



THESE

présentée en vue de l'obtention
du Doctorat de l'Université d'Orléans

Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Pédologie

par

OULD MOHAMED Saleck-Abdelkader

Etude du fonctionnement hydrique hivernal d'un sol limono-argileux de Petite Beauce

Application d'un modèle d'infiltration
et incidence sur la lixiviation du nitrate

Soutenue publiquement le 13 Juillet 1995 devant le jury composé de :

J. TRICHET	Président
L. BRUCKLER	Rapporteur
R. CALVET	Rapporteur
A. BRUAND	Examineur
B. GUILLET	Examineur
D. ZIMMER	Examineur

AVANT - PROPOS

Cette thèse est l'aboutissement de trois années de travail, tant au laboratoire que sur le terrain, au sein de la station de Science du sol de l'INRA d'Orléans. Elle a pu être réalisée grâce au soutien financier de la Région Centre. Que toutes les personnes qui ont bien voulu m'accorder leur confiance soient ici remerciées.

Ce travail a aussi été l'occasion pour moi de faire de nombreuses rencontres de personnes issues de disciplines très différentes, que ce soit à la station de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, au Laboratoire de Géologie de la matière organique de l'Université d'Orléans, ou à la Station de Science du Sol de l'INRA d'Avignon. Que toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à ce travail trouvent ici l'expression de toute ma reconnaissance.

Je tiens particulièrement à remercier les membres du jury qui ont évalué ce travail :

- Monsieur Jean TRICHET, Professeur à l'Université d'Orléans qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider le jury.

- Monsieur Laurent BRUCKLER, Directeur de Recherche et de la station de Science du Sol de l'INRA d'Avignon, qui m'a accueilli dans son laboratoire, a bien voulu juger ce travail et en être l'un des rapporteurs. Merci pour sa lecture critique et pour le temps qu'il a dû consacrer à ce travail.

- Monsieur Raoul CALVET, Professeur à l'INRA-PG, qui m'a fait l'honneur d'être l'un des rapporteurs de ce travail, je l'en remercie vivement. Merci pour ses remarques toujours pertinentes et ses conseils judicieux.

- Monsieur Ary BRUAND, Chargé de Recherche à la Station de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, qui a initié et encadré ce travail. Il a suivi chaque étape de ce travail avec une continuelle attention. Qu'il trouve ici tous mes remerciements pour la somme de travail et les conseils qu'il m'a accordés.

- Monsieur Bernard GUILLET, Directeur de Recherche au CNRS, qui m'a accueilli au Laboratoire de Géochimie Organique de l'Université d'Orléans et a toujours su me prodiguer des conseils judicieux. Je le remercie chaleureusement d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

- Monsieur Daniel ZIMMER, Chargé de Recherche et Chef de la division Drainage au CEMAGREF, à qui j'adresse tous mes remerciements pour l'intérêt qu'il a manifesté à ce travail en acceptant de faire partie du jury.

Je voudrais tout particulièrement exprimer ma profonde gratitude à Patrick BERTUZZI, Ingénieur de Recherche à la station de Science du Sol de l'INRA d'Avignon, pour sa disponibilité à mon égard, la qualité de ses critiques et son amitié. Merci pour les longues heures passées à la mise au point de programmes informatiques et aux traitements des résultats. La version actuelle de ce mémoire lui doit beaucoup. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma reconnaissance pour son soutien de tout instant, parfois au travers de nombreuses difficultés.

C'est avec un grand plaisir que j'exprime toute ma reconnaissance à Laurent RAISON qui a assuré la préparation technique des trois campagnes de mesure, quelques fois dans des conditions climatiques très difficiles. La qualité du travail expérimental lui doit énormément. Pour sa complicité, son soutien au travail et son amitié en dehors du travail, je lui suis doublement reconnaissant.

Ma reconnaissance s'adresse également à Marcel JAMAGNE, Directeur de la Station de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, qui m'a accueilli chaleureusement dans son service et a toujours témoigné conseils et encouragements à mon égard.

Je ne remercierai jamais assez Béatrice NOIRTIN, Lucien ROUSSET et Sacha DESBOURDES qui ont activement participé à la réalisation des documents graphiques. Je les remercie pour leur gentillesse et leur diligence.

Un grand merci pour leur collaboration quotidienne et leur bonne humeur à Messieurs Christian LE LAY, Roger DARTHOIT, Pierre COURTEMANCHE, Bernard RENAUX et Didier CHESNEAU. Merci à Marie-Pierre POUSSINEAU et David DUPRE qui ont assuré la réalisation de nombreux documents dans ce mémoire. Qu'ils trouvent ici l'expression de toute mon amitié pour eux. Je tiens aussi à remercier Monsieur Abel DORIGNY, qui a accepté de relire ce mémoire, pour sa rigueur scientifique et pour des discussions toujours fructueuses. Merci à Madame Odile DUVVAL d'avoir accepté de relire ce document et de me faire part de ses remarques judicieuses. Qu'elle soit ici remerciée pour les nombreux documents bibliographiques que je demandais souvent en urgence. Je la remercie pour sa compréhension.

Je tiens à remercier Monsieur Rémy PELLE qui en nous accueillant sur ses terres a permis la réalisation de ce travail dans les meilleures conditions.

Je ne pourrais terminer sans remercier tous les collègues 'thésards, DAA, DEA..' sans qui ces trois années auraient pu être bien tristes et particulièrement les week-end. Merci donc à Fatiha ATTOU, Philippe CHERY, Hocine BOURENNANE, Vincent CHAPLOT, Elisabeth GALLIEN, Hassane BENKHADRA, Marie JEANVOINE, ainsi que tous les autres pour leur soutien moral.

SOMMAIRE

Introduction générale

Première Partie

Présentation du milieu et objectifs de l'étude

- Chapitre I :** Présentation du milieu physique
- Chapitre II :** Rappels sur la modélisation des transferts d'eau et de nitrate et choix de la démarche
- Chapitre III :** Présentation du site expérimental et des méthodes utilisées

Deuxième Partie

Etude des transferts d'eau

- Chapitre IV :** Analyse des données expérimentales
- Chapitre V :** Incertitudes sur les grandeurs physiques
- Chapitre VI :** Validation d'un modèle d'infiltration et étude prévisionnelle

Troisième Partie

Etude des transferts de nitrate

- Chapitre VII :** Hydrochimie de la solution du sol et estimation des flux de nitrate

Conclusion générale

INTRODUCTION GENERALE

La dégradation croissante de la qualité des eaux de la nappe phréatique de Beauce a conduit à l'élaboration de plusieurs programmes de lutte contre une pollution d'origine principalement agricole. Le nitrate constitue l'un des principaux facteurs de la détérioration de la qualité des eaux souterraines. De nombreux organismes participent à ces programmes qui concernent essentiellement la région naturelle "Petite Beauce", très sensible à la pollution diffuse d'origine agricole. Parmi ces organismes, nous citerons les Chambres d'Agriculture, la DIREN-Centre, le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM), l'Agence de Bassin Loire Bretagne et l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) d'Orléans. Cette étude s'inscrit dans le cadre de ces programmes dont elle constitue l'un des axes majeurs : c'est le "Programme Villamblain".

Les études effectuées depuis une vingtaine d'années indiquent une augmentation régulière de la concentration en nitrate dans de nombreuses zones de l'aquifère de Beauce. La cartographie de la concentration en nitrate, effectuée en 1984, mettait déjà en évidence l'existence d'une large zone correspondant approximativement à la Petite Beauce, où la concentration était supérieure à 50 mg/l (Seguin, 1987). Le seuil de 50 mg/l est donc aujourd'hui largement dépassé dans la plupart des forages AEP¹ de Petite Beauce. L'agriculture intensive (fertilisation azotée raisonnée sur des objectifs de rendement élevés, proportion importante de sols nus durant l'hiver, ...) a très vite été tenue pour responsable de la dégradation de la qualité des eaux. L'une des conséquences de ces pratiques est la lixiviation hivernale d'une proportion élevée de l'azote présent sous forme de nitrate dans le sol à la fin de l'automne. A ces problèmes de gestion de l'eau d'ordre *qualitatif*, il faut aussi ajouter ceux d'ordre *quantitatif*. La nappe phréatique de Petite Beauce est en effet essentiellement réalimentée par le drainage hivernal des sols. L'accroissement des prélèvements estivaux pour l'irrigation et plusieurs hivers successifs, largement déficitaires, ont fortement affecté le niveau piézométrique de la nappe phréatique.

Dans ce contexte, il est progressivement apparu indispensable de mettre en oeuvre des travaux scientifiques permettant d'aborder ces questions sur la base d'une meilleure connaissance du fonctionnement hydrique de la couverture de sol et de ces conséquences sur le transfert de nitrate vers la nappe phréatique. Ceci, dans l'optique d'une meilleure gestion de

¹Alimentation en Eau Potable

l'interculture. C'est l'objectif général que nous nous sommes fixés dans cette étude. Plus précisément, nous avons pour objectif de contribuer à une meilleure connaissance du drainage hivernal de la couverture de sol. Pour cela, nous développerons une approche basée sur des mesures réalisées *in situ* et plus conceptuelle que celles qui ont été suivies jusqu'alors pour l'étude de la recharge de l'aquifère de Beauce. Nous pourrons ensuite effectuer une étude du "risque" de drainage en fonction de l'épaisseur du sol, de son état hydrique et des conditions climatiques. Enfin, nous tenterons d'en tirer les conséquences sur la lixiviation du nitrate.

Après une présentation du milieu physique et des objectifs de l'étude, nous procéderons à une analyse détaillée d'un sol représentatif des sols de Petite Beauce. Ces sols ont en effet été jusqu'alors très peu étudiés. La quasi-totalité des études menées ayant été souvent plus d'ordre géologique que pédologique. Il s'agira donc pour nous d'identifier les principales caractéristiques du sol par une étude morphologique à différentes échelles d'observations. Ceci constituera la *première partie* de ce travail. Après avoir présenté le milieu physique (chapitre I) nous exposerons la problématique scientifique et les choix qui ont conduit aux approches finalement retenues (Chapitre II). Enfin, nous présenterons le site d'étude, le dispositif expérimental ainsi que les méthodes employées (chapitre III).

Dans une *deuxième partie*, nous procéderons à une analyse des flux d'eau aux principales limites pédologiques précédemment identifiées. La prise en compte de ces limites permettra de faire plus aisément le lien avec les études cartographiques en cours et celles qui visent une meilleure connaissance de la recharge hivernale de l'ensemble de la nappe phréatique de Petite Beauce. En effet, la quasi-totalité de l'alimentation de la nappe peut être attribuée à la recharge hivernale, les apports latéraux étant négligeables (Caudron et al., 1975 ; Seguin, 1987). Pour réaliser cette étude, nous avons mis en place un dispositif expérimental conséquent. Les données acquises durant trois hivers successifs nous permettront d'effectuer une analyse des modalités de transfert d'eau et d'évaluer les quantités d'eau infiltrées à travers le sol (chapitre IV). Puis, nous procéderons à une évaluation des incertitudes liées aux grandeurs physiques mesurées ou calculées (chapitre V). Enfin, après avoir validé un modèle d'infiltration, nous établirons des modèles prévisionnels du "risque" d'infiltration (chapitre VI).

Enfin, dans une *troisième partie*, nous quantifierons la perte en nitrate pour la situation étudiée et nous tenterons de l'étendre à une analyse du risque de lixiviation du nitrate. Cette dernière partie sera consacrée d'abord à l'hydrochimie détaillée de la solution du sol, et ensuite, à l'évaluation des pertes en nitrate en couplant les données de l'étude hydrochimique à celles résultant de l'analyse des transferts d'eau (chapitre VII).

PREMIERE PARTIE

PRESENTATION DU MILIEU ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE

A - Introduction

La région naturelle dite "Petite Beauce" est située dans la partie occidentale de la Beauce (fig.1.1). Elle tire son nom du fait que l'activité agricole s'est longtemps limitée à l'utilisation de prairies de médiocre qualité en raison de la très faible réserve en eau du sol. La Petite Beauce est délimité au sud par le Val de Loire et la forêt d'Orléans, au nord par la Beauce Chartraine et la Grande Beauce, à l'ouest par le Faux-Perche et la vallée du Loir et à l'est par l'Orléanais et le Val de Loire. C'est une région essentiellement agricole, caractérisée par un relief très faiblement ondulé.

L'objectif de ce chapitre est de présenter brièvement les principales données concernant le milieu physique de la Petite Beauce.



Figure 1.1 : Situation géographique de la Petite Beauce.

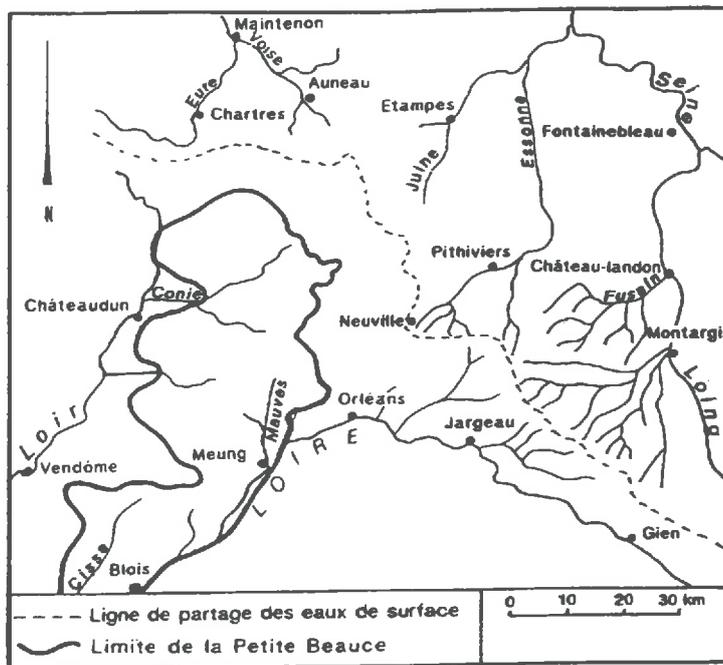


Figure 1.2 : Réseau hydrographique superficiel de la Petite Beauce (d'après Mégnien, 1976).

B - Géologie

La Petite Beauce est située dans la partie occidentale de la formation géologique des calcaires de Beauce qui constituent une formation lacustre, parfois palustre, qui s'étend sur près de 10000 km² dont 5400 km² sont à l'affleurement (Lorain, 1973). Cette formation, très hétérogène aussi bien latéralement que verticalement, a été étudiée par de nombreux auteurs (Desprez et Megnien, 1965 ; Megnien et Desprez, 1973 ; Lorain, 1973 ; Megnien, 1976 ; Menillet, 1980).

Le calcaire de Beauce a une épaisseur moyenne de 40 m, mais qui peut aller jusqu'à une centaine de mètres au centre du bassin (par exemple \approx 120 m à la Ferté-Saint -Aubin) (Lorain, 1973). De nombreux auteurs ont souligné la très grande hétérogénéité, aussi bien latérale que verticale du calcaire de Beauce. Menillet (1980) distingue quatre ensembles de faciès pouvant être associés de diverses manières :

- des faciès calcaires à structure homogène dont certains sont constitués de calcaires durs sublithographique, d'autres sont crayeux, friables et très poreux. Enfin, on y distingue aussi des calcaires tendres et friables souvent dit pulvérulents et que de nombreux auteurs ont longtemps qualifiés de marnes, tant ils s'en rapprochent par l'aspect et la couleur, malgré leur teneur en carbonates avoisinant 90 %,

- des faciès calcaires à structure hétérogène, parmi lesquels on distingue des calcaires graveleux, des calcaires bréchiques, des calcaires rubanés qui constituent des niveaux peu épais mais relativement continus et des calcaires vermiculés,

- des faciès à dominance siliceuse avec la présence de calcaire siliceux ou de meulières bréchiques ou vacuolaires,

- enfin, des faciès argileux intercalés entre les bancs calcaires.

C - Hydrogéologie

Dans toute la région, le paysage présente une morphologie générale légèrement ondulée, et l'altitude varie entre 120 et 150 m. Les formations calcaires de Petite Beauce présentent localement des morphologies de dissolution (dépressions fermées de dimension décamétrique) s'apparentant à celles observées dans un paysage karstique. Ceci se traduit par un réseau

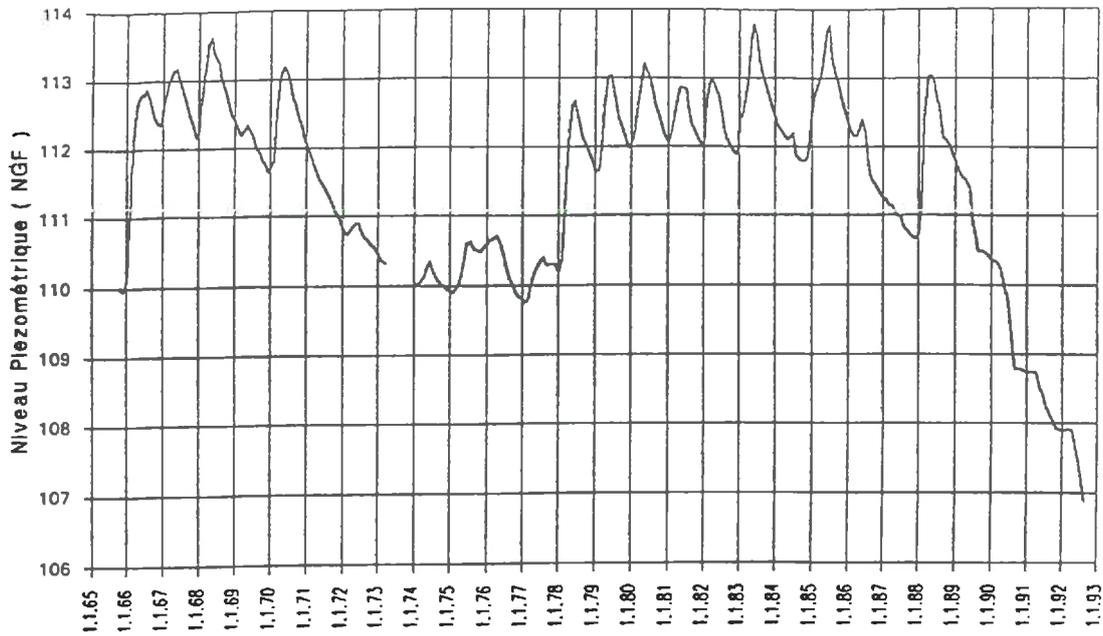


Figure 1.3 : Variation du niveau de la nappe phréatique de Beauce au droit du piézomètre d'Epieds-En-Beauce (situé à 11 km au sud-est du site expérimental, cote repère 122,95 NGF, chronique de 1965 à 1993) (d'après Jordana, 1992).

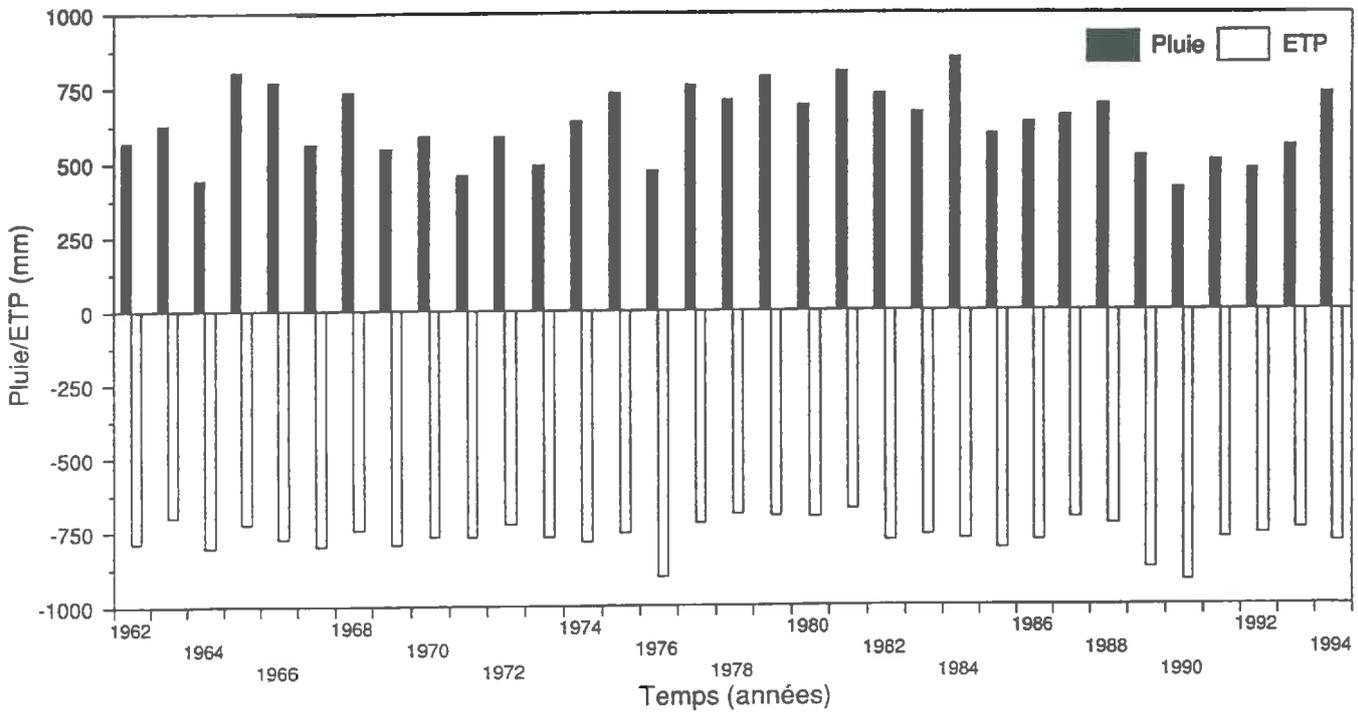


Figure 1.4 : Chronique de pluie et d'ETP au niveau de la station de météorologie nationale de Bricy (située à 18 km au sud-est du site expérimental).

hydrographique de surface constitué par un très petit nombre de rivières permanentes et de nombreuses vallées sèches (Lorain, 1973). La figure 1.2 montre que seul les Mauves constituent un réseau hydrographique entièrement développé sur les formations de calcaires de Beauce. En revanche, la Voise et la Cisse ont une partie de leur cours développé sur la craie pour la première et sur la craie et les formations éocènes pour la seconde. Ces rivières se caractérisent par un débit peu important. En effet, même lors de pluies exceptionnelles une proportion importante de la lame d'eau pluviométrique s'infiltré.

Des forages implantés en Petite Beauce fournissent des débits compris entre 100 et 200 m³/h pour un rabattement d'environ 1 m (Gigot et Fedoroff, 1973 ; Jordana, 1992), ce qui correspond à une transmissivité de 0,05 à 0,1 m²/s et un coefficient d'emménagement compris entre 7 et 13 %. La nappe des calcaires de Beauce s'étend sur 7500 km², elle possède une piézométrie très complexe car la surface piézométrique est très plate et les crêtes piézométriques ainsi que les directions des écoulements peuvent sensiblement varier d'une année à l'autre (Megnier et Desprez, 1973). Les gradients de la nappe sont en effet très faible, généralement de 0,1 à 0,2%, avec localement des gradients inférieurs à 0,005% dans le bassin de la Conie et d'environ 1% en bordure du val de Loire (Megnier, 1976). Ces dernières années, une baisse continue du niveau piézométrique a été enregistrée et ce, depuis 1989 (fig. 1.3). On remarque que les recharges les plus importantes (de 2 à 3 m), ont eu lieu en 1966, 1978 et 1988.

D - Le climat

Les résultats présentés ici sont issus de la Station de la Météorologie Nationale de Bricy¹. Les valeurs moyennes ont été calculées sur une période de 33 ans (1962 à 1994). Le climat actuel est de type continental tempéré mais l'influence océanique est nette. Le module pluviométrique interannuel est estimé à 630 mm. Même si les précipitations sont réparties de façon homogène sur l'année, la pluviométrie moyenne des mois de Février à Avril et de Juin à Septembre est légèrement inférieure à la moyenne mensuelle annuelle.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne annuelle calculée par la formule de Penman-Monteith, est de 767 mm. La figure 1.4 présente les variations de l'ETP et des précipitations pour la chronique de 1962 à 1994. Le maximum de pluie (850 mm) a été enregistré en 1984, alors que le minimum (413 mm), l'a été pour l'année 1990.

¹Comme nous le verrons lors de la présentation du site (chapitre III), cette station se situe à 18 km au sud-est du site expérimental.

La température moyenne annuelle est de 10,5°C. Le mois le plus froid est le mois de Janvier, la saison la plus chaude (durant laquelle les températures mensuelles sont supérieures à la moyenne) s'étend du mois de Mai jusqu'à Octobre (le mois de juillet étant le plus chaud). L'ensoleillement est en moyenne de 1800 heures, soit une valeur mensuelle de 149 heures. Les maxima d'ensoleillement sont enregistrés du mois d'Avril au mois de septembre, tandis que les minima se situent entre les mois d'Octobre et de Mars.

E - Les sols

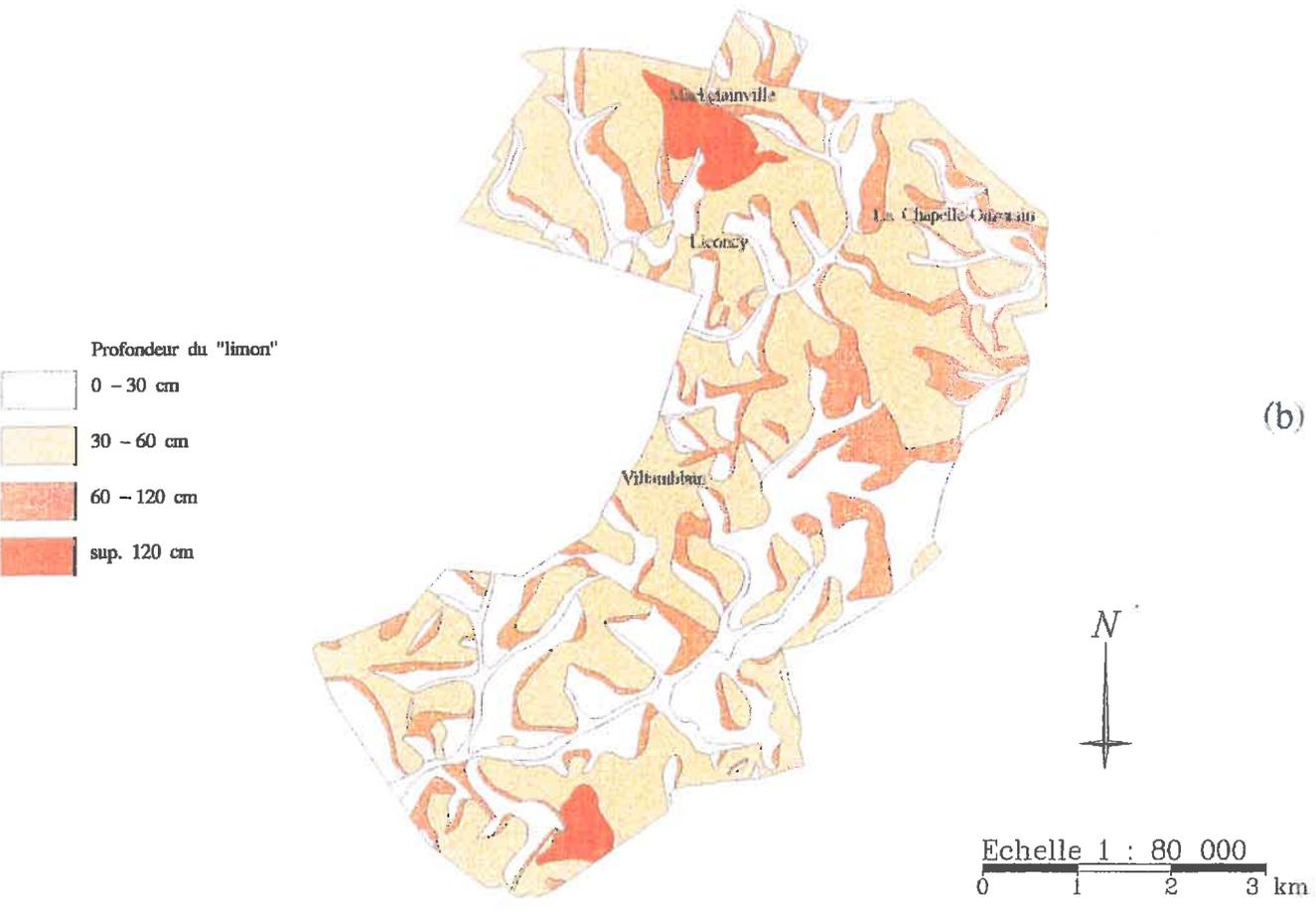
En Petite Beauce, le calcaire aquitain est recouvert par une formation superficielle quaternaire limono-argileuse dans laquelle la teneur en argile est voisine de 30% et la fraction limon est d'environ 60% (Macaire, 1971). La fraction argile est essentiellement constituée de minéraux de type smectite et secondairement de type kaolinite et illite. Quant à la fraction limon, elle est essentiellement constituée de quartz et secondairement de feldspaths.

Dans leur "Esquisse des Paysages Pédologiques du Loiret" au 1/250 000, Arrouays *et al.* (1989) ont identifié deux principaux paysages en "Petite Beauce" : "Les plateaux des limons de Beauce" et "Le système des vallons calcaires peu encaissés". Le second type étant présenté comme résultant de l'érosion et du remaniement du premier. Selon Arrouays *et al.* (1989), les sols des plateaux limoneux de Beauce s'étant développés dans le recouvrement limono-argileux, leur épaisseur ne dépasserait que rarement un mètre.

Une cartographie pédologique plus précise et dont l'objectif était de décrire les principaux types de sols ainsi que leur organisation dans le paysage a été réalisée dans un secteur de 3000 ha (Duval et Isambert, 1992). Les résultats confirment l'analyse faite par Arrouays *et al.* (1989). Néanmoins à l'échelle de l'étude (1/10 000, 435 sondages à la tarière), la distribution des sols ne semblent pas être aussi étroitement liée à la distinction plateaux - vallons. Par ailleurs, des formations constituées de produits remaniés, probablement hérités des périodes périglaciaires, sont fréquemment observées, intercalées entre les matériaux limono-argileux et les calcaires de Beauce. Des observations effectuées dans des fosses ont montré que ces formations remaniées sont organisées en poches de cryoturbation. Par ailleurs, ces mêmes observations sur des fosses ont montré aussi l'existence d'un encroûtement calcaire discontinu situé entre les matériaux limoneux et les matériaux cryoturbés. Cet encroûtement calcaire n'a pu être décelé de façon précise lors des sondages effectués à la tarière mais il serait beaucoup plus répandu que les sondages ne semblent l'indiquer. En effet, des sondages réalisés, à titre de vérification, à proximité immédiate des fosses où cet encroûtement a été localisé, ne permettent pas de le mettre en évidence.



(a)



(b)

N
 Echelle 1 : 80 000
 0 1 2 3 km

Figure 1.5: Carte des sols(a) et de l'épaisseur des sols(b) sur le secteur de Villablain (d'après Duval et Isambert, 1992)

A l'issue de leur étude cartographique, Duval et Isambert (1992) distinguent 5 ensembles d'unités cartographiques (fig. 1.5) :

- des unités de sols correspondant à des sols de type "brun lessivé" (Néoluvisol ; RP* , 1990) qui diffèrent par l'épaisseur et la nature du matériau sous-jacent. Ils se sont développés dans des limons d'épaisseur variant entre 60 et 120 cm,

- des unités de sols correspondant à des sols de type "brun lessivé" (Néoluvisol ; RP, 1990), qui à la différence des premiers sont développés sur un limon argileux profond (> à 120 m) reposant sur des argiles tertiaires,

- des unités de sols correspondant à des sols de type "brun calcique" (Calcisol ; RP, 1990) qui diffèrent par la nature du matériau sous-jacent et l'épaisseur du matériau cryoturbé lorsqu'il existe. Ces sols peuvent reposer soit sur des calcaires durs, des matériaux cryoturbés peu épais ou des matériaux cryoturbés épais. L'épaisseur de ces sols varie de 45 à 65 cm,

- des unités de sols correspondant à des sols de type "brun calcaire" (Calcosol ; RP, 1990) qui diffèrent par la nature du matériau sous-jacent : calcaires durs, calcaires pulvérulents, matériaux cryoturbés sur calcaires durs et matériaux cryoturbés sur calcaires pulvérulents. L'épaisseur de ces sols varient de 40 à 75 cm,

- enfin, des unités de sols correspondant à des sols de type "brun calcaire" à "brun calcique" qui sont généralement très peu épais, situés dans les fonds de vallon et reposant sur des matériaux calcaires.

Cette cartographie a mis en évidence la faible épaisseur de la couverture limono-argileuse. En effet, plus de 60% de la surface correspond à des sols dont l'épaisseur est inférieure à 60 cm (fig. 1.5).

F - L'Agriculture

En Petite Beauce, 86% de la superficie totale est cultivée, ce qui représente environ 42000 hectares. On y cultive principalement du blé, du maïs et secondairement de l'orge, du pois et du tournesol. Les céréales représentent environ 90% de la surface agricole utilisée (Seguin, 1987). Le tableau 1.1 présente l'occupation des sols sur quatre communes situées à proximité immédiate du site étudié. On note que le blé et le maïs sont les deux cultures principales et que

* R.P : Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1990)

Tableau 1.1 : Occupation des sol dans la région de Petite Beauce (d'après Terrasse, 1993)

Cultures	Communes situées à proximité du site d'étude							
	Villamblain		St Pérvy		Villeneuve sur Conie		Tournoisis	
	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%
Maïs	912	38	406	20,7	607	38,3	568	35,5
Blé tendre	686	28	630	32	449	28,3	586	36,6
Blé dur	526	22	567	29	418	26,4	203	12,7
Orge	38	1,5	46	2,3	63	4	38	2,4
Pois	110	4,6	51	2,6	46	2,9	68	4,2
Tournesol	113	4,7	256	13	0	0	106	6,6
Betterave	0	0	0	0	0	0	28	1,7
Surface agricole utilisée (ha)	2385	98,8	1956	99,6	1583	99,9	1597	99,7
Superficie totale de la commune (ha)	2600	-	2396	-	1797	-	1694	-
Surface moy. de l'exploitation (ha)	88,3	-	70	-	113	-	51,5	-
Surface irrigable (ha)	2229	93	1146	58	1408	89	1212	75
Nombre d'exploitations par commune	27	-	28	-	14	-	31	-

la surface moyenne d'une exploitation est d'environ 80 hectares. Aujourd'hui, la quasi-totalité des cultures sont irriguées. Le tableau 1.1 montre que la surface irrigable variait de 58 à 94% lors de la réalisation de l'enquête (1993). La proportion de surface irrigable a très vraisemblablement encore augmenté depuis. Les quantités d'azote apportées varient en général de 180 à 220 kg/ha/an dans le cas d'une culture de maïs et pour des objectifs de rendements compris entre 110 et 120 quintaux par hectare. Dans le cas du blé, les apports sont du même ordre de grandeur (150 à 200 kg N /ha/an) pour des objectifs de rendement compris entre 70 et 90 quintaux par hectare (Terrasse, 1993). En Petite Beauce, l'irrigation est généralisée entre le mois d'avril et le mois de septembre. Des quantités d'azote non négligeables peuvent être apportées par le seul fait de l'irrigation (par exemple une irrigation de 100 mm sur une culture de maïs peut apporter jusqu'à 20 kg d'azote par hectare) (Jordana, 1992).

G - Conclusion

Les caractéristiques du milieu physique (faible épaisseur de la couverture de sol, perméabilité élevée des calcaires, recharge de la nappe phréatique essentiellement dépendante du bilan hydrique de la couverture de sol) expliquent que la Petite Beauce soit particulièrement sensible à la pollution diffuse d'origine agricole et que des problèmes liés à la gestion de l'eau y soient posés depuis de nombreuses années.

L'activité agricole intensive nécessite non seulement une fertilisation importante, mais aussi un recours fréquent à l'irrigation afin de compenser la faible réserve en eau du sol. La gestion de la réserve en eau du sol pose des problèmes en termes à la fois qualitatif et quantitatif qui sont étroitement liés au fonctionnement hydrique de la couverture de sol.

RAPPELS SUR LA MODELISATION DES TRANSFERTS D'EAU ET DE NITRATE ET CHOIX DE LA DEMARCHE

A - Introduction

Compte tenu de son importance pour l'alimentation en eau potable, et depuis plus récemment, pour l'irrigation des cultures, le fonctionnement de la nappe de Beauce a déjà donné lieu au développement de plusieurs modèles numériques visant à optimiser la gestion de l'eau. Ces modèles ont d'ailleurs souvent eu pour double objectif de rendre compte de la recharge de l'aquifère et de décrire l'évolution de la concentration en nitrate.

Avant de présenter certains de ces modèles, nous procéderons à quelques rappels concernant la modélisation des transferts d'eau et de nitrate. C'est sur la base de ces rappels et de la présentation des modèles qui ont été utilisés en Beauce que nous présenterons les choix faits pour mener cette étude.

L'ensemble des modèles que nous citerons ici concernent des flux d'eau monodimensionnels verticaux. En effet, sans préjuger des travaux qui viennent de débiter et qui concernent l'ensemble de la zone non saturée, les caractéristiques de la couverture de sol et des calcaires de Beauce qui ressortent des études les plus récentes indiquent que les transferts ont toutes les raisons d'être essentiellement verticaux (Seguin, 1987 ; Ould Mohamed, 1991).

B - Modélisation des transferts d'eau

B.1 - Rappels sur les modèles

Il existe de nombreuses approches pour étudier les transferts d'eau dans le sol (Richards *et al.*, 1937 ; Dirksen, 1972 et 1974 ; Nielsen et Biggar, 1962 ; Adiscott, 1977 ; Wagenet, 1986 ; Hutson et Wagenet, 1992). Ces approches peuvent largement varier dans leur conception, la complexité des formalismes utilisés mais sont surtout le plus souvent adaptées aux préoccupations de leurs auteurs. Ces modèles peuvent avoir un but prévisionnel et leur validation est réalisée par les résultats expérimentaux (comparaison modèle-expérience). Le passage de ces données expérimentales à la modélisation se fait en plusieurs étapes que nous détaillerons dans le chapitre VI.

