi, D.D., Wullschleger, S.D., 2001. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106: 153-168.
- Xiao, Q., McPherson, E., Ustin, S., Grismer, M., Sipson, J., 2000. Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California. *Hydrological Process* 14: 763-784.
- Xiao, Q., McPherson, E.G., 2002. Rainfall interception by Santa Monica's municipal urban forest. *Urban Ecosystems*, 6: 291-302.

- Young, A., 1995. L'agroforesterie pour la conservation des sols. *ICRAF*. 1995. 194 pages.
- Yu, G.R., Zhuang, J., Nakayama, K., Jin, Y., 2007. Root water uptake and profile soil water as affected by vertical root distribution. *Plant Ecology*, 189:15-30.
- Zenich, S.J., Froend, R.H., Turner, V.G., Gailitis, V., 2002. Influence of groundwater depth on the seasonal sources of water accessed by Banksia tree species on a shallow, sand coastal aquifer. *Oecologia*, 131:8–19.
- Zhang, H., Brandie, J.R., Meyer, G.E., Hodges, L., 1995. The relationship between open windspeed and windspeed reduction in shelter. *Agroforestry System*, 32:297-311.
- Zhang, R., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 1024-1030.
- Zimmerman, R.P., Kardos, L.T. 1961. Effect of bulk density on root growth. *Soil Science*, 91:280–288.

Liste des figures

Figure 2.1 : Localisation du site d'étude (légende : haies en vert)	30
Figure 2.2 : Vue 3D : topographie générale du site.	32
Figure 2.3 : Vue en profil du transect. Localisation du système haie/ talus/ fossé sur le site d'étude.	32
Figure 2.4 : Précipitations annuelles entre 1971 et 2003 (a), précipitations moyennes mensuelles et écart type (b), températures moyennes mensuelles (courbe) et ETP moyennes mensuelles (c).	34
Figure 2.5 : Schéma des capteurs de flux de sève TDP (a) et installation sur le tronc de l'arbre (b).	36
Figure 2.6 : Carottage du tronc de l'arbre. (d) épaisseur du bois d'aubier. (r) rayon du tronc de l'arbre. (e) épaisseur du bois mort.	37
Figure 2.7 : Mise en place des capteurs de flux de sève	38
Figure 2.8 : Tranchée perpendiculaire à la haie. (a) : face décrite ; (b) : jalonnement tous les mètres.....	39
Figure 2.9 : Mesure de la conductivité hydraulique par mini infiltromètre (Decagon's handheld Mini-disk).	42
Figure 2.10 : Quadrat de 1 m ² divisé en mailles de 10 cm de coté pour décrire la distribution du système racinaire.	43
Figure 2.11 : Banc d'étalonnage des capteurs de pression (SKT 850).	44
Figure 2.12 : Vue en plan des la zone instrumentée avec les points de mesure (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12) et l'emplacement des instruments de mesure.	45
Figure 2.13 : Tensiomètre utilisé : SKT 850 (a) et canne tensiométrique (b)	47
Figure 2.14 : Mise en place des instruments de mesure.	48
Figure 3.1 : Géométrie des horizons de la toposéquence étudiée sur le site de Pont Lagot.....	51
Figure 3.3 : Cartographie de la densité du système racinaire en amont et en aval de la haie, exprimée en pourcentage de la surface de sol occupée par les racines.	55
Figure 3.4 : Densité racinaire en fonction de la profondeur et selon différentes classes de distance pour la partie amont et aval de la haie.....	57
Figure 3.5 : Variation de la densité apparente en amont (AM) et en aval (AV) de la haie en fonction de la profondeur.	58

Figure 3.6 : Variation de la conductivité hydraulique proche de la saturation ($K(h=0.05 \text{ cm})$) et de la densité apparente (D_a) en fonction de la distance à la haie. 59

Figure 3.7 : Profils des densités racinaires et des densités apparentes du sol en amont et en aval de la haie en fonction de la profondeur du sol. 60

Figure 3.8 : Courbes de rétention ($\theta(h)$) regroupées par profondeur pour les différentes distances à la haie selon l'horizon pédologique (L, A, E, S et C). 63

Figure 3.9 : Courbes de rétention ($\theta(h)$) regroupées par profil à différentes distances de la haie et selon l'horizon pédologique (L, A, E, S et C). 64

Figure 3.10: Valeurs d'humidité volumique calculée via les courbes de rétention et valeurs mesurées *in situ*. 66

Figure 3.11 : Variation annuelle de l'humidité volumique du sol à différentes distances de la haie pour la première (a) et pour la deuxième couche du sol (b). 69

Figure 3.13a : Variation mensuelle du stock d'eau à différentes distances et pour différentes profondeurs en amont de la haie. 73

Figure 3.13b : Variation mensuelle du stock d'eau à différentes distances et pour différentes profondeurs en aval de la haie. 74

Figure 3.14 : Stock d'eau sur 200 cm de sol à fin mars (a), fin août (b), et variation du stock à différentes distances de la haie (c) et pour deux années hydrologiques 2005-2006 et 2006-2007. 75

Figure 1. Topography and location of monitored points upslope (UP) and downslope (DW). Transect A (TA) and B (TB) are indicated for each location equipped with one piezometer and five tensiometers (25, 50, 100, 150, and 200 cm deep). Rainfall was collected from 3 Tipping-bucket rain gauges and 10 storage rain gauges. 85

Figure 2. Cross section of soil horizons map traced along a trench of 28 m long and 2 m deep, situated at 10 m from the transect TA. Soil was excavated up to 16 m upslope and 12 m downslope. Soil horizons are named according to the French Soil Reference System (Baize and Girard, 1995). 86

Figure 3. Average monthly rainfall distribution at UP16 DW12 and at the meteorological station (MS) compared with thirty years mean rainfall from the MS. . 90

Figure 4. Relationships between hourly rainfall at DW2 and DW12 for leafed (a) and leafless (b) periods. 91

Figure 5. Relationships between daily rainfall at DW2 and DW12 for (a) leafed and (b) leafless periods. 91

Figure 6. Relationships between Event rainfall amount during each rainfall event at DW2 and DW12 for leafed (a) and leafless (b) periods. 91

Figure 7. Interception calculated from event rainfall amount collected at DW2 for leafed (a) and leafless (b) periods. 92

Figure 8. Relationship between interception and hedgerow distance for 4 different total rainfall depth: ≤ 1.5 mm; > 1.5 to ≤ 5 mm; > 5 to ≤ 10 mm; and > 10 mm. 92

Figure 9. Annual groundwater level dynamic and a baseline rainfall. The topographic elevation origin is UP16-TA. Wells considered are those of transect A (TA). 93

