Rôle de la végétation dans les processus de propagation de la sécheresse dans les sols argileux

T. TESSIER

Physico-chimie et
écotoxicologie des sols
INRA Versailles
tessier@versailles.inra.fr

Y. COQUET

UMR INRA/AgroParisTech
Environnement et
Grandes Cultures
BP 01-78850
Thiverval-Grignon
Yves.Coquet@agroparistech.fr

Y. LEFÈVRE, N. BRÉDA

UMR INRA-UHP 1137
Écologie et
Écophysiologie forestières
F-54280 Champenoux
breda@nancy.inra.fr,
lefevre@nancy.inra.fr

Résumé

La végétation constitue la source majeure de prélèvement naturel d'eau du sol. Elle contribue à l'installation puis à la propagation de la sécheresse en profondeur dans les sols. Ses capacités d'extraction de l'eau du sol sont liées à son système racinaire, dont l'extension verticale peut facilement coloniser des horizons argileux, présentant souvent une forte teneur en eau et constituant une ressource de survie lors de sécheresses extrêmes, en particulier pour les arbres. En effet, de nombreuses espèces ligneuses sont capables d'extraire l'eau du sol à des potentiels très inférieurs au potentiel au point de flétrissement permanent des cultures annuelles. Le dessèchement des sols sous végétation peut alors entraîner des déformations du sol, le plus souvent réversibles après retour des pluies. En 2003 toutefois, la sécheresse atteinte sur certains sols argileux, en particulier sous les arbres, a pu induire des déformations difficilement réversibles, pouvant conduire à long terme à des évolutions de la densité apparente du sol.

Mots clés : sécheresse, racine, sol argileux, retrait/gonflement, forêt, prairie, culture.

Role of vegetation in the phenomenon of drought propagation within clayey soils

Abstract

The vegetation is the main source of water uptake from soils. It contributes to drought propagation within the soil. The ability of vegetation to extract water is due to its root system, whose vertical distribution may reach clayey soil layers. Most of the time, these clay layers have high soil water content and can be considered as a water storage for survival during extreme drought event. This is especially true for trees which are able to extract water at potentials lower than that at permanent wilting point for annual crops. Soil under vegetation can then reach such low soil water potential that soil shrinkage occurs. This phenomenon is generally reversible when soil water content is recovered. Nevertheless, during the 2003 drought event in Europe, clay soils below trees dehydrated so much that not-fully-reversible deformations could occur, possibly leading to long term evolution of soil bulk density.

Key words: drought, roots, clay soil, forest, crop, soil shrinkage.

Introduction

Les récentes sécheresses que la France a connues rappellent que des précipitations insuffisantes pendant une période prolongée conduisent à des déficits en eau qui affectent la végétation et les sols. Les interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère sont complexes. La végétation intervient sur : 1) la redistribution et l'évaporation des précipitations qu'elle intercepte ; 2) l'extraction de l'eau par le système racinaire ; 3) le contrôle biophysique de la transpiration. Ainsi, la végétation est la principale source naturelle de modification de la teneur en eau des sols. En retour, la teneur en eau du sol contraint l'évapotranspiration de la végétation, en imposant un ajustement de la consommation en eau par fermeture des stomates en fonction de la disponibilité en eau du sol.

La sécheresse édaphique peut être définie comme une période pendant laquelle la quantité d'eau disponible dans le sol est insuffisante pour permettre le développement, la croissance et le fonctionnement optimal de la végétation. C'est donc par la mesure ou la modélisation de la teneur en eau du sol qu'il est possible de caractériser et quantifier les épisodes de sécheresse édaphique. Sous un climat donné, un sol se dessèchera plus ou moins rapidement et profondément selon qu'il est nu, occupé par de la végétation de type herbacée ou ligneuse. Comprendre et estimer l'impact de la végétation sur la dynamique de l'eau dans le sol est essentiel pour pouvoir prédire la propagation spatio-temporelle de la sécheresse dans le sol et les déformations physiques possibles qui peuvent en résulter.