B.1.1 - Classification des modèles

Il existe de plusieurs classifications des modèles d'infiltration, qui sont basées sur des terminologies différentes (Clarke, 1973 ; Adiscott et Wagenet, 1985 ; Marchand, 1988, Storm, 1989). Adiscott et Wagenet (1985) distinguent les modèles déterministes et les modèles stochastiques.

Les modèles déterministes supposent qu'un système ou un processus réagisse à un ensemble donné d'événements pour aboutir à un résultat déterminé (c'est-à-dire que tous les paramètres du modèle auront une valeur fixée). Ces modèles peuvent être soit :

- mécanistes (ou conceptuels) : basés sur la connaissance des processus physiques, c'est-à-dire sur des formalismes mathématiques précis tels que les lois de Darcy ou de Fick. Ces équations pouvant avoir des solutions analytiques ou numériques (ex. : équation de Richards).
- fonctionnels (ou empiriques) : basés sur des représentations simplifiées des phénomènes. Ces modèles sont souvent appelés modèles à "réservoirs" ou à "compartiments" (ex. : modèle de Choissnel, 1985).

Quant aux modèles stochastiques, ce sont des modèles où au moins un ou deux paramètres sont aléatoires. Ils donnent non pas une solution déterminée unique mais une "distribution des valeurs de sortie". Comme les modèles déterministes, ils peuvent être mécanistes ou empiriques (ex. : modèles de corrélation pluie-débit, Michel, 1987).

Storm (1989) oppose les modèles globaux (modèles dans lesquels le bassin versant est traité comme une entité) aux modèles distribués (dans lesquels les paramètres et les variables varient

dans l'espace). Enfin, De Jong (1984) propose une classification plus proche de celle d'Adiscott et Wagenet (1985) en distinguant les modèles analogiques (représentation d'un système par un autre considéré comme similaire), les modèles mécanistes et les modèles empiriques.

La plupart de ces modèles de transfert d'eau (par exemple ceux basés sur la résolution numérique de l'équation de Richards) reposent sur des formalismes mathématiques complexes. Pour simplifier ces formalismes, qui nécessitent par ailleurs la connaissance de grandeurs dont la détermination expérimentale reste délicate, il est généralement nécessaire d'introduire quelques hypothèses simplificatrices, parmi lesquelles nous citerons :

- le sol est supposé inerte et indéformable,
- le sol est considéré comme un milieu continu (à l'échelle macroscopique),
- l'écoulement de vapeur d'eau est négligeable,
- la phase liquide a les propriétés physiques de l'eau pure (densité, viscosité, tension superficielle et se comporte comme un fluide Newtonien incompressible),
- les phénomènes de compression de l'air sont négligeables et l'air se trouve à la pression atmosphérique,
- il n'y a pas de gradient osmotique.

B.1.2 - Evaluation de la qualité d'un modèle

Il est délicat de fixer, dans l'absolu, des critères d'évaluation de la qualité d'un modèle, étant donné que celui-ci doit avant tout répondre aux attentes spécifiques à chaque utilisateur. Toutefois, un certain nombre de critères peuvent être considérés comme autant d'indicateurs de la qualité d'un modèle. Parmi ces critères, on peut citer la simplicité du modèle, sa précision, la cohérence des variables qu'il estime et la validité des conditions initiale et aux limites qui lui sont imposées.

La simplicité d'un modèle peut se mesurer par la simplicité de la démarche mécaniste sur laquelle il repose, mais aussi par la réduction du nombre de paramètres d'entrée. Toutefois, la recherche de simplicité peut conduire à diminuer le domaine d'application du modèle (Beven et Kirkby, 1979). La précision du modèle peut s'évaluer en déterminant les erreurs statistiques (par exemple comparaison modèle - expérience). Enfin, les conditions initiale et aux limites doivent rester cohérentes avec les hypothèses émises.

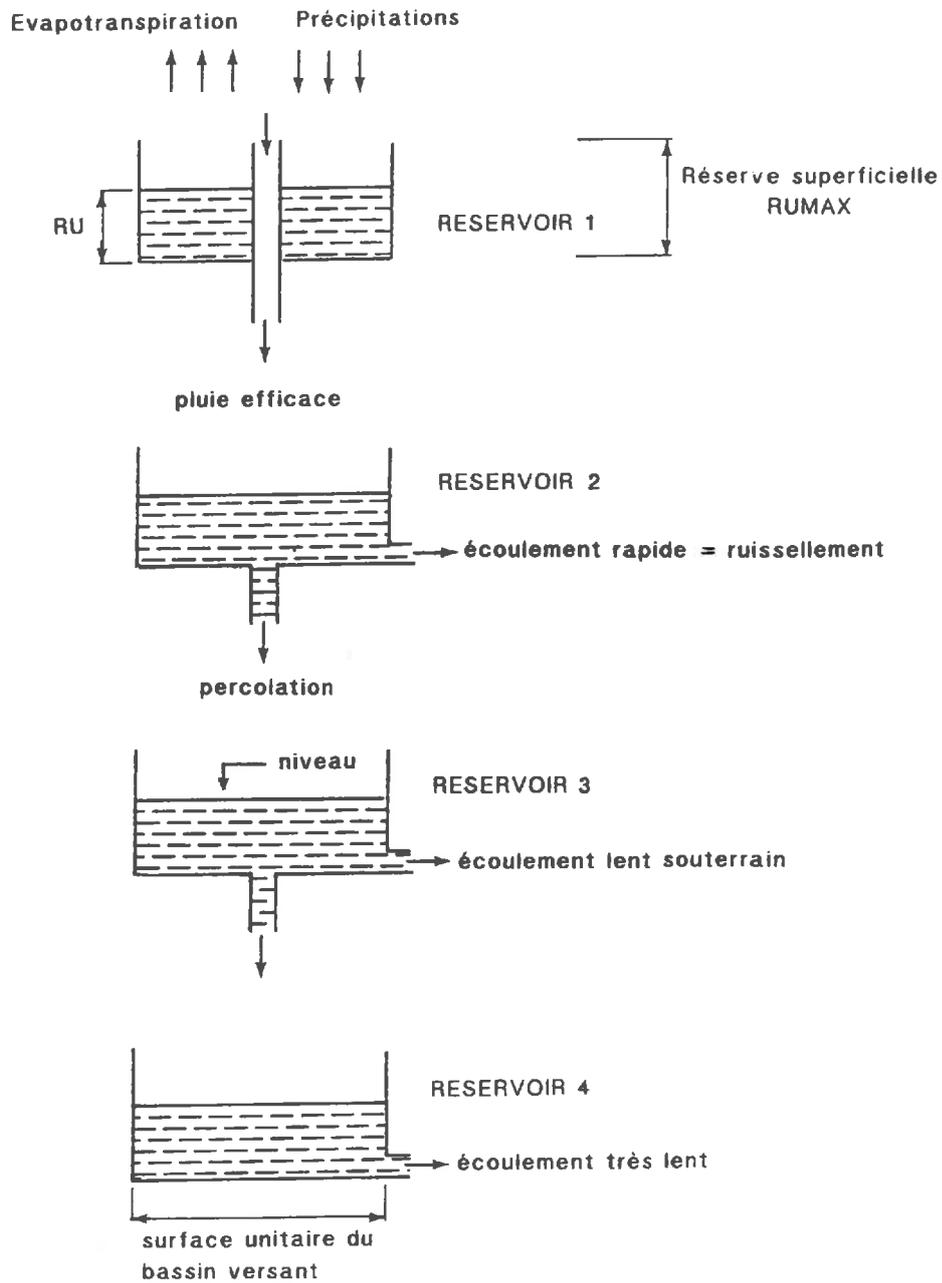


Figure 2.1 : Schéma de fonctionnement du modèle hydrologique global GARDENIA (cas d'un modèle à 4 réservoirs) (d'après Roche et Thiery, 1984).

B.2 - Un exemple des modèles utilisés en Beauce

La plupart des modèles qui ont été utilisés en Beauce pour décrire les transferts d'eau dans le sol et en particulier la contribution de celui-ci à la recharge de l'aquifère, ont été développés par le B.R.G.M. Ces modèles sont souvent de type global (ou semi-global) ou analogique à plusieurs réservoirs (Roche et Thiery, 1984 ; Thiery, 1988). Cette modélisation a souvent été effectuée à l'échelle de l'ensemble de la Beauce.

Afin de mieux situer notre étude par rapport à celles qui ont été jusqu'alors réalisées, nous présenterons l'exemple du modèle GARDENIA (Roche et Thiery, 1984), qui est représentatif de l'ensemble des modèles utilisés en Beauce.

Le modèle GARDENIA est un modèle à plusieurs réservoirs (3 à 4) qui doit permettre de simuler le transfert d'eau depuis la surface du sol sur le bassin jusqu'à l'écoulement à l'exutoire (Roche et Thiery, 1984). Les données d'entrée sont la pluie et l'évapotranspiration potentielle sur le bassin. Ce modèle simule le cycle de l'eau par un système de 3 à 4 réservoirs en cascade, dans lesquels les écoulements s'effectuent selon des lois qui peuvent être linéaires ou non linéaires (fig. 2.1). Le premier réservoir prend en compte les premiers centimètres du sol (couche 0 - 10 cm) et il est défini par sa réserve utile. Une fois ce réservoir "saturé" ($RU > RU_{max}$), la pluie percole dans le deuxième réservoir (réservoir 2, intermédiaire), qui constitue généralement une zone non saturée intermédiaire entre le réservoir superficiel et la zone saturée (troisième réservoir). L'échelle de fonctionnement du modèle est celle du bassin versant et les meilleurs résultats sont obtenus pour environ 100 km² (Martin, communication orale).

Le calage de ce modèle est réalisé, d'abord au niveau du deuxième réservoir en tenant compte d'éventuels débits liés à des circulations latérales, et au niveau du troisième réservoir (calage du niveau de la nappe) sur des niveaux piézométriques en un point donné du bassin. L'alimentation de ces réservoirs est basée sur la notion de pluie efficace, qui est le plus souvent représentée par P-ETP (Penman). Le fonctionnement global est comparable à celui du modèle de Choissnel (1985), souvent utilisé pour raisonner l'irrigation. Toutefois, on peut souligner que le rôle de la partie sol est mal intégré dans ce modèle, notamment par l'absence d'une estimation rigoureuse de l'ETR, mais aussi par le regroupement dans un même réservoir d'une partie du sol avec les formations géologiques sous-jacentes. Lesquelles possèdent très souvent des propriétés hydrodynamiques différentes. Néanmoins, l'avantage de ce type de modèle est que les paramètres requis sont facilement disponibles et qu'il propose un calcul très simplifié de la demande évaporatoire, paramètre souvent délicat à déterminer.

A l'image du modèle GARDENIA, les modèles utilisés en Beauce présentent comme principal inconvénient d'être basés sur le concept de réserve utile. Par ailleurs, on peut noter le caractère très global de la schématisation adoptée par rapport à la complexité du système hydrologique réel. De plus, l'approximation de l'ETR est très mal adaptée à une généralisation, par exemple sur toute une année climatique. Par conséquent, l'estimation du bilan hydrique reste approximative. Par ailleurs, les conditions initiale et aux limites sont souvent implicites. Enfin, ces modèles ne permettent pas de prendre en compte une distribution ascendante de l'eau, par exemple par remontées capillaires.

B.3 - Les modèles choisis pour notre étude

Rappelons que notre objectif est d'une part, de calculer les lames d'eau infiltrées dans le sol sur la base de données expérimentales résultant de suivis *in situ*, et d'autre part, de procéder à une étude du "risque" en utilisant un outil de simulation adapté.

Les modèles utilisés en Beauce intègrent le sol selon une logique qui s'apparente à la méthode du bilan hydrique (que nous présenterons dans ce qui suit). La création d'un "module sol" qui prendrait en compte l'ensemble du sol tel qu'il est défini par les pédologues et qui en décrirait le fonctionnement hydrique, constituerait un progrès tout à fait significatif par rapport aux démarches qui ont été jusqu'alors adoptées. Nous avons choisi d'appliquer la méthode du bilan hydrique pour analyser les flux d'eau lors des trois suivis *in situ*. En revanche, son utilisation en tant qu'outil de modélisation conduirait à une représentation très simplifiée des phénomènes et à adopter une modélisation empirique comparable, par exemple, à celle adoptée par le modèle GARDENIA. C'est pourquoi, nous avons choisi d'utiliser un modèle mécaniste, plus apte à rendre compte des transferts d'eau dans le sol. Ce modèle nous permettra d'effectuer une étude prévisionnelle et d'établir des abaques pour les flux hydriques en fonction de scénarios climatiques différents.

B.4 - La méthode du bilan hydrique

La méthode la plus souvent utilisée pour calculer les hauteurs des lames d'eau infiltrées dans les sols est la méthode du bilan hydrique (Daudet et Vachaud, 1977 ; Wagenet, 1986). Elle constitue une formalisation du principe de conservation de la masse d'eau contenue dans un volume de sol donné, et consiste en l'évaluation des apports et pertes d'eau au niveau du sol. Elle est considérée comme la méthode de "référence" à la fois pour la quantification des transferts d'eau mais aussi pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle d'un couvert végétal.

Comme tout bilan de masse, le bilan hydrique doit être limité dans l'espace et dans le temps. En supposant un écoulement monodimensionnel et vertical, cette équation peut s'écrire pour une couche de sol d'épaisseur z et un intervalle de temps d'1 jour :

$$P + I = ETR + R + [\Delta S]_0^z + Q_z \quad [2.1]$$

avec :

P : précipitation (mm j^{-1})

I : irrigation (mm j^{-1})

ETR : évapotranspiration réelle (mm j^{-1})

R : ruissellement (mm j^{-1})

ΔS : variation de stock dans le volume de sol considéré (mm j^{-1})

Q_z : flux hydrique vertical à la base du volume de sol considéré et à la cote z (mm j^{-1})

Nous utiliserons la méthode du bilan hydrique pour l'estimation des flux d'eau (Q_z) aux limites des volumes de sol définis sur la base des principales limites pédologiques. Ce calcul sera fait pour les différentes périodes de suivis réalisés *in situ*.

Cette méthode n'exige pas un dispositif expérimental complexe, ni des mesures trop rapprochées dans le temps. Toutefois, un pas de temps trop long peut engendrer des erreurs sur l'estimation des flux, en particulier quand les pluies sont intenses, brèves et que le sol est très perméable. L'autre facteur limitant de cette méthode est la difficulté de calculer l'ETR. Un calcul non rigoureux de ETR peut conduire à une mauvaise estimation des flux d'eau. Par ailleurs, l'utilisation de cette méthode nécessite que l'on connaisse la teneur en eau dans les premiers centimètres du sol.

B.5 - L'équation de Richards

Les équations de transferts d'eau sont des équations différentielles non linéaires pour lesquelles il n'existe pas de solution analytique simple. Ces équations résultent de l'association d'une loi de comportement dynamique (loi de Darcy) et d'une loi de continuité (conservation de la masse). Leur validité repose sur le respect d'hypothèses simplificatrices fondamentales que nous avons rappelées auparavant (Hillel, 1988; Musy et Soutter, 1991).

La loi de Darcy généralisée peut s'écrire :

$$\bar{q}_z = -K(\Theta) \text{ grad} \bar{\Psi}_r(\Theta) \quad [2.2]$$

avec :

q_z : densité de flux d'eau liquide dans la direction z ($m\ s^{-1}$)

Ψ_t : potentiel total de l'eau liquide (m), $\Psi_t = \Psi_g + \Psi_m$

$\Psi_m(\Theta)$: potentiel matriciel (m)

Ψ_g : potentiel gravitaire (m)

z : coordonnée d'espace (m)

$K(\Theta)$: conductivité hydraulique ($m\ s^{-1}$)

Θ : teneur en eau volumique ($m^3\ m^{-3}$)

Pour un écoulement monodimensionnel vertical, l'axe z est orienté positivement vers le bas, la relation [2.2] peut s'écrire :

$$q_z = -K(\Theta) \left(\frac{\partial \Psi_m(\Theta)}{\partial z} - 1 \right) \quad [2.3]$$

La loi de conservation de la masse peut s'écrire pour un petit volume de sol de dimension dx , dy et dz :

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad [2.4]$$

Ce qui nous donne pour un écoulement monodimensionnel vertical :

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_z}{\partial z} \quad [2.5]$$

La combinaison des relations [2.3] et [2.5] conduit à l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Theta) \cdot \left(\frac{\partial \Psi_m(\Theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad [2.6]$$

avec :

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial \Theta}{\partial \Psi_m} \frac{\partial \Psi_m}{\partial t} \quad \text{et} \quad \frac{\partial \Theta}{\partial \Psi_m} = C(\Theta)$$

d'où :

$$C(\Theta) \frac{\partial \Psi_m(\Theta)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Theta) \left(\frac{\partial \Psi_m(\Theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad [2.7]$$

avec $C(\Theta)$: capacité capillaire (m^{-1}), qui traduit la capacité que peut avoir un sol à emmagasiner ou à libérer de l'eau sous l'effet d'une variation de la pression capillaire.

L'équation [2.7] ou équation de Richards, est une équation différentielle aux dérivées partielles du second degré, non linéaire et qui n'admet pas de solutions analytiques simples.

D'autres expressions analytiques que celles de Richards existent dans la littérature comme par exemple celle de Fokker-Planck ou encore celle de Kirchhoff (Haverkamp, 1983).

L'utilisation d'un modèle comme celui-ci exige d'avoir déterminé au préalable les propriétés hydrodynamiques du sol, à savoir les relations $K(\Theta)$ et $\Psi(\Theta)$ pour les différentes couches du profil étudié. Cette caractérisation hydrodynamique d'un sol consiste à déterminer expérimentalement, d'une part, son aptitude à "transmettre" de l'eau suite à une variation de l'humidité du sol : courbe $K(\Theta)$ et d'autre part, l'énergie qu'il faut développer pour amener ce sol d'un état hydrique à un autre : courbe $\Psi(\Theta)$. Nous verrons dans le chapitre VI les modalités d'établissement de ces deux relations.

De nombreux travaux utilisant l'équation de Richards existent dans la littérature, parmi lesquels nous citerons ceux d'Haverkamp et Vauclin (1981) ou encore Hutson et Wagenet (1992).

Les conditions d'utilisation du modèle seront présentées dans le chapitre VI. Toutefois, on peut dire que la condition limite de surface utilisée est une condition de flux. Dans le but d'intégrer le maximum de scénarios climatiques, plusieurs modes de calcul de l'ETR ont été envisagés. Nous présenterons ici les principes de ces différents modes de calcul.

B.5.1 - Les différentes méthodes de calcul de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration correspond à un équilibre dynamique qui dépend, d'une part, des variations d'énergie et, d'autre part, de la disponibilité en eau et de mécanismes de régulation liés à la physiologie des plantes. Le concept d'évapotranspiration a été introduit par Penman (1948) qui le définit comme la somme de deux termes, l'un lié au rayonnement et l'autre au déficit hydrique de l'air. Plus récemment, Monteith, (1963), puis Perrier, (1975), partant de la relation de Penman, ont proposé la relation suivante :

$$ETP = \frac{\left(\frac{P'}{P' + \Gamma}\right) (R_n + G) + \left(\frac{\Gamma}{\Gamma + P'}\right) E_a}{1 + \left(\frac{\Gamma}{\Gamma + P'}\right) \left(\frac{r_s}{r_a}\right)} \quad [2.8]$$

avec :

ETP : évapotranspiration potentielle (en m de lame d'eau évaporée)

R_n : rayonnement net climatique ($W m^{-2}$)

G : flux de chaleur dans le sol ($W m^{-2}$)

E_a : pouvoir évaporant de l'air ($W m^{-2}$)

Γ : constante psychrométrique ($mbar ^\circ C^{-1}$)

P' : pente de la courbe représentant la pression de vapeur d'eau saturante en fonction de la température ($mbar ^\circ C^{-1}$).

r_s : résistance spécifique du couvert végétal lorsque celui-ci est bien alimenté en eau ($s m^{-1}$)

r_{as} : résistance aérodynamique à l'évaporation à l'interface sol-atmosphère ($s m^{-1}$).

Etant donné que notre étude se déroule sur un sol nu, nous parlerons d'évaporation réelle (ER) et non d'évapotranspiration.

1 - Méthodes empiriques ou semi-empiriques

Les références d'évaporation réelle en sol nu étant peu nombreuses, il est alors nécessaire de procéder à des approximations à partir de l'évapotranspiration potentielle. Celle-ci étant généralement considérée comme une donnée connue (fournie par la plupart des stations de Météo France). Pour notre part, nous avons utilisé les données ETP Penman-Monteith fournies par la station de Bricy située à 18 km au Sud-Est du site étudié. Selon Hillel (1988), on peut considérer que l'évaporation du sol s'effectue en deux phases distinctes :

- une première phase où le régime d'évaporation est déterminé par les conditions extérieures et par celles de la surface du sol (sol humide en surface, $ER = ETP$). Le flux réel (ER) correspondra à la demande atmosphérique tant que la teneur en eau de la surface du sol le permettra.

- une deuxième phase au cours de laquelle le régime d'évaporation va décroître et sera déterminé par l'aptitude du profil à réalimenter la surface en eau (par exemple par remontées capillaires) ($ER < ETP$). Quand la teneur en eau diminue au delà d'un certain seuil, la conductivité hydraulique ne permet plus alors de satisfaire la demande évaporatoire. La durée de ces deux phases dépend du type de sol et plus particulièrement de sa texture et de sa conductivité hydraulique.

1.1 - Approximation directe à partir de l'ETP

Nous avons utilisé, pour les suivis hivernaux et printanier, les deux approximations suivantes (Lafleur et Bourgeois, 1989) :

$$ER = ETP \times 0.5 \quad \text{et} \quad ER = ETP \times 0.75 \quad [2.9]$$

1.2 - Le modèle BYM

Les bases théoriques de ce modèle ainsi que la description des différents paramètres requis par le modèle sont détaillées par Perrier (1973 et 1982), Brisson et Perrier (1991) et Brisson *et al.* (1992). Nous nous contenterons ici de présenter une synthèse des équations de base nécessaires à la détermination des paramètres d'entrée de ce modèle.

Les modèles permettant le passage d'une évaporation potentielle (EP) à une évaporation réelle (ER) sont nombreux (Ritchie, 1972 ; Perrier, 1982 ; Stockle et Campbell, 1985). La relation de passage peut être soit linéaire ou exponentielle, soit basée sur l'existence de deux phases d'évaporation comme nous l'avons évoqué précédemment. Le modèle que nous avons utilisé (Brisson et Ripoche, 1991 ; Brisson *et al.*, 1992) est basé sur ce deuxième type de relation.

Lors de la première phase, $ER = EP$ tant que $\sum ER \leq U$ (U : constante empirique, qui représente une lame d'eau). Ritchie (1972) propose les valeurs suivantes pour U en fonction de la nature du sol :

Sol sableux ou argileux vertique	$U = 6 \text{ mm}$
Sol limoneux	$U = 9 \text{ mm}$
Sol argileux	$U = 12 \text{ mm}$

Toutefois, à partir du moment où $\sum ER = U$, de nombreuses relations existent pour décrire l'évaporation pendant la phase où la teneur en eau du sol en surface devient limitante. Cette phase est généralement appelée phase de réduction.

Dans le modèle BYM, la relation entre l'évaporation cumulée au cours de la phase de réduction et l'évaporation potentielle est de la forme (Perrier, 1973 et 1982) :

$$\sum ER = \sqrt{2A \cdot \sum EP + A^2} - A \quad [2.10]$$

où A est un paramètre calculable en fonction des conditions atmosphériques et du type de sol.

Perrier (1973) considère que lorsque le cumul de l'évaporation (ΣER) atteint le seuil U, il se crée un mulch, qui constituera un frein à l'évaporation. Le modèle BYM effectue un bilan de masse au niveau du mulch en considérant que la quantité d'eau évaporée est fonction de l'épaisseur de celui-ci. Le terme A étant égal à (Perrier, 1973, 1982) :

$$A = \frac{1}{2} L r_{as} \left(\frac{P' + \Gamma}{\Gamma} \right) D (\Theta_0 - \Theta_r) \quad [2.11]$$

avec :

- L : chaleur latente de vaporisation de l'eau liquide ($J m^{-3}$)
- Θ_0 : teneur en eau volumique initiale (à t_0) ($m^3 m^{-3}$)
- Θ_r : teneur en eau volumique du sol sec ($m^3 m^{-3}$)
- D : coefficient de diffusion de la vapeur d'eau ($m^2 s^{-1}$)

L'expression de A peut donc être décomposée en un terme lié à l'état de l'atmosphère au dessus du sol (premier terme de l'équation, A_{clim}) et un terme lié à la structure et à l'humidité dans le mulch (second terme, A_{sol}).

$$A = 1/2 \times A_{clim} \times A_{sol} \quad [2.12]$$

Ce modèle peut donc être exprimé comme le produit de deux composantes : une climatique et l'autre pédologique. Brisson et Perrier (1991) montrent que dans le terme A_{clim} , la vitesse du vent constitue le paramètre le plus influent et qu'il est à l'origine de la majeure partie de la variabilité de A_{clim} . Quant à la variabilité de A_{sol} , elle est essentiellement liée aux termes Θ_0 et Θ_r .

Le modèle BYM sera utilisé pour chaque calcul d'ER, aussi bien dans l'équation du bilan hydrique, que lors de l'application de l'équation de Richards. Afin de discuter la validité de ce modèle semi-empirique, nous avons eu recours à des méthodes basées sur des approches plus conceptuelles.

2 - Méthode du bilan hydrique

Dans un premier temps nous avons essayé d'utiliser la méthode du plan de flux nul décrite par Vauclin et Vachaud (1978). Malheureusement, il ne nous a pas été possible de déterminer de façon nette la présence d'un plan de flux nul, étant donné les faibles gradients souvent enregistrés lors de ces trois suivis (*cf. chapitre IV*). Ceci nous a donc conduit à l'abandonner.

Toutefois, nous avons pu déterminer l'ER à partir de l'équation de Darcy généralisée et de la méthode du bilan hydrique (eq. 2.1). Nous rappellerons brièvement le principe de cette dernière méthode.

Cette méthode suppose que l'on connaisse de façon précise les variations de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau ainsi que les gradients de potentiel en fonction de la profondeur. En effet, la loi de Darcy généralisée peut s'écrire (*cf chapitre V*):

$$Q_{z_{\max}} = -K(\Theta) \left(\frac{\partial \Psi_m(\Theta)}{\partial z} - 1 \right) \quad [2.13]$$

avec :

$Q_{z_{\max}}$: densité de flux d'eau liquide à la base du volume considéré (m s⁻¹)

$K(\Theta)$: conductivité hydraulique (m s⁻¹)

Θ : teneur en eau volumique (m³ m⁻³)

Les grandeurs $K(\Theta)$ et $\frac{\partial \Psi_m(\Theta)}{\partial z}$ sont issues respectivement des calculs par la méthode du drainage interne ajustée par le modèle Mualem-Van Genuchten et de $\Psi_m(\Theta)$ expérimentale. Les déterminations de $\Psi_m(\Theta)$ et $K(\Theta)$ seront discutées ultérieurement. Ceci nous permet de déterminer $Q_{z_{\max}}$, puis par application de l'équation du bilan hydrique, relation [2.1], on a :

$$ETR = P - Q_{z_{\max}} - [S_{t+1}]_0^{z_{\max}} + [S_t]_0^{z_{\max}} \quad [2.14]$$

avec :

ETR : évapotranspiration réelle entre t et t+1 (mm)

P : pluviométrie (mm)

S_{t+1} : stock d'eau au temps t+1 (mm)

S_t : stock d'eau au temps t (mm)

$Q_{z_{\max}}$: lame d'eau en profondeur à la cote z_{\max} (mm)

La détermination de L'ER à partir de la loi de Darcy généralisée permettra de discuter de la validité des résultats obtenus par le modèle BYM.

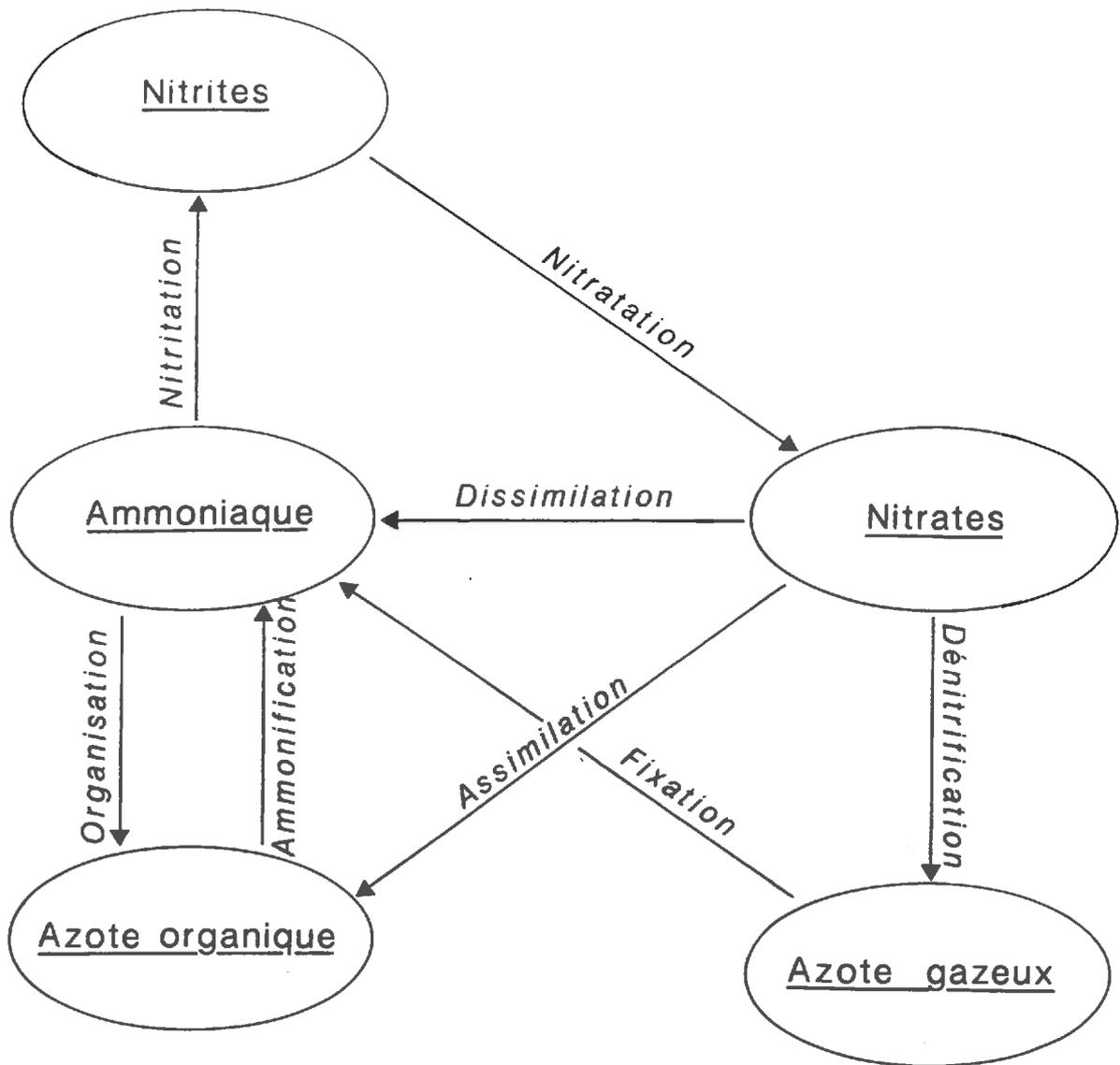


Figure 2.2 : Cycle simplifié de l'azote (d'après Kugler, 1988)

C - Les transferts de nitrates

C.1 - Le cycle de l'azote

L'azote est naturellement présent dans la biosphère et dans l'atmosphère, il est chimiquement inerte et inutilisable par la majorité des micro-organismes. Dans les systèmes agricoles, il se présente sous forme organique, minérale ou gazeuse. Sa forme organique représente 95% de l'azote total (Rosswall, 1982). Les formes d'azote les plus fréquentes sont le nitrate (NO_3^-), le nitrite (NO_2^-) et l'ammonium (NH_4^+). Les différentes formes d'azote subissent des transformations plus ou moins lentes dont il convient de tenir compte lorsque l'on a pour objectif de quantifier les transferts de nitrate dans le sol. Plusieurs schémas du cycle de l'azote sont proposés dans la littérature (Mariotti, 1982 ; Kugler, 1988). Une représentation simplifiée des processus bio-géochimiques mis en oeuvre dans le cycle de l'azote est présentée sur la figure 2.2. La description de ces différents processus est largement abordée dans la littérature (Mariotti, 1982 ; Justes, 1993). Par conséquent, nous nous limiterons à quelques rappels relatifs, d'une part, aux principaux apports d'azote, et d'autre part, aux transformations biochimiques dont cet élément est l'objet.

C.2 - Les apports d'azote en Petite Beauce

La Petite Beauce était jadis essentiellement formée de petites prairies. Le retournement de ces prairies date d'environ une cinquantaine d'années (juste après la deuxième guerre mondiale). L'irrigation a été introduite entre 1960 et 1970. Actuellement, les principaux apports d'azote se font essentiellement par fertilisation et à un moindre degré par l'irrigation. Enfin, notons que dans cette région, il y a environ 40% de la surface totale qui reste nue en hiver.

Les apports par *fertilisation* constituent une partie non négligeable, dont l'importance varie selon les régions et les pratiques culturales. En Petite Beauce, ils représentent entre 180 et 220 kg N /ha/an. Ces apports sont principalement sous forme d'engrais minéral.

L'irrigation peut apporter entre 20 et 40 kg N /ha/an (Jordana, 1992). La fixation de *l'azote atmosphérique* constitue un autre type d'apport d'azote. Ce processus peut se faire soit de façon symbiotique, par les rhizobiums des légumineuses, soit de façon asymbiotique par des algues (Cyanophycées) ou des bactéries (Azobacter). En Petite Beauce, la culture des pois protéagineux est de plus en plus fréquente et constitue aujourd'hui environ 6% de la surface agricole utile. Nous ne disposons pas d'une évaluation de la fixation de l'azote par ces pois

protéagineux en Petite Beauce, toutefois, Bonneau et Souchier (1979) estiment qu'en général les légumineuses peuvent fixer jusqu'à 200 kg N /ha/an. Enfin, notons que les apports par *précipitations* sont négligeables (Ould Mohamed, 1991).

C.3 - Les processus de transformation biochimique

La *minéralisation* constitue le processus de transformation de l'azote organique du sol en azote minéral. Elle a lieu essentiellement dans l'horizon labouré du sol, où se trouve l'essentiel de l'humus et des résidus des précédentes cultures. La minéralisation se divise en deux étapes qui sont l'ammonification et la nitrification. Généralement, la minéralisation augmente avec la température jusqu'à un optimum autour de 30-35°C et une teneur en eau proche de la capacité au champ (dite capacité de rétention en eau lorsqu'elle est mesurée au laboratoire) (Recous, 1988 ; Kengni, 1993). La quantité d'azote produite par la minéralisation varie de 150 de 200 kg/ha/an (Muller et Mary, 1981).

La *réorganisation* est le processus biologique inverse de la minéralisation, il permet la transformation de l'azote, de la forme minérale à la forme organique. C'est un phénomène qui est fortement conditionné par le rapport C/N de la matière organique (Muller et Mary, 1981).

L'*absorption* par les organismes vivants affecte principalement le nitrate et constitue un pôle important de l'exportation de l'azote (Hébert, 1979). Le degré de cette absorption varie en fonction du type de végétal, du stade de croissance, des apports initiaux d'azote mais aussi des conditions pédoclimatiques.

C.4 - Les transferts de nitrate

En l'absence de tout gradient de température, on suppose que le mouvement de l'ion nitrate obéit aux mêmes lois que le transfert de solutés dans un milieu poreux (Van Genuchten et Wierenga, 1976 ; Musy et Soutter, 1991 ; Lafolie, 1991). Ces transferts sont donc régis par la loi de Fick et peuvent se faire soit par diffusion, soit par convection, soit encore par les deux simultanément. D'un point de vue hydrodynamique, la lixiviation du nitrate peut être estimée par la relation :

$$q_N = [q_e C_N] - \left[D \Theta \frac{\partial C_N}{\partial z} \right] \quad [2.15]$$

avec :

- q_N : quantité d'azote lixiviée (kg N / ha)
- q_e : quantité d'eau drainée à la cote z (mm)
- C_N : concentration en azote à la cote z (mg/l)
- D : coefficient de dispersion (m^2/s)
- Θ : teneur en eau volumique à la cote z (m^3/m^3)
- z : profondeur de la mesure (m)

Le premier terme de cette relation correspond au déplacement de type convectif et le second terme représente la dispersion hydrodynamique. De nombreux travaux existent sur la différenciation entre ces deux types d'écoulement, l'un dans la micro-porosité, l'autre dans la macro-porosité. Cette distinction conduit à introduire un concept de fraction mobile / fraction immobile (ou stationnaire) (Van Genuchten et Wierenga, 1976 ; Gaudet, 1978). Dans notre étude, nous ferons l'hypothèse que le terme correspondant à la dispersion hydrodynamique est négligeable (Kauark Leite, 1990 ; Poss, 1991, ; Kengni, 1993). Nous nous limiterons donc à un calcul du flux de la manière suivante :

$$q_N = q_e C_N \quad [2.16]$$

En Petite Beauce, plusieurs modèles de transfert de nitrate ont été développés notamment par le BRGM. Les approches utilisées sont similaires de celles adoptées pour les transferts d'eau (Pratt, 1984 ; Thiery et Seguin, 1985). Nous présenterons à titre d'exemple le modèle BICHE (Bilan CHimique des Eaux).

Dans ce modèle, les données d'entrée sont :

- les quantités d'azote apportées par fertilisation,
- les prélèvements par les cultures,
- les quantités d'azote produites par la minéralisation,
- et les quantités d'azote réincorporées par le sol sous forme de résidus après les récoltes.