Figure 10. Horizontal root distribution: % of total roots observed in the trench. The sum of roots was calculated for each 2 m class to point out horizontal distribution of roots in upslope (UP) and downslope (DW) zone. 94

Figure 11. Vertical root distribution: % of total roots observed in upslope zone (a) and downslope zone (b). For each class distance 4 depths are considered (10-50 cm 50-100 cm. 100-150 cm. and 150-200 cm). 94

Figure 12. Spatial and temporal dynamic of soil matric potential at UP16, UP1, DW2 and DW12. Five depths are considered for each position (25 cm; 50 cm; 100 cm; 150cm; 200 cm). The results shown are those of the A transect (TA). 96

Figure 13. Total potential maps showing spatial and temporal variation obtained using an interpolation kriging method from monitored points (+), 4 dates are presented for transect A (TA) 96

Figure 14. Schematic of hedgerow impact on water balance including rainfall (R), interception (I), and potential evapotranspiration (PET) during (a) the leafless period from November to April and (b) the leafed period from May to October. The solid line indicates the isoline of total potential, the dotted line, and the water table. 101

Figure 4.15 : Distribution annuel du cumul mensuel de la pluie et de l'ETP (a) ; distribution annuel de P-ETP pour les deux années d'étude comparés à la moyenne de 32 ans (1971-2003) (b). 109

Figure 4.16a : Dynamique du potentiel matriciel de l'eau dans le sol pour tous les points de mesure du transect A (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12) et pour toutes les profondeurs explorées (25, 50, 100, 150 et 200 cm). 111

Figure 4.16 b : Dynamique du potentiel matriciel de l'eau dans le sol pour tous les points de mesure du transect B (AM16, AM8, AM4, AM1, AV2, AV6 et AV12) et pour toutes les profondeurs explorées (25, 50, 100, 150 et 200 cm). 112

Figure 4.17 : Cartes des isovaleurs du potentiel total pendant l'année hydrologique 2005-2006 le long du transect A. Les croix représentent les points de mesures.	114
Figure 4.18 : Cartes des isovaleurs du potentiel total pendant l'année hydrologique 2006-2007 le long du transect A. Les croix représentent les points de mesures.	115
Figure 4.19 : Variation spatio-temporelle du potentiel matriciel en fonction de la pluie pour les points de mesure situés à 25 cm (a), 50 cm (b), 100 cm (c), 150 cm (d) de profondeur. La période présentée est celle allant du 15 novembre au 31 décembre 2005.....	117
Figure 4.20 : Dynamique de la nappe pendant les deux années hydrologiques 2005-2006 et 2006-2007 pour les deux transects A et B.....	120
Figure 4.21 : Vue en profil du toit de nappe pour les deux années hydrologiques 2005-2006 (a) et 2006-2007 (b).....	120
Figure 4.21 : Vue en profil du toit de nappe pour les deux années hydrologiques 2005-2006 (a) et 2006-2007 (b). La profondeur de la nappe est présentée en relatif par rapport au Z sol.....	121
Figure 4.22 : Variation spatio-temporelle du toit de la nappe en fonction de la pluie.	122
Figure 4. 23 : Variation journalière du toit de la nappe à différentes distances de la haie.	124
Figure4.24 : Gradient hydraulique horizontal pour les deux années hydrologiques et les deux transects A et B.....	125
Figure 5.1 : Corrélation entre l'épaisseur du bois d'aubier et la circonférence des arbres.	130
Figure 5.2 : Densité de flux de sève mesurée pour l'arbre 1 suivant 4 directions. (a) et (b) montrent la densité de flux de sève de la même direction à deux hauteurs, (c) et (d) montrent la densité de flux de sève à la même hauteur suivant deux directions.	132
Figure 5.3 : Densité de flux de sève pour les quatre arbres étudiés.....	132
Figure 5.4 : Moyenne de la densité de flux de sève (nord, sud) pour les 4 arbres étudiés.....	133
Figure 5.5 : Evolution du rayonnement global (Rg), du rayonnement net (Rn), et de la température de l'air (T) du 25 au 31 juillet 2006 enregistrés sur le site d'étude.	135
Figure 5.6 : Variation temporelle du rayonnement net et de densité de flux de sève du 25 au 31 juillet 2006.	135

Figure 5.7 : Consommation journalière des arbres étudiés pour l'année 2006.....	136
Figure 5.8 : Variation de la moyenne journalière de la consommation d'eau pendant 5 mois (avril - août) pour les 4 arbres étudiés et pour les 2 années d'étude.....	138
Figure 5.9 : Rayonnement net mensuel cumulé (a) et moyenne mensuelle de la température (b).....	139
Figure 5.10 : Variation saisonnière du potentiel matriciel à 1m en amont et à 2m en aval de la haie.....	139
Figure 5.11 : Variation journalière de la transpiration calculée à partir de la projection de la cime (moyenne des 4 arbres) et de l'ETP calculée par la méthode Penman-Monteith pour les deux années.....	141
Figure 5.12 : Comparaison du cumul mensuel de la transpiration des arbres (mm) calculée en utilisant la projection des cimes et le cumul mensuel de l'ETP.....	141
Figure 5.13 : Distribution du système racinaire (Rd) en fonction de la distance de la haie (d) en amont (a) et en aval (b).....	143
Figure 5.14 : Transpiration (T) de la haie calculée en utilisant la surface explorée par les racines selon la méthode de Landsberg (1999) et Sudmeyer (2002).....	143
Figure 5.15 : Transpiration en considérant le pourcentage de racines pour chaque classe de distance de la haie.....	145
Figure 5.16 : Comparaison de la transpiration calculée par 3 méthodes et l'ETP calculée par la méthode Penman-Monteith. SPC (la projection de la cime), SOR (la surface occupée par les racines, ARD (somme pondérée par l'abondance de la racine à différent distance de la haie).....	146
Figure 5.17 : Variation du stock d'eau à différentes distances de la haie calculée entre avril et août pour les deux années d'étude (2006 et 2007).....	147
Figure 5.18 : Différents termes du bilan hydrique du sol : Pluie nette (Pn), Interception (I), Evapotranspiration réelle (ETR), stock d'eau du sol (ΔS), Drainage vertical (D), Remontées capillaires (R).....	148
Figure 5.19 : Effet de la résolution spatiale sur l'évaluation du drainage et de la remontée capillaire pour différentes distances de la haie (a) 6 zones, (b) 4 zones.	151
Figure 5.20 : Quantification des différents termes du bilan hydrique (en mm) pour chaque classe de distance (P : Pluie, E : évapotranspiration réelle, I : Interception, ΔS , Drainage et R : remontée capillaire) pour les 6 classes de distance (AM 8-16, AM 4-8, AM 0-4, AV 02, AV 2-6 et AV 6-12).....	153