Le sol, un milieu hétérogène

Le sol, ou couverture pédologique, est un objet naturel dont l'existence et l'état actuel résulte d'une évolution au cours du temps d'un matériau géologique sous l'action combinée de facteurs climatiques (précipitations, température) et de facteurs biotiques (animaux et végétaux, microorganismes). Ces différentes actions conduisent à la formation d'un ensemble d'horizons issus de l'altération du matériau originel et de l'incorporation de matière organique. Ces phénomènes créent la porosité (fissurale, texturale, structurale), le milieu s'organise, l'aération et la perméabilité augmentent. Les transferts hydriques et gazeux sont favorisés, ainsi que l'activité biologique.

Des conditions du milieu favorables tendent à augmenter la fourniture d'eau à la plante et améliore sa croissance, et augmente indirectement le retrait/gonflement par une plus grande consommation en eau qui amplifie l'alternance saisonnière des cycles dessèchement - réhydratation.

La végétation intervient dans deux flux opposés du bilan d'eau du réservoir que constitue le sol : d'une part, la végétation réduit et retarde l'entrée d'eau en interceptant les précipitations ; d'autre part, elle intervient directement sur la sortie d'eau, en puisant l'eau nécessaire à sa transpiration. L'évapotranspiration du couvert végétal (transpiration plus évaporation de l'eau interceptée sur le feuillage, qui peut être quantitativement importante sur les arbres) est conditionnée par la demande climatique, souvent caractérisée par

l'évapotranspiration potentielle (ETP). Cette variable climatique intègre à la fois les termes radiatif (rayonnement) et convectif (vitesse du vent, humidité relative de l'air) qui contrôlent l'évaporation. La quantité d'eau maximale prélevée par la végétation dans le réservoir du sol est fonction de cette ETP et de la surface foliaire du couvert. A certaines périodes de l'année, l'eau faiblement retenue s'évacue en profondeur et contribue à alimenter les réserves profondes (nappe phréatique). Si le sol est imperméable (horizon très argileux par exemple) et ne laisse pas l'eau s'infiltrer, il y a alors formation d'une nappe temporaire (dite perchée), où de l'eau libre s'accumule en saturant toute la porosité du sol au dessus du plancher imperméable. Là encore, le régime d'alternance nappe temporaire - sécheresse amplifie les phénomènes de retrait gonflement dans les sols sensibles à ces phénomènes.

Par définition, la réserve utile intrinsèque du sol est la quantité d'eau, exprimée en volume d'eau par volume de sol, comprise entre deux limites appelées états hydriques caractéristiques : la capacité au champ et le point de flétrissement permanent (Fig. 1). La capacité au champ correspond à la quantité maximale de rétention en eau du sol, après le ressuyage de l'eau gravitaire. Ce niveau est généralement atteint en fin d'hiver, juste avant la reprise de la végétation. Cependant, il arrive, en particulier lors de succession d'années à déficit pluviométrique, que cet état ne soit pas reconstitué chaque hiver. Le potentiel hydrique du sol à la capacité au champ est généralement considéré égal à -0,01 MPa. La seconde limite, appelée point de flétrissement permanent, correspond à la limite inférieure de teneur en eau en dessous de laquelle la végétation n'est plus capable d'absorber l'eau. Cet état hydrique caractéristique correspond à la teneur en eau du sol à un potentiel hydrique de -1,6 MPa. Cette notion, d'origine agronomique, reste assez théorique, car certaines plantes dont de nombreux arbres sont capables d'extraire de l'eau à des potentiels encore plus négatifs. Pour un sol de texture donnée, la réserve utile intrinsèque correspond à la différence entre les teneurs en eau volumiques caractéristiques. La figure 1 montre qu'un sol de texture limoneuse ou de texture argileuse aura une meilleure réserve utile intrinsèque qu'un sol de texture sableuse. Cette réserve utile intrinsèque est généralement exprimée en mm de hauteur d'eau par cm de profondeur de sol. La quantité d'eau effectivement disponible pour un couvert végétal, appelée simplement réserve utile, s'obtient en multipliant la réserve utile intrinsèque du sol par la profondeur d'enracinement effective du couvert.