Toutefois, ces paramètres d'entrée sont rarement connus avec précision, mais estimés le plus souvent à partir d'enquêtes ou d'analyses statistiques. Le modèle calcule à chaque pas de temps le bilan des quantités de nitrate qui sont apportées (par épandage ou par minéralisation), celles qui sont consommées par les plantes mais aussi celles qui s'écoulent hors du système par l'intermédiaire des exutoires. Par ailleurs, et comme dans le cas du modèle GARDENIA, l'utilisation du modèle requiert le calage, d'une part, du flux moyen et de la concentration en nitrate pendant une période donnée, d'autre part, du temps de réaction du modèle (Thiery et Seguin, 1985).

D - Conclusion

L'évaluation du bilan hydrique et la modélisation des transferts d'eau peut être abordée de plusieurs manières selon les objectifs fixés et la taille de l'objet étudié. Les modèles utilisés pour appréhender les transferts d'eau en Petite Beauce se sont jusque là limités à une approche analogique dans laquelle, le rôle du sol, élément principal lors de ces transferts (interface sous-sol - atmosphère) est mal intégré. Une approche mécaniste, certes plus exigeante (détermination rigoureuse des propriétés hydrodynamiques) permettrait de mieux rendre compte des transferts d'eau et de nitrate aux différents niveaux du sol. Une telle approche possède l'avantage d'être basée sur des conditions initiales et aux limites cohérentes et choisies par l'utilisateur, contrairement à l'approche empirique où ces conditions sont souvent implicites.

La démarche adoptée pour étudier le transfert de nitrate se limitera à la mesure de la concentration en nitrate dans la solution du sol et au couplage des résultats avec le modèle de transfert d'eau utilisé.

PRESENTATION DU SITE EXPERIMENTAL ET DES METHODES UTILISEES

A - Introduction

Le site étudié est localisé dans la partie occidentale de la Petite Beauce, le long de la départementale D 995 au lieu dit "Les Sapins Dousset" (coordonnées Lambert X=540.5 ; Y=2337.3 ; Z=128 m) (fig. 3.1). Le choix de ce site a été motivé par le fait que les sols y sont représentatifs de ceux présents en Petite Beauce et par l'existence d'une carrière qui a facilité l'observation des formations pédologiques et géologiques.

L'objectif de ce chapitre est de présenter d'une part, les principales caractéristiques du sol étudié et, d'autre part, le dispositif expérimental et les méthodes utilisées dans l'étude des transferts d'eau et de solutés.

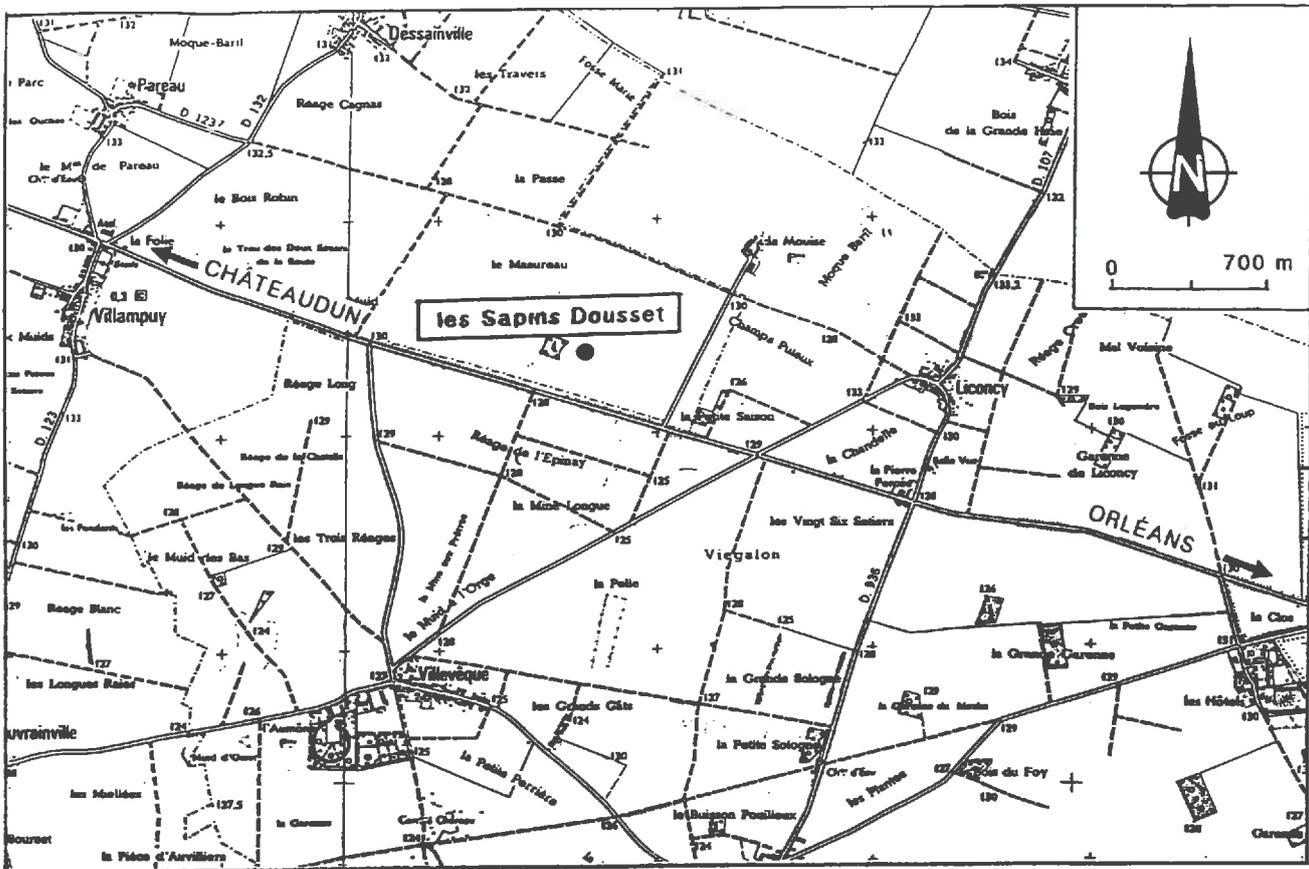


Figure 3.1 : Localisation géographique du site expérimental "Les Sapins Dousset".

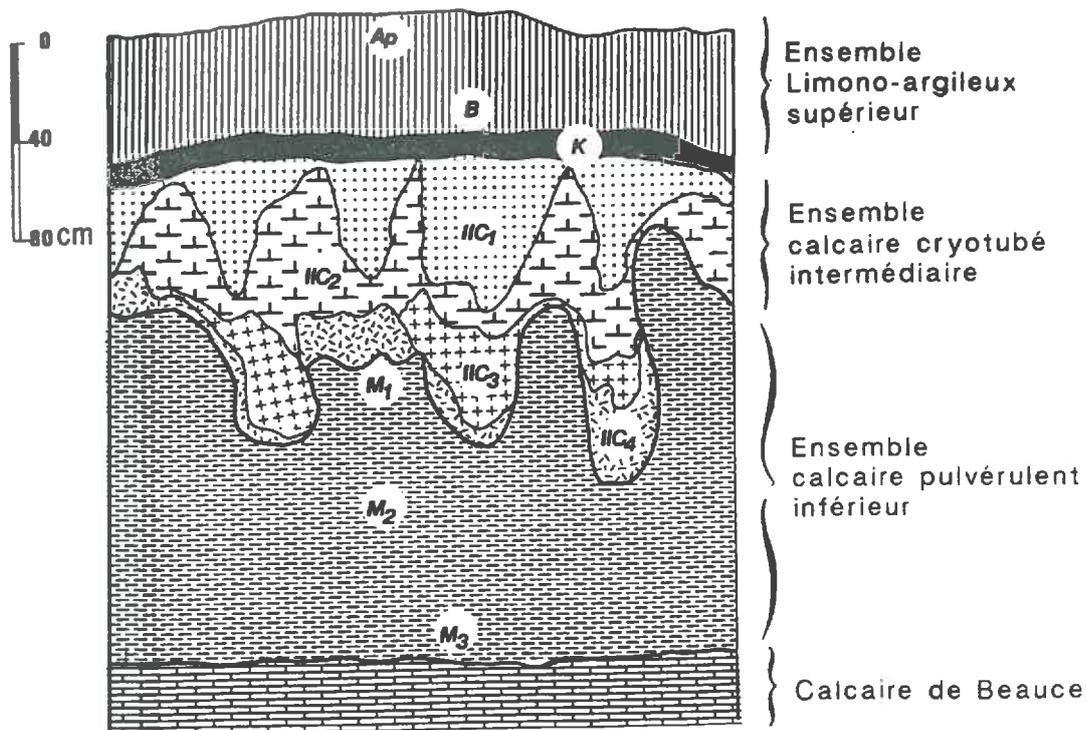


Figure 3.2 : Coupe pédologique schématique des trois ensembles d'horizons (d'après Ould Mohamed, 1991).

B - Les principales caractéristiques du sol étudié

De nombreuses observations ont été effectuées sur le sol au niveau du front de la carrière, dans plusieurs fosses pédologiques et lors du démontage des sites expérimentaux. Toutes ces observations ont montré que l'on peut distinguer trois ensembles d'horizons superposés : un ensemble limono-argileux supérieur, un ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire et un ensemble calcaire pulvérulent inférieur (fig. 3.2). Un encroûtement calcaire discontinu est fréquemment présent entre les ensembles limono-argileux supérieur et calcaire cryoturbé intermédiaire. Ces différents ensembles ont été l'objet d'observations morphologiques, d'analyse physico-chimiques (tableau 3.1) et micromorphologiques à diverses échelles d'investigation (loupe binoculaire, microscopie optique, microscopie électronique et porosimétrie au mercure). Pour décrire ces différents ensembles, nous avons utilisé la typologie proposée par le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1990).

B.1 - L'ensemble limono-argileux supérieur

Cet ensemble est constitué d'horizons limono-argileux à argilo-limoneux et présente une faible différenciation verticale. Les principales différences sont liées au profil calcaire (ensemble décarbonaté en surface et présence de nombreux graviers calcaires à la base). Outre les différences de structure liées au travail du sol, les horizons de cet ensemble possèdent une structure polyédrique sub-anguleuse fine, très nette avec de nombreux pores liés à l'activité biologique (fines racines et lombrics). Il est constitué par trois horizons L, SC_{i1} et SC_{i2}.

La densité apparente varie de 1,40 à 1,45 ce qui correspond à une porosité qui varie de 45 à 46 %. L'analyse détaillée de la porosité a montré qu'elle peut aisément être décomposée en une porosité structurale et une porosité texturale (Ould Mohamed, 1991) (*cf. annexe A*). Cette dernière peut être décomposée en une porosité lacunaire et une porosité argileuse, telles qu'elles ont été définies par Fiès (1984). L'analyse de la porosité ne révèle pas non plus de différences marquées entre les différents horizons qui constituent cet ensemble limono-argileux supérieur.

Les résultats des analyses effectuées au laboratoire INRA d'Arras indiquent que la teneur en argiles et la teneur en limons varient respectivement de 29 à 38% et de 60 à 65%. La teneur en sables est toujours inférieure à 2%. Le carbone organique varie de 1,3 à 1,4 g/100g dans l'horizon labouré et de 0,7 à 0,9 g/100g dans les autres horizons. La capacité d'échange de l'argile est voisine de 60 à 70 cmol/kg et le complexe d'échange est principalement saturé par Ca²⁺.

Les analyses minéralogiques ont montré que la fraction argiles est essentiellement constituée de minéraux de type smectite et illite, et secondairement de kaolinite, de quartz et de goethite (Ould Mohamed, 1991).

B.2 - L'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire

Cet ensemble est formé de matériaux calcaires cryoturbés organisés en poches. Sa structure est profondément héritée des périodes périglaciaires. L'ensemble calcaire cryoturbé est très hétérogène et peut être divisé en cinq horizons : K, IIC₁, IIC₂, IIC₃ et IIC₄. Le choix de rattacher l'encroûtement calcaire (K) à cet ensemble est en grande partie arbitraire puisqu'il ne repose sur aucune filiation pédogénétique précise.

La densité apparente mesurée dans les horizons K et IIC₁ (les autres horizons étant trop caillouteux) varie de 1,43 à 1,46, ce qui correspond à une porosité totale de 47%. L'analyse de la porosité montre que celle-ci peut être divisée en une porosité inter-agrégat (très importante) et une porosité intra-agrégat (Ould Mohamed, 1991) (Annexe A).

Les résultats de l'analyse physico-chimique indiquent que le pourcentage en CaCO₃ varie de 40 à 98%. La teneur en argiles après décarbonatation varie de 29 à 40% dans la partie supérieure et de 60 à 90% à la base de l'ensemble. La fraction limons après décarbonatation varie de 50 à 70% dans la partie supérieure et de 2 à 20% à la base de l'ensemble. La teneur en sables après décarbonatation est toujours inférieure à 5%. Les teneurs en carbone organique sont largement inférieures à celles de l'ensemble limono-argileux supérieur et varient de 0,2 à 0,6 g/100g.

L'analyse minéralogique de la fraction < 2 µm montre des résultats très hétérogènes tant d'un point de vue qualitatif que quantitatif. La partie supérieure de cet ensemble est essentiellement formée de minéraux de type smectite et kaolinite, alors que la partie inférieure est principalement constituée d'illite, de smectite et de goethite (Ould Mohamed, 1991). Le pourcentage de quartz est de plus en plus faible vers la base de l'ensemble.

B.3 - L'ensemble calcaire pulvérulent inférieur

Cet ensemble est constitué d'horizons calcaires (90 à 97% de CaCO₃), pulvérulents et d'aspect "marneux". Il possède une structure lamellaire à polyédrique vers le haut, mais qui devient de plus en plus massive à la base. Il peut être divisé en trois horizons : M₁, M₂ et M₃.

Tableau 3.1 : Tableau récapitulatif des principales analyses physico-chimiques effectuées

Ensembles	Horizon	Prof. (cm)	% E.G ¹	% CaCO ₃	% A ²	Carbone org. (g 100g ⁻¹)	pH	CEC/arg (meq 100g ⁻¹)
Limono-argileux supérieur	L	0 -30/35	< 1	< 1	29-31	1,25-1,40	8,1	69-73
	SCi ₁	30-45/55	< 1	< 1	30-38	0,80-0,92	8,2	58-69
	SCi ₂	45-65/70	10-30	20-30	29-38	0,70-0,90	8,3	57-62
Encroûtement calcaire	K	65-65/75	10-28	40-60	28-40	0,60-0,65	8,5	54-59
Calcaire Cryoturbé intermédiaire	IIC ₁	75 -100/140	10-45	50-60	29-40	0,30-0,50	8,6	-
	IIC ₂	100-100/150	40-60	80-90	60-80	0,22-0,28	8,6	-
	IIC ₃	100-140/170	40-50	80-85	80-95	0,24-0,26	8,5	-
	IIC ₄	140-170/190	60-65	95-98	80-90	0,27-0,28	8,7	-
Calcaire pulvérulent inférieure	M ₁	100/170-200	< 1	97	71	0,25	8,8	-
	M ₂	200-240	< 1	94	82	0,20	8,4	-
	M ₃	240-260	< 1	89	92	0,18	8,2	-

1 : Pourcentage d'éléments grossiers

2 : Pourcentage d'argile après décarbonatation

La densité apparente varie de 1,44 à 1,46, ce qui correspond à une porosité de 44 à 46 %. L'analyse détaillée de la porosité montre d'une part, la présence d'une porosité inter-agrégat qui diminue du haut vers la base de cet ensemble (Ould Mohamed, 1991). D'autre part, la présence d'une porosité intra-agrégat très importante (Annexe A).

La teneur en argile et en limon après décarbonatation varie respectivement de 70 à 90% et de 2 à 15%, La fraction sableuse étant toujours inférieure à 3%.

L'analyse minéralogique de la fraction < 2 μm montre que celle-ci est majoritairement constituée de minéraux de type smectite et secondairement de type illite (Ould Mohamed, 1991).

Un récapitulatif des principales caractéristiques physico-chimiques est présenté dans le tableau 3.1.

C - Dispositif expérimental et méthodes utilisées

C.1 - Etude des transferts d'eau

Nous avons mis en place un ensemble de dispositifs de mesures pluviométriques, tensiométriques et humidimétriques durant trois périodes hivernales successives : 91-92 ; 92-93 et 93-94. Par ailleurs, des capteurs de température ont été installés lors du suivi 93-94 afin de contrôler d'éventuelles dérives thermiques des capteurs capacitifs de mesure de la teneur en eau. Les suivis se sont déroulés sur des périodes allant généralement du 01/12 au 31/05, période dite de drainage. Cependant, pour notre première année d'étude (91-92), l'installation du matériel s'est faite très tardivement (février 92) et a dû être arrêtée le 25 avril 92 à la suite d'une panne de la chaîne tensiométrique utilisée.

La figure 3.3 représente les durées d'installation de chaque type de dispositif ainsi que les diverses interruptions générales ou propres à chaque type de mesures. Les tirets pleins représentent les enregistrements sans interruption. Tandis que les débuts et fin de chaque installation, d'un dispositif donné, sont représentés par des traits verticaux. Le suivi en 91-92 a été effectué sur une parcelle où le limon-argileux est peu épais (45-50 cm) alors que les deux autres suivis correspondent à des situations où l'épaisseur de celui-ci est de 65-70 cm. En effet, cette dernière correspond à l'épaisseur moyenne généralement rencontrée dans la région. Par ailleurs, précisons que ces suivis ont été effectués sur sol nu. La localisation des différents sites expérimentaux est présentée sur la figure 3.4.

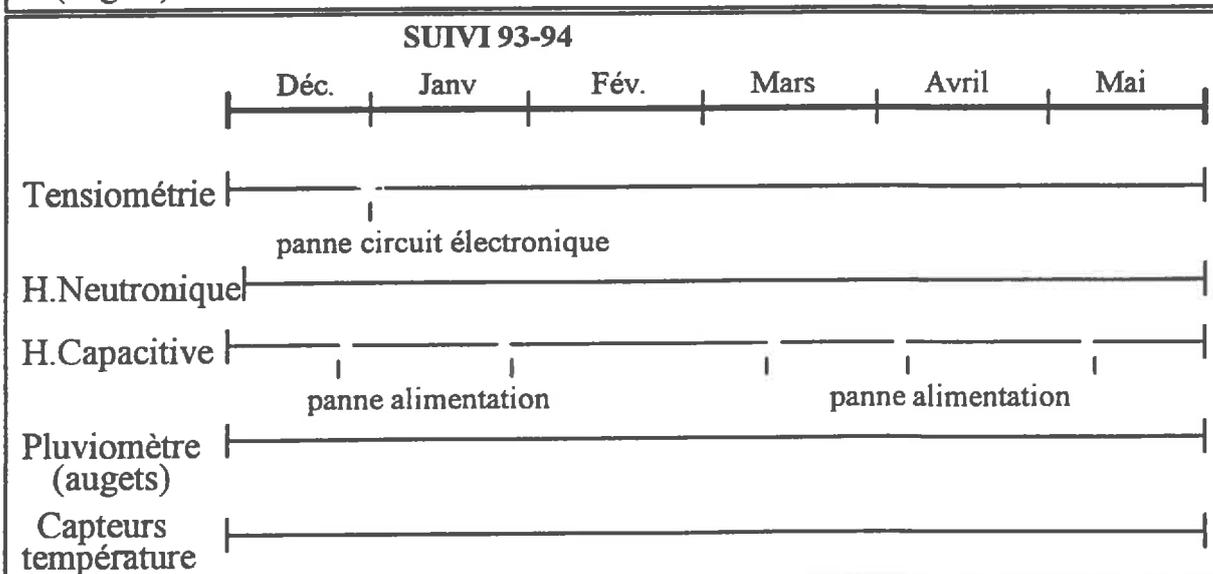
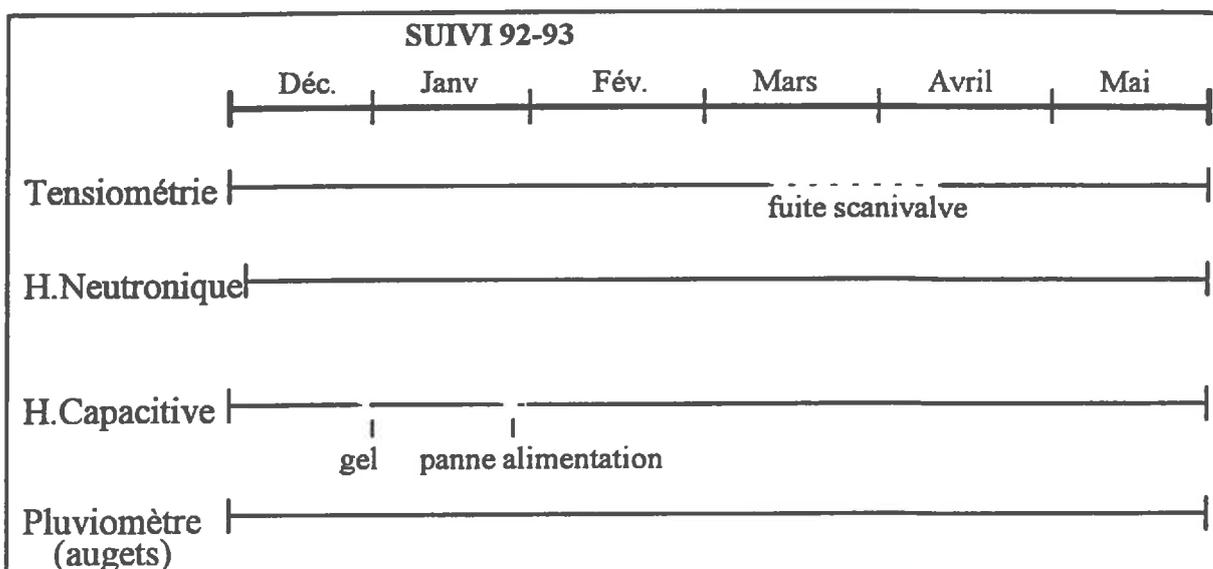
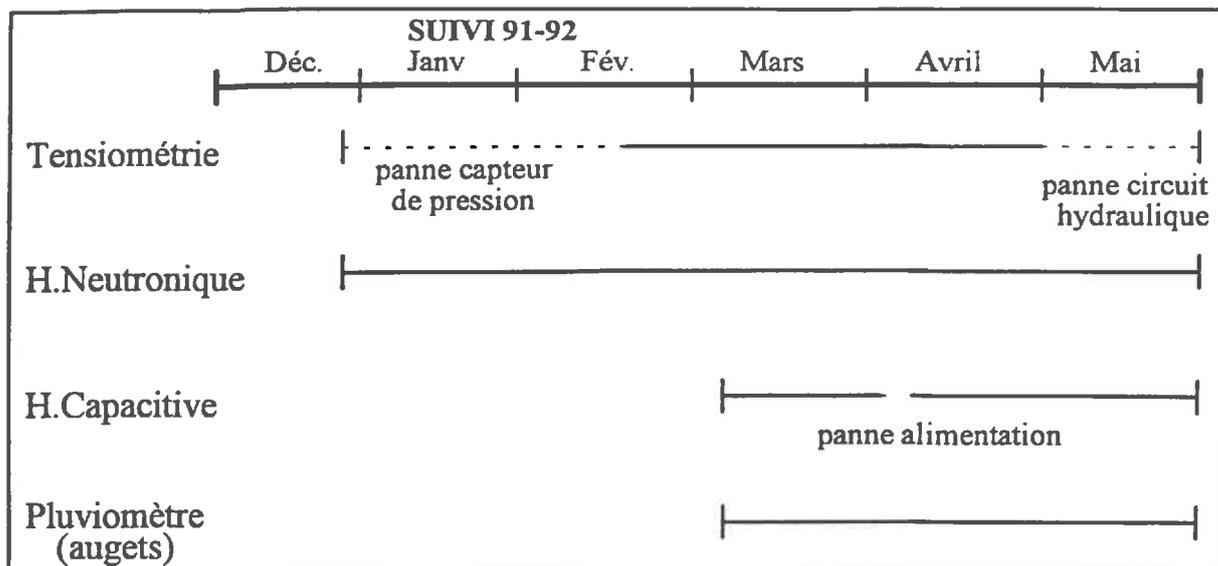


Fig. 3.3 : Période de fonctionnement des différents appareils de mesure

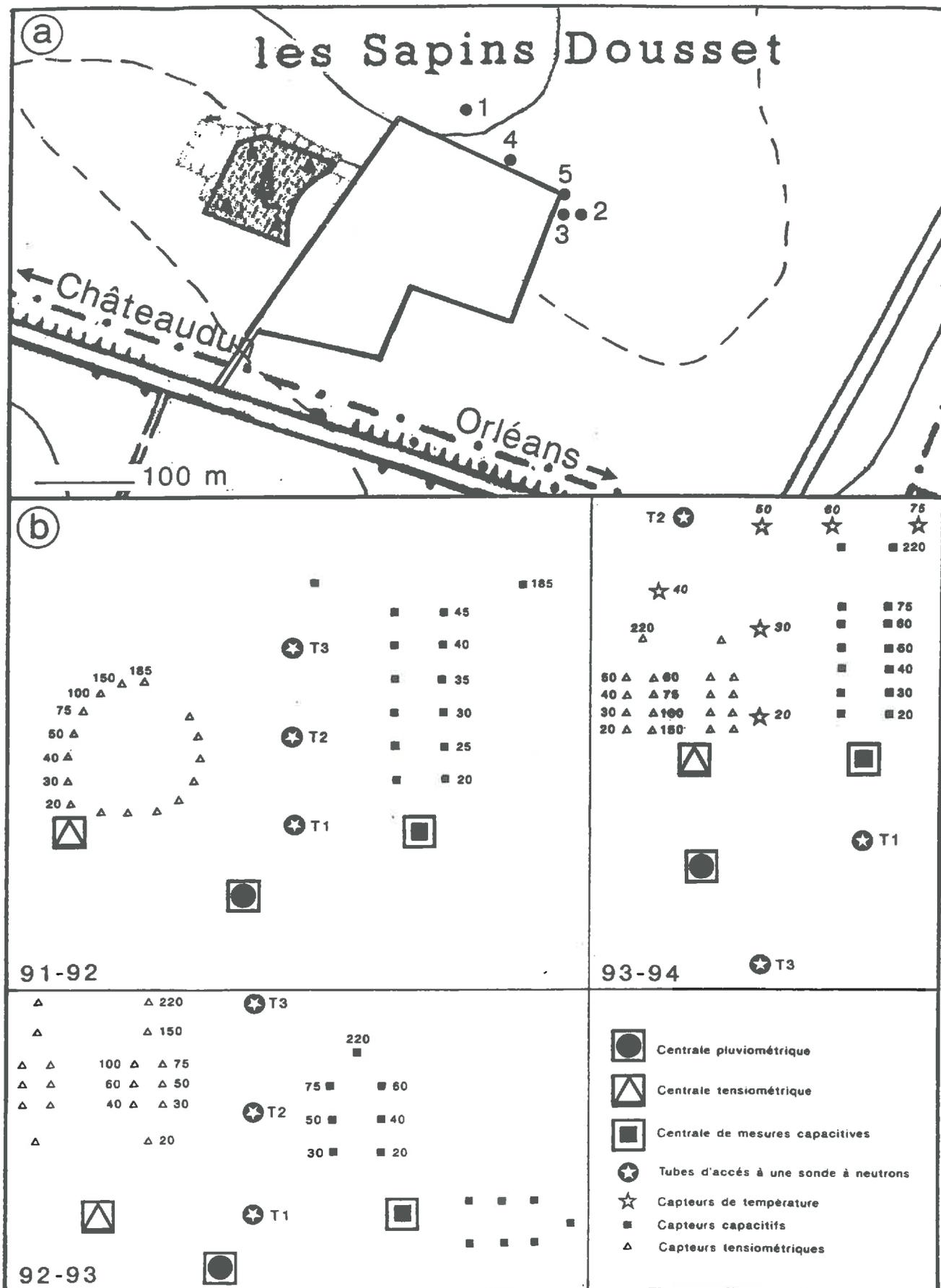


Figure 3.4 : Localisation du site expérimental (a) et emplacement des différents appareils de mesure lors des trois suivis 91-92, 92-93 et 93-94 (b).

C.1.1 - Pluviométrie

Nous disposons de trois dispositifs de mesures. D'une part, un pluviomètre standard à lecture directe et un pluviographe à bandes (fig. 3.4). Ces deux pluviomètres ont été installés pendant les trois années de suivi en bordure de la carrière pour ne pas gêner les travaux culturaux. Ils ont permis d'enregistrer les pluies durant ces trois années, 92, 93 et 94, et de recueillir ces eaux pour l'analyse chimique (*cf. chapitre VII*). D'autre part, un pluviomètre à augets basculeurs de type R01 3030, relié à une centrale d'enregistrement SAB 600 LMU commercialisée par la société CR2M, a été installé avec le dispositif tensio-humidimétrique. Ce troisième pluviomètre, contrairement aux deux précédents, est désinstallé à la fin de chaque période de mesure.

C.1.2 - Tensiométrie

La mesure du potentiel matriciel de l'eau dans le sol a été effectuée grâce à un ensemble de cannes tensiométriques reliées à une centrale de mesure CR2M de type SAB 600 TNS. Cette centrale de mesure permet la scrutation sur 24 voies (dont 3 voies de référence afin d'éviter d'éventuelles dérives) reliées aux tensiomètres par des tubes capillaires. Le capteur de pression utilisé est de type PDCR 821 (Zimmer, 1988). Le pas de temps des scrutations a été fixé à 1 heure. Les bougies poreuses utilisées ont un diamètre extérieur de 21 mm et une hauteur de 60 mm. La valeur de la pression mesurée est mise en mémoire dans un boîtier électronique, pour être transférée sur un ordinateur portable de type HUSKY. Deux tensiomètres ont été installés à chaque profondeur de mesure

La figure 3.4 présente la localisation des différents dispositifs de mesure ainsi que la profondeur d'installation de chaque tensiomètre lors des trois campagnes 91-92, 92-93 et 93-94.

C.1.3 - Densimétrie par atténuation du rayonnement gamma

Cette méthode est basée sur la loi générale d'atténuation d'un rayonnement gamma traversant un matériau sans diffusion, ni absorption. Le gammadensimètre utilisé est une double sonde LPC-INRA (Monnier *et al.*, 1973 ; Stengel *et al.*, 1986). Une calibration est effectuée sur des blocs "étalons" au moins une fois par an. La masse volumique apparente¹ est ensuite calculée à l'aide de la formule :

$$\rho_s = \rho_h \left[100 / \left(100 + 1,1 \Theta_p \right) \right] \quad [3.1]$$

avec :

ρ_s : masse volumique du matériau sec (g cm⁻³)

Θ_p : teneur en eau pondérale (%)

ρ_h : masse volumique humide (g cm⁻³)

Le site instrumenté n'étant pas localisé au même endroit chaque année, nous avons effectué des mesures de densité apparente à proximité immédiate de chaque site de mesures. Néanmoins, Il nous a été impossible d'en faire dans l'ensemble cryoturbé intermédiaire du fait de la présence de nombreux cailloux. En revanche, l'ouverture d'une fosse pédologique (*fosse D*, fig. 3.4), lors du suivi 92-93, a permis d'effectuer les mesures de densité apparente dans l'ensemble calcaire pulvérulent inférieur, apparaissant entre 1 et 2 m de profondeur.

C.1.4 - Humidimétrie

Les mesures de teneur en eau volumique du sol ont été effectuées grâce à deux méthodes différentes : neutronique et capacitive. Nous présenterons ici de façon succincte les principes de chacune de ces méthodes. Toutefois, une étude détaillée sur les relations d'étalonnage et les problèmes d'ordre méthodologique liés à la mesure capacitive sont présentées dans l'annexe B.

1- Méthode neutronique

Le principe de cette méthode est présenté par de nombreux auteurs (Couchat, 1977 ; Moutonnet, 1978). La sonde utilisée est une Solo 25 commercialisée par la société Nardeux. Trois tubes d'accès à une sonde à neutrons ont été installés pour chaque suivi (fig. 3.4). Ces tubes sont généralement installés entre 240 et 280 cm de profondeur, c'est à dire à la base de l'ensemble calcaire pulvérulent. Les mesures sont effectuées tous les 10 cm et trois comptages

¹Appelée aussi densité du matériau sec

sont effectués à chaque profondeur. L'étalonnage de l'humidimètre à neutrons, qui a été effectué au CEN de Cadarache, a consisté en la détermination des coefficients d'absorption (Σ_a) et de diffusion (Σ_b). Trois étalonnages ont ainsi été effectués. Nous avons donc utilisé pour chaque horizon de sol identifié la relation suivante :

$$\frac{N}{N_0} = (\alpha \rho_s + \beta) \Theta_v + \gamma \rho_s + \delta \quad [3.2]$$

avec :

N : comptage neutronique dans le sol (coups/sec.)

N_0 : comptage de référence dans l'eau (coups/sec.)

ρ_s : densité du matériau sec (sans dimension)

Θ_v : humidité volumique ($m^3 m^{-3}$)

α, β, γ et δ : constantes neutroniques de l'étalonnage du sol (dépendant de Σ_a et de Σ_b).

Les constantes neutroniques d'étalonnage correspondant à chaque ensemble étudié sont présentées dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2 : Résultats des étalonnages effectués au CEN de Cadarache.

Profondeur (cm)	α	β	γ	δ
0 - 70	1,10	9,15	85,25	-83,61
70 - 180	3,37	9,66	90,61	-78,13
180 - 280	3,60	9,61	106,60	-84,44

2 - Méthode capacitive

L'utilisation des propriétés diélectriques des sols pour mesurer leur teneur en eau est connue depuis plusieurs décennies (Smith-Rose, 1933 ; Tran Ngoc Lan *et al.*, 1972 ; Dean *et al.*, 1987 ; Campbell, 1990 ; Gaudu *et al.*, 1993). Le principe de cette méthode est présenté dans l'annexe B. Les capteurs capacitifs ont été installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur et dans l'ensemble calcaire pulvérulent inférieur. Il n'a pas été possible de les installer dans l'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire en raison de la présence de nombreux cailloux calcaires. Deux capteurs ont été installés à chaque profondeur de mesure. Les profondeurs d'installation sont les suivantes : 20-25, 30-35, 40-45, 50-55, 60-65, 70-75 et 220-225 cm. La disposition des capteurs sur le site ainsi que les profondeurs d'installation sont présentées sur la figure 3.4.

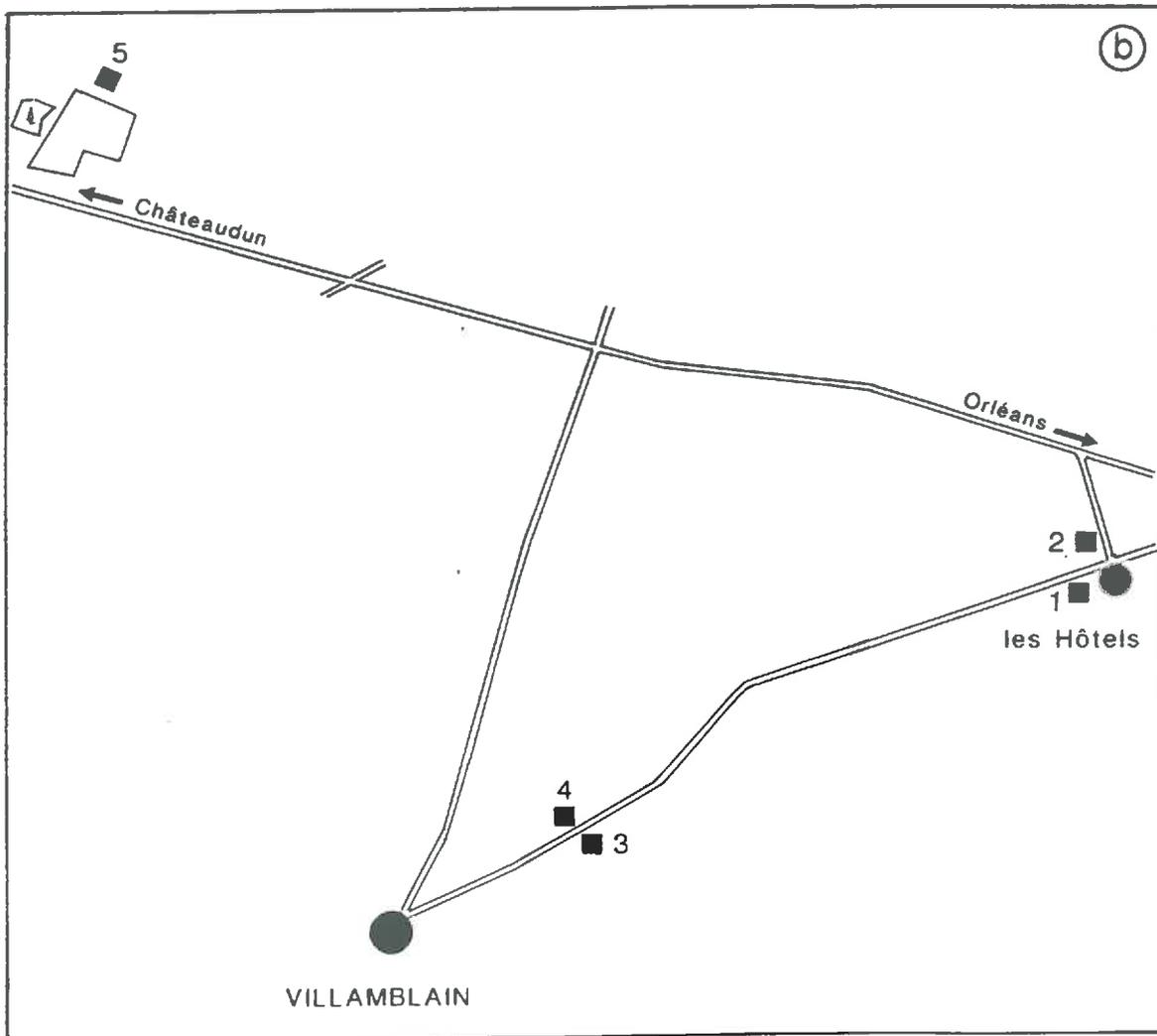
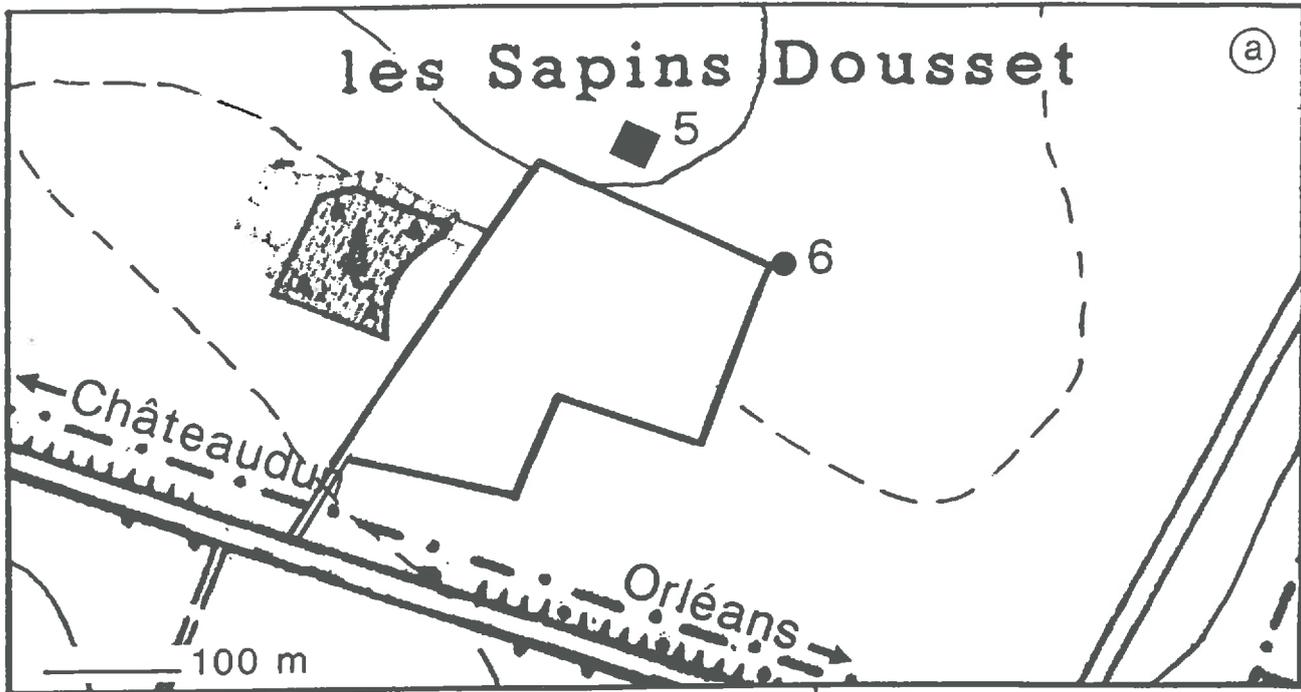


Figure 3.5 : Localisation géographique des différents sites d'installation des plaques lysimétriques. (a) site des "Sapins Dousset" : (5) petites plaques lysimétriques, (6) emplacement du pluviomètre. (b) Les autres sites d'installation des petites et grandes plaques lysimétriques : cases 1, 2, 3 et 4.