Figure 5.21 : Schématisation du déficit hydrique causé par la haie ; (a) Période avec
feuilles et (b) Période sans feuilles..... 158

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Références des points de mesure et indication des différentes distances de la haie.	31
Tableau 2.2 : Choix des points de prélèvement à différentes distances de la haie. ..	40
Tableau 2.3 : Caractéristiques des forages et types de capteurs de niveau de nappe utilisés. automatiques (Auto) et mesures manuelles (M)	47
Tableau 3.1 : Analyse granulométrique du sol.	54
Tableau 3.2 : Racines observées en amont de la haie par classe de distance, exprimées en % de l'ensemble des racines amont.	56
Tableau 3.3 : Racines observées en aval de la haie par classe de distance, exprimées en % de l'ensemble des racines aval.	56
Tableau 3.4: Analyse de la variance pour la densité apparente. DL : degré de liberté SCE : la somme des carrés des écarts, CM : Carré moyen (variance résiduelle), F : test de Fisher, P : probabilité.	61
Tableau 3.5 : Analyse de la variance pour la densité racinaire. DL : degré de liberté ; SCE : la somme des carrés des écarts, CM : Carré moyen, F : test de Fisher, P : probabilité	61
Tableau 3.6 : Les caractéristiques principales du sol pour chaque point de mesure considéré par rapport à la distance de la haie en amont (AM) et en aval (AV).....	67
Tableau 3.7 : Variation de l'humidité volumique (θ en %) entre fin mars (quand l'humidité du sol est maximale) et le mois d'août (quand l'humidité du sol est minimale), au niveau de deux épaisseurs de sol.	70
Tableau 5.1 : Caractéristiques des arbres étudiés.....	130
Tableau 5.2 : Comparaison du volume d'eau mensuel consommée en 2006 et 2007.	137
Tableau 5.3 Rapport transpiration/ETP pour les 4 arbres étudiés selon les trois méthodes.	147
Tableau 5.4 : Déficit hydrique dû à l'interception et à la transpiration de la haie en fonction de la densité du bocage pour les deux périodes de l'année.	155

ANNEXES

Annexe 1 : Description morphologique détaillée des horizons
--

Abondance des micro-organismes Mo (1=absence, 2=faible, 3=moyen, 4=fort, 5=tourbeux) ; Humidité (1= sec, 2=frais, 3=humide, 4=très humide, 5=noyé) ; texture (lim=Limoneux, Arg= argileux, S= Sableux, lim.arg=limono-argileux, L.A.S= limono-sablo-argileux) ; Structure (0-massive, 1-particulaire, 2-lamellaire, 3-squameuse, 4-prismatique, 5-polyédrique sub anguleux, 6-polyédrique anguleux, 7-polyédrique grumuleux, 8-cubique, 9-en plans obliques, 10-en fuseaux, 11-grenue, 12-fluffy ou microgrenue, 13-grumeleuse) ; Élément grossier EG (1=absence, 2=faible, 3-4=moyen, 5-8= fort) ; Compacité (1=meuble, 2=peu compact, 3=compact, 4= très compact) ; Abondance des racines Rac. (1=absence, 2=peu nombreuses, 3=nombreuses, 4=très nombreuses).

Tableau A.1.1 : Description morphologique détaillée des horizons :

	horizon	haut	Bas	MO	humidité	texture	Structure	EG	compacité	Couleur	Taches	Rac.
AM16	LA	0	30	3	2	lim		2	3	10 Y R 4 3		4
	A(g)	30	95	2	3	lim		2	3	10 Y R 4 4	5 Y R 4 4	3
	Eg	95	108	1	3	lim		2	3	10 Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BTg	108	150	1	3	lim		2	3	10 Y R 5 6	10 Y R 5 6	1
	II Cg	150		1	3	lim -arg		5	3	10 Y R 5 6		2
AM15	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 Y R 4 3		2
	A(g)	30	100	2	2	lim	6	2	3	10 Y R 4 4		2
	Eg	100	110	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BTg	110	160	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 6	10 Y R 5 6	1

	Cg	160		1	3	lim -arg	6	5	3	10 Y R 5 6		2
AM14	LA	0	35	3	2	lim	6	2	3	10 Y R 4 3	5 Y R 4 4	4
	A(g)	35	98	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	Eg	98	110	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BTg	110	152	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 6	7 5 Y R 4 6	1
	II Cg	152		1	3	lim -arg	6	5	3	10 Y R 5 6		2
AM13	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 Y R 4 3		4
	A	30	90	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	Eg	90	100	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BT(g)	100	135	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 6	7 5 Y R 4 6	2
	IICg	135		1	3	lim -arg	6	8	3	10 Y R 5 6		1
AM12	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 Y R 4 3		3
	A	30	92	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	Eg	92	110	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BT(g)	110	125	1	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 6	7 5 Y R 4 6	2
	IICg	125		1	3	lim -arg	6	8	3	10 Y R 5 6		1
AM11	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 Y R 4 3		3
	A	30	90	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	Eg	90	110	2	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BT(g)	110	135	2	3	lim	6	2	3	10 Y R 5 6	7 5 Y R 4 6	2

	IICg	135		1	3	lim -arg	6	8	3	10 YR 5 6		1
AM10	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 YR 4 3		3
	A	30	80	2	2	lim	6	2	3	10 YR 4 4		2
	A(g)	80	110	2	3	lim	6	2	3	10 YR 4 4	7 5 YR 4 6	2
	Eg	110	140	2	3	lim	6	2	3	10 YR 5 3	7 5 YR 4 6	2
	BT(g)	140	170	1	3	lim -arg	6	2	3	10 YR 5 6	10 YR 5 8	1
	IICg	>170		1	3	lim -arg	6	8	3	10 YR 5 6		
AM9	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 YR 4 3		3
	A	30	80	2	2	lim	6	2	3	10 YR 4 4		3
	A(g)	80	100	2	3	lim	6	2	3	10 YR 5 3		2
	Eg	100	120	2	3	lim	6	2	3	10 YR 5 3	7 5 YR 4 6	2
	BT(g)	120	170	1	3	lim -arg	6	2	3	10 YR 5 6	10 YR 5 8	1
	IICg	170		1	3	lim -arg	6	8	3	10 YR 5 6		
AM8	LA	0	25	3	2	lim	6	2	3	10 YR 4 3		3
	A	25	80	2	2	lim	6	2	3	10 YR 4 4		3
	A(g)	80	110	1	3	lim	6	2	3	10 YR 5 3		2
	Eg	110	130	1	3	lim	6	2	3	10 YR 5 3	7 5 YR 4 6	2
	BT(g)	130	150	1	3	lim -arg	6	2	3	10 YR 5 6	10 YR 5 8	1
	IICg	150		1	3	lim -arg	6	8	3	10 YR 5 6		
AM7	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	10 YR 4 3		3