La plus grande majorité des travaux sur la rétention de l'eau utilisent des relations empiriques permettant de prédire la teneur en eau d'une couche de sol à un de ces états caractéristiques. Ces relations, appelées fonctions de pédotransfert (Bastet et al., 1998), utilisent les propriétés physico-chimiques des sols comme prédicteurs et sont de type :

$$W = a * \text{Argile} + b * \text{Limon} + c * \text{Sable} + d * \text{Corg} + e * \text{Da}$$

avec :

W, teneur en eau massique ;

Argile, teneur en argile ;

Limon, teneur en limon ;

Sable, teneur en sable ;

Corg, teneur en carbone organique ;

Da, densité apparente sèche ;

a, b, c, d et e, coefficients de calage.

FIG. 1 Représentation de la réserve utile intrinsèque (RU_i) comme la différence entre la teneur en eau à $-0,01$ MPa (pF 2), correspondant, par convention, à la capacité au champ, et la teneur en eau à $-1,6$ MPa (pF 4,2), correspondant au point de flétrissement permanent de la plupart des plantes cultivées. La forme des courbes reliant le potentiel matriciel, h , à la teneur en eau, θ , varie selon la texture. De manière générale, la RU_i du sol limoneux est supérieure à celle du sol argileux et celle du sol sableux est très faible.

Cette fonction utilise des prédicteurs simples à apprécier sur le terrain (texture) ou assez facilement mesurables. Dans d'autres cas, les paramètres utilisés dans ces fonctions sont plus complexes à déterminer, mais mesurés en routine par les laboratoires d'analyse des sols. Par exemple, la figure 2 illustre un exemple de relation utilisable pour prédire la teneur en eau résiduelle (au point de flétrissement) à l'aide de la capacité d'échange cationique (d'après Tessier *et al.*, 1996). D'autres exemples peuvent être retrouvés dans Bastet *et al.* (1998), dans Bruand *et al.* (2003, 2004) ou encore Cresswell *et al.* (2006).

3

La végétation et ses caractéristiques

La végétation est située à l'interface entre l'atmosphère et le sol. Son impact spatial et temporel sur la dynamique de l'eau dans le sol est directement conditionné par les caractéristiques de ses deux surfaces d'échanges : la surface foliaire, siège des échanges plante-atmosphère, et le système racinaire fin, siège des échanges plante-sol. L'interface couvert-atmosphère est caractérisée par sa phénologie (dynamique saisonnière, apparition et chute des feuilles, fanaison) et son indice foliaire. Ce paramètre exprime la sur-

FIG. 2 Prédiction de la teneur en eau résiduelle (au point de flétrissement) à l'aide de la capacité d'échange cationique (CEC) (d'après Tessier *et al.*, 1996).

face de feuilles développée par unité de surface de sol. Ainsi, un indice foliaire de 4 signifie qu'il y a 4 m^2 de feuilles au-dessus d' 1 m^2 de sol. Cette grandeur peut être mesurée soit directement en récoltant les feuilles (en coupant une surface définie pour les couverts herbacés ou en récoltant les feuilles lors de leur chute automnale), soit indirectement en mesurant le rayonnement transmis sous la végétation (Bréda, 1999). L'interface entre sol et plante est caractérisée quant à elle par la distribution verticale et horizontale des racines. Dans le cadre de l'étude du rôle de la végétation sur la propagation de la sécheresse du sol, seule la fraction des racines qui absorbent effectivement l'eau du sol, est à considérer. Cette remarque importe surtout pour les végétations pérennes et ligneuses, dont les systèmes racinaires les plus couramment décrits ne concernent que les racines d'ancrage, souvent plus superficielles et qui servent de support aux racines fines. En outre, les racines fines présentent un renouvellement et une croissance rapides, l'extension verticale des zones de prélèvement d'eau peut donc fortement évoluer au cours de la saison.

4

Quelle approche pour décrire la variation de teneur en eau du sol sous végétation ?