C.2 - Dispositifs et méthodes d'analyse chimique

C.2.1 - Dispositifs lysimétriques

Pour réaliser ce travail nous avons mis en place sur le secteur d'étude deux ensembles de trois plaques lysimétriques (plaques en Téflon de 1092 cm² de surface chacune) (fig.3.5a). Le premier ensemble a été placé à la base de l'horizon labouré (30-35 cm) alors que le deuxième a été installé à la base du limon argileux (50-55 cm). Le dispositif ainsi installé est comparable à celui décrit par Nys *et al.* (1990). Par ailleurs, nous avons procédé à l'analyse des eaux de pluie afin de contrôler la nature des eaux à l'entrée du système. D'autre part, dans le cadre du programme de lutte contre la pollution par les nitrates (Programme "Villamblain"), des cases lysimétriques ont été installées sur des parcelles situées à environ 500 m du site d'étude (fig.3.5b). Ces cases comportent des petites et des grandes plaques lysimétriques (grandes plaques métalliques de 9700 cm² chacune) installées respectivement à la base du limon argileux et dans le calcaire cryoturbé. Cependant, les grandes plaques lysimétriques n'ont que très peu intercepté les eaux de drainage pendant la période hivernale et printanière. Par conséquent, nous ne présenterons ici que les résultats des analyses chimiques effectuées à la base du limon-argileux et provenant exclusivement des petites plaques.

Les plaques lysimétriques sont enfoncées dans le sol non perturbé à l'aide d'un dispositif de guide équipé d'un vérin hydraulique. La collecte des échantillons est effectuée dans des grands flacons de 5 litres. Enfin, précisons que les prélèvements des échantillons sont effectués toutes les semaines.

C.2.2 - Méthodes d'analyse chimique

Sur les eaux provenant des différents sites de prélèvement, nous avons déterminé le pH et dosé les éléments suivants : Alcalinité, nitrate (NO_3^-), nitrite (NO_2^-), ammonium (NH_4^+), Chlorure (Cl^-), Sulfate (SO_4^{2-}), Calcium (Ca^{2+}), Magnésium (Mg^{2+}), Sodium (Na^+) et Potassium (K^+). Après la mesure du pH et de l'alcalinité les eaux sont filtrées à 0,45 μ m afin d'éviter l'interférence des matières en suspension lors des dosages des autres ions.

L'alcalinité ($[Alc] = [OH^-] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] - [H^+]$) est dosée par potentiométrie selon la méthode de Gran (1952). Les anions ont été dosés par électrophorèse capillaire (Charlionnet et Rivat, 1990) alors que les cations, excepté NH_4^+ , ont été dosés par spectrométrie d'émission de flamme, ICP (Scwedt, 1993). Enfin, NH_4^+ a été dosé par colorimétrie grâce à la méthode de Koroleff (1979).

DEUXIEME PARTIE

ETUDE DES TRANSFERTS D'EAU

ANALYSE DES DONNEES EXPERIMENTALES

A - Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'estimer l'épaisseur de la lame d'eau qui s'infiltré à la base des différents ensembles d'horizons précédemment identifiés. Pour cela, nous avons utilisé la méthode du bilan hydrique (Daudet et Vachaud, 1977 ; Wagenet, 1986). Les différents termes de cette équation seront soit mesurés, soit calculés.

Deux méthodes de mesure de la teneur en eau ont été utilisées : la méthode neutronique et la méthode capacitive. Après une comparaison des résultats obtenus par ces deux méthodes, nous analyserons de manière succincte les différentes chroniques de mesure (pluie, teneur en eau et potentiel matriciel). Enfin, nous calculerons, pour chacun des suivis (91-92, 92-93 et 93-94) les quantités d'eau infiltrées à la base des ensembles limono-argileux supérieur et calcaire pulvérulent inférieur.

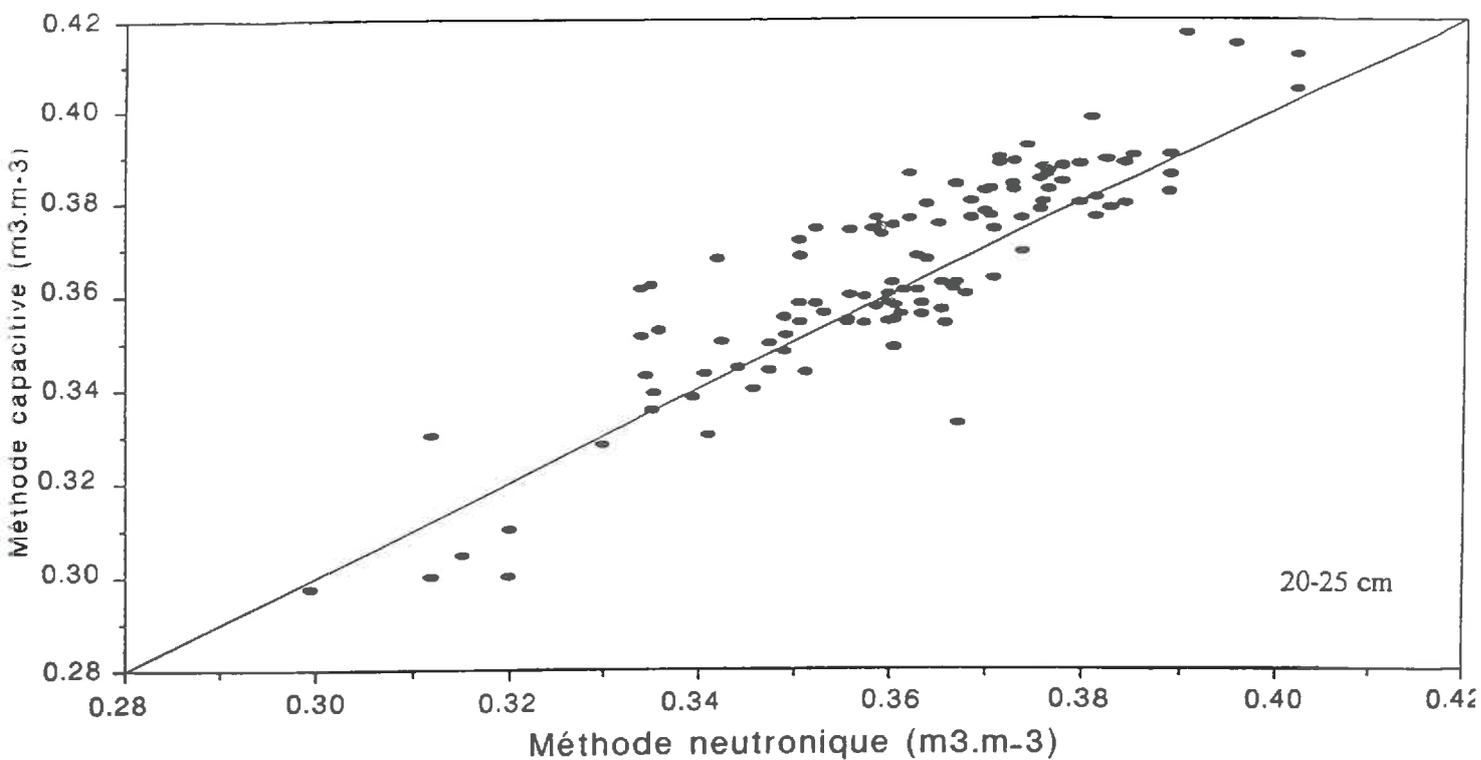


Figure 4.1 : Ecarts entre les teneurs en eau volumiques mesurées par la méthode neutronique, et celles issues de la méthode capacitive.

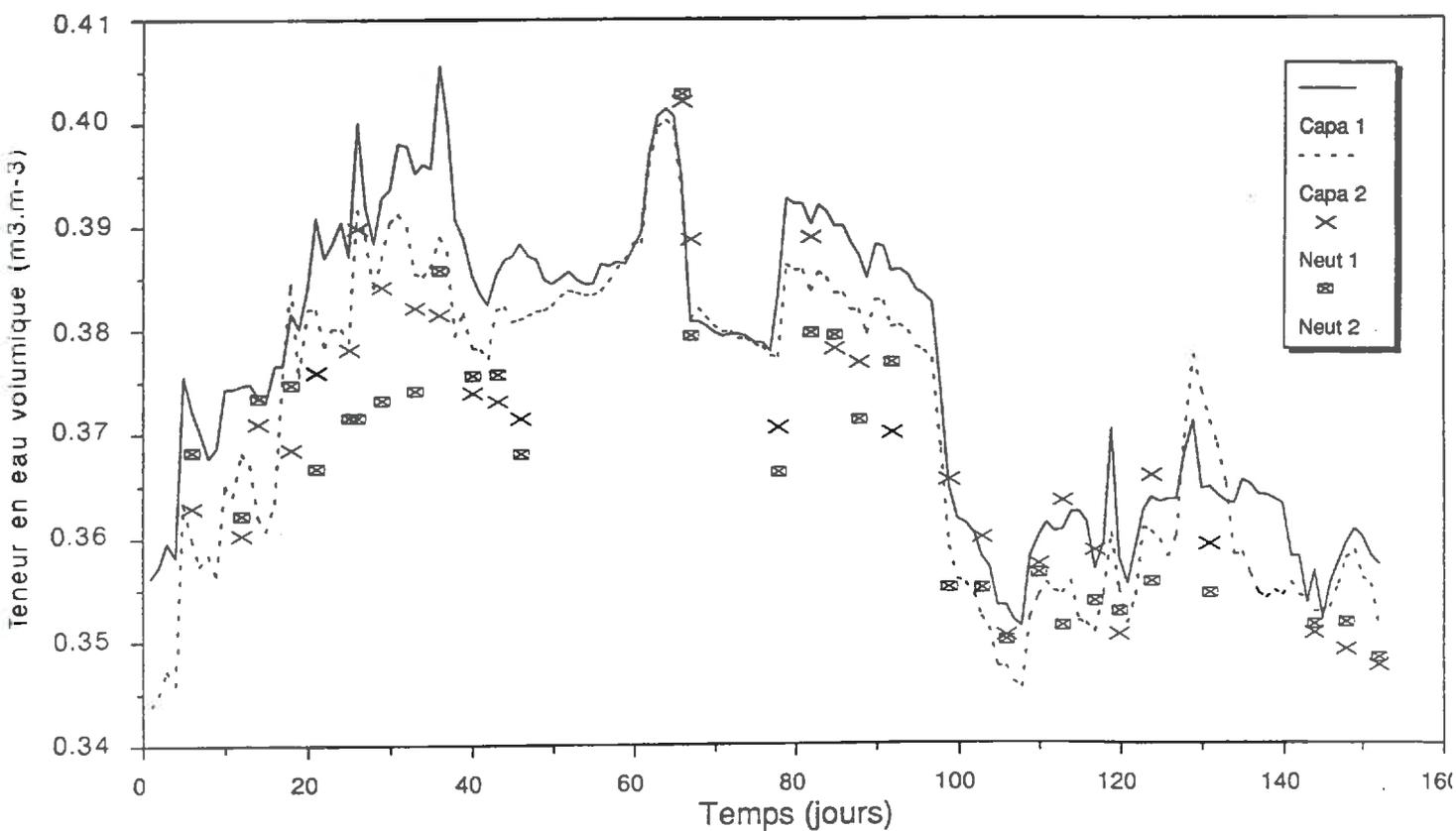


Figure 4.2 : Comparaison des chroniques de teneur en eau volumique mesurées par les méthodes capacitive et neutronique, au niveau de l'ensemble limono-argileux (20-25 cm de profondeur).

B - Comparaison des méthodes capacitive et neutronique

L'utilisation *in situ* et sur de longues périodes de mesure, de sondes capacitives n'étant pas encore, à notre connaissance, très répandue, nous avons procédé à une validation des résultats obtenus par la méthode capacitive en les comparant à ceux obtenus par une méthode plus "standard", car beaucoup plus fréquemment utilisée, comme la méthode neutronique.

La figure 4.1 présente la relation entre la teneur en eau (tous suivis confondus) mesurée par la méthode capacitive (Θ_{capa}) et la teneur en eau mesurée par la méthode neutronique (Θ_{neut}), par rapport à la première bissectrice, pour la couche 20-25 cm. Cette représentation graphique a été effectuée pour toutes les autres profondeurs de mesure. Les graphiques correspondant sont présentés en *annexe C*. Les résultats montrent que la relation entre les teneurs en eau mesurées par ces deux méthodes peut être considérée comme linéaire. Par ailleurs, on note que l'on a en moyenne 1,5 points de teneur en eau volumique de différence entre les deux méthodes de mesure (maximum 3,7 et minimum 0,2).

Par ailleurs, la figure 4.2 présente l'évolution temporelle de la teneur en eau, à 20-25 cm de profondeur lors du suivi 93-94, mesurée par les deux méthodes capacitive et neutronique. Nous avons fait figurer une répétition pour chaque méthode. Les résultats montrent que les variations de ces deux grandeurs sont tout à fait comparables.

Le tableau 4.1 présente les écarts quadratiques moyens (EQM) et les coefficients de corrélation entre les teneurs en eau volumiques mesurées par les deux méthodes. La valeur de l'EQM, plus élevée à 60-65 cm peut s'expliquer par la mauvaise relation d'étalonnage obtenue à cette profondeur en 92-93 (*cf. annexe B*). D'ailleurs, le coefficient de corrélation correspondant est très faible même s'il reste significatif au seuil 1 et 5%. Ceci montre l'importance d'effectuer un étalonnage rigoureux à chaque suivi ainsi que la dépendance étroite de cet étalonnage avec l'environnement du sol à proximité immédiate du capteur. Ces problèmes d'ordre méthodologique sont détaillés dans l'annexe B. Néanmoins, ce tableau montre que l'on a en moyenne 1,65 points de teneur en eau volumique, de différence entre ces deux méthodes.

Tableau 4.1 : Ecarts quadratiques moyens des teneurs en eau obtenues par les méthodes capacitive et neutronique

Profondeur (cm)	20-25	30-35	40-45	50-55	60-65	220-225
EQM (%)	1,51	1,25	1,66	1,47	2,35	0,81
Coeff. de corrél.	0,88	0,75	0,81	0,62	0,41	0,76
Nombre d'échantillons	118	118	118	63	63	77

Toutefois, ces résultats sont à relativiser étant donnée la faible gamme de teneur en eau concernée et qui est spécifique des suivis hivernaux. En effet, si l'on excepte le suivi 91-92, on travaille généralement dans une gamme de teneur en eau assez faible (entre 34 et 40%). Cela restreint la comparaison au domaine de teneur en eau pour laquelle elle a été effectuée. Par ailleurs, il faudra tenir compte des erreurs relatives à chaque méthode. Erreurs qui peuvent provenir des instruments de mesure, des relations d'étalonnage et de la variabilité spatiale de la teneur en eau. Ces calculs d'erreur seront développés ultérieurement.

D'autre part, deux tests de signification des différences enregistrées entre ces deux méthodes ont été utilisés. Le premier test consiste à comparer les valeurs moyennes obtenues pour chaque méthode alors que le deuxième consiste à comparer ces deux méthodes par couple de points. On teste l'hypothèse H_0 (à $n-1$ degré de liberté et au seuil de signification α , de 5% et 1%).

$$H_0 : \text{moyenne (capa.)} = \text{moyenne (neutron.)},$$

puis on réalise le calcul suivant :

$$t_{obs} = \frac{|\bar{x}_{capa} - \bar{x}_{neut}|}{\sqrt{\frac{SCE_d}{n(n-1)}}} \quad [4.1]$$

avec :

\bar{x}_{capa} : moyenne des teneurs en eau par méthode capacitive

\bar{x}_{neut} : moyenne des teneurs en eau par méthode neutronique

SCE_d : somme des carrés des écarts

n : nombre d'échantillons

L'hypothèse H_0 est rejetée si t_{obs} est supérieur ou égal à $t_{student}$. Les deux tests aboutissent au même résultat, à savoir que H_0 est acceptée dans tous les cas excepté pour la profondeur 60-65 cm. Ceci peut être expliqué par les relations d'étalonnage différentes obtenues à cette profondeur lors des suivis 92-93 et 93-94 (cf. Annexe B).

C - Analyse des chroniques de mesure

Après avoir présenté la pluviométrie lors des trois suivis, nous choisirons des chroniques tensiométriques et humidimétriques représentatives du comportement hydrique général, qui nous serviront de base à la discussion sur les modalités de transfert d'eau.

C.1 - Pluviométrie

Les trois séquences pluviométriques enregistrées en 91-92, 92-93 et 93-94 sont nettement différentes. Les pluies cumulées sont de 80 mm en 91-92, 270 mm en 92-93 et 357 mm en 93-94 (fig. 4.3). A noter que sur les 80 mm enregistrés en 91-92, 28 mm l'ont été pour le seul mois de mai. Compte tenu des conditions très défavorables à notre étude, nous avons procédé à un apport d'eau d'environ 90 mm en deux jours. Cette irrigation a eu lieu les 22 et 23/04/92 à raison d'environ 10 mm/h, dont 60 mm le 22 et 30 mm le 23. Cet apport d'eau s'est effectué au moyen d'une rampe d'aspersion oscillante, de 30 m de long, avec un rayon d'aspersion de 8 m. Seize petits pluviomètres avaient été installés de part et d'autre de cette rampe afin de contrôler l'uniformité de l'arrosage sur les différents dispositifs de mesure. La pluviométrie lors du suivi 92-93 a été mal répartie sur la période de mesure. Les intensités de pluie les plus fortes ont été enregistrées en début et fin de suivi. En 93-94, la pluviométrie a été beaucoup plus importante et plus homogène que lors des deux autres suivis.

Signalons, que les intensités de pluie lors de ces trois suivis sont en général comprises entre 1 et 2 mm/h et qu'elles n'ont jamais excédé les 4 mm/h.

C.2 - Chroniques des teneurs en eau et des potentiels matriciels

Lors de ces trois suivis, nous avons toujours enregistré des gradients de potentiels très faibles au niveau du limon argileux, et ce, dès le début d'hiver jusqu'à fin mai. Les plus forts gradients de potentiel sont en général enregistrés en début de suivi (fin novembre - début décembre). La figure 4.4 montre l'évolution des potentiels matriciels, au pas de temps horaire, au niveau des trois grands ensembles pour le début d'hiver 93-94 (du 07/12 au 27/12/93). On peut remarquer qu'au début du mois de décembre, le profil est humecté sur les 40 premiers centimètres de sol (potentiels matriciels à environ -100 cm). Alors que la base du limon argileux présente des potentiels beaucoup plus faibles (-400 à -500 cm). Dès la fin décembre, le profil se rehumecte sur toute l'épaisseur du limon argileux et ce, sous l'effet de pluies de très faibles intensités. Par la suite, les potentiels matriciels resteront, en général entre -200 et 0 cm et ce jusqu'au mois de mai. Ce comportement peut être considéré comme général pour tous les suivis.

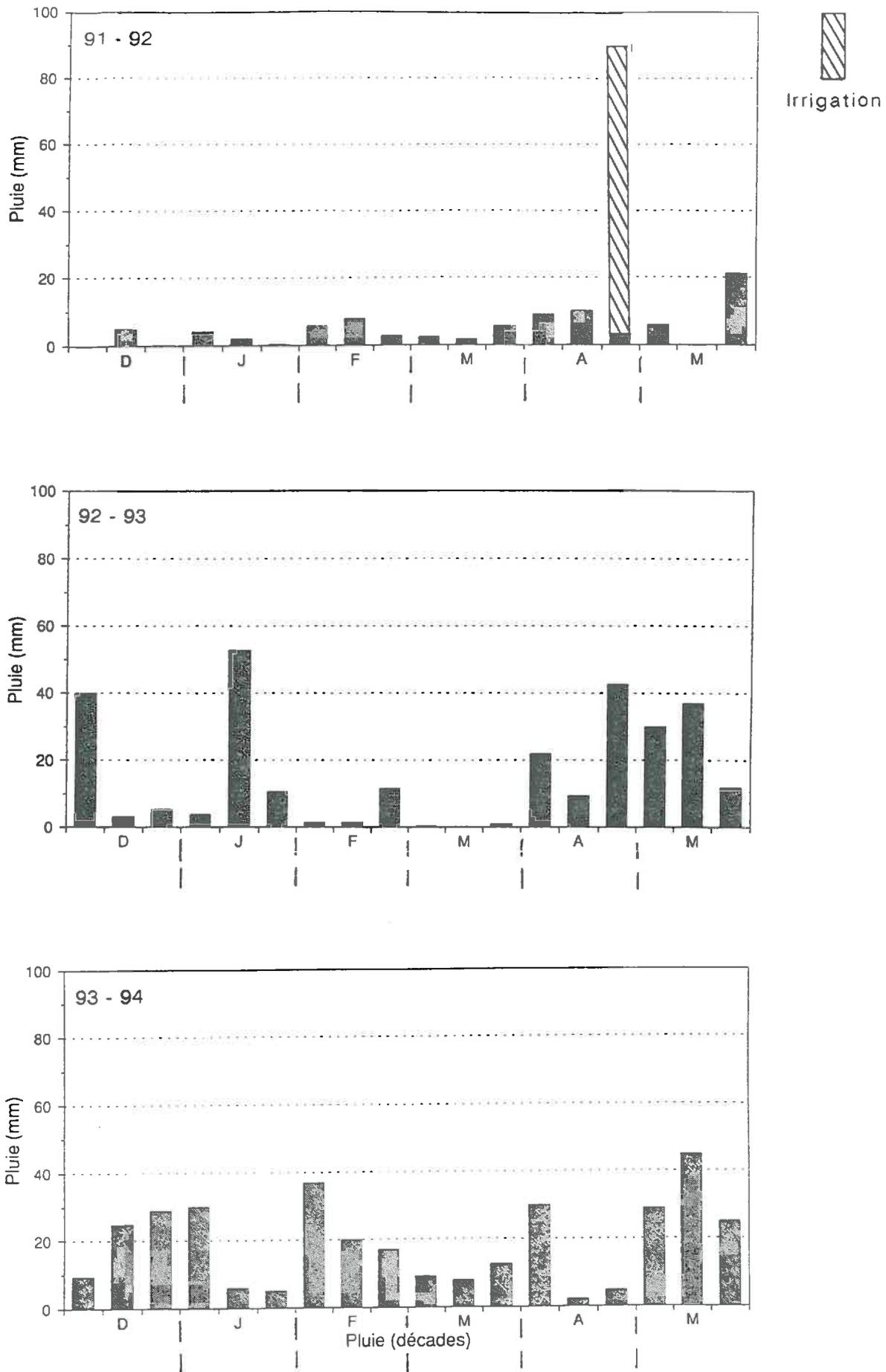


Figure 4.3 : Pluviométrie décadaire correspondant aux suivis 91-92, 92-93 et 93-94.

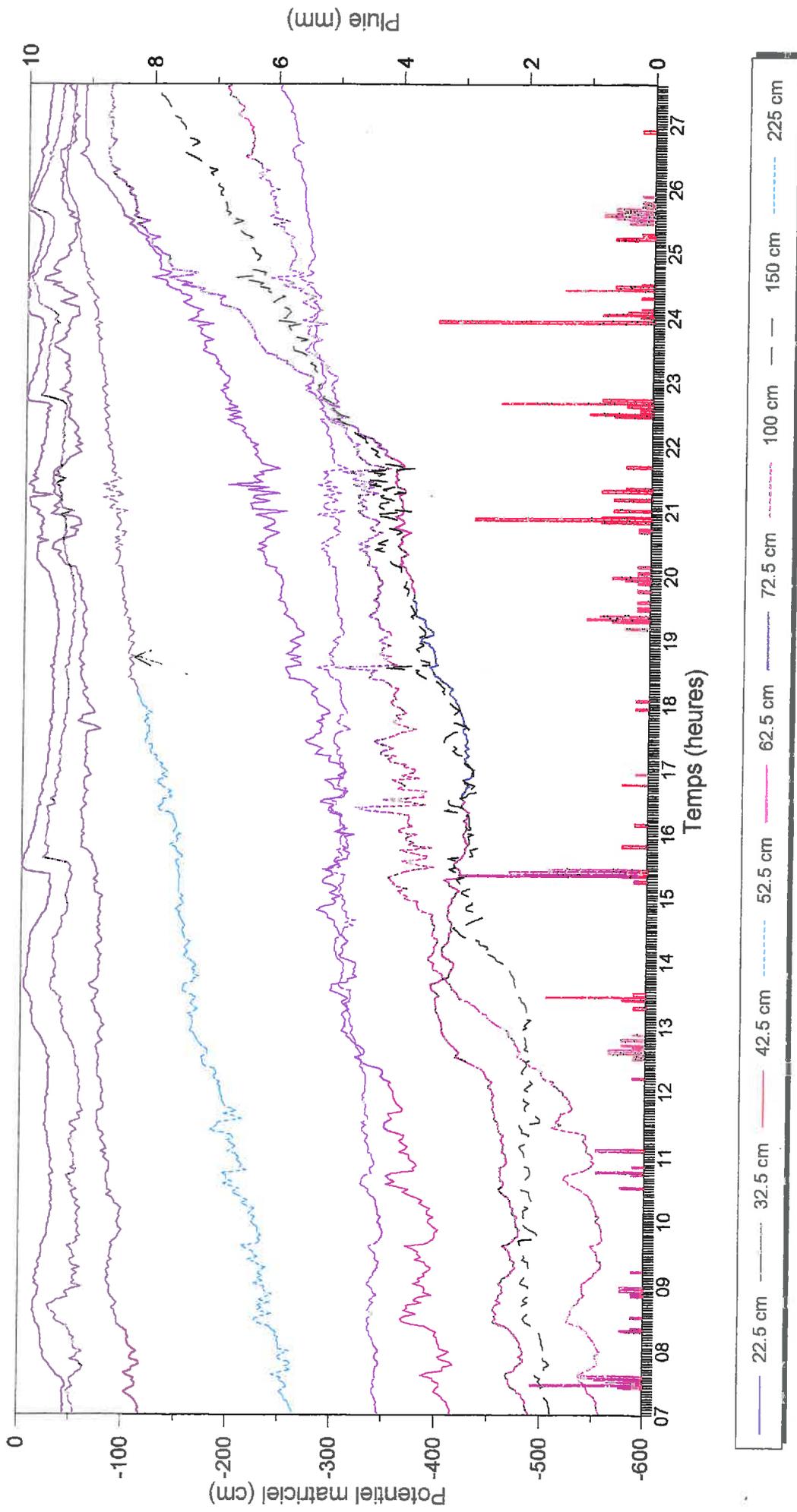


Figure 4.4 : Evolution du potentiel matriciel en début d'hiver et au niveau des trois ensembles d'horizons.

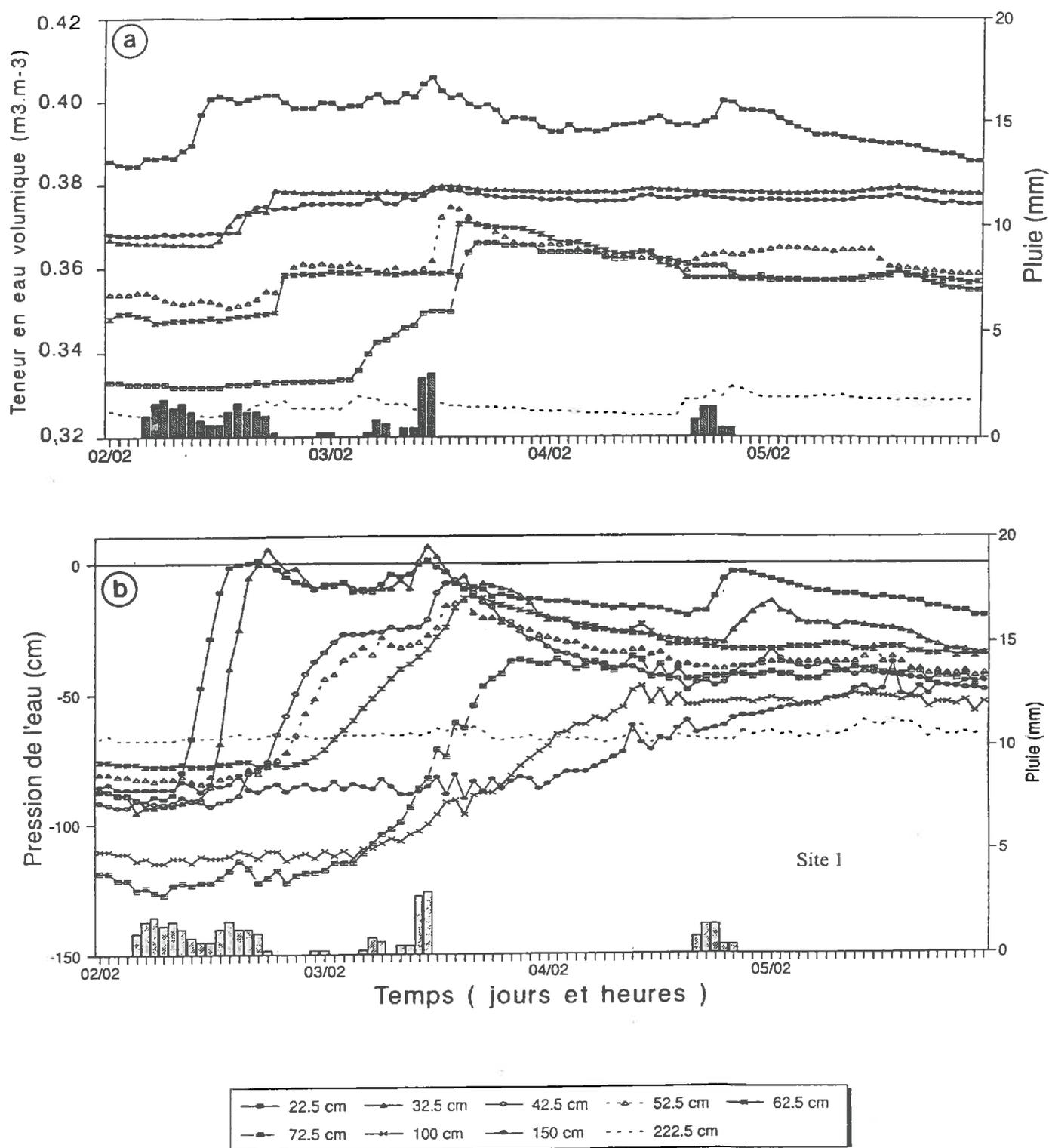


Figure 4.5 : Variations de la teneur en eau volumique (a) et du potentiel matriciel (b) au niveau des trois grands ensembles d'horizons. Chronique du 02 au 05/02/94.

Nous nous proposons dans ce qui suit d'effectuer une étude fine des réponses enregistrées pour chaque type de capteur de mesure, et de contrôler la cohérence de ces enregistrements par l'examen des chroniques de teneurs en eau et du potentiel matriciel. Enfin, nous déterminerons le sens des écoulements sur la base des profils de potentiel total. Pour cela nous avons choisi deux chroniques correspondant aux suivis 91-92 (22/04/92) et 93-94 (02/02/94). Ces chroniques correspondent à deux types de comportements hydriques suite à des événements pluvieux caractéristiques.

C.2.1 - Chronique du 02/02 au 05/02/94

La chronique du 02 au 05/02/94 montre une évolution de la teneur en eau et du potentiel matriciel qui est cohérente avec la profondeur et les pluies enregistrées (fig. 4.5). Cohérence d'abord, par rapport à l'événement pluvieux et ensuite par rapport à la profondeur d'installation. L'intensité des pluies est en moyenne de 1mm/h. L'état initial du sol le 02/02/94 n'est vraisemblablement pas très éloigné de la capacité au champ, avec des gradients de potentiels très faibles au niveau du limon argileux. Au cours de cette chronique on peut remarquer que l'eau ne se met pas en charge dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Les valeurs positives sont en effet très faibles et ne sont enregistrées que durant un temps trop court pour indiquer une mise en charge dans le système limono-argileux. On peut remarquer que le premier capteur, placé à 20-25 cm réagit environ 5 heures après le début de la pluie. Les autres capteurs placés à 10 cm de profondeur les uns des autres enregistrent successivement le passage de cette lame d'eau à 3-4 heures d'intervalle de temps. Puisque les chroniques de teneur en eau enregistrent des résultats comparables, on peut penser que ces transferts correspondent à de réels transferts de masse et pas simplement à un transfert de pression. On peut donc, à titre indicatif, procéder à une estimation des vitesses d'écoulement de cette eau. En effet, puisqu'il se passe environ 4 heures entre deux capteurs successifs, on peut évaluer cette vitesse à 25 mm/h. Cette valeur est évidemment spécifique de l'état hydrique étudié.

Les profils de potentiels total correspondant à cette chronique de mesure montrent que le sens d'écoulement est vertical et descendant ($\partial\Psi / \partial z < 0$) (fig. 4.6).