	A	30	90	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	A(g)	90	110	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4	7 5 Y R 4 6	2
	Eg	110	135	1	3	lim	6	2	3	1 O Y R 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	BT(g)	135	150	1	3	lim -arg	6	2	3	1 O Y R 5 8	10 Y R 5 8	1
	IICg	150		1	3	lim -arg	6	8	3	10 Y R 5 8		
AM6	LA	0	22	3	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 3		3
	A	22	90	2	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	A(g)	90	100	2	3	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4	7 5 Y R 4 6	2
	Eg	100	142	1	3	lim-arg	6	2	3	2 5 Y 5 3	7 5 Y R 4 6	2
	IICg	142		1	3	lim-arg	6	8	3	2 5 Y 5 3		1
AM5	LA	0	30	3	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 3		3
	A	30	82	2	3	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	A(g)	82	105	2	3	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4	7 5 Y R 6 2	2
	Eg	105	140	1	3	lim-arg	6	8	3	2 5 Y 5 3	7 5 Y R 6 2	1
	IICg	140		1	3	lim-arg	6	8	3	2 5 Y 5 3	7 5 Y R 6 2	
AM4	LA	0	20	3	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 3		4
	A	20	50	3	2	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4		3
	A(g)	50	110	2	3	lim	6	2	3	1 O Y R 4 4	7 5 Y R 4 6	2
	Sg	110	145	1	3	lim	6	2				2
	IICg	>145		1	3	lim-arg		8	3	2 5 Y 5 2	7 5 Y R 4 6	1

AM3	A	0	60	3	2	lim	6,7	0	3	10YR43		3
	A(g)	60	110	2	3	lim	6,7	2	3	10YR44	75YR46	3
	IICg	>110		1	3	lim-arg		8	3	25Y52	75YR46	2
AM2	A	0	40	3	2	lim	6,7	0	3	10YR43		3
	A(g)	40	70	3	2	lim	6,7	5	3	10YR44	75YR46	3
	IICg	70		0	3	lim-agr		8	3	10YR44	75YR58	2
AV2	Ag	0	30	3	1	Lim	13	-	2	10YR41	75YR58	4
	Sg1	30	60	2	1	Lim	6	1	3	10YR52	75YR58	3
	Sg2	60	90	1	1	Lim	6	1	4	2,5Y52	10YR56	2
	IICg	>90		1	2	L-A-S	6	30	4	2,5Y54	10YR56	2
AV3	Ag	0	20	3	1	Lim	13	-	2	10YR41	75YR58	4
	Sg1	20	57	1	1	Lim	6	1	3	2,5YR52	75YR56	3
	Sg2	57	84	1	2	Lim	6	2	3	2,5Y52	10YR58	2
	IICg	>84	130	1	2	L-A-S	6	30	4	10YR61	10YR56	2
AV4	Ag	0	20	3	1	Lim	13	-	2	10YR41	75YR58	4
	Sg1	20	56	2	1	Lim	7		3	2,5YR54	10YR56	3
	Sg2	56	70	-	2	Lim	7	2	3	2,5Y52	10YR58	2
	IICg	70		-	2	L-A-S	7	30	4	2,5YR52	10YR56	2
AV5	Ag	0	20	3	2	Lim	13	-	2	10YR41	75YR46	3
	Sg1	20	52		2	Lim	7		3	2,5YR52	10YR56	2

	Sg2	52	70	-	2	Lim	7	1	3	2,5Y52	7,5YR58	2
	IICg	>70		-	2	L-A-S	7	30	4	5YR52	10YR568	2
AV6	Ag	0	20	3	2	Lim	13	-	2	10YR41	7,5YR44	3
	Sg1	20	50	2	2	Lim	7		3	2,5YR52	10YR58	3
	Sg2	50	60	-	2	Lim	7	2	3	2,5Y52	7,5YR58	2
	IICg	60		-	2	L-A-S	7	30	4	5YR52	10YR56	2
AV7	Ag	0	20	3	2	Lim	13	-	2	10YR41	7,5YR44	3
	Sg1	20	52		2	Lim	7		3	2,5Y52	10YR58	3
	Sg2	52	63	-	2	Lim	7	2	3	2,5Y52	7,5YR58	3
	IICg	>63		-	2	L-A-S	7	30	4	5Y51	10YR56	2
AV8	Ag	0	20	3	2	Lim	13	-	2	10YR41	7,5YR44	3
	Sg1	20	50	2	2	Lim	7	2	3	2,5Y52	10YR58	3
	Sg2	50	70	-	2	Lim	7	2	3	2,5Y52	10YR58	2
	IICg	>70		-	2	L-A-S	7	30	4	5Y51	10YR56	2
AV9	Ag	0	15	3	2	Lim	13	-	2	10YR41	7,5YR44	3
	Sg1	15	60	2	2	Lim	7	3	3	2,5Y51	10YR58	3
	Sg2	60	100	-	2	L-A	7	2	3	2,5Y52	10YR58	2
	IICg	100		-	2	L-A-S	7	30	4	5Y51	10YR56	
AV10	Ag	0	20	3	2	Lim	13	-	2	10YR41	7,5YR44	3
	Sg1	20	67	2	2	Lim	7	3	3	2,5Y51	10YR58	3
	Sg2	67	100	-	2	L-A	7		3	2,5Y52	10YR58	

	IICg	>100		-	2	L-A-S	7	30	4	5Y51	10YR56	
AV11	Ag	0	25	3	2	Lim	5	1	2	10YR41	5YR34	
	Sg1	25	82	2	3	L-A	6	3	3	2,5Y51	10YR56	
	Sg2	82	95	-	3	L-A	6	2	3	2,5Y52	10YR58	
	IICg	>95		-	3	L-A-S	7	30	4	5Y51	10YR56	
AV12	Ag	0	10	3	3	Lim	13		2	10YR31	7,5YR34	
	Js	10	40	3	3	L-A	7	3	3	2,5Y51	5YR34	
	Jpg	40	80	2	3	L-A	6	4	3	2,5Y51	7,5YR44	
	Jpg	80	90	-	3	S-L-A		25	3	5Y51	2,5Y56	
	IICg	>90				L-A-S	6	20		10YR51	10YR56	

Annexe 2 : Choix des points de prélèvement

La localisation du prélèvement du sol est adaptée en fonction de l'épaisseur et des caractéristiques des différents horizons rencontrés (figure A2.1). Nous avons prélevé trois échantillons par horizon de sol pour les courbes de rétention et trois échantillons pour la densité apparente. La localisation du prélèvement en fonction de la haie est adaptée selon la localisation des autres instruments de mesure (Tensiomètres et piezomètres). Nous avons choisi 3 points en amont (AM16, AM8, AM4) et trois points en aval de la haie (AV2, AV6, et AV12).