Sous couvert d'arbres, les mesures conjointes de la consommation en eau des arbres (mesure du flux de sève brute dans le tronc) et de teneur en eau du sol renseignent quant à la propagation verticale du dessèchement au cours de la progression de la sécheresse (Bréda *et al.*, 1995). Sur l'exemple présenté figure 3 ; le prélèvement d'eau par des frênes a été estimé par différence de teneur en eau entre deux dates sans épisode pluvieux dans chaque couche de sol (Bréda *et al.*, 2004). Parallèlement, la consommation a été mesurée par flux

de sève dans les troncs des arbres au cours de chaque période et correspond au cumul des absorptions par couche de sol. Une fosse a été ouverte pour décrire la distribution verticale des racines, en distinguant les racines par classes de dimension. Au printemps, l'alimentation en eau par les arbres est assurée par le premier mètre d'épaisseur de sol. C'est dans cette couche de sol que toutes les racines pérennes ont été observées et que la densité de racines fines est la plus importante. Au cours du mois de juin, le dessèchement progresse en profondeur, et l'absorption d'eau est assurée dans une couche où seules des racines fines sont présentes. Dans cet exemple, cette couche capable de fournir de l'eau est à texture argileuse et présente une rétention en eau forte. Au cours de l'été, le premier mètre de sol ne fournit pratiquement plus d'eau. Les arbres mobilisent alors des réserves hydriques profondes, à l'aide des quelques pourcents de racines situées entre 1,2 m et 1,6 m. On constate donc que les prélèvements ne sont pas proportionnels à la quantité de racines fines tout au long de la saison. Des résultats comparables ont été obtenus sous chênaie (forêt de Champenoux, Bréda *et al.*, 1995), avec une prospection efficace par

les racines fines dans les horizons argileux. Les niveaux de dessèchement obtenus ont atteint des potentiels hydriques de $-2,5$ MPa dans l'horizon argilo-limoneux et de $-3,0$ MPa dans les horizons profonds (Fig. 4). Les horizons argileux carbonatés comportent 70 à 80 % d'un mélange smectite-vermiculite à forte potentialité de retrait gonflement. Ces deux exemples mettent en évidence l'importance de la profondeur, de la répartition et de la dynamique du système racinaire.

5

Exemples de bilans hydriques modélisés en fonction de la végétation

Un premier exemple concerne la comparaison de la dynamique d'eau dans le sol sous un couvert d'arbres à feuilles caduques (hêtre) et sous résineux à feuilles persistantes, avec un indice foliaire maximal comparable égal à 7,5. Cette situation est tout à fait réaliste et représentative par exemple le cas d'une plantation résineuse

FIG. 3 Progression en profondeur des prélèvements d'eau dans le sol au cours de l'établissement d'une sécheresse estivale naturelle sous un peuplement de frênes. L'eau absorbée est calculée à partir des variations de teneur en eau du sol mesurées à la sonde à neutrons. La distribution verticale des racines est présentée en parallèle, en distinguant les racines par classes de dimensions (0-2 mm en noir, 2-5 mm en blanc, 5-10 mm et >10 mm en grisé). Les pourcentages de racines fines (0-2 mm) par horizon pédologique sont indiqués (d'après Bréda *et al.*, 2002).

FIG. 4 Évolution du potentiel hydrique mesuré sous un sol forestier à 5 profondeurs à l'aide de mycropyschromètres au cours d'un dessèchement saisonnier. Les potentiels mesurés dans le sol sont très nettement inférieurs au potentiel théorique correspondant au point de flétrissement permanent (ligne pointillée) (d'après Bréda *et al.*, 1995).