C.2.2 - Chronique du 22/04 au 25/04/92

La chronique du 22/04/92 présente un tout autre intérêt, dans la mesure où elle montre que le limon argileux, même soumis à des intensités de pluie élevées (≈ 10 mm/h, alors que pour la chronique précédente, 93-94, celle-ci était de ≈ 1 mm/h) infiltre la totalité de la lame d'eau sans qu'il y ait mise en charge significative dans le limon-argileux (fig. 4.7, a et b). Notons aussi que la quantité d'eau apportée est très supérieure aux précipitations habituellement enregistrées

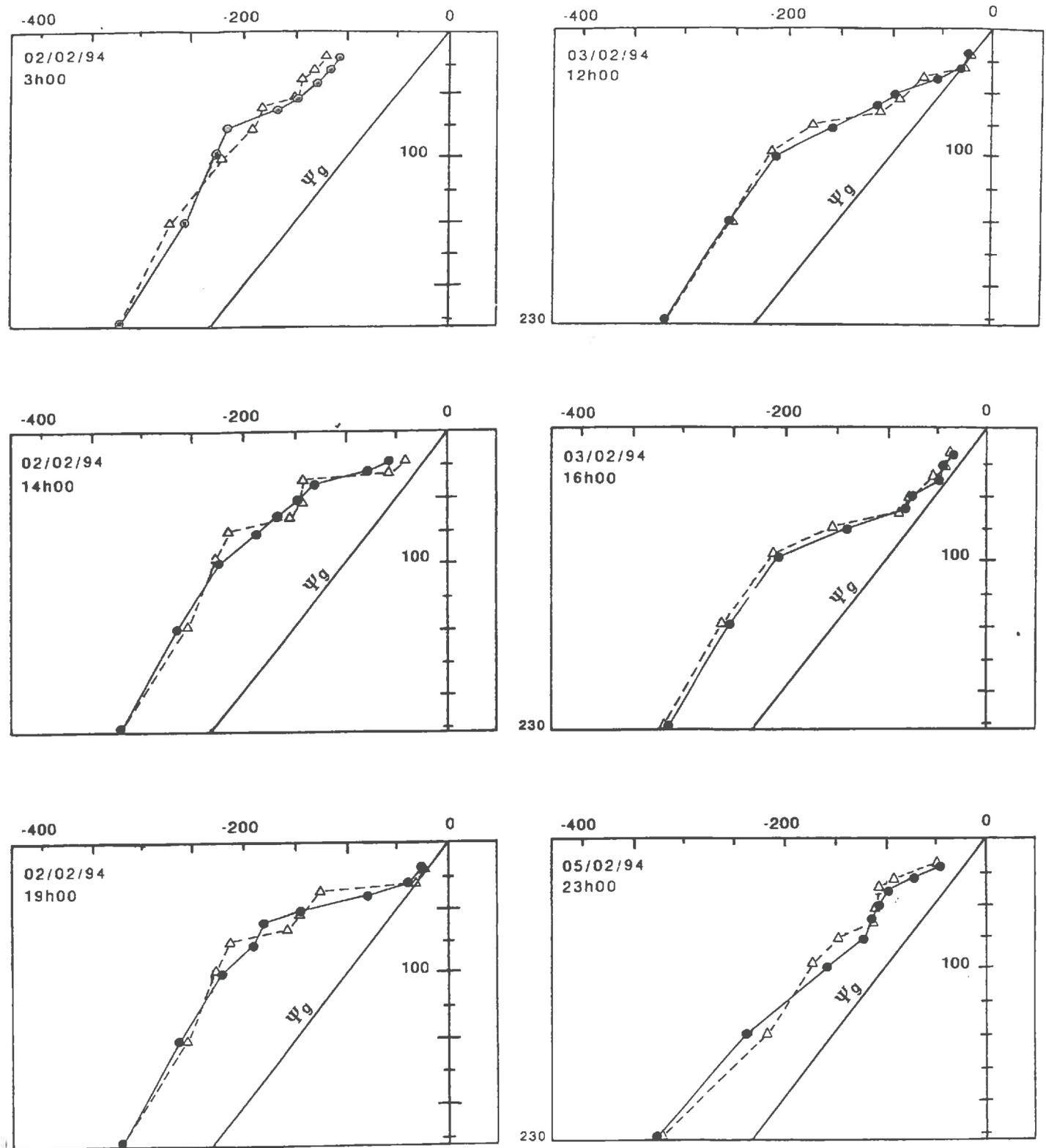


Figure 4.6 : Profils du potentiel total de l'eau correspondant à la chronique du 02 au 05/02/94. (—●— : site 1 ; ---▲--- : site 2).

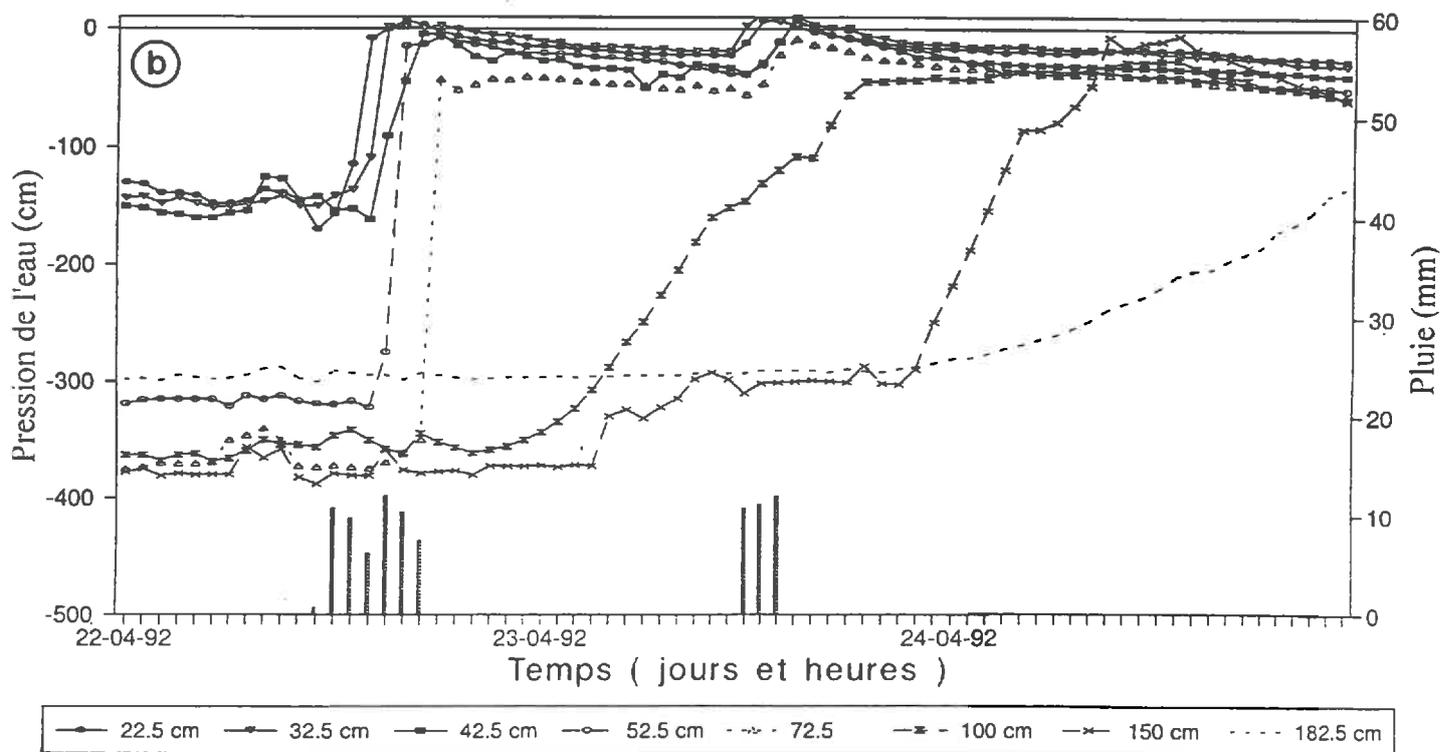
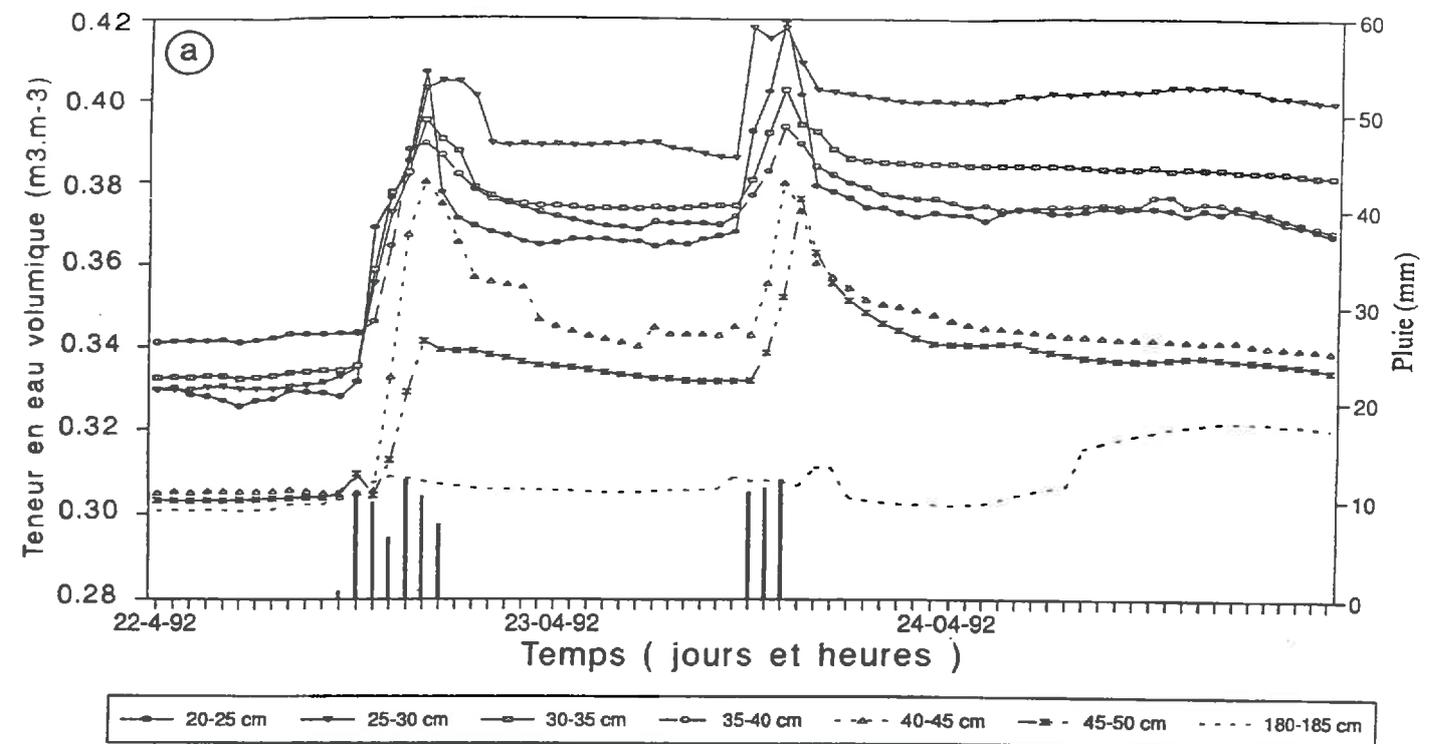


Figure 4.7 : Variations de la teneur en eau volumique (a), et du potentiel matriciel (b) au niveau des trois grands ensembles d'horizons. Chronique du 22 au 24/04/92.

dans la région durant la même période. On montre que pendant cette chronique les capteurs réagissent beaucoup plus rapidement, avec des "vitesses de transfert" dix fois supérieures à celles enregistrées pour la chronique de février 1994. Lors du premier apport d'eau, les gradients de potentiel entre le sommet et la base du limon argileux étaient plus élevés que lors de la chronique du 02/02/94, ce qui pourrait expliquer la différence entre les vitesses d'infiltration enregistrées pour ces deux chroniques. Cependant, avant le deuxième apport d'eau, les conditions de potentiel et de teneur en eau pour les deux situations décrites, 91-92 et 93-94, sont comparables. La seule différence se situe donc au niveau des intensités de pluie. On peut donc penser que ces transferts rapides ont pu se faire de façon préférentielle par la macroporosité. En effet, Bouma, (1990) souligne l'importance de l'intensité ainsi que de la quantité de pluie pour la détermination de ce type de phénomène dit "bypass flow" qui constitue un des trois types de circulations préférentielles décrites par Miyazaki (1993).

L'examen des profils de potentiel total et de teneur en eau (fig. 4.8 et 4.9) montre comment les transferts rapides d'eau s'effectuent lors de la chronique du 22/04/92. En effet, dès la fin du premier apport d'eau on remarque une annulation du gradient de potentiel au niveau de tout le limon argileux. Le tensiomètre placé à 70-75 cm (vraisemblablement dans les matériaux cryoturbés) a réagi au passage de cette lame d'eau sans toutefois que le potentiel s'annule. Les autres tensiomètres, plus profonds, n'ont à ce moment là pas encore été affectés par cette lame d'eau. Le lendemain, à 12h, juste avant le deuxième apport d'eau, la partie supérieure du profil de potentiel total (jusqu'à 75 cm) est parallèle au profil de potentiel gravitaire (profil de potentiel matriciel étant donc vertical) avec des gradients de potentiel total toujours < 0 , indiquant des transferts d'eau verticaux descendant. Après le deuxième apport d'eau (17 h) le potentiel total égale le potentiel gravitaire et ce jusqu'à 75 cm de profondeur. Le profil de potentiel total correspondant est à peu près vertical jusqu'à 75 cm de profondeur. Enfin, 40 heures après (25/04/94 à 10h) le profil se ressuyé en surface alors qu'en profondeur, le tensiomètre placé dans le calcaire pulvérulent enregistre une augmentation du potentiel matriciel. Les profils de teneurs en eau montrent que c'est à partir du 25/04/92, soit 54 heures après le début de la première irrigation, que la lame d'eau atteint le calcaire pulvérulent sous-jacent (fig. 4.9).

Nous verrons dans ce qui suit comment évaluer ces quantités d'eau infiltrées jusqu'au calcaire pulvérulent.

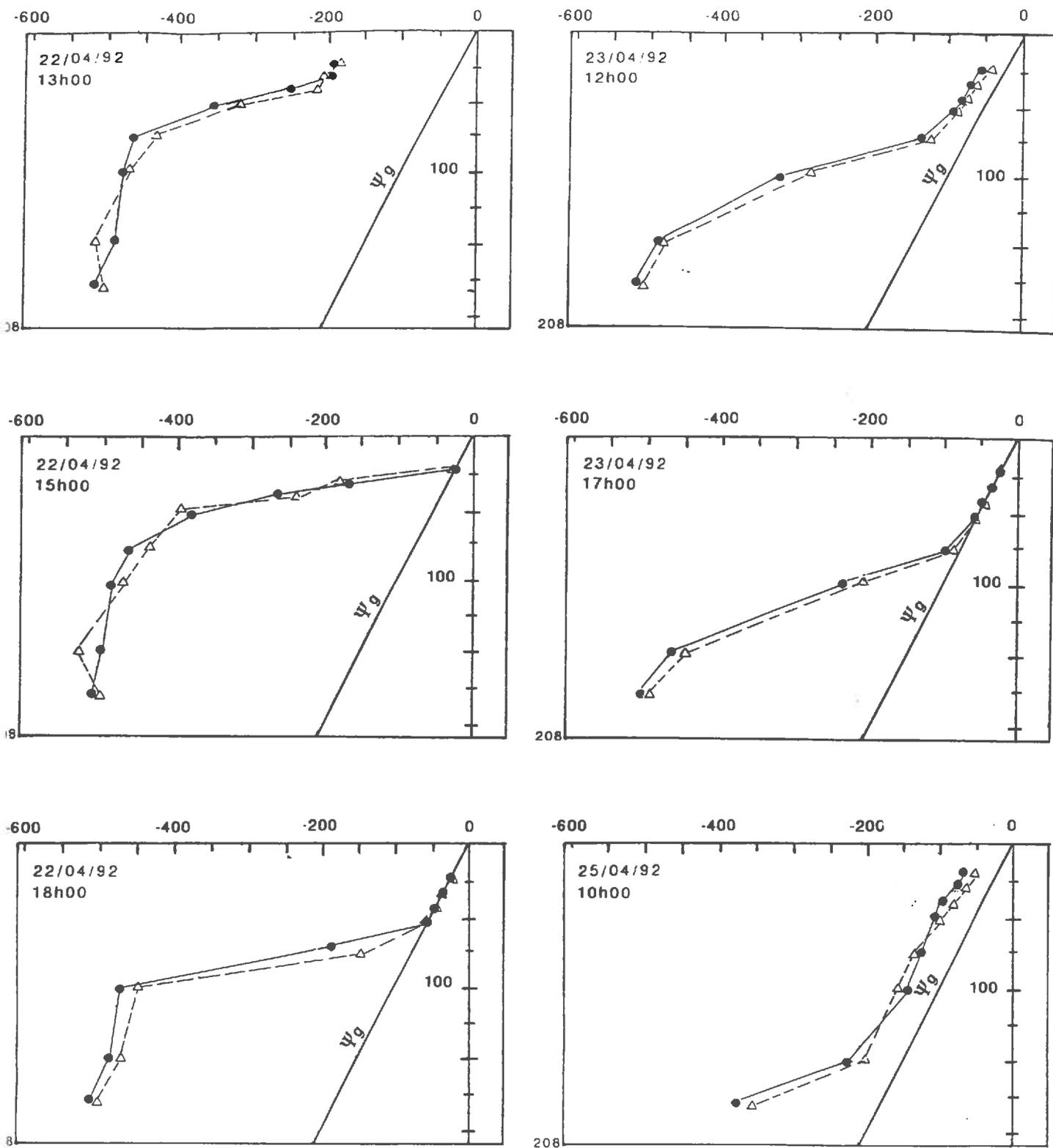


Figure 4.8 : Profils du potentiel total de l'eau correspondant à la chronique du 22 au 24/04/92. (—●— : site 1 ; ---△--- : site 2).

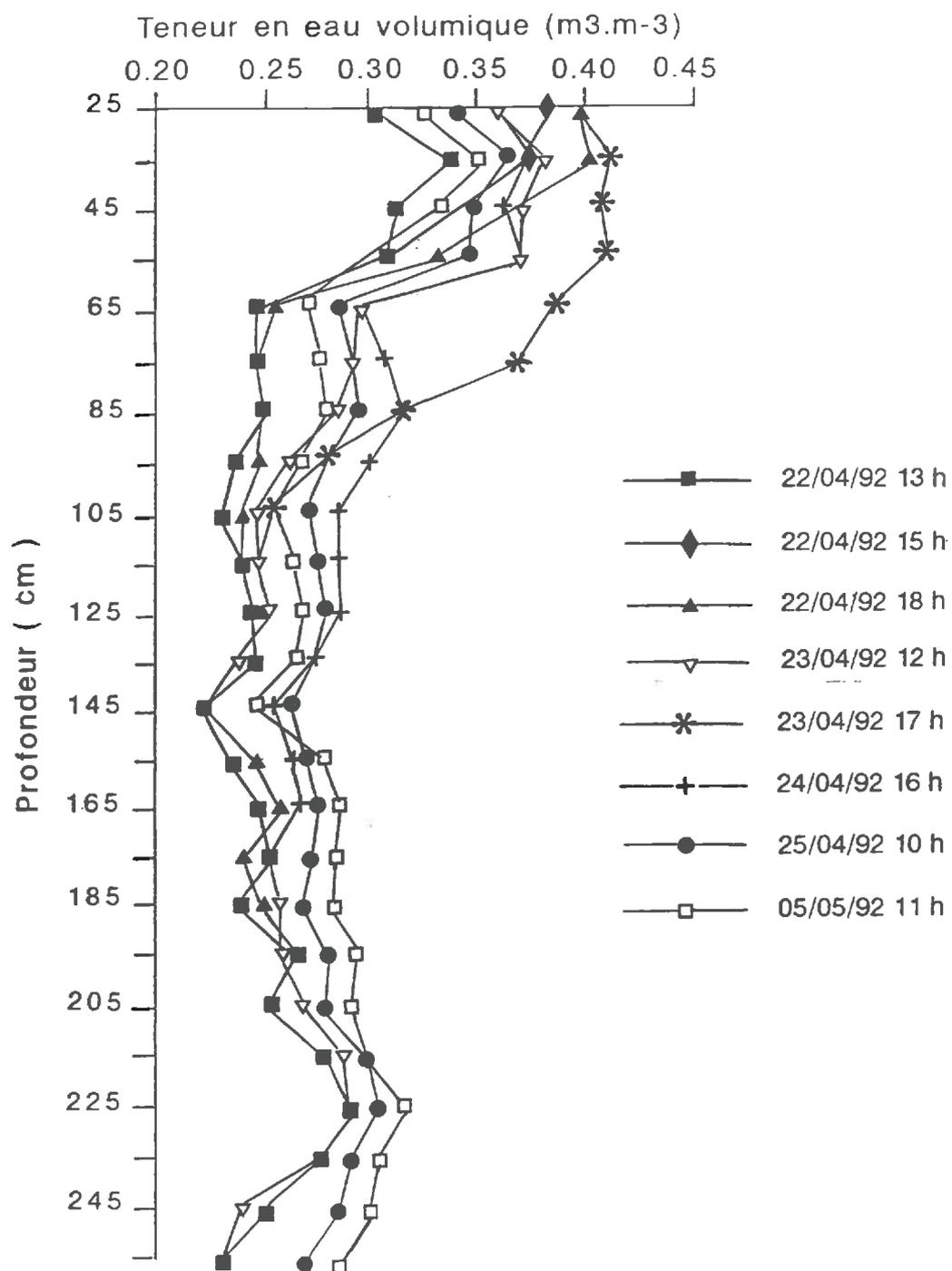


Figure 4.9 : Profils de teneur en eau volumique correspondant à la chronique du 22/04 au 05/05/92.

D - Estimation des flux d'eau par la méthode du bilan hydrique

Le principe de cette méthode et la signification des différents paramètres qui la constituent ont déjà été présentés dans le chapitre II. Les valeurs des différentes grandeurs sont associées à un pas de temps (Δt) qui est fonction de la fréquence des mesures. Pour le sol étudié, nous pouvons aisément négliger les termes de ruissellement ainsi que la composante latérale du drainage. Le terme irrigation (apport d'eau artificiel) n'intervenant que dans le suivi 91-92. L'équation [2.1] (cf. chapitre II) se réduit alors à l'expression suivante :

$$Q_z = P - ETR - \Delta S \quad [4.2]$$

D.1 - Mode de détermination des différents paramètres

La pluie est mesurée grâce à un pluviomètre à augets basculeurs. Les variations de stock hydrique sont déterminées par la méthode neutronique et par la méthode capacitive. Avec le dispositif expérimental utilisé, le terme ETR doit en revanche être calculé. Les méthodes disponibles pour calculer l'ETR sont nombreuses (Sharma, 1985). Celles-ci peuvent être directes, comme lors de l'utilisation de cases lysimétriques (Cales, 1982) ou des dispositifs micrométéorologiques (Perrier *et al.*, 1975). Elles peuvent aussi être indirectes, à partir de l'équation du bilan hydrique (Daudet et Vachaud, 1977 ; Vachaud *et al.*, 1978 ; Vauclin et Vachaud, 1978 ; Bertuzzi *et al.*, 1994), ou encore à partir de modèles empiriques ou semi-empiriques (Choisnel, 1985 ; Brisson et Perrier, 1991). Dans le cas de notre étude, nous n'avons pas installé de dispositif de mesure directe de l'ETR. En revanche, nous avons utilisé un certain nombre de méthodes indirectes dont les principes ont été exposés dans le chapitre II. Dans cette partie, nous avons choisi d'utiliser l'ETR issue du modèle BYM (cf. chapitre II). Nous discuterons du choix de l'ETR BYM dans le chapitre VI.

D.2 - Estimation des lames d'eau infiltrées

Ayant défini tous les éléments nécessaires à l'application de l'équation du bilan hydrique, nous pouvons procéder à l'estimation des quantités drainées à travers les trois grands ensembles. Les calculs ont pu être effectués à la fois à des pas de temps courts (horaire ou journalier) mais aussi à des pas de temps plus longs, c'est-à-dire au pas de temps des mesures neutroniques. Dans cette partie, nous analyserons les variations des flux instantanés et cumulés à la fois à la base du limon argileux mais aussi du calcaire pulvérulent inférieur.

D.2.1 - Analyse des flux instantanés

Les flux instantanés à différentes profondeurs du limon-argileux et au cours des trois suivis successifs sont présentés sur les figures 4.10, 4.11 et 4.12. Les calculs ont été effectués à partir des données neutroniques. Ces résultats montrent que lors de ces trois périodes de suivis les sols restent principalement en phase de drainage. Par ailleurs, la majeure partie de la lame d'eau pluviométrique (en moyenne entre 70 et 80%) se retrouve à la base du limon-argileux. Ce qui indique une perméabilité élevée du limon-argileux.

D'autre part, on peut noter qu'avec le pas de temps utilisé pour ces calculs (de l'ordre de 3 à 4 jours en général), on n'enregistre que très rarement de différence nette de flux en fonction de la profondeur. Les seules exceptions sont les cas où les pluies sont importantes et (ou) le pas de temps est faible (par exemple sur la figure 4.10, les 22 et 23/04/92 ou encore, la figure 4.11, les 11 et 12/01/93). Il est vraisemblable que, les transferts s'effectuant rapidement, le pas de temps utilisé est trop long pour rendre compte d'éventuelles différences de flux entre les différentes profondeurs du limon-argileux. Par conséquent, nous avons voulu savoir si un calcul à un pas de temps plus court permettrait de mieux suivre les cinétiques de transfert d'eau. Pour illustrer ceci, nous avons choisi la chronique du 02 au 05/02/94. Le calcul a été effectué au pas de temps horaire. Les teneurs en eau utilisées proviennent des mesures capacitives et l'interpolation de l'ER, au pas de temps horaire, a été effectuée sur la base des données de rayonnement global (R_g) en se donnant la loi de répartition, tel que :

$$k_i = \frac{R_{gi}}{R_{gj}} \quad \text{et} \quad R_{gj} = \sum_{i=1}^{24} R_{gi} \quad \text{ce qui permet d'obtenir l'ER horaire :}$$
$$[ER]_i = k_i ER_j$$

avec :

R_{gi} : Rayonnement global horaire

R_{gj} : Rayonnement global journalier

ER_i : Evaporation réelle horaire

ER_j : Evaporation réelle journalière

k_i : Coefficient multiplicatif

Les résultats montrent qu'au pas de temps horaire, on arrive à mieux distinguer les réponses à 25 et à 65 cm (fig 4.13). Toutefois il n'y a pas de décalage important entre ces deux courbes ce qui confirme les résultats déjà obtenus et renforce l'idée que ces transferts s'effectuent de manière très rapide dans le limon-argileux.

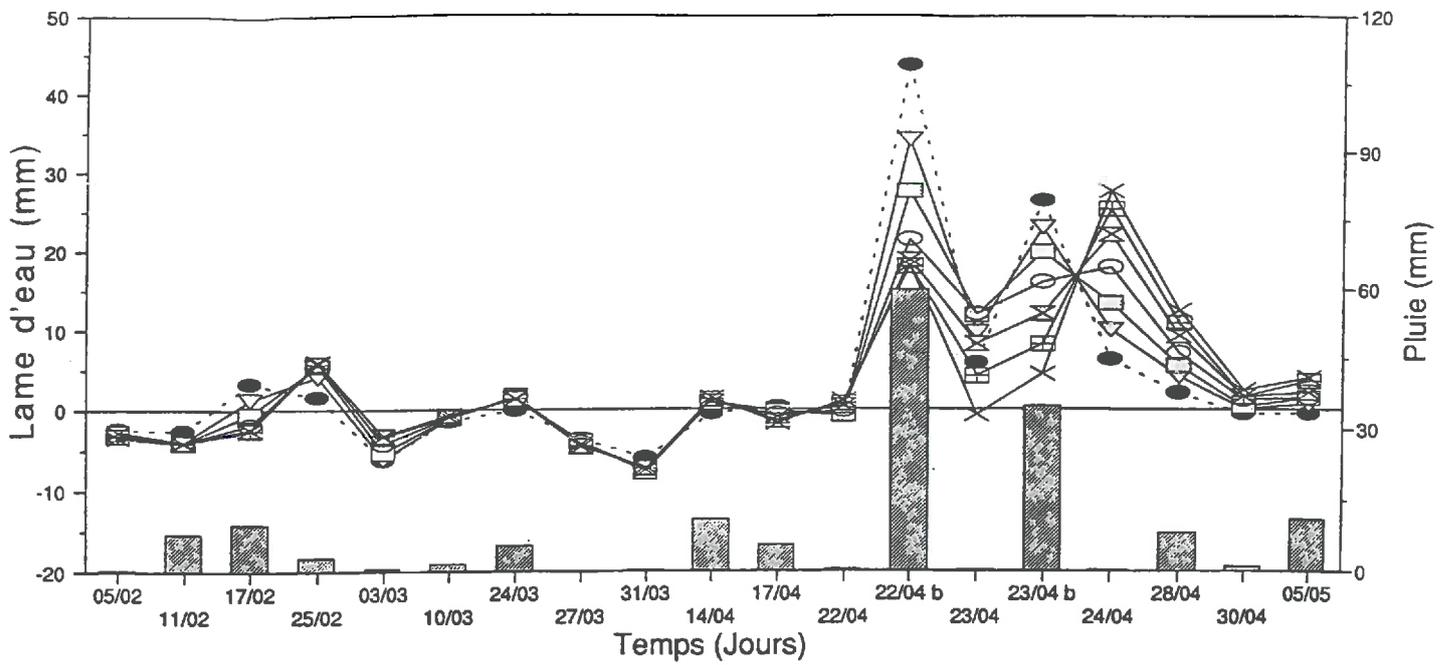
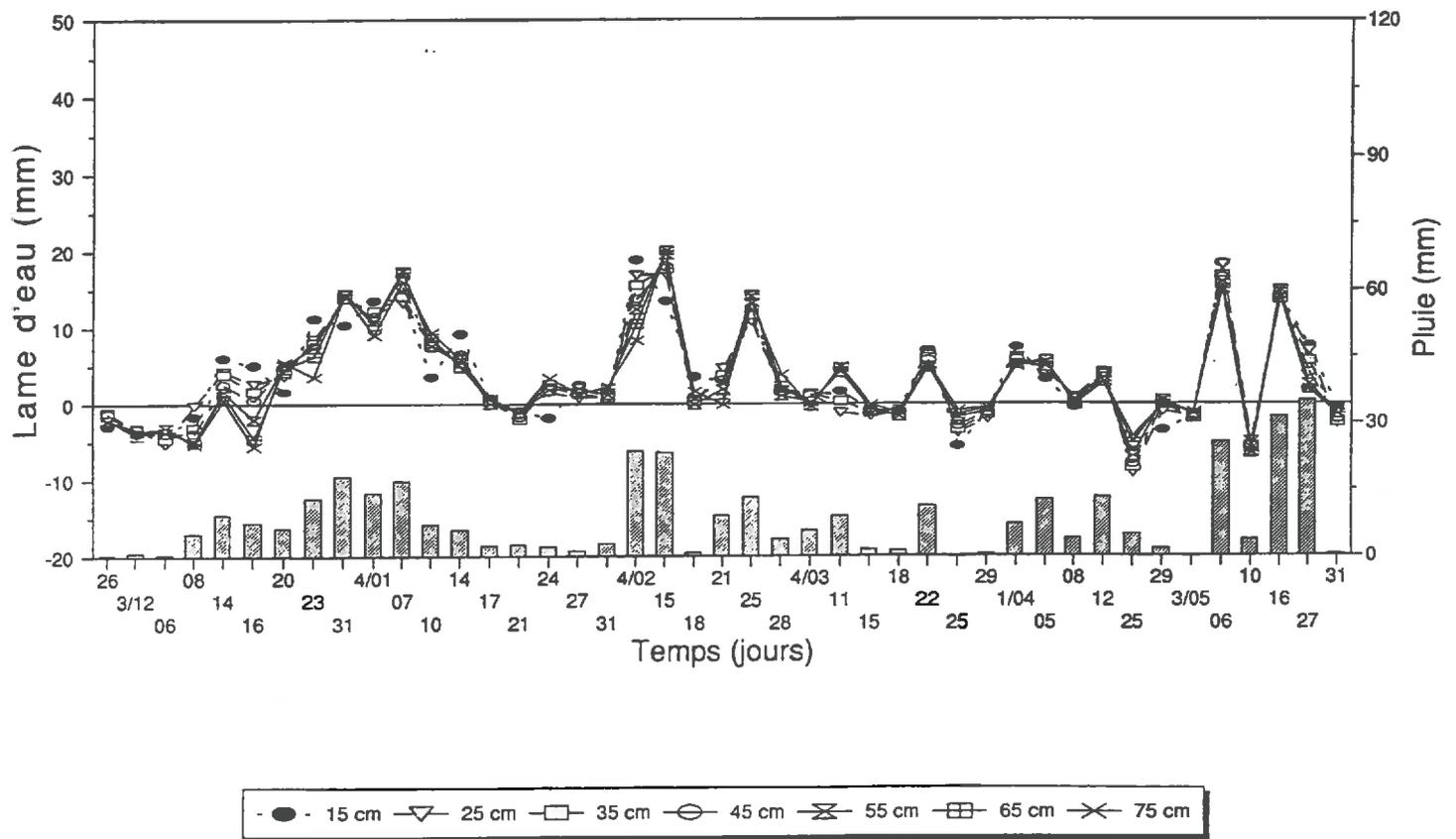


Figure 4.10 : Chroniques des flux d'eau aux différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 91-92 (tube neutron n° 1).



- ● - 15 cm - ▽ - 25 cm - □ - 35 cm - ○ - 45 cm - ✕ - 55 cm - ⊞ - 65 cm - ✕ - 75 cm

Figure 4.11 : Chroniques des flux d'eau aux différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 92-93 (tube neutron n° 2).

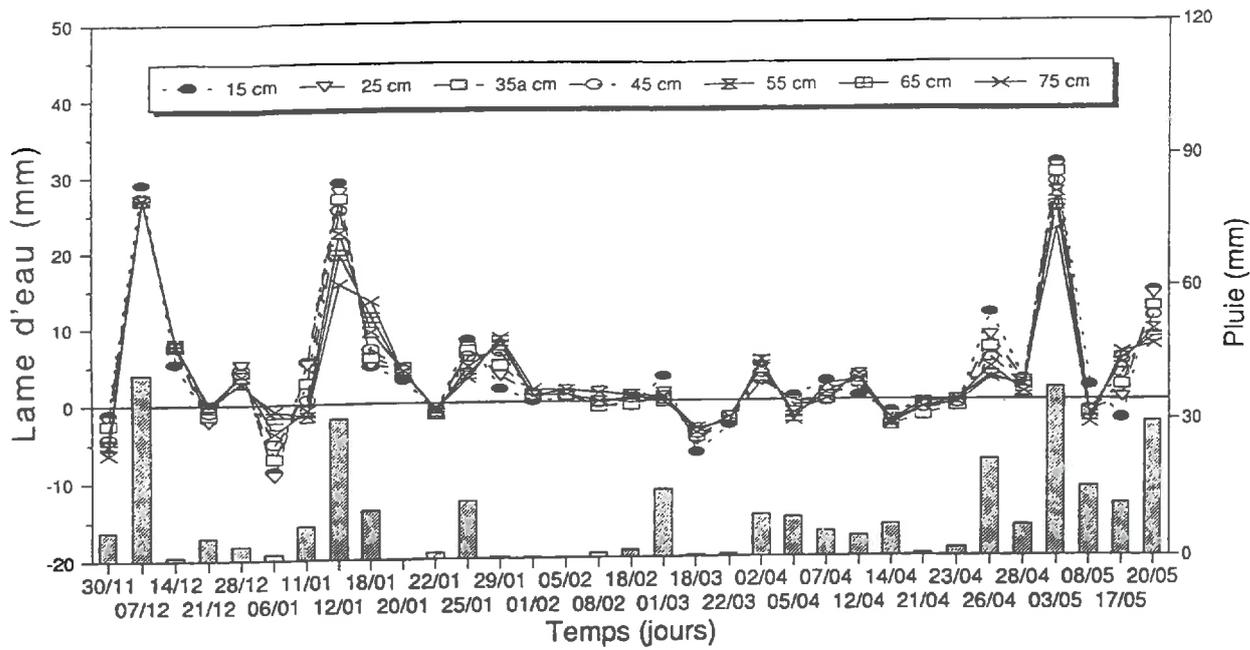


Figure 4.12 : Chroniques des flux d'eau aux différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 93-94 (tube neutron n° 2).

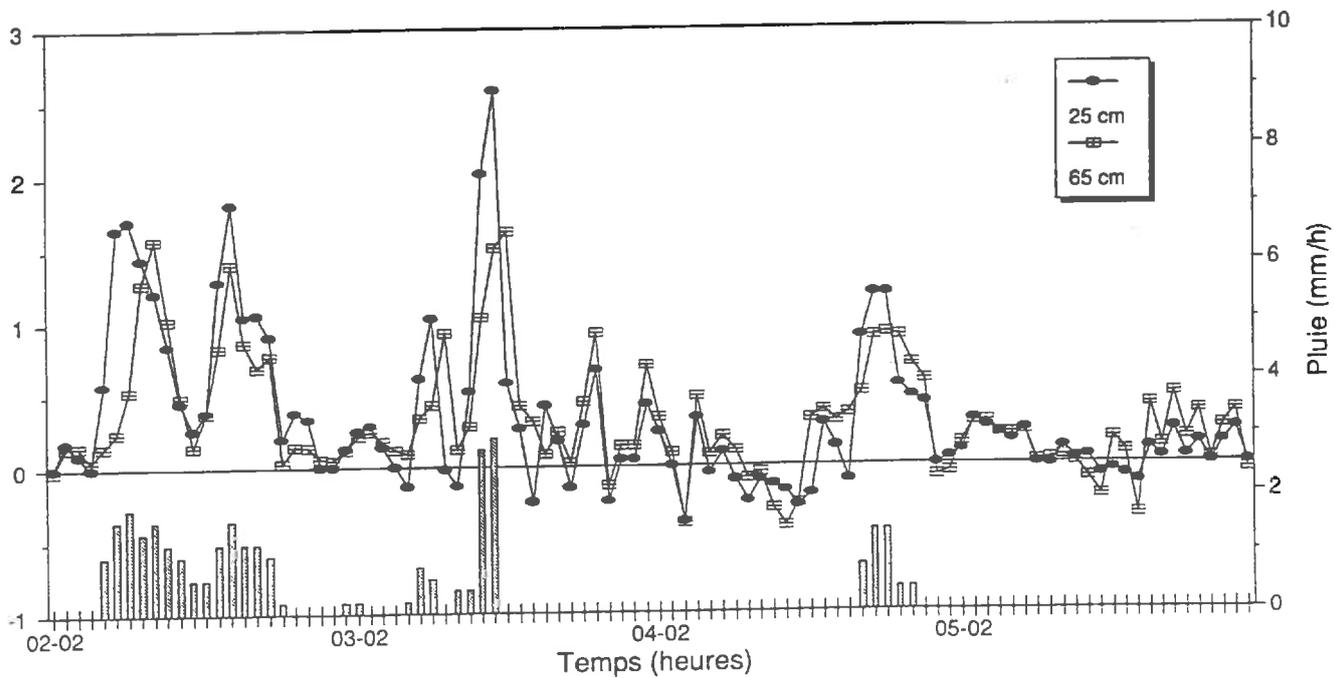


Figure 4.13 : Evolution temporelle du flux d'eau, au pas de temps horaire. Mesures de teneur en eau volumique effectuées par la méthode capacitive. Chronique du 02 au 05/02/94.