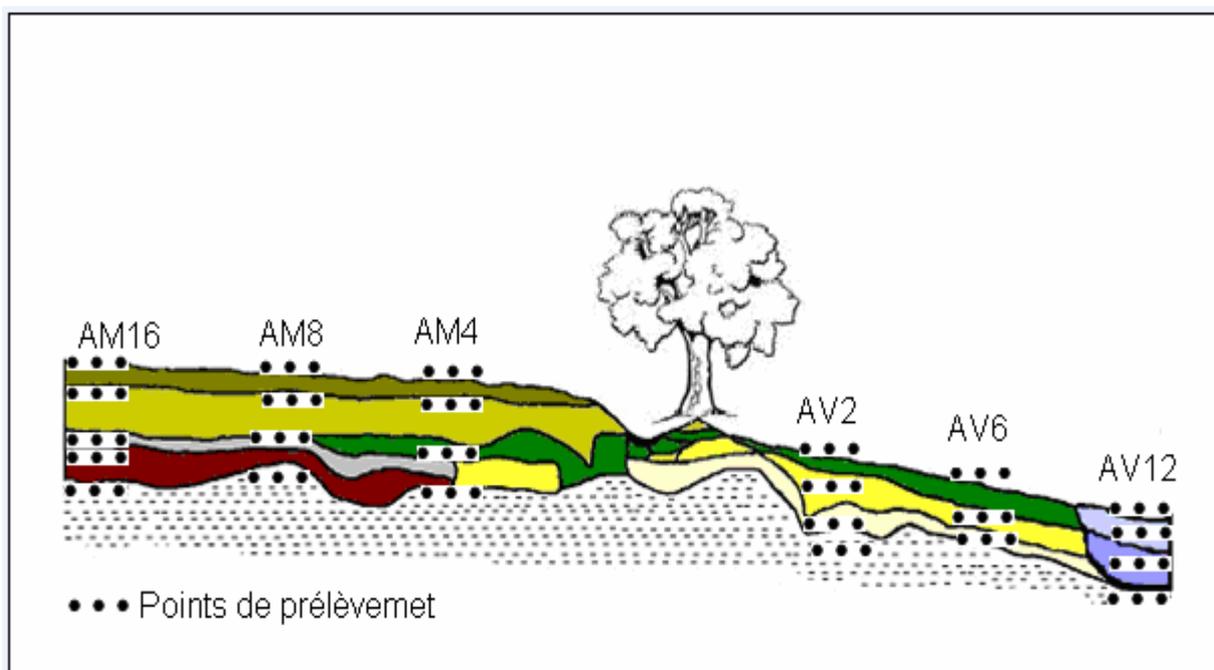


Figure A.2.1 : Localisation du prélèvement du sol pour les courbes de rétention, la densité apparente et l'analyse granulométrique.

Annexe 3 : Détermination des courbes de rétention
--

Les courbes de rétention $\theta(h)$ ou courbes pF relient la teneur en eau volumique à la tension hydrique h (ou $pF = \log_{10}h$), elles expriment la capacité du sol à retenir l'eau en fonction de son état énergétique. Ces courbes ont été établies à partir d'échantillons de sol prélevés à différentes distances de la haie et pour chaque horizon. Les prélèvements effectués au moyen de cylindres de 100 cm^3 avec trois répétitions. La densité apparente a également été déterminée.

La méthode de détermination de la courbe de rétention en laboratoire consiste à établir une série d'équilibres entre l'eau de l'échantillon et une masse d'eau à des potentiels connus. Le système 'eau du sol' est généralement en contact hydraulique avec la masse d'eau via une plaque poreuse ou une membrane saturée. A chaque équilibre, la teneur en eau, θ , est déterminée et associée à une valeur de h . Pour autant que le volume des échantillons soit également connu, on a:

$$\theta(h) = \frac{M_h - M_d}{V_s \rho_w} \quad (\text{A.3.1})$$

Où

$\theta(h)$ est la teneur en eau volumique [L^3L^{-3}] à la succion h [L],

M_h et M_d sont les masses [M] à la succion h et pour l'échantillon sec, respectivement,

V_s est le volume de l'échantillon de sol [L^3],

ρ_w est la masse volumique de l'eau [ML^{-3}].

Chaque paire de données (θ, h) est un point de la courbe de rétention. Les données sont mesurées à l'équilibre en vérifiant régulièrement le poids des échantillons.

Les échantillons ont servi à établir les teneurs en eau pour les différentes valeurs de potentiel matriciel (pF0,4 ; pF1,0 ; pF1,5 ; pF2 ; pF2,5 ; pF2,78 ; pF2,91 ; pF3,0 ; pF3,5 et pF 4,2). Pour déterminer des faibles pF ($pF < 2$), on a utilisé un lit de kaolin dont le potentiel est réglé hydrauliquement (tables à succion, Figure A.3.1a). La détermination des pF élevés ($pF > 2$) nous avons appliqué une pression pneumatique au moyen des marmites de Richards (Figure A.3.1b).

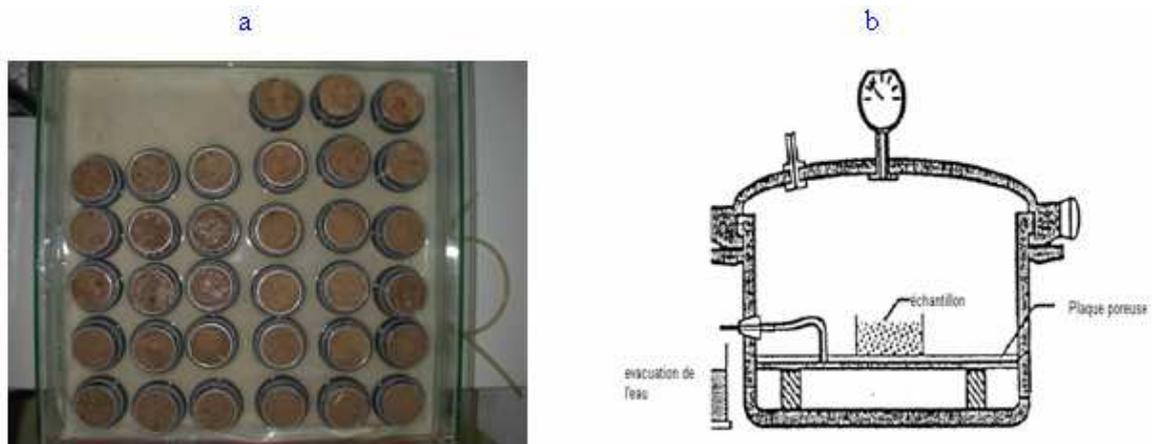


Figure A.3.1 : Table à succion (a) et marmite de Richards (b)