de la réserve utile, limite représentée sur la figure 5. Pour les forêts, et ceci quelle que soit l'espèce, nous définissons en effet le déficit hydrique par rapport à ce seuil qui affecte à la fois la croissance, qui s'arrête, et la transpiration (régulation stomatique) (Granier *et al.*, 1999). Dans la suite, le déficit hydrique que nous utiliserons correspond pour chaque courbe à la surface comprise entre ce seuil et la courbe d'évolution de la réserve en eau du sol. Ici cet indice est une grandeur sans dimension et est illustré par la zone hachurée en encart de la figure 5. Ce type de calcul de bilan hydrique a été appliqué sur une série climatique de 50 ans et permet d'établir un classement objectif des intensités de déficit hydrique entre les années, sous différents types de couvert végétal. Il s'agit ici de quantifier l'impact d'un profil climatique sur la contrainte subie par couvert forestier donné, sans présager des ajustements ou réactions (de type dépérissement par exemple) qui pourraient s'en suivre. La figure 6 illustre ainsi le classement des 10 années à déficit hydrique

les plus graves sous peuplement forestier feuillu et résineux. On constate à nouveau des déficits hydriques deux fois plus sévères sous résineux que sous feuillus, et ceci malgré des différences de comportement éco-physiologique. La sécheresse de l'année 2003 apparaît bien comme parmi les plus intenses sous feuillus, alors que sous résineux d'autres années ont présenté des contraintes plus fortes. Face à ces intensités de déficit hydrique, tous les types de végétation ne répondent pas de manière identique : certains meurent, d'autres ajustent leur consommation à la restriction d'eau, d'autres encore perdent leurs feuilles précocement pour éviter de se dessécher. Un synthèse récente illustre ces différentes stratégies pour les arbres forestiers (Bréda *et al.*, 2006).

Le déficit hydrique est illustré par la surface hachurée dans l'encart, à partir d'un exemple de réserve utile de 100 mm : en dessous de 40 % de cette valeur, soit lorsque la réserve du sol chute en dessous de 40 mm (illustré ici par la ligne pointillée), la croissance des arbres s'arrête. Pour plus de détails, le lecteur se reportera à Granier *et al.*, 1999.

Dans un second exemple, la dynamique de l'eau dans le sol sous couvert de résineux est comparée à celle simulée sous couvert prairial et sous culture de maïs (figure 7). Dans le cas des deux couverts végétaux pérennes (résineux et prairie), le dessèchement débute simultanément, mais son intensité diffère très rapidement. Le dessèchement sous prairie est limité par le faible enracinement du couvert végétal qui n'exploire que les 30 premiers centimètres du sol, alors que l'ensemble des 160 cm du profil de sol est exploré par les racines des arbres. La dynamique hydrique du sol sous maïs est similaire à celle du sol sous peuplement feuillu en ce qui concerne l'aspect temporel (Fig. 6). Ceci s'explique par l'apparition tardive des surfaces de feuilles, liée à l'implantation au printemps de la culture de maïs avec une émergence des plants de maïs début mai. Toutefois, l'extraction de l'eau par le maïs reste limitée par son enracinement maximal, qui ne dépasse pas 1 m de profondeur dans la plupart des cas, et par sa sensibilité au stress hydrique. L'état hydrique du sol à la fin de l'année 2003 est intéressant à comparer (Fig. 7). Que

ce soit pour le couvert prairial ou la culture de maïs, le sol a reconstitué sa réserve hydrique dès la fin de l'année 2003, ce qui est aussi quasiment le cas pour le sol sous peuplement de feuillus. En revanche, la réserve en eau reste largement déficitaire en fin d'année sous peuplement de résineux.

6

Quelle approche pour modéliser la variation de teneur en eau et de volume du sol ?

L'approche la plus rigoureuse consiste à simuler de façon mécaniste à la fois le déplacement de l'eau et celui de la phase solide du sol (Angulo *et al.*, 1990a ; Garnier *et al.*, 1997). Deux options sont alors possibles. La première possibilité, qualifiée de 'méthode eulérienne' consiste à décrire le déplacement de l'eau et du solide par rapport à un repère géométrique cartésien (généralement, l'observateur). L'équation de transport de l'eau est alors nettement plus complexe que dans le cas des sols rigides. La seconde possibilité, appelée 'méthode lagrangienne' consiste à décrire le déplacement de l'eau non plus par rapport à un repère géométrique fixe, mais par rapport à la phase solide du sol (le repère va donc bouger par rapport à l'observateur). On utilise alors des coordonnées dites 'matérielles' à la place des coordonnées spatiales cartésiennes classiques (Smiles et Rosenthal, 1968). L'avantage de cette méthode est que l'équation de transport de l'eau est alors identique à celle utilisée pour les sols rigides (équation de Richards). Les deux méthodes ont été utilisées par Angulo *et al.* (1990b) pour décrire l'infiltration de l'eau dans une colonne de bentonite.