D.2.2 - Analyse des flux cumulés

Un récapitulatif des principaux résultats est présenté dans le tableau 4.2. Les calculs des quantités d'eau à la base du limon argileux ont été effectués pour une épaisseur de 65 cm pour les suivis 92-93 et 93-94 et de 45 cm pour le suivi 91-92 (car l'épaisseur du sol est différente). Pour la méthode capacitive, ces calculs ont été effectués au pas de temps journalier. Par ailleurs, on montre que sans l'apport d'eau lors de l'irrigation (91-92), le limon argileux serait déficitaire d'environ 30 mm. D'autre part, la faible différence observée entre les répétitions (différents tubes d'accès à une sonde à neutrons) est un argument supplémentaire en faveur de l'homogénéité du système.

Notons que les résultats obtenus par les deux méthodes neutronique et capacitive sont peu différents. Toutefois, on remarque qu'en 91-92 et 92-93 les flux cumulés mesurés par la méthode capacitive sont inférieurs par rapport à ceux mesurés par la méthode neutronique. Ceci peut être expliqué par le fait que les premières mesures effectuées pour les méthodes neutronique et capacitive sont respectivement à 15 et 20-25 cm. Puisque cette mesure est attribuée à l'ensemble de la couche 0-15 cm dans le premier cas, et 0-25 cm dans le second, l'approximation conduit à sous-estimer les quantités d'eau infiltrées. L'incidence de cette approximation est plus importante dans le cas de la méthode capacitive. Cependant, on peut noter qu'en 93-94 les deux méthodes donnent des résultats beaucoup plus comparables, en valeurs relatives. Ceci est vraisemblablement dû au fait que 93-94 étant une année très pluvieuse, l'approximation effectuée a moins de conséquence sur le calcul des flux.

Par ailleurs, on note que lors de ces trois suivis, le calcaire cryoturbé intermédiaire retient une partie non négligeable de l'eau qui s'infiltré à la base du limon-argileux. Enfin, on peut considérer que les flux d'eau cumulés observés à la base du calcaire pulvérulent constituent la recharge de la nappe, étant donné la perméabilité des formations calcaires de Beauce.

Tableau 4.2 : Présentation des quantités d'eau drainées à la base du limon argileux et de tout le système T1, T2 et T3 (T1, T2 et T3 représentent les tubes d'accès à la sonde à neutrons et capa., la méthode capacitive)

Suivi	Date	Pluviométrie	Irrigation	Drainage à la base du limon argileux (mm)				Drainage à la base du calcaire pulvérulent (mm)		
				T1	T2	T3	capa.	T1	T2	T3
91-92	05/02 au 05/05/92	61	93	65	55	60	48	28	22	30
92-93	01/12/92 au 20/05/93	270	-	128	135	-	112	65	68	-
93-94	01/12/93 au 31/05/94	357	-	167	170	155	180	125	130	120

E - Conclusion

Les calculs des flux hydriques obtenus en utilisant les teneurs en eau issues de la méthode capacitive sont comparables à ceux obtenus par la méthode neutronique, particulièrement pour le suivi 93-94. Toutefois, la discussion sur les écarts entre les résultats obtenus par les deux méthodes ne peut se faire que si l'on connaît les incertitudes relatives à chacune des deux mesures. C'est ce que l'on se propose de faire dans le chapitre suivant (chapitre V).

La comparaison entre ces deux méthodes, neutronique et capacitive, montre que cette dernière pourrait constituer dans l'avenir une bonne alternative aux méthodes nucléaires classiques et plus particulièrement à la méthode neutronique. Notre étude montre néanmoins, qu'à l'heure actuelle, l'utilisation de sondes capacitives pendant de longues périodes de suivi *in situ* doit encore s'effectuer en se donnant les moyens de réaliser des contrôles à l'aide d'une autre méthode de mesure de la teneur en eau du sol. Les problèmes liés à la mesure capacitive sont détaillés dans l'annexe B.

D'autre part, cette étude montre qu'en période hivernale, le drainage constitue le régime d'écoulement principal au niveau des trois grands ensembles étudiés. Sur la base des chroniques présentées, nous avons noté que la composante principale du drainage est verticale. L'étude de ces chroniques nous a permis de constater que les transferts d'eau s'effectuent de façon très rapides au niveau de ces trois grands ensembles. Nous avons pu constater lors de ces suivis que l'étude des transferts d'eau dans les matériaux cryoturbés est difficile à réaliser du fait de l'hétérogénéité des matériaux et de l'absence de matrice de sol, particulièrement en dessous de

la dernière génération de poches de cryoturbation. En effet, nous pensons que dans cet ensemble, l'eau ne peut être retenue que par les poches de cryoturbation directement en contact avec l'ensemble limono-argileux supérieur.

Nous n'avons jamais enregistré une mise en charge dans l'ensemble limono-argileux (les valeurs de potentiels matriciels nulles n'ont d'ailleurs été enregistrées que sur de courtes périodes, de l'ordre de quelques heures), ce qui indique que la perméabilité de cet ensemble est élevée. D'ailleurs, on montre que durant ces trois suivis, la teneur en eau volumique maximale enregistrée, n'a jamais excédé 42 %, alors que la porosité totale (qui constitue une estimation théorique de la teneur en eau à saturation) est de 47%. On peut donc dire qu'il reste toujours une partie de la porosité occupée par l'air. D'autre part, l'étude des flux instantanés a montré que les transferts d'eau s'effectuent de façon très rapide.

INCERTITUDES SUR LES GRANDEURS PHYSIQUES

A - Introduction

Lors du chapitre précédent, nous avons discuté les variations des deux grandeurs principales régissant l'état hydrique d'un sol : la teneur en eau et le potentiel de l'eau. Puis, nous avons analysé les différents termes du bilan hydrique et estimé les quantités d'eau infiltrées à la base des différents ensembles d'horizons qui constituent le sol. Toutefois, l'estimation des différentes grandeurs étant toujours réalisée avec une certaine incertitude, il est nécessaire de déterminer les précisions qui sont inhérentes à chacune de ces grandeurs.

Nous nous proposons dans ce chapitre de procéder à une analyse détaillée des incertitudes en deux étapes. Dans une première étape, nous analyserons les incertitudes liées aux grandeurs physiques mesurées que sont la teneur en eau, la densité apparente et le potentiel de l'eau. Ensuite, nous évaluerons les incertitudes liées aux grandeurs calculées que sont le stock, la variation de stock, l'évaporation réelle et la lame d'eau infiltrée.

B - Incertitudes liées aux mesures in situ des différentes grandeurs physiques

Dans tout ce chapitre nous utiliserons souvent les deux relations suivantes :

- la loi de composition des variances qui s'écrit :

$$s^2(Y) = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial Y}{\partial X_i} \right)^2 s^2 X_i + \sum_{i=1}^n \sum_{(j \neq i)=1}^n \left(\frac{\partial Y}{\partial X_i} \right) \left(\frac{\partial Y}{\partial X_j} \right) s_{ij} \quad [5.1]$$

avec :

Y : grandeur calculée

$s^2(Y)$: variance de Y

X_i et X_j : variables intervenant dans le calcul de Y.

s_{ij} : covariance des variables X_i et X_j

Rappelons que le carré de la dérivée partielle constitue la sensibilité de Y à la variance expérimentale ($s^2 X_i$) de chacun des X_i .

- et le calcul de l'incertitude relative, qui sera effectuée de la manière suivante :

$$I.R = \frac{2 s(Y)}{Y} 100 \quad [5.2]$$

$s(Y)$: Ecart-type de Y.

B.1 - Humidimétrie neutronique

Les mesures d'humidimétrie neutronique sont sujettes à diverses sources d'erreurs, lesquelles peuvent être liées à l'étalonnage, aux instruments de mesure (vieillessement des composants électronique) ou encore à la variabilité spatiale de la teneur en eau. De nombreux travaux existent sur l'estimation des erreurs lors d'utilisation d'humidimètre neutronique (Moutonnet *et al.*, 1983 ; Vauclin *et al.*, 1984 ; Haverkamp *et al.*, 1984 ; Bertuzzi *et al.*, 1987 ; Poss, 1991 ; Vandervaere *et al.*, 1994). Il ressort de ces études que l'erreur due à l'étalonnage constitue le facteur prépondérant.

L'étalonnage des humidimètres neutroniques peut se faire soit de façon gravimétrique, c'est-à-dire en faisant correspondre les comptages (N) effectués sur le terrain aux humidités pondérales déterminées par pesées après séchage à l'étuve et mesure de la densité sèche correspondante. Ce type d'étalonnage nécessite de travailler sur une large gamme de teneur en

eau et les résultats obtenus sont très dépendants de la variabilité spatiale de la teneur en eau dans le sol étudié. La majorité des calculs d'erreurs publiés concerne, à notre connaissance, ce premier type d'étalonnage. Le deuxième type d'étalonnage consiste à déterminer les constantes neutroniques, à partir des coefficients d'absorption et de diffusion neutronique du sol, et ce pour chaque horizon identifié (Couchat, 1974). C'est ce dernier type d'étalonnage que nous avons utilisé.

La relation entre le comptage neutronique et l'humidité peut s'écrire :

$$\Theta_i = a r_i + b \quad [5.3]$$

Θ_i représente la teneur en eau volumique du sol, et r_i le résultat du comptage neutronique [$r_i = (N_i / N_0) * 1000$]. a et b sont les paramètres de cette relation linéaire, qui n'est autre qu'une forme simplifiée de l'équation [3.2] (cf. chapitre III) :

$$r_i = (\alpha d_s + \beta) \Theta_i + \gamma d_s + \delta \quad [5.4]$$

qui peut s'écrire :

$$\Theta_i = \frac{1}{(\alpha d_s + \beta)} r_i - \frac{(\gamma d_s + \delta)}{(\alpha d_s + \beta)} \quad [5.5]$$

On peut donc remarquer qu'en appliquant une loi de composition des variances, le calcul de la variance de Θ_i ne peut être effectué que si l'on connaît les estimateurs de a et b et donc ceux des différents paramètres α , β , γ , et δ . Paramètres sur lesquels nous n'avons aucun moyen de contrôle étant donné qu'ils nous sont fournis sans estimation d'erreur.

Comme nous l'avons déjà indiqué, il existe très peu de travaux sur l'estimation des erreurs par cette méthode d'étalonnage (Moutonnet et al., 1983 ; Schmidt et Moutonnet, 1985). Cependant, Schmidt et Moutonnet (1985) ont utilisé une approche stochastique. Ils ont réalisé un calcul de la propagation des erreurs lors d'un tel étalonnage et ceci en passant en revue les différentes étapes du calcul depuis la détermination des coefficients d'absorption et de diffusion jusqu'à celle de a et b . Nous avons donc décidé sur la base des travaux de Schmidt et Moutonnet (1985) de fixer la valeur de la variance sur Θ_i à $2,25 \times 10^{-4} \text{ m}^6 \text{ m}^{-6}$. Ce qui correspond en valeur absolue à 1,5 points de teneur en eau volumique et qui représente une incertitude relative de 9% [à $2 s(\Theta)$]. Cette valeur est d'ailleurs du même ordre de grandeur que celles obtenues par Bertuzzi *et al.* (1987) ou Haverkamp *et al.*, (1984) à partir d'étalonnages gravimétriques.

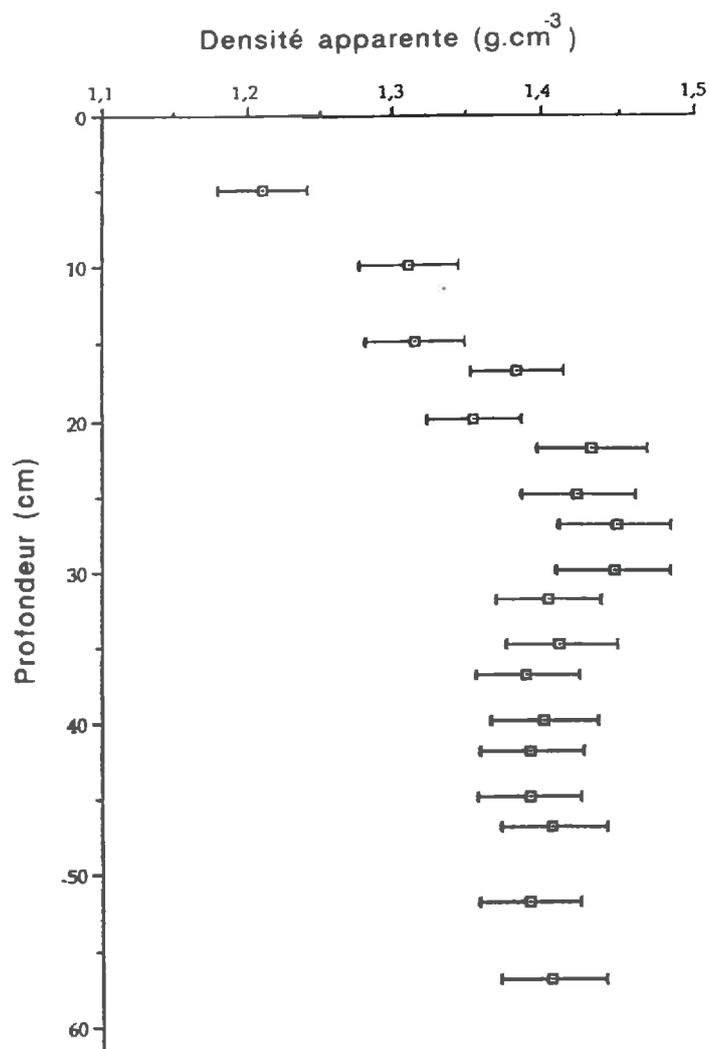


Figure 5.1 : Profil de densité apparente avec incertitudes sur les mesures.

B.2 - Densimétrie par atténuation du rayonnement gamma

Il existe diverses manières d'aborder le calcul de l'incertitude sur la mesure de la densité apparente (Bruckler, 1983 ; Bertuzzi *et al.*, 1987). Pour notre part, nous avons effectué ce calcul à partir d'une approximation de la relation [3.1] (*cf. chapitre III*), qui permet d'obtenir la relation suivante :

$$\hat{\rho}_s = \frac{\hat{\rho}_h}{1 + \hat{\Theta}_p} \quad [5.6]$$

$\hat{\rho}_s$, $\hat{\rho}_h$ et $\hat{\Theta}_p$ représentent respectivement les estimateurs de ρ_s , ρ_h et Θ_p . Θ_p étant exprimé ici en ($g\ g^{-1}$). L'application de la loi générale de composition des variances [5.1] à la relation [5.6] permet d'écrire (en admettant que toutes les variables sont indépendantes entre elles) :

$$s^2(\hat{\rho}_s) = \frac{1}{(1 + \hat{\Theta}_p)^2} \left[s^2(\hat{\rho}_h) + \frac{(\hat{\rho}_h)^2}{(1 + \hat{\Theta}_p)^2} s^2(\hat{\Theta}_p) \right] \quad [5.7]$$

$s^2(\hat{\Theta}_p)$ étant obtenue à partir des précisions sur la balance alors que $s^2(\hat{\rho}_h)$ est calculée à partir de l'équation d'étalonnage de la sonde gammamétrique ($\ln(cr^2) = a + b\rho_h$).

La figure 5.1 montre le profil de densité apparente (pour le suivi 92-93) avec les précisions sur chaque mesure. Cette incertitude est en moyenne de 0,037 ce qui représente une incertitude relative, pour une densité de 1,44, de 5%. Elle est du même ordre de grandeur que celles obtenues par exemple par Bertuzzi *et al.* (1987).

B.3 - Humidimétrie capacitive

Pour calculer l'incertitude sur la mesure de la teneur en eau volumique par la méthode capacitive, il faut déterminer les erreurs liées à l'étalonnage ($\varepsilon = b\Theta_v + a$). En général, on considère que cette incertitude est essentiellement liée à la dispersion de la teneur en eau lors des prélèvements effectués pour chaque point d'étalonnage ($\varepsilon = f(\theta)$). On admet ainsi que la variable explicative est connue sans erreur. Afin d'effectuer ce calcul d'erreur de la façon la plus rigoureuse possible, nous considérons qu'il y a des erreurs sur les mesures de ε et de Θ_v , ce qui nous permettra de déterminer les variances des coefficients a et b . Nous admettrons que la variance de ε est connue et égale à 0,25 (Gaudu *et al.*, 1993). La démarche adoptée pour effectuer les calculs est analogue à celle utilisée par Haverkamp *et al.* (1984) et Bertuzzi *et al.*, (1987) pour des étalonnages en humidimétrie neutronique.

Si, à partir de la relation d'étalonnage, on note les estimateurs $\hat{\Theta}_i$ et $\hat{\varepsilon}_i$ des vraies valeurs Θ_i et ε_i , on obtient les relations suivantes :

$$\hat{\Theta}_i = \Theta_i + u_i \quad \text{et} \quad \hat{\varepsilon}_i = \varepsilon_i + v_i$$

u_i et v_i étant les erreurs respectives sur Θ_i et ε_i . D'autre part, u_i et v_i sont considérés comme des variables aléatoires issues d'une loi normale d'espérance nulle ($E(u) = E(v) = 0$) et de variance estimée ou calculée $\text{Var}(u)$ et $\text{Var}(v)$. L'équation d'étalonnage générale s'écrit :

$$\varepsilon = a + b \Theta + e \quad [5.8]$$

avec e : erreur aléatoire de distribution normale et d'espérance mathématique nulle.

En fait, le modèle réellement utilisé est le suivant :

$$\hat{\varepsilon} = \hat{a} + \hat{b} \hat{\Theta} \quad [5.9]$$

Seulement, lorsque dans une équation comme celle-ci, $\hat{\varepsilon}_i$ ou $\hat{\Theta}_i$ sont affectées d'erreurs, les équations classiques de la régression linéaire ne peuvent être utilisées car elles induisent un biais dans tous les coefficients qu'elles permettent de calculer (Webster, 1989). Il faut donc avoir recours à une approche permettant une estimation sans biais de ces coefficients. Pour la détermination de ces derniers, nous utiliserons les équations proposées par Haverkamp *et al.* (1984) :

$$\hat{b} = \frac{s(\hat{\Theta}, \hat{\varepsilon})}{s^2(\hat{\Theta}) - \frac{n-2}{n-1} s^2(u)} \quad [5.10]$$

$$\hat{a} = \bar{\hat{\varepsilon}} - \hat{b} \bar{\hat{\Theta}} \quad [5.11]$$

$$s^2(\hat{b}) = \frac{s^2(e)}{(n-1) s^2(\hat{\Theta}) - (n-2) s^2(u)} \quad [5.12]$$

$$s^2(\hat{a}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \hat{\Theta}_i^2 s^2(\hat{b}) \quad [5.13]$$

$$s(\hat{a}, \hat{b}) = -\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \hat{\Theta}_i s^2(\hat{b}) \quad [5.14]$$

$$s^2(e) = \frac{n-1}{n-2} \left[s^2(\hat{\varepsilon}) - \hat{b} s(\hat{\Theta}, \hat{\varepsilon}) \right] - s^2(v) \quad [5.15]$$

avec :

s^2 : estimateur non biaisé de la variance

s : estimateur de l'écart-type ou de la variance quand il s'applique à un couple

n : nombre de couples d'observation $(\hat{\epsilon}_i, \hat{\Theta}_i)$ dans la régression

$s^2(e)$: variance résiduelle

D'autre part, $s^2(u)$ et $s^2(v)$ sont calculées à partir des relations suivantes :

$$\begin{aligned} s^2(u) &= \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n s^2(\hat{\Theta}_i) \\ s^2(v) &= \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n s^2(\hat{\epsilon}_i) \end{aligned} \quad [5.16]$$

calcul de $s^2(\hat{\Theta}_i)$:

$$\hat{\Theta}_i = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \hat{\Theta}_{pi} \hat{p}_s \quad [5.17]$$

Θ_{pi} étant la teneur en eau pondérale et k le nombre de sondages effectués par point d'étalonnage (k en moyenne égale à 4). Comme nous avons déjà déterminé la variance $s^2(\hat{p}_s)$, il restera donc à déterminer les sources d'erreur sur Θ_{pi} . En effet, on peut décomposer la variance liée à Θ_{pi} en une variance liée à la dispersion des sondages, $s_1^2(\hat{\Theta}_i)$ et une variance liée à la mesure par pesées successives, $s_2^2(\hat{\Theta}_i)$. Après calcul, on montre que $s_2^2(\hat{\Theta}_i)$ est négligeable devant $s_1^2(\hat{\Theta}_i)$.

Prenons l'exemple de l'étalonnage effectué pour la profondeur 20-25 cm lors du suivi 93-94, on obtient les résultats suivants :

$$\begin{aligned} \hat{b} &= 0,90 & s^2(\hat{b}) &= 7 \cdot 10^{-4} \\ \hat{a} &= 0,25 & s^2(\hat{a}) &= 1,04 \\ & & s^2(\hat{e}) &= 2 \cdot 10^{-2} \end{aligned}$$

Rappelons que pour le même étalonnage si nous faisons le calcul de ces coefficients en considérant qu'il n'y a pas d'erreur sur les variables on obtient les résultats suivants :

$$\begin{aligned} \hat{b} &= 0,87 & s^2(\hat{b}) &= 2 \cdot 10^{-3} \\ \hat{a} &= 0,64 & s^2(\hat{a}) &= 3.84 \end{aligned}$$

La comparaison des deux résultats montre que l'on réduit les variances des coefficients a et b . L'incidence de ces deux approches sur le calcul de la teneur en eau volumique peut être évaluée en développant la relation suivante qui provient de la relation [5.9]:

$$\hat{\Theta}_v = \frac{\hat{\epsilon} - \hat{a}}{\hat{b}},$$

on obtient :

$$s^2(\hat{\Theta}_v) = \frac{s^2(\hat{\epsilon}) + \hat{a}^2 s^2(\hat{a}) + (\hat{\epsilon} - \hat{a})^2 s^2(\hat{b})}{\hat{b}^4} \quad [5.18]$$

Le calcul , à partir de la relation [5.18], pour une permittivité de 30 (ordre de grandeur de la permittivité au niveau du limon argileux) conduit aux résultats présentés dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1 : Estimation de l'erreur liée à l'étalonnage des sondes capacitives

Méthode	ϵ	$\Theta(\%)$	$s^2(\hat{\Theta}_v)$	$s(\hat{\Theta}_v)$	I.R (%)
sans biais	30	33,02	1,42	1,19	7
avec biais	30	33,75	6,01	2,45	14

Ce résultat montre qu'en utilisant un étalonnage sans biais, on améliore d'un facteur 2 l'incertitude sur la teneur en eau volumique. Par ailleurs, on montre que la valeur de l'incertitude de $\pm 0,5$ point de teneur en eau volumique, généralement admise et proposée par le fabricant constitue dans notre cas une sous-estimation de la valeur réelle. D'autre part, cette incertitude peut être encore plus importante selon le type d'étalonnage effectué (avec ou sans biais).

B.4- Tensiométrie

L'évaluation exhaustive de l'incertitude sur la mesure tensiométrique suppose la connaissance des erreurs sur les différentes parties de la chaîne de mesure. Notamment sur le temps de réponse du capteur de pression, la déformation élastique des capillaires ou encore le volume d'air piégé dans le circuit. Etant donné que nous n'avons pas pu mettre en place les moyens nécessaires et des méthodes précises pour évaluer les différentes sources d'erreur, nous ne pouvons procéder à un calcul rigoureux des incertitudes sur la mesure du potentiel de l'eau. Nous utiliserons donc les valeurs proposées par Zimmer, (1988) pour le même type de chaîne de mesure. Cet auteur estime l'incertitude moyenne à ± 3 cm d'eau, ce qui équivaut à une incertitude relative de 3% pour un potentiel matriciel de -200 cm.

Le tableau 5.2 présente un récapitulatif des erreurs sur les principales grandeurs physiques pour une teneur en eau volumique moyenne de 33 %. Le calcul des incertitudes sur chacune de ces grandeurs physiques mesurées nous permettra de connaître les précisions sur les différents paramètres intervenant dans le calcul du bilan hydrique et plus particulièrement sur les quantités d'eau infiltrées au travers chacun des ensembles d'horizons.

Tableau 5.2 : Estimation des erreurs sur les principales grandeurs physiques mesurées

Méthode	gravimétrique (Θ_v)	neutronique (Θ_v)	capacitive (Θ_v) sans biais	capacitive (Θ_v) avec biais	Gammadensimétrie (ρ_s)	Tensiométrie (Ψ)
Ecart-type	0,8 %	1,5 %	1,2 %	2,4 %	0,037 (g cm ⁻³)	3 cm
I.R. (%)	5	9	7	14	5	3

Le calcul des incertitudes sur chacune de ces grandeurs physiques mesurées nous permettra de connaître les précisions des paramètres comme la variation de stock, la conductivité hydraulique, l'ER ou encore les quantités d'eau drainées au travers chacun des ensembles.

C - Incertitudes liées au calcul de la lame d'eau infiltrée

Considérant que l'imprécision sur la mesure pluviométrique (P) est négligeable, le calcul de l'incertitude sur le terme drainage (Q) suppose la connaissance des incertitudes sur l'évaporation réelle (ER) et sur la variation de stock (ΔS). Nous allons donc voir comment ces différentes incertitudes peuvent être évaluées.

C.1 - Incertitude sur le stock hydrique

Le stock (S) peut être défini par la relation suivante :

$$S = \int_0^z \Theta(z) dz \quad [5.19]$$

Haverkamp *et al.*, (1984) proposent une décomposition de la variance de l'estimateur \hat{S} , du stock, en :

$$s^2(\hat{S}) = s_1^2(\hat{S}) + s_2^2(\hat{S}) \quad [5.20]$$

où s_1^2 représente la variance liée à l'estimation de la teneur en eau volumique (composantes spatiale, instrumentale et d'étalonnage) et s_2^2 , la composante de la variance due au calcul numérique utilisé (composante d'intégration). La relation [5.20] n'est valable que si les deux composantes sont indépendantes.

Calcul de s_1^2

Il existe plusieurs façons de calculer le stock hydrique. Dans cette étude, nous avons utilisé la relation suivante donnée par la méthode dite trapézoïdale (Haverkamp et al., 1984) :

$$\text{Pour la méthode neutronique : } \hat{S} = \left[1,5 \hat{\Theta}_1 + \sum_{i=2}^n \hat{\Theta}_i \right] \Delta z \quad [5.21]$$

$$\text{pour la méthode capacitive : } \hat{S} = \left[2,25 \hat{\Theta}_1 + \sum_{i=2}^n \hat{\Theta}_i \right] \Delta z \quad [5.22]$$

où Δz représente l'espacement entre les profondeurs de mesures (10 cm) et n le nombre de profondeur de mesure (pour un limon argileux de 65 cm, $n=6$ dans le cas des mesures neutroniques et $n=5$ dans le cas des mesures capacitives). On obtient donc la relation suivante pour le calcul de la variance sur un stock hydrique où les teneurs en eau sont mesurées par la méthode neutronique :

$$s_1^2(\hat{S}) = \left[(1,5)^2 s^2(\hat{\Theta}_1) + \sum_{i=2}^6 s^2(\hat{\Theta}_i) + \sum_{i=1}^6 \sum_{j=1, j \neq i}^6 s(\hat{\Theta}_i, \hat{\Theta}_j) \right] (\Delta z)^2 \quad [5.23]$$

Pour la méthode capacitive et pour la même profondeur, nous utiliserons la relation suivante :

$$s_1^2(\hat{S}) = \left[(2,25)^2 s^2(\hat{\Theta}_1) + \sum_{i=2}^5 s^2(\hat{\Theta}_i) + \sum_{i=1}^5 \sum_{j=1, j \neq i}^5 s(\hat{\Theta}_i, \hat{\Theta}_j) \right] (\Delta z)^2 \quad [5.24]$$

$s(\hat{\Theta}_i, \hat{\Theta}_j)$ représente la covariance entre deux profondeurs i et j .

$s^2(\Theta)$ ayant déjà été déterminée aussi bien pour les mesures capacitives que pour les mesures neutroniques. Le calcul de $s(\hat{\Theta}_i, \hat{\Theta}_j)$ peut être effectuée, dans le cas des mesures capacitives, de la manière suivante :

$$s(\hat{\Theta}_i, \hat{\Theta}_j) = E\left[(\hat{\Theta}_i - \Theta_i)(\hat{\Theta}_j - \Theta_j)\right] \quad [5.25]$$

En inversant la relation d'étalonnage utilisée pour les sondes capacitatives, on peut écrire :

$$\Theta = a + b\varepsilon + e \quad \text{et} \quad \hat{\Theta} = \hat{a} + \hat{b}\hat{\varepsilon}$$

Le développement de la relation [5.25] conduit à la relation suivante (Vandervaere *et al.*, 1994) :

$$s(\hat{\Theta}_i, \hat{\Theta}_j) = s^2(\hat{a}) + \hat{\varepsilon}_i \hat{\varepsilon}_j s^2(\hat{b}) + (\hat{\varepsilon}_i + \hat{\varepsilon}_j) s(\hat{a}, \hat{b}) + s^2(e) \quad [5.26]$$

Pour la méthode neutronique, nous ne disposons pas de tous ces paramètres pour calculer la covariance, nous négligerons donc ce terme lors du calcul de la variance sur le stock.

Calcul de s_2^2

Il a été démontré mathématiquement que la variance liée à ce type d'intégration peut être calculée par la relation suivante (Haverkamp *et al.*, 1984) :

$$s_2^2(\hat{S}) = \frac{z^2(\Delta z)^4}{144} \left(\frac{\partial^2 \hat{\Theta}}{\partial z^2} \right)^2 \quad [5.27]$$

$\frac{\partial^2 \hat{\Theta}}{\partial z^2}$ représente la courbure maximale du profil hydrique et z la profondeur totale d'intégration.

La courbure maximale du profil hydrique se détermine par une approximation à partir du développement en série de Taylor :

$$\begin{aligned} \hat{\Theta}(z + \Delta z) &= \hat{\Theta}(z) + \Delta z \hat{\Theta}'(z) + \frac{\Delta z^2}{2} \hat{\Theta}''(z) + \frac{\Delta z^3}{6} \hat{\Theta}'''(z) + \varepsilon_1(\Delta z^4) \\ \hat{\Theta}(z - \Delta z) &= \hat{\Theta}(z) - \Delta z \hat{\Theta}'(z) + \frac{\Delta z^2}{2} \hat{\Theta}''(z) - \frac{\Delta z^3}{6} \hat{\Theta}'''(z) + \varepsilon_1(\Delta z^4) \end{aligned}$$

En sommant ces deux équations et en négligeant le terme d'ordre 4 ($\varepsilon(\Delta z^4)$) on obtient la relation suivante :

$$\frac{\partial^2 \hat{\Theta}}{\partial z^2} = \frac{\hat{\Theta}(z + \Delta z) + \hat{\Theta}(z - \Delta z) - 2\hat{\Theta}(z)}{\Delta z^2} \quad [5.28]$$

La figure 5.2 représente les stocks hydriques ainsi que les incertitudes liées au mode de calcul de celui-ci, pour le suivi 92-93. Le tableau 5.3 montre la contribution de chacune des composantes de la variance dans la variance totale sur le stock hydrique.

Tableau 5.3 : Incertitude sur le calcul d'une valeur de stock moyenne de 234 mm pour le suivi 92-93

Méthode	$s^2_1(\hat{S})$	$s^2_2(\hat{S})$	$s^2(\hat{S})$	$s(\hat{S})$	I.R (%)
capacitive	9	4	13	3,6	3
neutronique	22	2	24	4,9	4

Ce tableau nous montre que la variance associée au mode d'intégration est dix fois plus faible que celle liée à la détermination de la teneur en eau dans le cas de la méthode neutronique. Alors qu'elle est seulement deux fois plus faible quand il s'agit de mesures issues de la méthode capacitive. Ceci peut être expliqué par le fait que les courbures des profils hydriques sont relativement faibles dans le cas de la méthode neutronique. En effet, un calcul à un pas de temps plus court (journalier) pour la méthode capacitive, met en évidence des courbures plus importantes du fait de l'importance de la vitesse d'infiltration de la lame d'eau, comme nous l'avons expliqué auparavant (cf. chapitre IV).

C.2 - Incertitude sur la variation de stock

Le même raisonnement que celui adopté précédemment pour le calcul d'erreur sur le stock permet d'aboutir aux relations suivantes, pour l'ensemble limono-argileux (avec $\Delta S = S_{i2} - S_{i1}$):

$$s_1^2(\hat{S}_{i2} - \hat{S}_{i1}) = \left[(2,25)^2 s^2(\Delta\hat{\theta}_1) + \sum_{i=2}^5 s^2(\Delta\hat{\theta}_i) + \sum_{i=2}^5 \sum_{j=2}^5 s(\Delta\hat{\theta}_i, \Delta\hat{\theta}_j) \right] (\Delta z)^2 \quad [5.29]$$

$$s_2^2(\hat{S}_{i2} - \hat{S}_{i1}) = \left(\frac{(650)^2 (100)^4}{144} \right) \left(\frac{\partial^2 \Delta\hat{\theta}}{\partial z^2} \right)^2 \quad [5.30]$$

où $s_1^2(\hat{S}_{i2} - \hat{S}_{i1})$ représente la variance liée à la détermination de $(\hat{\theta}_{i2} - \hat{\theta}_{i1})$ et $s_2^2(\hat{S}_{i2} - \hat{S}_{i1})$ la variance liée au type d'intégration. Ce calcul n'a pu être effectué que pour la méthode capacitive car négliger la covariance entre les variations de teneurs en eau, dans le cas de la méthode neutronique, conduirait à une surestimation considérable des variances sur la variation de stock et donc par la suite sur les quantités drainées.

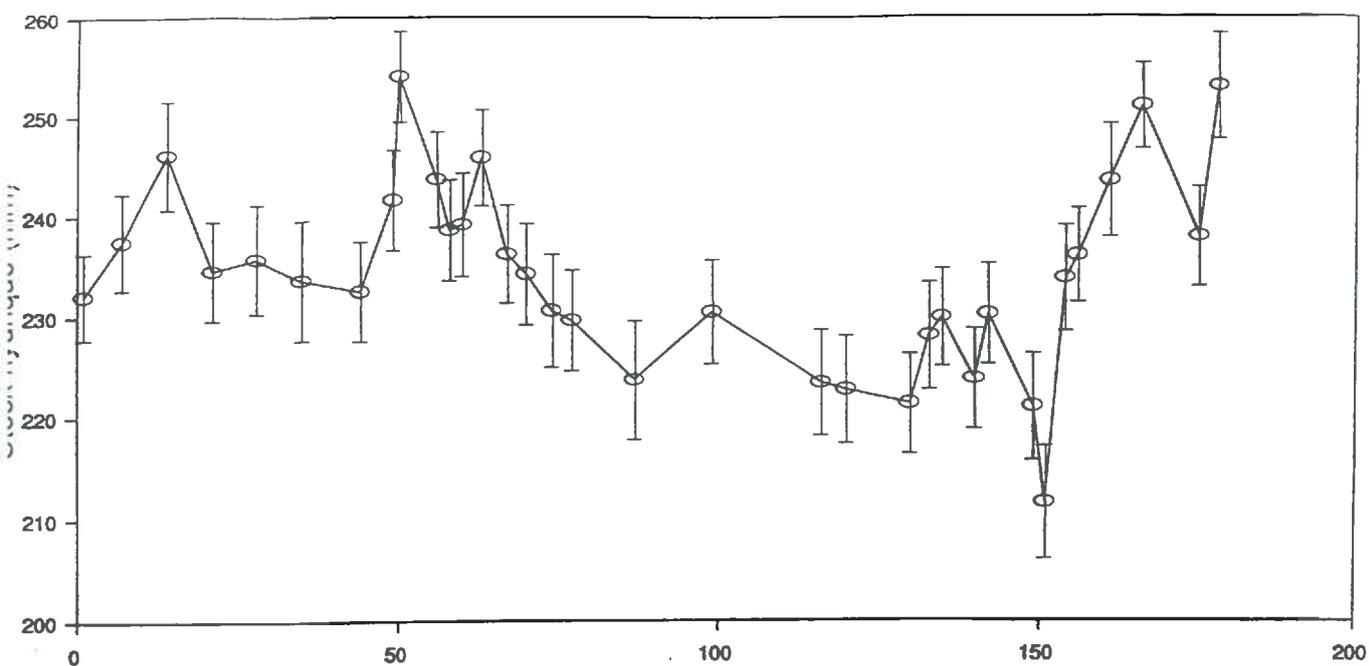


Figure 5.2 : Evolution du stock hydrique, au niveau de l'ensemble limono-argileux supérieur lors du suivi 92-93 et incertitudes sur les mesures.

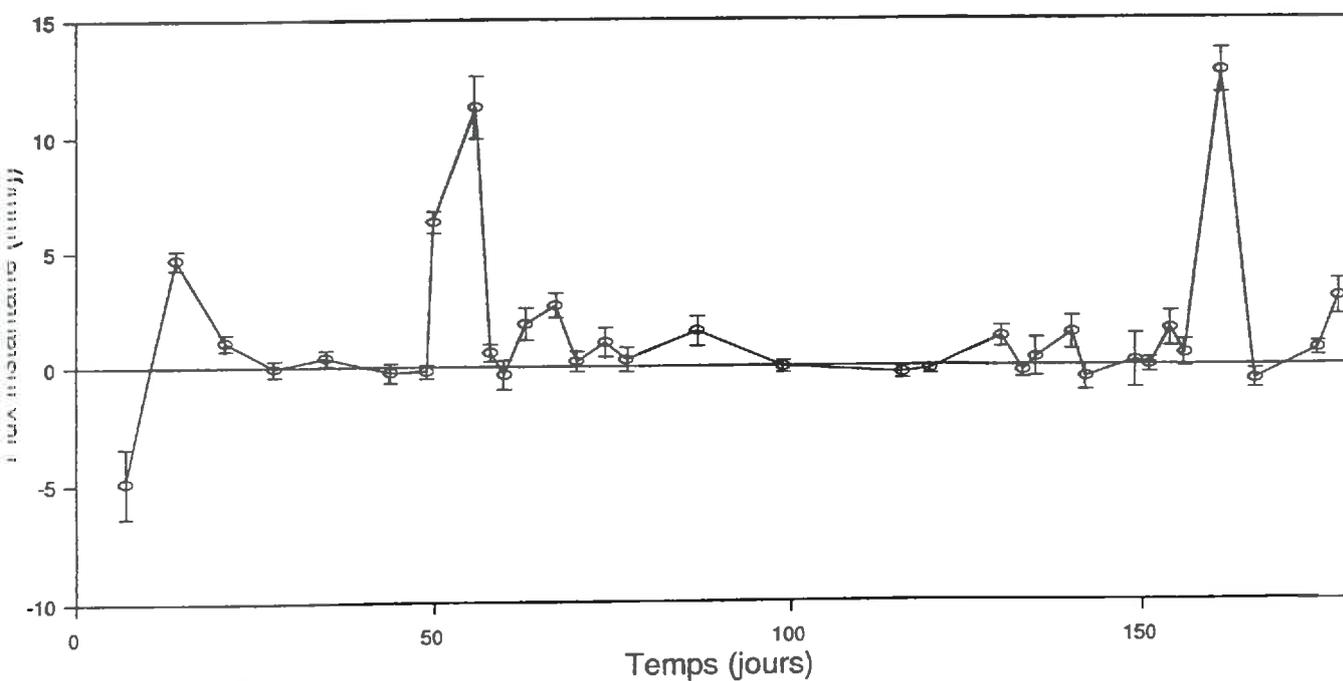


Figure 5.3 : Evolution du flux hydrique, à la base de l'ensemble limono-argileux supérieur lors du suivi 92-93 et incertitudes sur les mesures.