-bac à sable et à kaolin (Table à succion)

Cet appareillage, est utilisé pour des échantillons de sol non remaniés, pour déterminer les courbes pF , dans la gamme de tension ($0.4 < h < 200 \text{ cm}$; $pF < 2$). Pour chaque gamme de potentiel, les échantillons sont restés au moins une semaine sur la table à succion, jusqu'à ce que le poids soit constant. Un tiers des échantillons a été pesé pour suivre les variations des poids des échantillons, une fois que le poids des échantillons reste constant, tous les échantillons sont pesés et on passe à la mesure du point suivant.

-Marmites de Richards

Cette méthode utilise une augmentation de la pression de l'air dans une marmite de Richards (Figure A.3.1.b). Cet appareillage permet la détermination du comportement hydrique d'un sol sans aucune charge mécanique. Les échantillons ont été gardés une semaine pour chaque pression.

Annexe 4 : Préparation et utilisation des tensiomètres

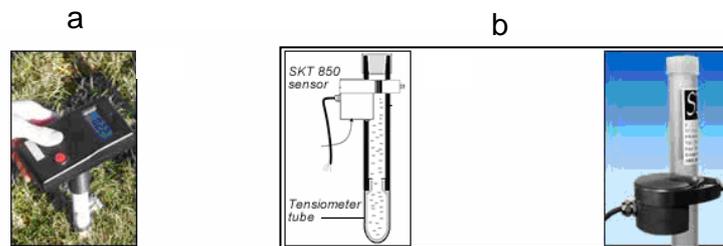


Figure A.4.1 : Tensiomètre manuel (mesure par un tensimètre) (a) et le tensiomètre automatique muni d'un capteur de pression (b)

Les tensiomètres sont les instruments utiles pour mesurer le statut de l'eau du sol *in situ*. L'eau contenue dans le tube PVC, en contact avec le sol via une bougie poreuse en céramique est en équilibre avec l'eau du sol. A l'équilibre, la tension de l'eau dans le tensiomètre est égale la succion du sol.

Il existe plusieurs générations de tensiomètres qui se différencient par le principe du manomètre : les tensiomètres manuels où la mesure doit être effectuée manuellement par un tensimètre (Figure A.4.a) et les tensiomètres automatiques qui peuvent être connectés à une centrale d'acquisition de données (Figure A.4.b)

Le tensiomètre fonctionnera bien s'il est installé correctement, si le contact hydraulique entre la bougie et le sol est établi et s'il n'y a aucune bulle d'air. Un bon contact hydraulique sol-bougie est assuré en utilisant de la boue. S'agissant des conditions tensiomètres automatiques, il faut vérifier régulièrement que le capteur de pression fonctionne correctement. Pour que les mesures soient fiables, il faut que toutes ces règles d'installation soient respectées. Bien évidemment l'étalonnage des capteurs est indispensable. Cet étalonnage est en général effectué avant l'installation (cf chapitre 2), il devrait être vérifié à la fin de l'expérimentation.

Annexe 5 : Description de la méthode de mesure de la conductivité hydraulique
proche de la saturation

La conductivité hydraulique proche de la saturation est un paramètre important pour prédire les mouvements de l'eau dans le sol. Elle peut être déterminée à l'aide d'infiltromètres (Decagon's handheld Mini-disk). Cette mesure consiste à apporter de l'eau à la surface du sol sous une succion contrôlée. La gamme de potentiel utilisée dans le cadre de notre étude varie de -0.5 cm à -6 cm. La partie supérieure et inférieure de l'infiltromètre doit être rempli d'eau dégazée. La partie supérieure contrôle la succion et la partie inférieure contient un volume d'eau qui s'infiltré dans le sol à un taux fixé par la succion. Le bas de l'infiltromètre a un disque poreux inoxydable.

Mise en œuvre sur le terrain :

Une couche peu épaisse de sable fin est épanchée à la surface du sol sur une section équivalente à la section du disque poreux. Cette opération a pour but d'améliorer le contact entre le disque poreux et le sol. L'infiltromètre est posé délicatement à la surface de cette couche de sable : le chronomètre est déclenché à cet instant. L'opérateur enregistre alors l'évolution du niveau d'eau dans le réservoir et l'intervalle de temps (tableau A.5.1). L'expérience est arrêtée lorsque le régime permanent semble être atteint, ce qui peut prendre de 30 mn à plusieurs heures.

T(s)	H (cm)	ΔH (cm)	Δq (cm/s)
0	H1		
T1	H2	H2-H1	$\Delta H/\Delta T$

Tableau A.5.1 : Evolution du niveau d'eau dans le réservoir et l'intervalle de temps pour calculer les valeurs de flux.

Calcul de la conductivité hydraulique proche de la saturation :

Pour calculer la conductivité hydraulique proche de la saturation, une fois que les mesures sont faites pour toute la gamme de potentiel ($h_1=-0.5$ cm, $h_2=2$ cm et $h_3=-6$ cm), le paramètre A (s^{-1}) est calculé par l'équation suivante :

$$A_{(h_1 \hat{a} h_2)} = 2 \times \left[\frac{\Delta q_{h1} - \Delta q_{h2}}{(h_2 - h_1) \times (\Delta q_1 + \Delta q_2)} \right] \quad (\text{A.5.1})$$

$$A_{(h_2 \hat{a} h_3)} = 2 \times \left[\frac{\Delta q_{h2} - \Delta q_{h3}}{(h_3 - h_2) \times (\Delta q_2 + \Delta q_3)} \right] \quad (\text{A.5.2})$$

Où Δq_{h1} , Δq_{h2} , et Δq_{h3} sont les valeurs de flux calculées en régime permanent respectivement pour les potentiels h_1 , h_2 , et h_3 (cm.s^{-1}).