Une approche plus simple, mais moins rigoureuse, consiste à séparer la simulation du transport de l'eau de celle de la déformation du sol. Le transport de l'eau est alors simulé dans le sol considéré comme rigide. Les variations de teneur en eau du sol sont ensuite traduites en terme de déformation du sol à l'aide de la

FIG. 7 Évolution simulée de la réserve en eau d'un sol à forte réserve (175 mm) au cours de l'année 2003 à Grignon, sous peuplement de résineux, sous culture de maïs et sous prairie. Modélisation SWAP (van Dam *et al.*, 1997), données climatiques INRA-Grignon.

courbe de retrait. L'application de cette méthode au cas présenté en figure 7 permet de calculer le profil de variation maximale de volume par rapport à l'état initial (sol à la capacité au champ). Ce profil (Fig. 8) est simplement calculé en utilisant les variations du profil de teneur en eau entre l'état initial et le maximum de dessèchement du sol simulé pour chacune des cultures et en les transformant en variation de volume à l'aide de la courbe de retrait du sol (Fig. 9). En supposant une déformation isotrope du sol, il est alors possible de calculer la variation d'altitude de la surface du sol correspondante : elle est de 8,5 cm sous peuplement de résineux, 4 cm sous culture de maïs et 2 cm sous prairie. De telles valeurs ont pu être effectivement mesurées dans la nature (Bozozuk et Burn, 1960 ; Cabidoche et Ozier-Lafontaine, 1992 ; Arnold *et al.*, 2005).

Bien que cette méthode ne soit pas totalement exacte, elle est cependant d'une précision nettement suffisante pour la plupart des sols rencontrés, y compris les sols argileux (Garnier *et al.*, 1997). Cependant, pour ces sols, la déformation conduit le plus souvent à l'apparition de fissures qui modifient alors profondément le fonctionnement hydrodynamique du sol. Celles-ci peuvent en effet conduire l'eau qui ne s'infiltre pas à la surface du sol vers la profondeur, de façon très efficace. Le modèle SWAP (van Dam *et al.* 1997) permet de prendre en compte ce processus, en affectant une partie de la variation de volume du sol due au retrait à la création de fissures. L'eau en excès par rapport à la capacité d'infiltration de la surface du sol est alors directement envoyée dans les fissures (Fig. 10). Ce type de transport rapide de l'eau vers la profondeur a pu être mis en évidence dans le cas de sols argileux déformables (Coulomb *et al.*, 1993 ; Arnold *et al.*, 2005).

FIG. 8 Profil de variation de volume du sol (en % du volume initial) entre l'état initial (capacité au champ) et l'état de dessèchement maximal (le 16 août pour le peuplement de résineux, le 13 août pour la culture de maïs, le 29 septembre pour la prairie). La variation de volume est calculée à partir de la courbe de retrait du sol (Fig. 9).

FIG. 9 Exemple de courbe de retrait d'un sol argileux. L'indice des vides correspond au volume de la porosité du sol rapporté au volume de sa phase solide. L'indice d'eau correspond au volume d'eau rapporté au volume de la phase solide du sol. Le modèle de Kim *et al.* (1992) est utilisé pour décrire la courbe.

FIG. 10 Flux d'eau (en mm/j) à la base du profil de sol (à 160 cm de profondeur), sous peuplement de résineux, sans prendre en compte la fissuration du sol (a), avec la prise en compte de la fissuration et des flux d'eau dans les fissures (b). Les fortes intensités de pluie conduisent à des flux importants d'eau à la base du sol lorsque les fissures créées par le retrait du sol sont prises en compte. Modélisation SWAP (van Dam *et al.*, 1997), données climatiques INRA-Grignon.