Le calcul de $s(\Delta\hat{\Theta}_i, \Delta\hat{\Theta}_j)$ s'effectue de la manière suivante :

$$s(\Delta\hat{\Theta}_i, \Delta\hat{\Theta}_j) = E[(\Delta\hat{\Theta}_i - \Delta\Theta_i)(\Delta\hat{\Theta}_j - \Delta\Theta_j)] \quad [5.31]$$

Le développement de la formulation conduit à la relation suivante (Vandervaere *et al.*, 1994) :

$$s(\Delta\hat{\Theta}_i, \Delta\hat{\Theta}_j) = s^2(\hat{b})[(\hat{\epsilon}_{i2} - \hat{\epsilon}_{i1})(\hat{\epsilon}_{j2} - \hat{\epsilon}_{j1})] \quad [5.32]$$

Le tableau 5.4 montre les ordres de grandeurs des différentes variances calculées pour la méthode capacitive.

Tableau 5.4 : Incertitude sur le calcul d'une valeur de ΔS moyenne obtenue par la méthode capacitive

Suivi	ΔS (mm)	$s^2_1(\Delta\hat{S})$	$s^2_2(\Delta\hat{S})$	$s^2(\Delta\hat{S})$	$s(\Delta\hat{S})$	I.R (%)
92-93	215-255	2	5	7	2,6	13

C.3 - Incertitude sur le calcul de l'ER

Pour déterminer la variance sur l'ER calculée par le modèle BYM, nous avons utilisé les travaux effectués par Brisson et Perrier (1991). En effet, ces auteurs ont présentés des comparaisons d'ER expérimentales (observées) et simulés (calculées), obtenues pour un sol nu comparable avec celui que nous avons utilisé (Poirson, 27% d'argile). Le calcul de la moyenne des carrés des écarts donne un écart-type moyen de $0,7 \text{ mm j}^{-1}$:

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{n} \sqrt{(x_{obs} - x_{cal})^2}$$

Cette valeur est inférieure à celle obtenue par Brisson (communication orale) sous une culture de Soja et qui est de 1.47 mm j^{-1} .

C.4 - Incertitude sur les quantités d'eau infiltrées

Connaissant les variances sur la variation de stock, $s^2(\Delta S)$, et sur l'évaporation réelle, $s^2(ER)$, nous pouvons donc calculer la variance sur le drainage, $s^2(D)$, (en admettant que ces différents paramètres sont indépendants entre eux) :

$$s^2(D) = s^2(P) + s^2(\Delta S) + s^2(ER) \quad [5.33]$$

La figure 5.3 présente les incertitudes sur le calcul des variations de flux instantanés. Un récapitulatif des incertitudes obtenues, pour les trois suivis, est présenté dans le tableau 5.5. Par ailleurs, on montre que la variance liée à l'ER constitue, pour tous les suivis, environ 75% de la variance totale sur le drainage. Par exemple, pour 92-93, $s^2(ER)$ est égale à 110 mm^2 alors que $s^2(\Delta S)$ représente 57 mm^2 . Les incertitudes sur la lame d'eau infiltrée (D) sont comprises entre 8 et 12,5%.

Tableau 5.5 : Incertitudes sur les quantités drainées lors des trois suivis

Année	D (mm)	$s^2(D)$	s(D)	I.R (%)**
91-92	68	72	8,5	± 12,5
92-93	112	167	12,9	± 11,5
93-94	180	190	13,4	± 8

** : Etant donné les approximations utilisées, particulièrement dans le cas de l'incertitude sur l'ER, l'I.R a été calculée à 1 écart-type et non 2, comme nous l'avons effectué jusqu'à présent.

D - Conclusion

Il ressort de cette analyse que pour des mesures ponctuelles la principale source d'erreur liée à la mesure de teneur en eau provient de la relation d'étalonnage et ceci qu'il s'agisse de la méthode neutronique ou de la méthode capacitive. Pour la méthode capacitive, nous avons montré, par la suite, l'intérêt de l'utilisation d'estimateurs non biaisés pour améliorer la précision sur la mesure de la teneur en eau. Par ailleurs, nous avons montré que la mesure de la densité apparente n'induit que peu d'erreur sur la mesure capacitive. En effet, l'incertitude sur la mesure densimétrique est très faible une fois la correction de la distance entre les deux tubes effectuée.

D'autre part, la réduction du pas de temps de mesure (utilisation de la méthode capacitive) améliore la précision sur les quantités d'eau infiltrées. En effet, pour un milieu où l'infiltration de l'eau se fait de façon relativement rapide, l'utilisation de mesures rapprochées dans le temps permet une meilleure intégration des variations de stock d'eau dans le calcul des quantités d'eau infiltrées. Enfin, l'évaluation de l'incertitude sur cette lame d'eau infiltrée dépend beaucoup de la précision liée au calcul de l'évaporation réelle.

** Etant donné les approximations utilisées, particulièrement pour l'incertitude sur l'ER, l'I.R a été calculée à 1 écart-type et non 2, comme nous l'avons effectué jusqu'à présent.

APPLICATION D'UN MODELE DE TRANSFERT D'EAU ET ETUDE PREVISIONNELLE

A - Introduction

Dans ce chapitre nous utiliserons un modèle d'infiltration de type mécaniste déterministe, basé sur la résolution numérique de l'équation de Richards (Nielsen and Biggar, 1962 ; Adiscott, 1977; Hutson et Wagenet, 1989). Nous avons choisi de valider ce modèle uniquement sur les données expérimentales issues de l'ensemble limono-argileux supérieur. Ce choix est dû au fait que, d'une part, nous faisons l'hypothèse que c'est essentiellement cette couche (interface sol-atmosphère) qui conditionne la recharge de la nappe phréatique et que, d'autre part, il est difficile de procéder à une caractérisation hydrodynamique précise au niveau des deux autres ensembles étant donné l'hétérogénéité des matériaux (particulièrement dans l'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire).

Nous procéderons à l'élaboration de trois étapes principales. Tout d'abord, nous discuterons de la validation du modèle (comparaison modèle-expérience), puis nous estimerons les quantités d'eau infiltrées à la base du limon argileux et enfin nous procéderons à des simulations basées sur des scénarios climatiques contrastés, ce qui nous permettra d'établir des abaques pour la prévision des transferts d'eau.

B - Présentation du modèle utilisé

Le principe et les équations de base du modèle ont été présentés dans le chapitre II. Par conséquent, nous nous limiterons ici à la présentation des conditions d'utilisation de ce modèle.

Le modèle d'infiltration que nous avons utilisé est basé sur la résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des éléments finis (Bruckler, 1991). Pour ce type de modèle et quelle que soit la résolution numérique adoptée (différences finies ou éléments finis), on procède à une discrétisation du sol en couches plus ou moins fines, qui définissent le maillage du sol. Le choix de ce maillage est indépendant du maillage adopté sur le terrain. Les mailles sont séparées par des points appelés noeuds. Dans cette étude, nous avons divisé le sol en 65 mailles de 1 cm chacune. Les pas de temps d'intégration, minimal et maximal sont respectivement de 20 et 3600 secondes.

Toute résolution de cette équation impose de connaître les conditions initiale et aux limites du système :

- la condition initiale consiste à connaître $\Psi_m(x, y, z)$ au temps $t = 0$ à chaque noeud du profil (Potentiel matriciel au début de la simulation),

- les conditions aux limites (supérieure et inférieure) sont représentées soit par une condition de flux, pluie et évapotranspiration en surface, drainage et remontée capillaire en profondeur (condition de Neuman), soit par une condition de charge représentée par le potentiel matriciel en surface ou à la base du profil (condition de Dirichlet). Nous avons utilisé des conditions limites de surface et de fond correspondant respectivement à une condition de flux (P - ER), et à une condition de charge (potentiel matriciel à 65 cm de profondeur).

Enfin, il est indispensable d'avoir déterminé au préalable les relations $K(\Theta)$ et $\Psi(\Theta)$ pour les différentes couches du profil étudié. C'est la caractérisation hydrodynamique du sol.

C - Caractérisation hydrodynamique du limon argileux

La caractérisation hydrodynamique d'un sol consiste à déterminer expérimentalement les relations $K(\Theta)$ et $\Psi_m(\Theta)$. La détermination de ces propriétés hydrodynamiques pour un sol non saturé est nécessaire pour le calcul des bilans d'eau et de solutés, mais aussi pour toute modélisation mécaniste des transferts de masse en général.

C.1 - Détermination *in situ* des courbes $K(\Theta)$ et $\Psi_m(\Theta)$

La détermination des relations $\Psi_m(\Theta)$ et $K(\Theta)$ *in situ* demeure très délicate à réaliser. En effet, la relation $\Psi_m(\Theta)$ n'est pas univoque, mais affectée par un phénomène d'hystérésis. De plus, sa connaissance précise nécessite l'obtention de la courbe dans une large gamme de teneurs en eau (c'est-à-dire pour des états hydriques extrêmes), états que l'on n'observe pas toujours *in situ*. La courbe $K(\Theta)$ en milieu non saturé est, quant à elle, beaucoup plus difficile à déterminer, particulièrement lorsqu'il s'agit de le faire à partir d'un suivi de terrain. De plus, ces deux relations sont très variables au champ, en fonction principalement de la variabilité spatiale affectant la texture du sol et sa composition. Toutefois, plusieurs méthodes d'évaluation de cette courbe, *in situ* ou au laboratoire, existent aujourd'hui et sont décrites dans la littérature (Klute, 1972 ; Hillel *et al.*, 1972 ; Bouma, 1983 ; Dirksen, 1991)

Nous nous limiterons dans cette étude à la description, d'une part, de la méthode de drainage interne (Hillel *et al.*, 1972 ; Vachaud *et al.*, 1978) qui nous a permis de déterminer $K(\Theta)$ et, d'autre part, des ajustements selon les modèles de Van Genuchten (1980) et Mualem (1976) que nous avons utilisés.

C.2 - Nécessité de l'ajustement des courbes $\Psi_m(\Theta)$ et $K(\Theta)$

Pour obtenir une caractérisation hydrodynamique la plus précise possible, les courbes $\Psi_m(\Theta)$ et $K(\Theta)$ ont été ajustées par des lois mathématiques empiriques. En effet, plusieurs expressions analytiques existent pour décrire ces relations (Burdine, 1953 ; Millington et Quirk, 1961 ; Brooks et Corey, 1964 ; Mualem, 1976 ; Van Genuchten, 1980 ; Bruce et Luxmoore, 1986).

Pour les courbes $\Psi_m(\Theta)$, nous avons utilisé l'ajustement de Van Genuchten (1980) à 4 paramètres. Le modèle proposé peut s'écrire :

$$\Psi_m = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \right)^{-\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad [6.1]$$

avec :

- Θ : teneur en eau volumique du sol ($\Theta_r < \Theta < \Theta_s$) ($m^3 m^{-3}$)
- Θ_r : teneur en eau volumique résiduelle ($m^3 m^{-3}$)
- Θ_s : teneur en eau volumique à saturation ($m^3 m^{-3}$)

α , m et n étant des paramètres empiriques de calage (constantes pour un sol donné) et avec :

$$m = 1 - 1/n$$

Les courbes expérimentales $K(\Theta)$ ont été ajustées par le modèle Mualem (1976) combiné à l'équation de Van Genuchten (1980) :

$$K(\Theta) = K_{sat} \left[\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \right]^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left[1 - \left(\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m \right]^2 \quad [6.2]$$

avec :

$K(\Theta)$: conductivité hydraulique ($m s^{-1}$)

K_{sat} : conductivité hydraulique à saturation ($m s^{-1}$)

C.3 - Détermination expérimentale des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$

C.3.1 - Courbe $\Psi(\Theta)$

Pour la détermination des courbes $\Psi_m(\Theta)$, nous avons sélectionné les données suivantes :

- celles issues des mesures tensio-capacitives et qui ont servi à l'application de la méthode du drainage interne. Nous avons représenté les courbes $\Psi_m(\Theta)$ correspondant à chaque profondeur de mesure dans le limon argileux (*cf. annexe C*). Les données issues des mesures tensio-capacitives ont été choisies pour mieux appréhender les variations de Ψ_m dans la gamme de teneurs en eau proche de la saturation.

- celles issues des mesures tensio-neutroniques correspondant aux suivis 92-93 et 93-94. Les courbes correspondantes aux différentes profondeurs de mesure sont présentées dans l'annexe C. Ces courbes sont représentatives des variations de l'état hydrique du sol lors de ces trois suivis.

Toutefois, toutes ces courbes montrent que la gamme de variation de Θ (0,34 à 0,40) et de Ψ_m (0 à -3 m) est très faible. Dans le but d'intégrer des scénarios climatiques différents (pour la phase de simulation), nous avons voulu élargir cette gamme de variation en utilisant les données issues des courbes de rétention en eau, établies au laboratoire sur des échantillons de taille centimétrique (appareil de Richards, Tessier et Berrier, 1979). Les prélèvements ont été effectués en décembre 91 et concernent trois horizons de sol du limon argileux : 0-25 cm, 25-50 cm et 50-65 cm. Les courbes correspondantes sont présentées en annexe C. Les potentiels mesurés varient de 0,1 (pF = 1) à 160 m (pF = 4,2), ce qui correspond à des teneurs en eau volumiques variant de 0,22 à 0,38.

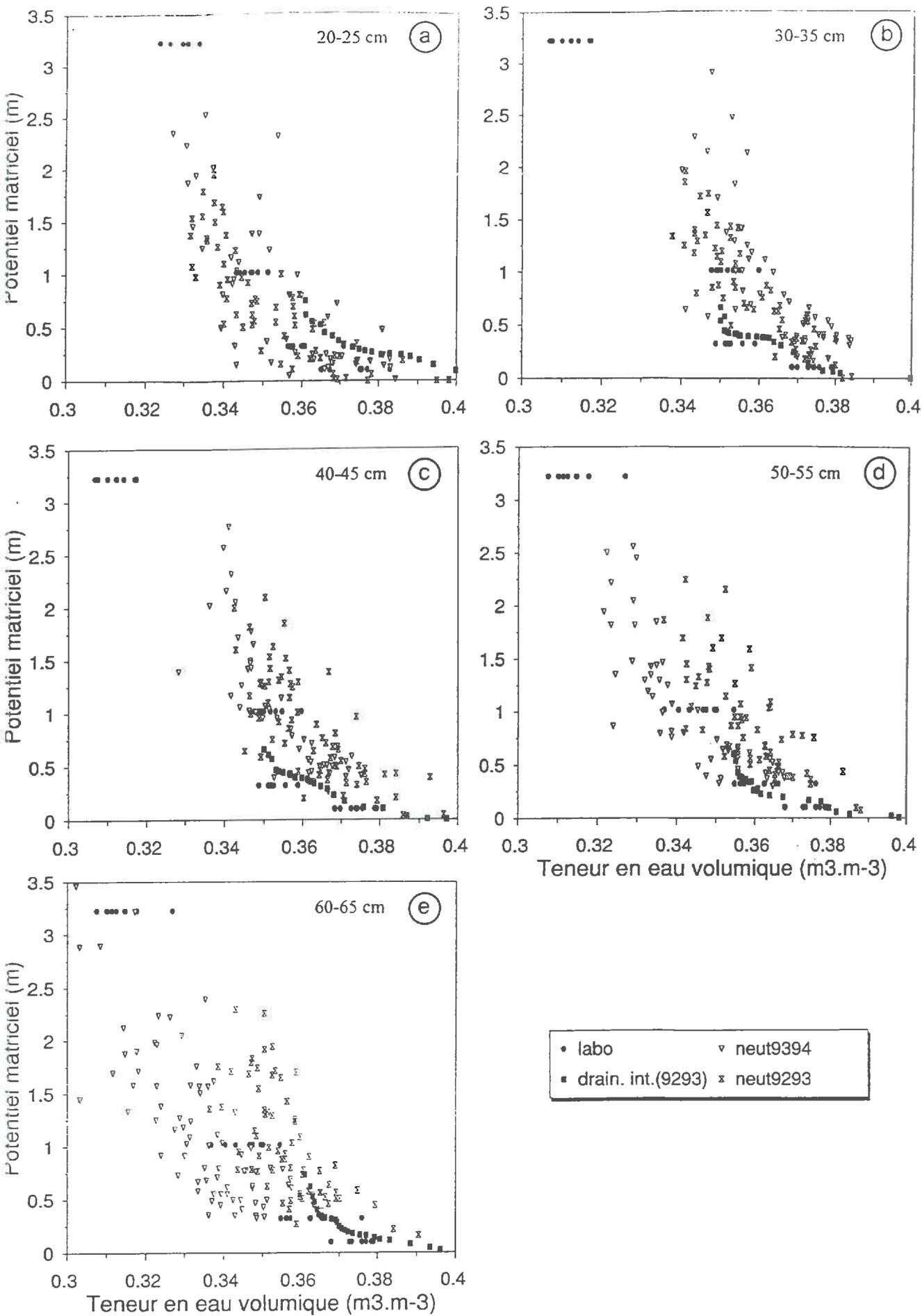


Figure 6.1 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique (toutes méthodes et tous suivis confondus) : pour chaque profondeur de l'ensemble limono-argileux.

Par la suite, nous avons regroupé les différentes courbes issues des trois types de données. Le regroupement a d'abord été effectué pour chaque profondeur de mesure pour voir si des différences de comportement hydrodynamique apparaissaient en fonction de la profondeur (figs. 6.1 et 6.2). La figure 6.1 représente les variations de Ψ_m en fonction de Θ lors des trois suivis (91-92 ; 92-93 et 93-94). Ensuite, nous avons regroupé l'ensemble des données, toutes mesures et toutes profondeurs confondues (fig. 6.2).

C.3.2 - Détermination de la conductivité hydraulique à saturation : K_{sat}

Afin de déterminer la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}), nous avons prélevé deux échantillons dans chaque horizon de sol excepté dans l'ensemble cryoturbé intermédiaire. Ce dernier présente en effet une charge en cailloux très importante. Ces prélèvements ont été réalisés dans des anneaux de 13,5 cm de diamètre et de 7 cm de hauteur.

Les échantillons ont été saturés par capillarité, à la pression atmosphérique, pendant une durée variant entre 24 et 36 heures selon les états hydriques initiaux et la nature des échantillons. Une fois l'équilibre atteint, une charge d'eau est maintenue pendant tout le déroulement de l'expérience grâce à une électrovanne. Le dispositif utilisé est identique à celui proposé par Carvalho (1990). Cette manipulation s'est déroulée dans une pièce où la température a été maintenue constante à environ 20°C.

Le dispositif expérimental utilisé nous permet, grâce à la loi de Darcy (1856), d'écrire :

$$K_{sat} = \frac{Q \cdot L}{S \cdot H} \quad [6.3]$$

avec :

K_{sat} : Conductivité hydraulique à saturation (m/s)

Q : volume d'eau infiltrée (m³/s)

S : surface du cylindre (m²)

L : longueur du cylindre (m)

H : charge hydraulique (m)

Par ailleurs, nous avons aussi déterminé les teneurs en eau à saturation (Θ_{sat}). Le tableau 6.1 présente un récapitulatif des principaux résultats obtenus. Les valeurs de Θ_{sat} sont le résultat de la moyenne sur les deux échantillons. Les résultats obtenus pour K_{sat} , au niveau des deux ensembles limono-argileux et calcaire pulvérulent, confirment que c'est bien le premier qui contrôle le processus d'infiltration.

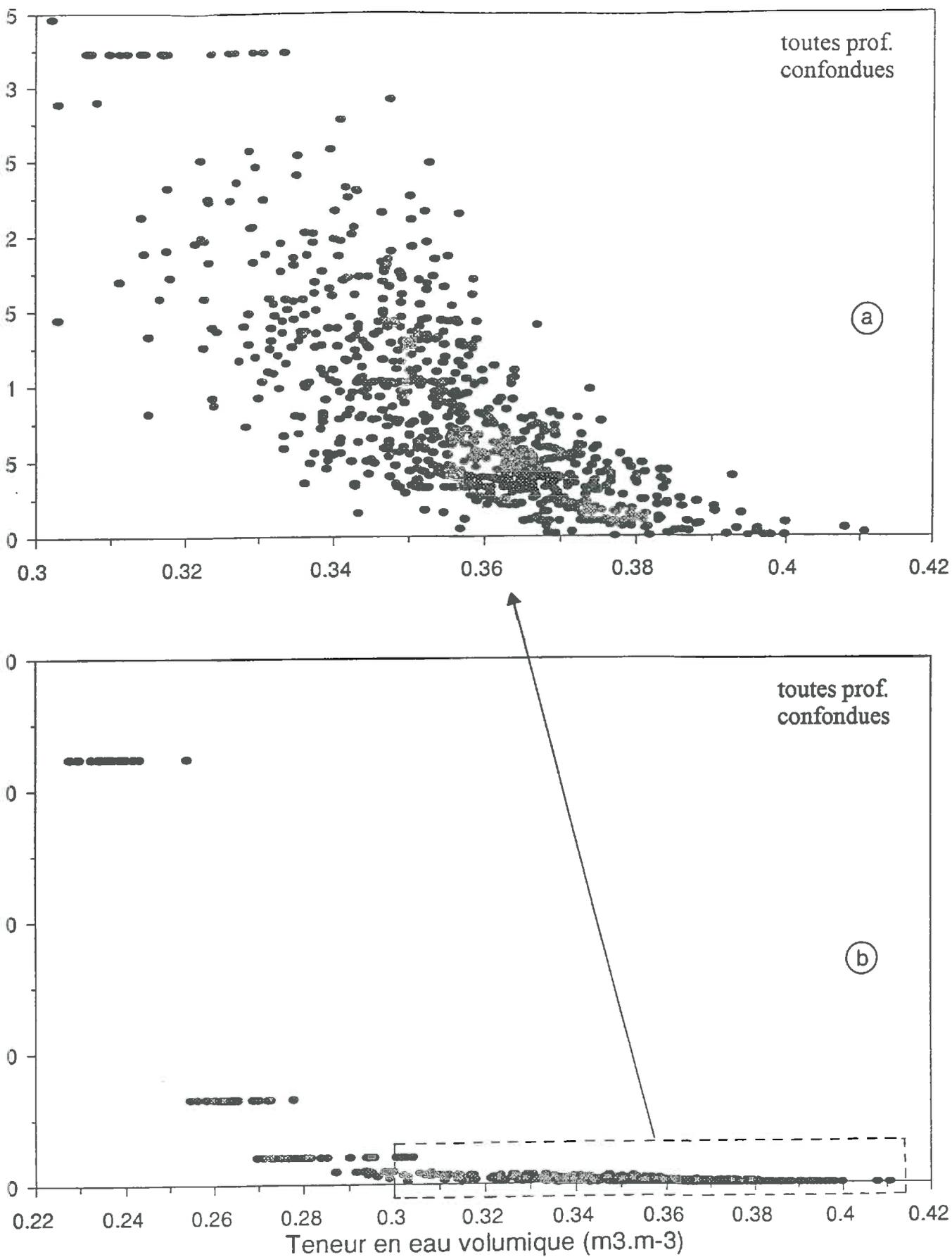


Figure 6.2 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique (toutes méthodes et tous suivis confondus : regroupement des résultats obtenus pour chaque profondeur de l'ensemble limono-argileux).

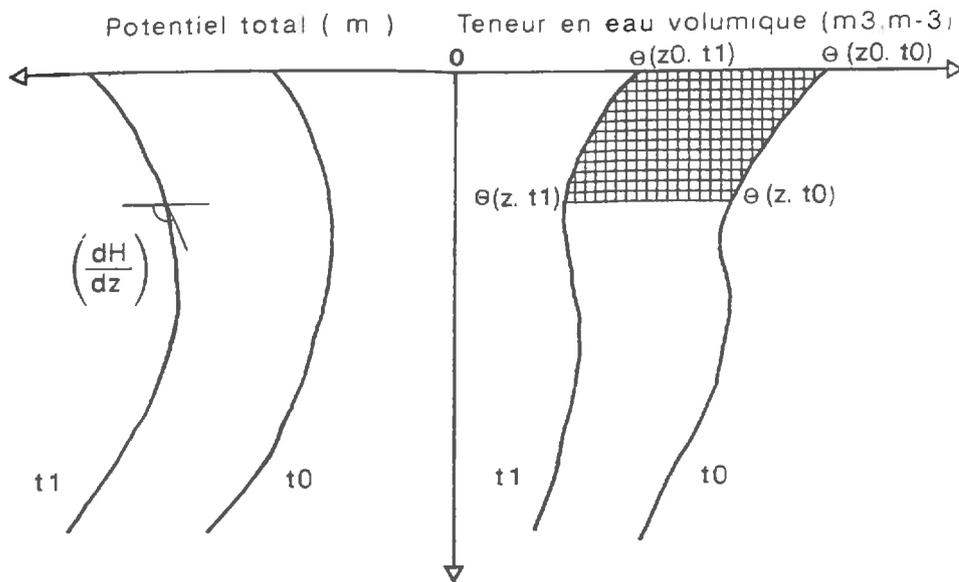


Figure 6.3 : Schéma du principe de la méthode du drainage interne : détermination de la variation de stock et du gradient de potentiel total. (d'après Vachaud *et al.*, 1978, modifié)

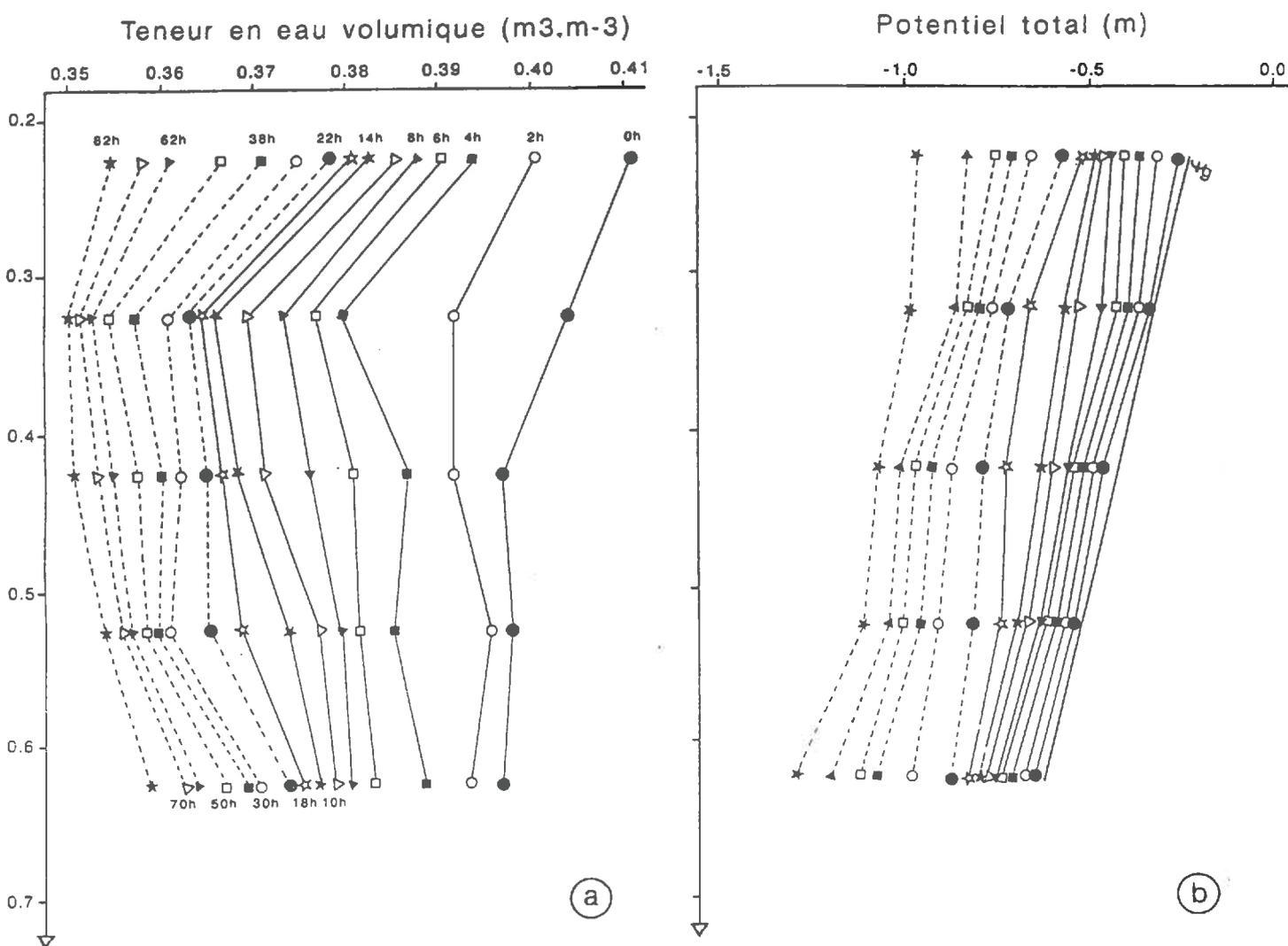


Figure 6.4 : Profils de teneur en eau volumique (a) et de potentiel total (b), pour la chronique du 12 au 15/01/93.

Tableau 6.1 : Conductivités hydrauliques à saturation (2 échantillons par horizon de sol)

	Horizon	Profondeur (cm)	K _{sat} (mm/h)	K _{sat} (m/s) x 10 ⁶	Θ _{sat} (m ³ m ⁻³)
Ensemble Limono- argileux supérieur	L	0-25/30	7 - 10	1,9 - 2,8	0,436
	SCi ₁	25/30-45/55	10 - 12	2,8 - 3,3	0,440
	SCi ₂	45/55-65/75	10 - 15	2,8 - 4,2	0,430
Ensemble calcaire pulvérulent inférieur	M ₁	90/190-200	20 - 22	5,5 - 7	0,367
	M ₂	200-240	15 - 19	4,2 - 5,3	0,355
	M ₃	240-260	11 - 13	3,0 - 3,6	0,340

C.3.3 - Courbe K(Θ)

- Description de la méthode de drainage interne

La méthode de drainage interne permet une détermination *in situ* des courbes K(Θ) et Ψ(Θ) (Hillel *et al.*, 1972 ; Vachaud *et al.*, 1978). Elle consiste à apporter une quantité d'eau suffisante pour "saturer" le sol, puis à suivre la redistribution de cette eau dans le profil, juste après la disparition de la lame d'eau à la surface du sol. Le sol est recouvert de façon à annuler le flux hydrique à la surface pendant toute la cinétique de ressuyage ($q(0,t) = 0$) (Fig. 6.3).

La variation de stock entre les cotes z_0 et z durant l'intervalle de temps Δt ($t-t_0$) est calculé par une double intégration de l'équation de conservation de la masse par rapport au temps et à la cote :

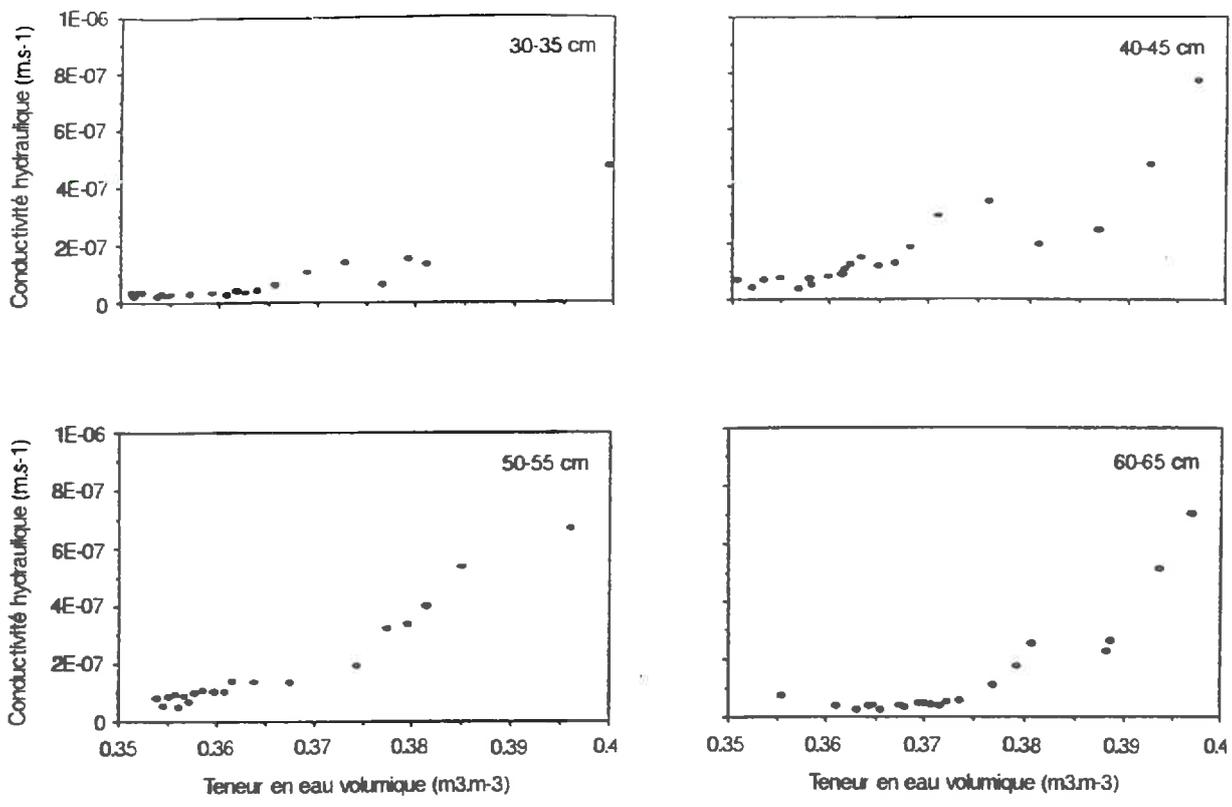
$$\int_{z_0}^z \int_{t_0}^t d\Theta dz = - \int_{t_0}^t \int_{z_0}^z dq dt \quad [6.4]$$

Ce qui donne après développement :

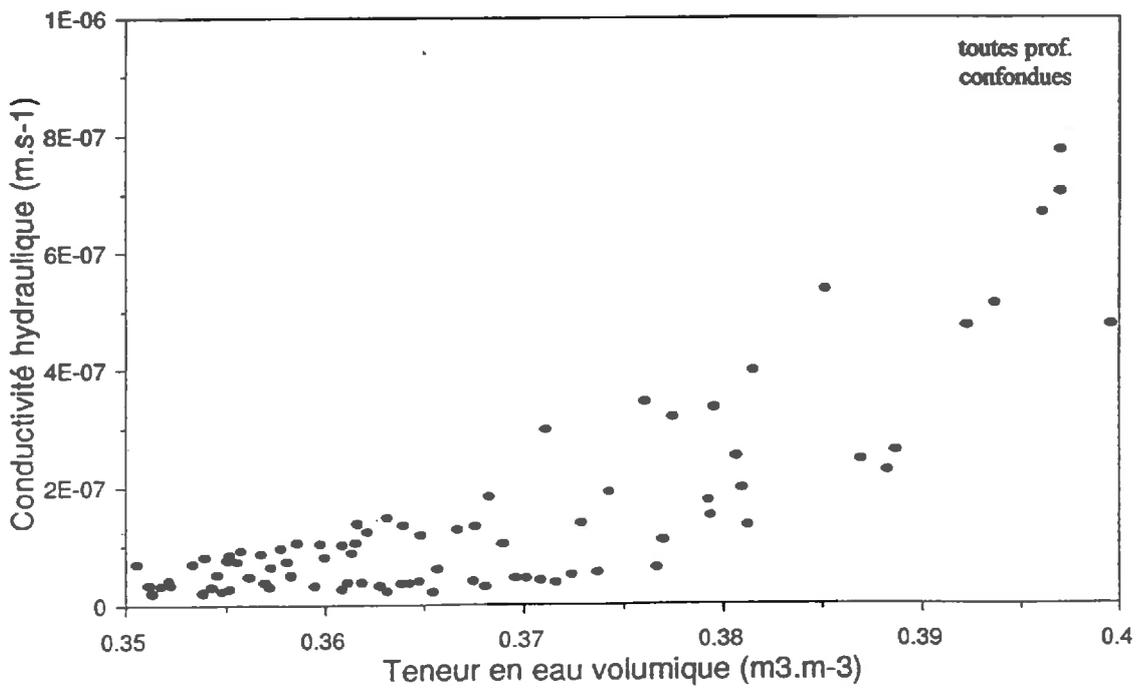
$$\begin{aligned} q_z - q_{z_0} &= - \frac{1}{\Delta t} \int_{z_0}^z \Delta\Theta dz \\ &= - \frac{1}{\Delta t} |\Delta S|_{z_0}^z \end{aligned} \quad [6.5]$$

Si la surface du sol est protégée aussi bien vis-à-vis de l'infiltration que de l'évaporation ($q_{z_0} = 0$), on peut écrire :

$$q_z = - \frac{1}{\Delta t} (\Delta S)_z \quad [6.6]$$



(a)



(b)

Figure 6.5 : Variation de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau volumique : pour chaque profondeur du limon argileux (a) et pour l'ensemble du limon argileux (b).