La conductivité hydraulique proche de la saturation $K(h)$ en (m.s^{-1}) est calculée ainsi :

$$K(h_1) = \frac{\Delta q_{h1}}{1 + \left(\frac{1}{0.0314 \times A_{(h1 \hat{a} h2)}} \right)} \quad (\text{A.5.3})$$

$$K(h_2) = \frac{\Delta q_{h2}}{1 + \left(\frac{1}{0.0314 \times A_{(h_1 \hat{a} h_2)}} \right)} + \frac{\Delta q_{h2}}{1 + \left(\frac{1}{0.0314 \times A_{(h_2 \hat{a} h_3)}} \right)} \quad (\text{A.5.4})$$

$$K(h_3) = \frac{\Delta q_{h3}}{1 + \left(\frac{1}{0.0314 \times A_{(h_2 \hat{a} h_3)}} \right)} \quad (\text{A.5.5})$$

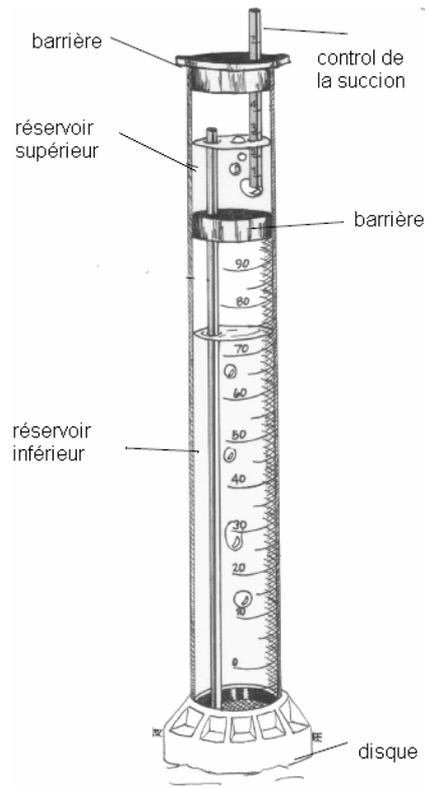


Figure A.5.1 Mini infiltromètre Decagon's (handheld Mini-disk).

Annexe 6 : Synthèse des résultats des mesures de la conductivité hydraulique proche de la saturation

Tableau A.6.1 : Synthèse des résultats des mesures de la conductivité hydraulique proche de la saturation (K(h))

Distance (m)	Profondeur (cm)	K (h=0,5 cm)	K (h=2 cm)	K (h=6 cm)
AM16	surface	$1,63 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$2,07 \cdot 10^{-5}$
	20	$1,54 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$1,43 \cdot 10^{-5}$
	100	$1,15 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$1,50 \cdot 10^{-5}$
	150	$1,18 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$9,9 \cdot 10^{-6}$
AM8	surface	$1,79 \cdot 10^{-4}$	$6,44 \cdot 10^{-5}$	$1,93 \cdot 10^{-5}$
	20	$1,61 \cdot 10^{-4}$	$4,64 \cdot 10^{-5}$	$1,96 \cdot 10^{-5}$
	100	$1,45 \cdot 10^{-4}$	$4,23 \cdot 10^{-5}$	$1,98 \cdot 10^{-5}$
	150	$1,06 \cdot 10^{-4}$	$4,24 \cdot 10^{-5}$	$1,52 \cdot 10^{-5}$
AM4	surface	$1,39 \cdot 10^{-4}$	$4,24 \cdot 10^{-5}$	$1,51 \cdot 10^{-5}$
	20	$1,17 \cdot 10^{-4}$	$3,84 \cdot 10^{-5}$	$1,45 \cdot 10^{-5}$
	100	$1,11 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$3,53 \cdot 10^{-5}$
	150	$1,16 \cdot 10^{-5}$	$8,04 \cdot 10^{-5}$	$8,04 \cdot 10^{-6}$
AV2	Surface	$5,95 \cdot 10^{-4}$	$8,28 \cdot 10^{-5}$	$1,59 \cdot 10^{-5}$
	10	$1,09 \cdot 10^{-4}$	$1,71 \cdot 10^{-5}$	$6,28 \cdot 10^{-6}$
	45	$2,81 \cdot 10^{-4}$	$6,12 \cdot 10^{-5}$	$1,98 \cdot 10^{-5}$
	62	$8,71 \cdot 10^{-5}$	$4,87 \cdot 10^{-5}$	$2,16 \cdot 10^{-5}$
	95	$1,36 \cdot 10^{-4}$	$5,44 \cdot 10^{-5}$	$1,58 \cdot 10^{-5}$
AV6	surface	$5,71 \cdot 10^{-4}$	$1,78 \cdot 10^{-4}$	$2,64 \cdot 10^{-5}$
	10	$1,10 \cdot 10^{-4}$	$3,41 \cdot 10^{-5}$	$1,16 \cdot 10^{-5}$
	50	$4,04 \cdot 10^{-5}$	$3,30 \cdot 10^{-5}$	$2,31 \cdot 10^{-5}$
	65	$9,75 \cdot 10^{-5}$	$3,35 \cdot 10^{-5}$	$1,26 \cdot 10^{-5}$
AV12	surface	$5,37 \cdot 10^{-4}$	$1,70 \cdot 10^{-4}$	$4,41 \cdot 10^{-5}$
	10	$1,87 \cdot 10^{-4}$	$5,66 \cdot 10^{-5}$	$1,08 \cdot 10^{-5}$
	45	$7,91 \cdot 10^{-5}$	$2,97 \cdot 10^{-5}$	$5,26 \cdot 10^{-6}$
	80	$3,19 \cdot 10^{-5}$	$1,41 \cdot 10^{-5}$	$5,15 \cdot 10^{-6}$
	100	$3,77 \cdot 10^{-5}$	$1,65 \cdot 10^{-5}$	$5,83 \cdot 10^{-6}$

Annexe 7: Différents termes utilisés dans le calcul du bilan hydrique**1-Variation du stock d'eau (ΔS)**

En utilisant l'humidité volumique au cours de la période d'étude, la variation du stock d'eau (ΔS) pour chaque période est calculée pour chaque horizon du sol, selon l'équation :

$$\Delta S = [\theta_f - \theta_i] \cdot z \quad (\text{A.7.1})$$

Où

z est l'épaisseur de l'horizon considéré en mm, θ_i est la teneur en eau volumique au début de la période considérée et θ_f est la teneur en eau volumique à la fin de la période considérée.

Tableau A.7.1 donne les résultats obtenus de la variation du stock d'eau calculée pour différentes distances de la haie.