7

Conclusion – discussion

La modélisation permet de traduire l'influence de la végétation sur le phénomène de retrait/gonflement des sols de manière quantitative. A ce titre, elle constitue un outil potentiellement intéressant pour la prévision

des risques géotechniques liés aux aléas climatiques de type sécheresse. Il existe toutefois un certain nombre de limitations qu'un travail de recherche et de développement devrait pouvoir lever à l'avenir.

L'architecture racinaire des arbres et arbustes utilisés à des fins ornementales ou paysagères, et surtout sa traduction en terme d'efficacité hydraulique effective, c'est-à-dire l'architecture des racines qui puisent l'eau du sol de manière effective, sont encore mal connues. Cette architecture n'est pas seulement déterminée par le type d'arbre, mais aussi par les contraintes pédologiques auxquelles il est soumis (i.e. présence d'un horizon de sol tassé ou engorgé en permanence). L'existence d'une information précise sur la répartition des racines et leur fonctionnement hydrique est essentielle pour une prévision fiable des variations de teneur en eau du sol, et donc de ses déformations.

La sensibilité des sols au retrait/gonflement est délicate à évaluer. Elle implique la connaissance des types minéralogiques des argiles pouvant être présentes dans le sol. L'information sur les sols ne doit donc pas seulement comprendre des données permettant de prévoir les propriétés hydriques du sol. Elle doit

aussi inclure des informations permettant de prédire sa sensibilité au retrait/gonflement. Des fonctions de pédotransfert permettant cette prédiction mériteraient d'être développées et testées à l'avenir.

Il faut souligner enfin qu'il n'existe pas à l'heure actuelle de modèle réalisant le couplage complet entre les fonctionnements mécanique et hydrique du sol et le fonctionnement hydrique de la végétation. Un tel modèle semble indispensable au développement des recherches sur la prévision du retrait/gonflement des sols. Ce modèle devrait permettre la description de problèmes tridimensionnels, tels qu'on peut les rencontrer en géotechnique (ex. arbres isolés au voisinage d'un bâtiment). La mise au point d'un tel modèle réclame un travail réellement pluridisciplinaire entre géotechniciens, pédologues et forestiers. Ce travail en collaboration devrait permettre d'élaborer de nouvelles normes, par exemple sur l'implantation de végétaux au voisinage de structures, plus efficaces dans la prévention des sinistres. Il importe donc de sensibiliser dès à présent la communauté des géotechniciens à l'importance d'une bonne connaissance du fonctionnement du continuum sol-plante-atmosphère pour la prévision du retrait/gonflement des sols.

Bibliographie

- Angulo R., Gaudet J.-P., Thony J.-L., Vauclin M. - Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé déformable. I. Principes de détermination. Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris, série 2, 310, 1990a, p. 161-164.
- Angulo R., Gaudet J.-P., Thony J.-L. - Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé déformable. II. Résultats expérimentaux. Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris, série 2, 310, 1990b, p. 341-345.
- Arnold J.G., Potter K.N., King K.W., Allen P.M. - Estimation of soil cracking and the effect on surface runoff in a Texas Blackland Prairie watershed. *Hydrol. Process.*, 19, 2005, p. 589-603.
- Bastet G., Bruand A., Quentin P., Cousin I. - Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*, 5, 1998, p. 7-28.
- Blanchart E., Achouak W., Albrecht A., Barakat M., Bellier G., Cabidoche Y.M., Hartmann C., Heulin T., Larré-Larrouy C., Laurent J.Y., Mahieu M., Thomas F., Villemain G., Watteau F. - Déterminants biologiques de l'agrégation dans les vertisols des Petites Antilles. Conséquences sur l'érodibilité. *Étude et Gestion des Sols*, 7, 2000, p. 309-328.
- Bozozuk M., Burn K.N. - Vertical ground movements near elm trees. *Geotechnique*, 10, 1960, p. 19-32.
- Braudeau E. - Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. *C. R. Acad. Sci. II*, 307, 19, 1998, p. 1933-1936.
- Bréda N. - L'indice foliaire des couverts forestiers : mesure, variabilité et rôle fonctionnel. *Revue forestière française*, n° LI, 1999, p. 135-150.
- Bréda N., Granier A., Aussenac G. - Évolutions possibles des contraintes climatiques et conséquences pour la croissance des arbres. *Revue forestière française*, n° LII, 2000, p. 73-90.
- Bréda N., Granier A., Aussenac G. - La sécheresse de 2003 dans le contexte climatique des 54 dernières années : analyse écophysologique et influence sur les arbres forestiers. *Revue forestière française*, n° LVI, 2, 2004, p. 109-131.
- Bréda N., Granier A., Barataud F., Moyne C. - Soil water dynamics in an oak stand. Part I. Soil moisture, water potentials and root water uptake. *Plant and Soil*, n° 172, 1995, p. 17-27.
- Bréda N., Granier A., Huc R., Dreyer, E. - Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Sciences*, vol. 63, n° 6, 2006, p. 625-644.
- Bréda N., Lefèvre Y., Badeau V. - Réservoir en eau des sols forestiers tempérés : spécificité et difficultés d'évaluation. *La Houille Blanche*, n° 3, Forêts et Eau, 2002, p. 25-40.
- Bruand A., Duval O., Cousin I. - Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOL-HYDRO : une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Étude et Gestion des Sols*, 11, 3, 2004, p. 323-332.
- Bruand A., P. Pérez Fernández, O. Duval - Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use and Management* 19 (3), 2003, p. 232-242.
- Cabidoche Y.M., Ozier-Lafontaine H. 1992. Gestion agricole de l'eau à la parcelle et systèmes de culture irrigués dans la zone caraïbe. *Usage agricole de l'eau. Sixièmes journées hydrologiques de l'ORSTOM*, Montpellier, 12-13 sept. 1990. P. Carré éd., ORSTOM, coll. « Colloques et Séminaires », 1992, p. 15-31.
- Coulomb C., Vachier P., Dever L. - Utilisation de l'oxygène 18 comme traceur in situ de l'infiltration : cas d'un sol argileux drainé. *C.R. Acad. Sci.*, 317, série II, 1993, p. 49-55.
- Cresswell H.P., Coquet Y., Bruand A., McKenzie N.J. - The transferability of Australian pedotransfer functions for predicting water retention characteristics of French soils. *Soil Use and Management* 22:1, 2006, p. 62-70.
- Garnier P., Perrier E., Angulo-Jaramillo R., Baveye P. - Numerical model of 3-dimensional anisotropic deformation and 1-dimensional water flow in swelling soils. *Soil Science*, 162 (6), 1997, p. 410-420.
- Granier A. - Évapotranspiration des forêts. Comptes rendus de l'Académie d'agriculture de France, 82, 1996, p. 119-132.

- Granier A., Bréda N., Biron P., Villette S. - A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling*, 116, 1999, p. 269-283.
- Granier A., Badeau V., Bréda N. - Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. *Revue forestière française*, n° XLVII, 1996, p. 59-68.
- Kim D.J., Vereecken H., Feyen J., Boels D., Bronswijk J.J.B. - On the characterization of properties of an unripe marine clay soil. 1. Shrinkage processes of an unripe clay soil in relation to physical ripening. *Soil Science*, 153 (6), 1992, p. 471-481.
- Smiles D.E., Rosenthal M.J. - The movement of water in swelling materials. *Australian Journal of Soil Research* 6, 1968, p. 237-248.
- Tessier D., Bruand A., Lebissonais Y., Dambrine E. - Qualité chimique et physique des sols: Variabilité spatiale et évolution. *Étude et Gestion des Sols*, 3, 4, 1996, p. 229-244.
- van Dam J.C., Huygen J., Wesseling J.G., Feddes R.A., Kabat P., van Walsum P.E.V., Groenendijk P., van Diepen C.A. - Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Report 71, Department Water Resources, Wageningen Agricultural University, Technical Document 45, DLO Winand Staring Centre, Wageningen, 1997.