Tableau A.7.1: Variation du stock d'eau pour deux périodes. S1 (stock d'eau au début de la période ; S2 (stock d'eau à la fin de la période ; ΔS (Variation du stock d'eau)

Période 1 (novembre2005-avril2006)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
S1 (mm)	688,79	685,23	701,97	601,91	647,20	760,34
S2 (mm)	764,52	784,757	800,36	795,40	802,82	823,31
ΔS (mm)	75,73	99,52	98,39	193,49	155,6	62,97
ΔS (litres)	6058,63	3980,89	3935,69	3869,85	6224,60	3778,48
Période 2 (mai -aout2006)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
S1 (mm)	810,39	820,43	827,35	806,51	813,39	828,33
S2 (mm)	630,19	607,85	613,72	589,08	601,77	665,25
ΔS (mm)	-180,20	-212,58	-213,62	-217,43	-211,62	-163,07
ΔS (litres)	-14416,44	-8503,28	-8545,01	-4348,57	-8464,71	-9784,59
Période 1 (novembre2006-avril2007)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
S1 (mm)	669,61	659,61	668,08	599,09	631,59	732,99
S2 (mm)	781,36	803,74	812,41	808,29	814,28	828,33
ΔS (mm)	111,75	144,12	144,34	209,19	182,68	95,33
ΔS (litres)	8940,35	5765,09	5773,61	4183,97	7307,55	5720,07
Période 2 (mai-aout2007)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
S1 (mm)	802,73	821,21	841,22	814,72	817,49	828,33
S2 (mm)	728,25	708,54	710,74	721,27	753,77	811,34
ΔS (mm)	-74,47	-112,67	-130,48	-93,44	-63,72	-16,99
ΔS (litres)	-5958,32	-4506,88	-5219,28	-1868,93	-2548,68	-1019,62

2- Pluie et Interception

La quantité de pluie pour les périodes novembre 2005 à avril 2006, mai 2006 à août 2006, novembre 2006 à avril 2007, mai 2007 à août 2007, ont été respectivement de 307,6 ; 167 ; 393,8 ; et 385 mm. Nous avons montré l'impact de la haie sur la distribution spatiale de la pluie dans deux périodes : la période avec feuilles et la période sans feuilles. En moyenne, l'interception a été de 28% pour la période avec feuilles, et de 12% pour la période sans feuille. Une différence significative ($p < 0,05\%$) a été observée jusqu'à 9 m en amont et 6 m en

aval de la haie. Ces pourcentages ont été utilisé pour calculer le volume de la pluie intercepté à différente distance de la haie (Tableau A.7.2)

Tableau A.7.2 : Variation de l'interception à différentes distances de la haie pendant les deux périodes

Période 1 (novembre2005-avril2006)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
Pluie brute (mm)	307,6	307,6	307,6	307,6	307,6	307,6
Interception (%)	0	0,12	0,12	0,12	0,12	0
Pluie nette (mm)	307,6	270,688	270,688	270,688	270,688	307,6
Pluie nette (litres)	24608	10827,52	5413,76	5413,76	10827,52	18456
Période 2 (mai -aout2006)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
Pluie brute (mm)	167	167	167	167	167	167
Interception (%)	0	0,28	0,28	0,28	0,28	0
Pluie nette (mm)	167	120,24	120,24	120,24	120,24	167
Pluie nette (litres)	13360	4809,6	2404,8	2404,8	4809,6	10020
Période 1 (novembre 2006-avril2007)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
Pluie brute (mm)	393,83	393,83	393,83	393,83	393,83	393,83
Interception (%)	0	0,12	0,12	0,12	0,12	0
Pluie nette (mm)	393,83	346,5704	346,5704	346,5704	346,5704	393,83
Pluie nette (litres)	31506,4	13862,82	6931,408	6931,408	13862,82	23629,8
Période 2 (mai-aout2007)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
Pluie brute (mm)	385	385	385	385	385	385
Interception (%)	0	0,28	0,28	0,28	0,28	0
Pluie nette (mm)	385	277,2	277,2	277,2	277,2	385
Pluie nette (litres)	30800	11088	5544	5544	11088	23100

3 - Evapotranspiration réelle (ETR)

La généralisation de la transpiration sur les différentes classes de distance selon la densité racinaire. Les pourcentages de racines observé pour chaque classe de la distance par rapport de tous les racine observé en amont et en aval de la haie était de 13%, 29%, 36%, 10%, 9%, et 3% respectivement pour AM 8-16, AM 4-8, AM 0-4, AV 0-2 et AV 2-6 et AV 6-12. La

densité racinaire des 2 m de distance au voisinage de la haie a été calculée à partir de l'équation de la distribution latérale des racines décrite au paragraphe 5.3.2 (chapitre 5). On considère que l'ETR est égale à l'ETP climatique pour la prairie. La somme journalière de la consommation des arbres de la haie pour les périodes novembre 2005 - avril 2006, mai à août 2006, novembre 2006 – avril 2007, mai 2007 à août 2007, ont été respectivement 0, 28158, 0, et 46670 litres. Les valeurs de l'ETR sont présentées tableau A.7.3.

Tableau A.7.3 : Variation de l'ETR à différentes distances de la haie pendant les deux périodes. T (Transpiration de la haie); ETP (Evapotranspiration Potentielle); ETR (Evapotranspiration Réelle)

Période 1(novembre2005-avril2006)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
T (mm)	0	0	0	0	0	0
ETP (mm)	138,7	138,7	138,7	138,7	138,7	138,7
ETR (mm)	138,7	138,7	138,7	138,7	138,7	138,7
ETR (litres)	11096	5548	2774	2774	5548	8322
Période 2(mai -aout2006)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
T (mm)	47,40	203,86	251,68	121,69	22,22	14,81
ETP (mm)	534,00	534,00	534,00	534,00	534,00	534,00
ETR (mm)	581,40	737,86	785,68	655,69	556,22	548,81
ETR (litres)	46512,31	29514,51	31427,07	13113,84	22248,88	32928,88
Période 1(novembre2006-avril2007)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
T (mm)	0	0	0	0	0	0
ETP (mm)	130,3	130,3	130,3	130,3	130,3	130,3
ETR (mm)	130,3	130,3	130,3	130,3	130,3	130,3
ETR (litres)	10424	5212	2606	2606	5212	7818
Période 2(mai-aout2007)						
	8-16m	4-8m	0-4	0-2m	2-6m	6-12m
T (mm)	78,57	337,89	417,14	201,70	36,83	24,55
ETP (mm)	431,00	431,00	431,00	431,00	431,00	431,00
ETR (mm)	509,57	768,89	848,14	632,70	467,83	455,55
ETR (litres)	40765,51	30755,58	33925,51	12653,93	18713,26	27333,26