D'autre part, la loi de Darcy généralisée s'écrit pour un écoulement monodimensionnel vertical dans la direction z de la manière suivante :

$$q_z = -K(\Theta) \frac{\partial \Psi_t(\Theta)}{\partial z} \quad [6.7]$$

$\frac{d\Psi_t}{dz}$: représentant la valeur moyenne du potentiel total entre t_0 et t , dont la composante matricielle est indiquée par deux tensiomètres placés de part et d'autre de la cote z . Ce qui permet de déterminer $K(\Theta)$ par combinaison des relations [6.6] et [6.7] :

$$K(\Theta) = \frac{\left[\frac{1}{\Delta t} (\Delta S)_z \right]}{\left[\frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \right]} \quad [6.8]$$

Lors des trois suivis, nous n'avons pas effectué une telle expérimentation sur le terrain. Cependant, la méthode a été appliquée sur trois chroniques de ressuyage pour lesquelles nous pouvions considérer que toutes les conditions citées précédemment étaient réunies. Ces chroniques sont celles du 23/04/92, 12/01/93 et 04/02/94. Seule la chronique du 12/01/93 s'est révélée en fait remplir effectivement les conditions requises pour appliquer la méthode du drainage interne. Pour suivre cette chronique de ressuyage nous avons adopté dans un premier temps un pas de temps de 2 heures, puis de 4 heures et enfin 6 heures afin d'avoir des variations, au cours du temps, des gradients de potentiel et de stock d'eau significatives. La figure 6.4 présente les profils de potentiel total et de la teneur en eau pour la période de calcul considérée, c'est-à-dire du 12 au 15/01/93. L'application de la relation [6.8] aux données du 12 au 15/01/93 permet d'établir les courbes $K(\Theta)$ pour plusieurs profondeurs dans le limon argileux. Les figures 6.5a et 6.5b présentent respectivement les conductivités hydrauliques, obtenues par la méthode de drainage interne, pour chaque profondeur et pour toutes profondeurs confondues.

C.4 - Ajustements des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$

C.4.1 - Courbe $\Psi(\Theta)$

La figure 6.6 présente les ajustements effectués respectivement à chaque profondeur, toutes mesures confondues et pour toutes profondeurs confondues. Les résultats de ces ajustements sont présentés dans le tableau 6.2.

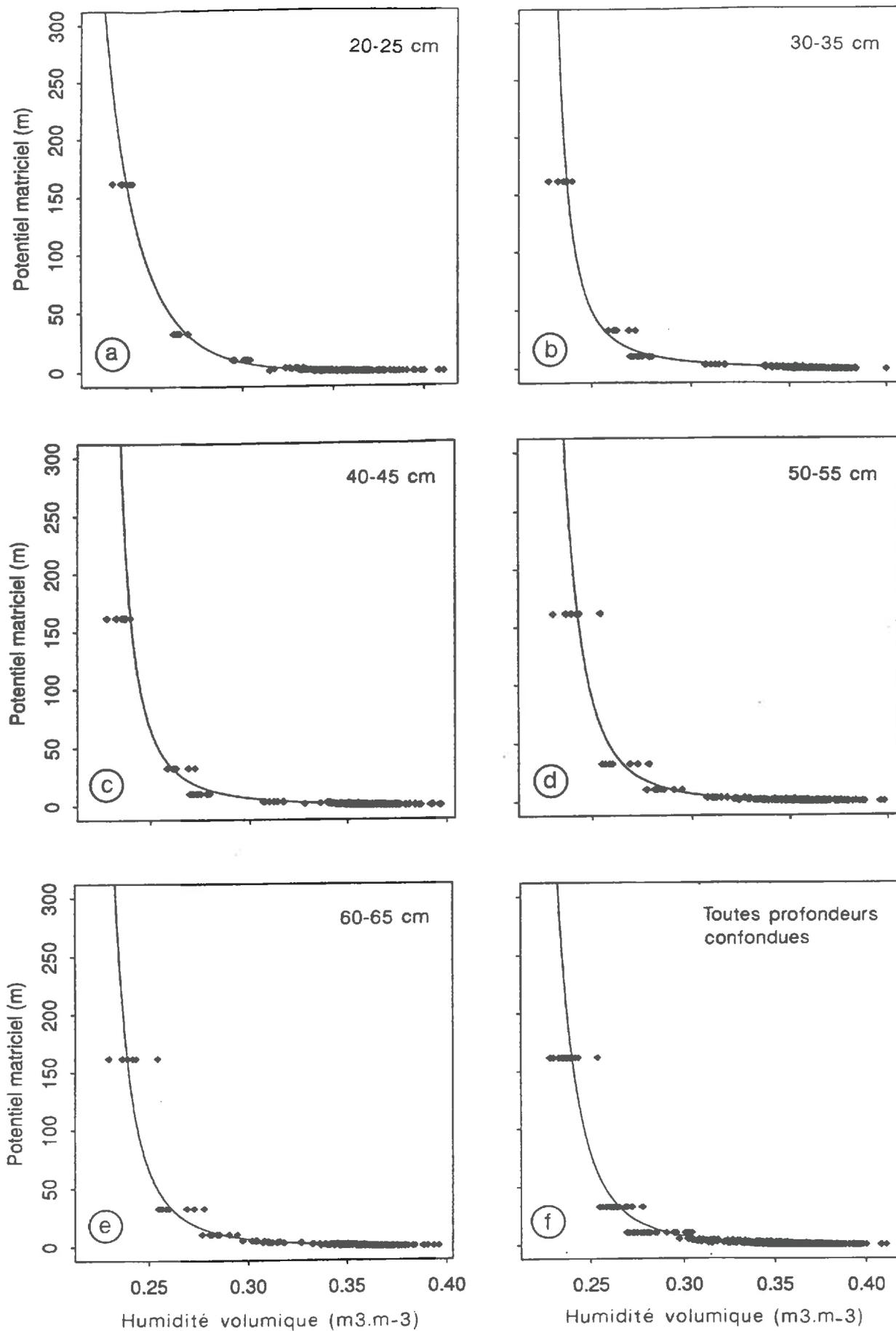


Figure 6.6 : Ajustement des courbes $\Psi(\Theta)$ par le modèle de Van Genuchten : pour chaque profondeur (a,b,c, d et e) et pour l'ensemble du limon argileux (f).

Tableau 6.2 : Paramètres d'ajustement de l'équation de Van-Genuchten, pour le limon argileux

Profondeur (cm)	Nbre. d'éch.	n	α	Θ_s (m ³ m ⁻³)	Θ_r (m ³ m ⁻³)
20-25	195	1,11	2,10	0,385	0,10
30-35	195	1,35	0,65	0,375	0,22
40-45	195	1,32	0,63	0,376	0,21
50-55	195	1,25	1,00	0,378	0,20
60-65	195	1,22	0,93	0,381	0,18
Total	907	1,20	0,92	0,379	0,19

Pour tester la qualité des ajustements effectués, nous avons comparé les teneurs eau expérimentales aux teneurs en eau calculées par le modèle de Van Genuchten (fig. 6.7). Un récapitulatif des principaux paramètres statistiques est présenté dans le tableau 6.3.

Tableau 6.3 : Récapitulatif des principaux paramètres statistiques relatifs aux comparaisons des teneurs en eau simulées et expérimentales

Profondeur (cm)	Coeff. de corrél.	Pente	Ecart-type résiduel	Ord. à l'origine
20-25	0,96	1,00	0,010	0,000
30-35	0,97	1,01	0,009	0,000
40-45	0,97	1,02	0,009	-0,008
50-55	0,97	1,02	0,008	-0,008
60-65	0,98	1,00	0,008	0,000
Total	0,954	1,01	0,010	-0,009

C.4.2 - Courbe $K(\Theta)$

La figure 6.8 présente les ajustements effectués pour chaque profondeur et pour toutes profondeurs confondues. Les coefficients correspondant aux ajustements utilisés sont présentés dans le tableau 6.4. Afin de tester la qualité des ajustements effectués nous avons comparé les conductivités hydrauliques calculées par la méthode du drainage interne aux conductivités hydrauliques issues de l'ajustement par la relation de Mualem-Van Genuchten (fig 6.9). Les paramètres statistiques de cette comparaison sont présentés dans le tableau 6.5.

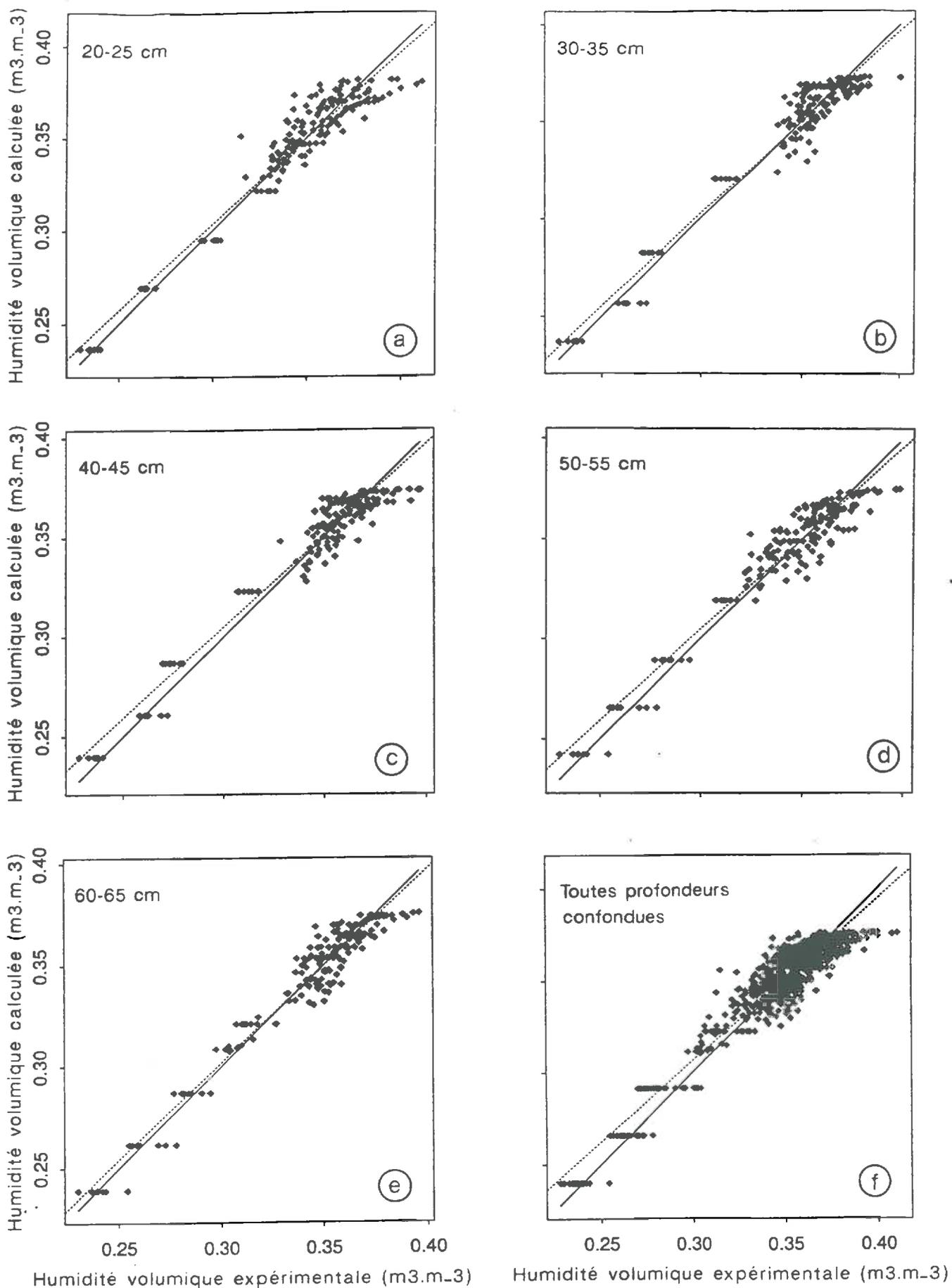


Figure 6.7 : Comparaison des teneurs en eau expérimentales et des teneurs en eau issues de l'ajustement par le modèle de Van Genuchten : pour chaque profondeur (a, b, c, d et e) et pour l'ensemble du limon argileux (f).

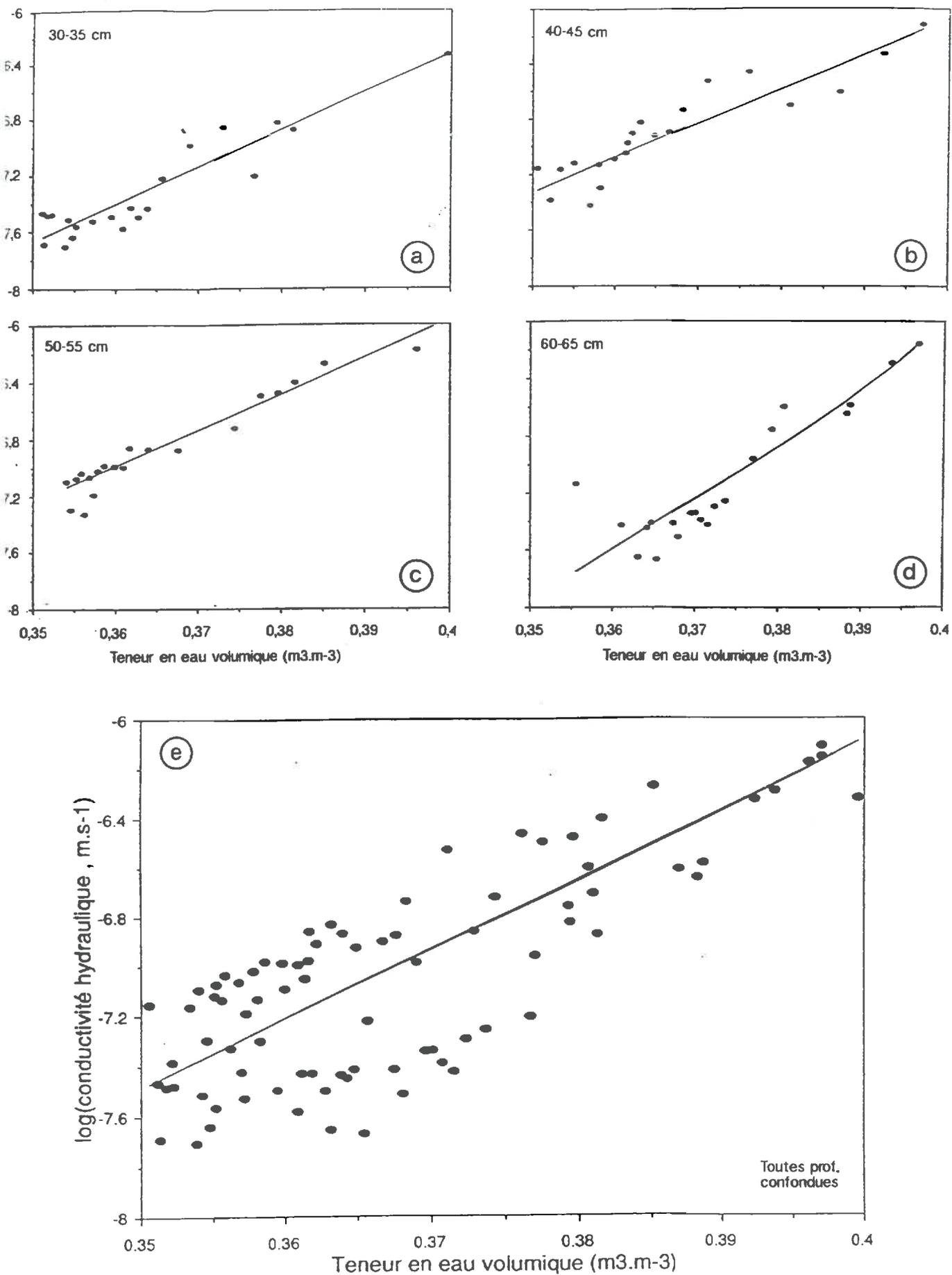


Figure 6.8 : Ajustement des courbes $K(\theta)$ par le modèle de Mualem-Van Genuchten : pour chaque profondeur (a, b, c et d) et ensuite pour l'ensemble du limon argileux (e).

Tableau 6.4 : Coefficients de la relation de Mualem-Van Genuchten

Profondeur (cm)	Nbre. d'éch.	n	$K_{sat}(10^{-5})$ (m s ⁻¹)	Θ_s (m ³ m ⁻³)	Θ_r (m ³ m ⁻³)
30-35	24	1,174	3,2	0,428	0,112
40-45	24	1,182	4,1	0,418	0,108
50-55	24	1,188	4,5	0,427	0,115
60-65	24	1,186	2,1	0,401	0,160
Total	96	1,185	2,4	0,415	0,090

Tableau 6.5 : Paramètres statistiques de la comparaison des conductivités hydrauliques observées et calculées.

Profondeur (cm)	Coeff. de corrél.	Pente	Ecart-type résiduel (10 ⁻⁷)	Ord. à l'origine (10 ⁻⁹)
30-35	0,98	1,001	0,21	-0,13
40-45	0,93	0,940	0,64	-9,11
50-55	0,97	1,000	0,59	-0,51
60-65	0,97	1,000	0,33	-0,01
Total	0,89	0,994	0,87	2,11

C.5 - Conclusion

Il ressort de l'examen des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$ qu'il y a très peu de différences de comportement hydrodynamique entre les différentes profondeurs du limon argileux. Ceci, bien que l'on ait regroupé les données issues de deux suivis et de trois méthodes différentes (cas pour $\Psi(\Theta)$). D'autre part, les paramètres d'ajustements sont peu différents d'une profondeur à une autre. Cette faible variabilité des propriétés hydrodynamiques dans les différentes couches du limon argileux est due à la grande homogénéité de cet ensemble. Par conséquent, lors de la modélisation, nous considérerons que les propriétés hydrodynamiques sont constantes sur toute l'épaisseur du limon argileux et ainsi, les relations $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$ qui seront utilisées lors de la validation du modèle sont celles calculées avec les données rassemblant l'ensemble des profondeurs.

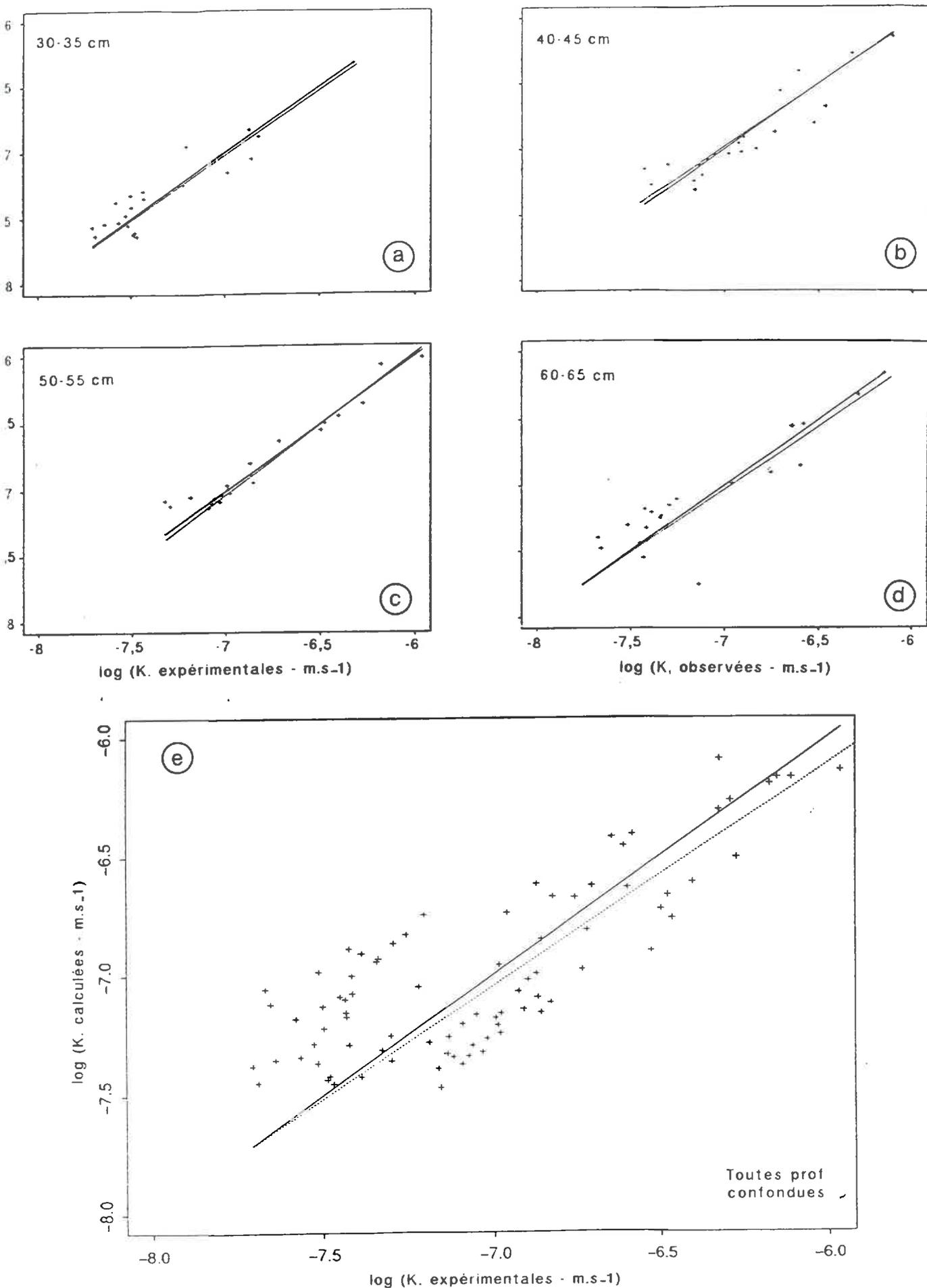


Figure 6.9 : Comparaison des conductivités hydrauliques expérimentales et des conductivités hydrauliques issues de l'ajustement par le modèle de Mualem-Van Genuchten : pour chaque profondeur (a, b, c et d) et pour l'ensemble du limon argileux (e).

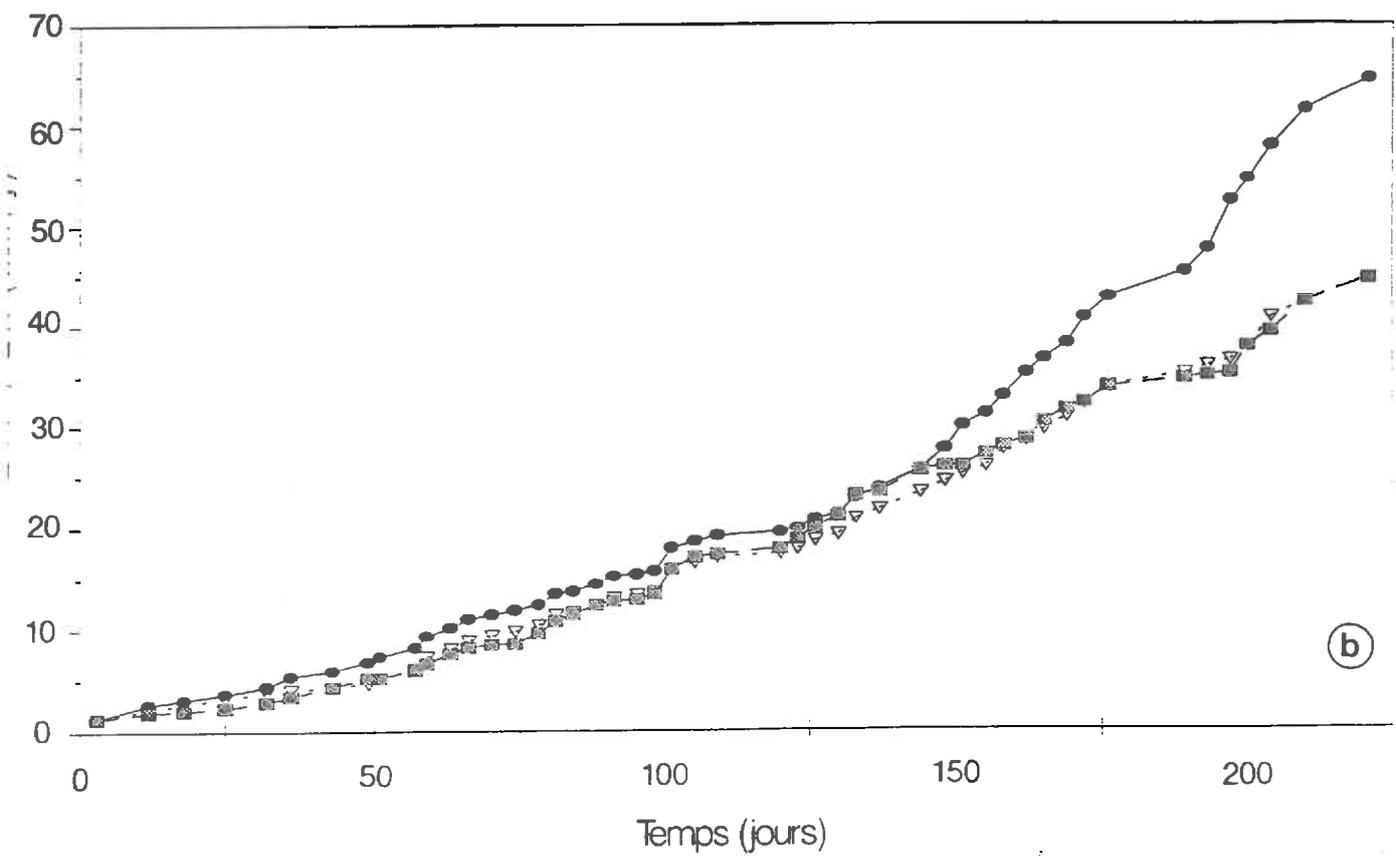
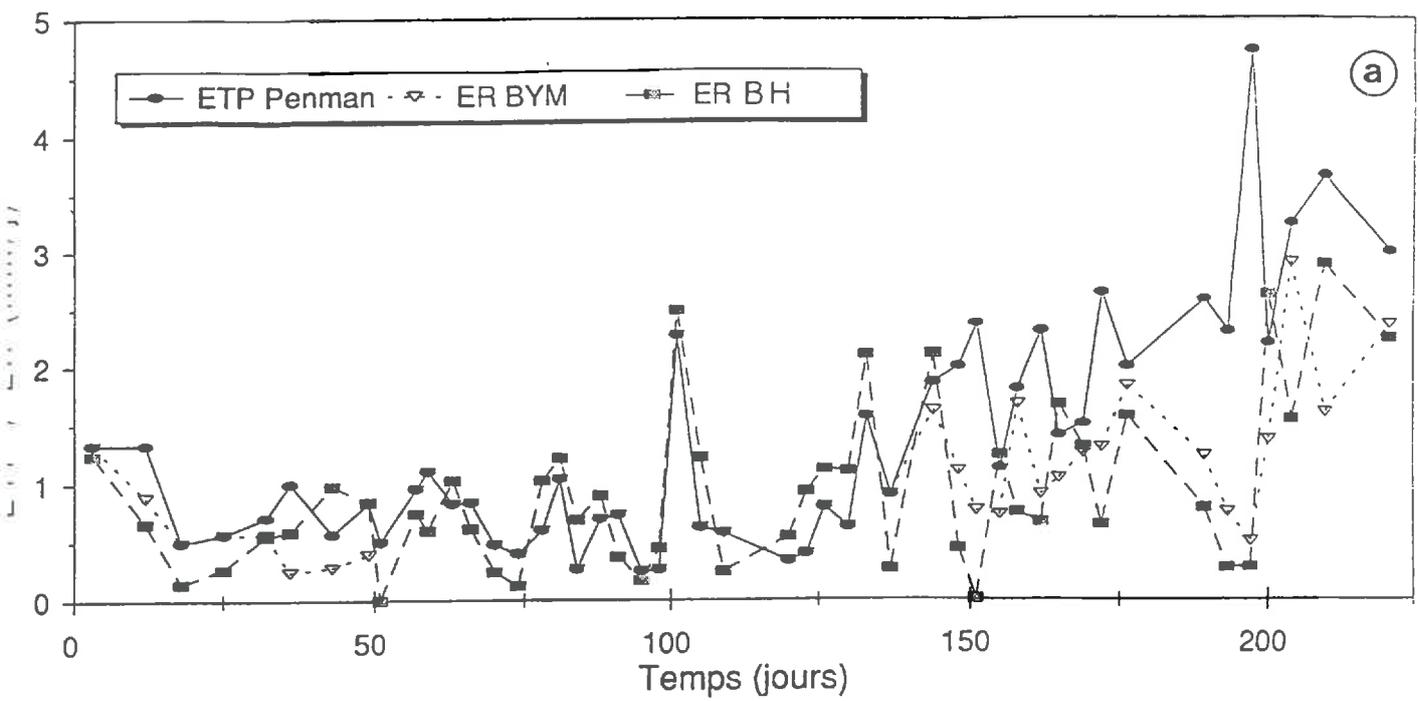


Figure 6.10 : Comparaison de l'évaporation réelle obtenue par le modèle BYM (ER BYM) à celle obtenue par l'équation du bilan hydrique (ER BH) et à l'ETP Penman-Monteith. ER instantanées (a), ER cumulées (b).

D - Validation du modèle de transfert d'eau

La validation du modèle a été effectuée d'abord pour le suivi 93-94 et ensuite pour le suivi 92-93. Les données des conditions initiales et aux limites utilisées sont au pas de temps journalier pour le suivi 92-93, journalier et horaire pour le suivi 93-94. En effet, lors de nombreux essais effectués pour le suivi 93-94, avec des pas de temps de mesure différents, nous avons choisi d'adopter un pas de temps horaire pour la période du 02 au 24/02/94 au cours de laquelle la pluviométrie était très importante. Ce choix ne s'imposait pas pour le suivi 92-93 eu égard à la pluviométrie.

La validation du modèle a ainsi pu être effectuée pour les périodes du 16/12/92 au 03/05/93 lors du suivi 92-93 et du 08/12/93 au 27/05/94 lors du suivi 93-94.

D.1 - Choix de la condition limite de surface

Etant donné que l'on ne disposait pas de mesures tensiométriques à la surface du sol, nous avons choisi une condition limite de flux : P - ER. Par ailleurs, et afin d'intégrer des situations climatiques différentes, nous avons envisagé plusieurs modes de calcul de l'évaporation réelle (ER). Le principe de calcul de ces différentes ER a été présenté dans le chapitre II. Ces différentes ER sont :

- ER issue du modèle BYM (déjà utilisé lors de l'application de la méthode du bilan hydrique)
- ER issue de l'équation de Darcy et de la méthode du bilan hydrique
- $ER = ETP \times 0,5$
- $ER = ETP \times 0,75$

Afin de discuter la validité d'un modèle empirique tel que le modèle BYM, nous l'avons comparé à une méthode plus fréquemment utilisée et que nous appellerons "méthode bilan hydrique" : "BH". Cette comparaison a été effectuée à partir des données expérimentales 93-94 au pas de la mesure neutronique (c'est-à-dire en moyenne 3 à 4 jours, min = 1j et max = 10j). La figure 6.10 présente les variations des valeurs de "ER BYM", "ER BH" ainsi que de l'ETP Penman en fonction du temps, pour le suivi 93-94.

Les résultats montrent d'une part, la bonne concordance entre les méthodes "BYM" et "BH" et, d'autre part, la cohérence de ces deux dernières par rapport à l'ETP Penman, l'ER "BYM" étant en effet, toujours inférieure ou égale à l'ETP. Cette comparaison corrobore le choix de l'ER BYM pour le calcul d'incertitude effectué dans le chapitre V.

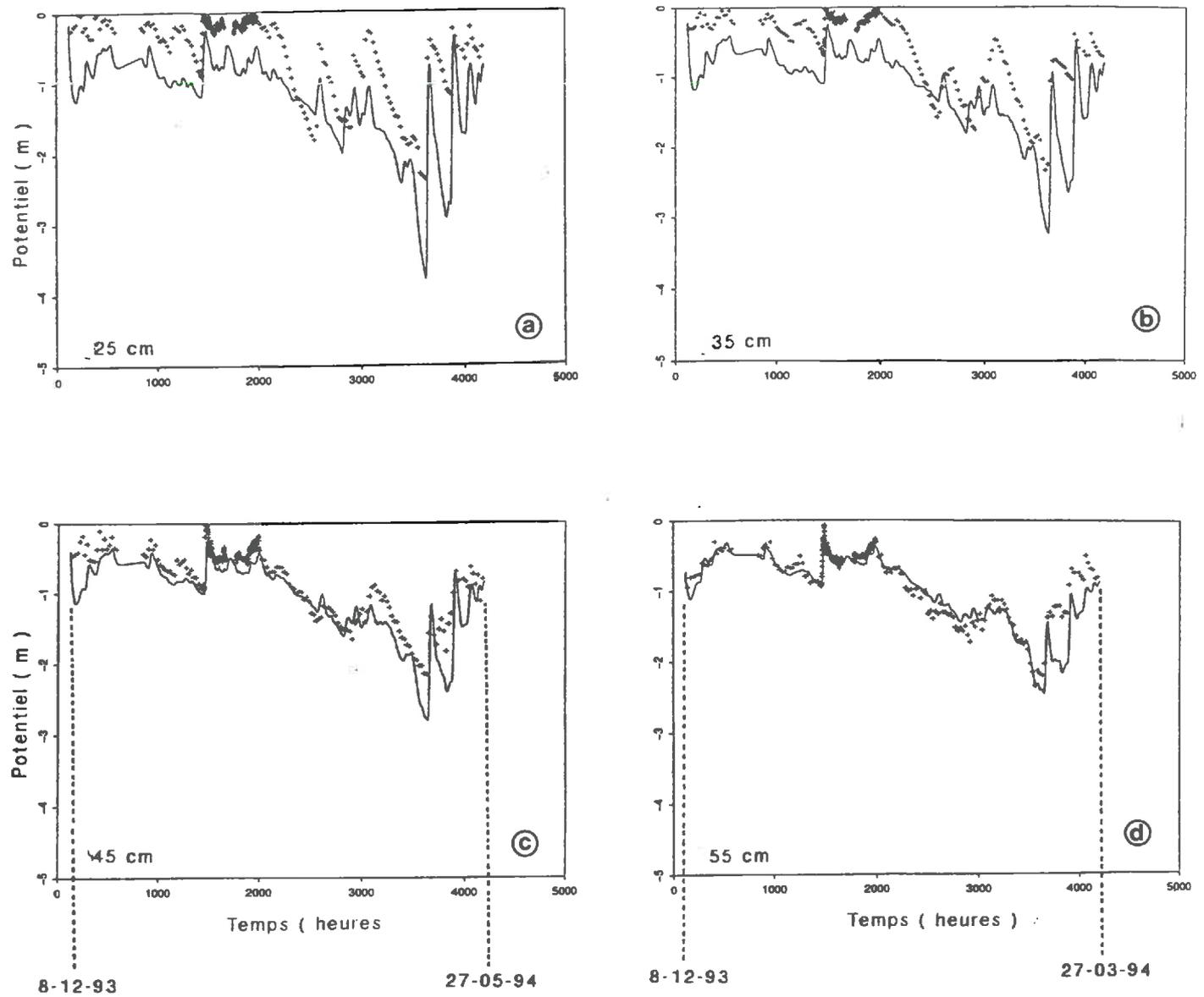


Figure 6.11 : Validation du modèle d'infiltration à l'issue du premier ajustement $K(\Theta)$: Comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés par le modèle (—), pour les différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 93-94.

D.2 - Calage des courbes $K(\Theta)$

Lors d'un premier essai de validation du modèle, avec les ajustements $\Psi_m(\Theta)$ et $K(\Theta)$ précédemment établis, nous avons enregistré des différences élevées entre les potentiels matriciels observés et calculés pour les profondeurs 25 et 35 cm (fig. 6.11). Précisons que cette validation a été effectuée dans les conditions suivantes :

- condition initiale : $\Psi_m(z)$ en début de simulation
- condition limite en surface : P - ER
- condition limite de fond : $\Psi_m(t)$ à 65 cm

Des différences nettement marquées sont observées en période hivernale (valeurs de Ψ_m pour la période comprise entre 1500 et 2200 heures sur les graphiques 6.11 a et b). Ces différences, obtenues quelle que soit la condition limite de surface utilisée, peuvent être dues au fait que la valeur de K_{sat} obtenue à l'issue de l'ajustement est élevée par rapport aux données obtenues au laboratoire. D'autre part, les valeurs de Θ_s et Θ_r sont cohérentes par rapport aux données expérimentales. Par conséquent, dans un deuxième temps, nous avons procédé au réajustement de la courbe $K(\Theta)$ en réestimant les seuls paramètres K_{sat} et n de l'équation de Van-Genuchten. Nous avons ainsi procédé à un calage de la conductivité hydraulique. Ce calage est justifié par le fait que l'on ne dispose pas d'estimation de $K(\Theta)$ pour la première couche du sol (0-25 cm). Il a été effectué dans les conditions suivantes (passage en condition de Dirichlet pour la condition limite de surface) :

- condition initiale : $\Psi_m(z)$ en début de simulation
- condition limite en surface : $\Psi_m(t)$ à 25 cm
- condition limite de fond : $\Psi_m(t)$ à 65 cm

Les nouveaux paramètres (K_{sat} et n) obtenus pour les deux suivis 92-93 et 93-94 sont présentés dans le tableau 6.6.

Tableau 6.6 : Résultats des réajustements $K(\Theta)$ pour les suivis 92-93 et 93-94

Suivi	n	$K_{sat} \times 10^{-5}$ (m s ⁻¹)
92-93	1,1714	0,44
93-94	1,1849	0,76

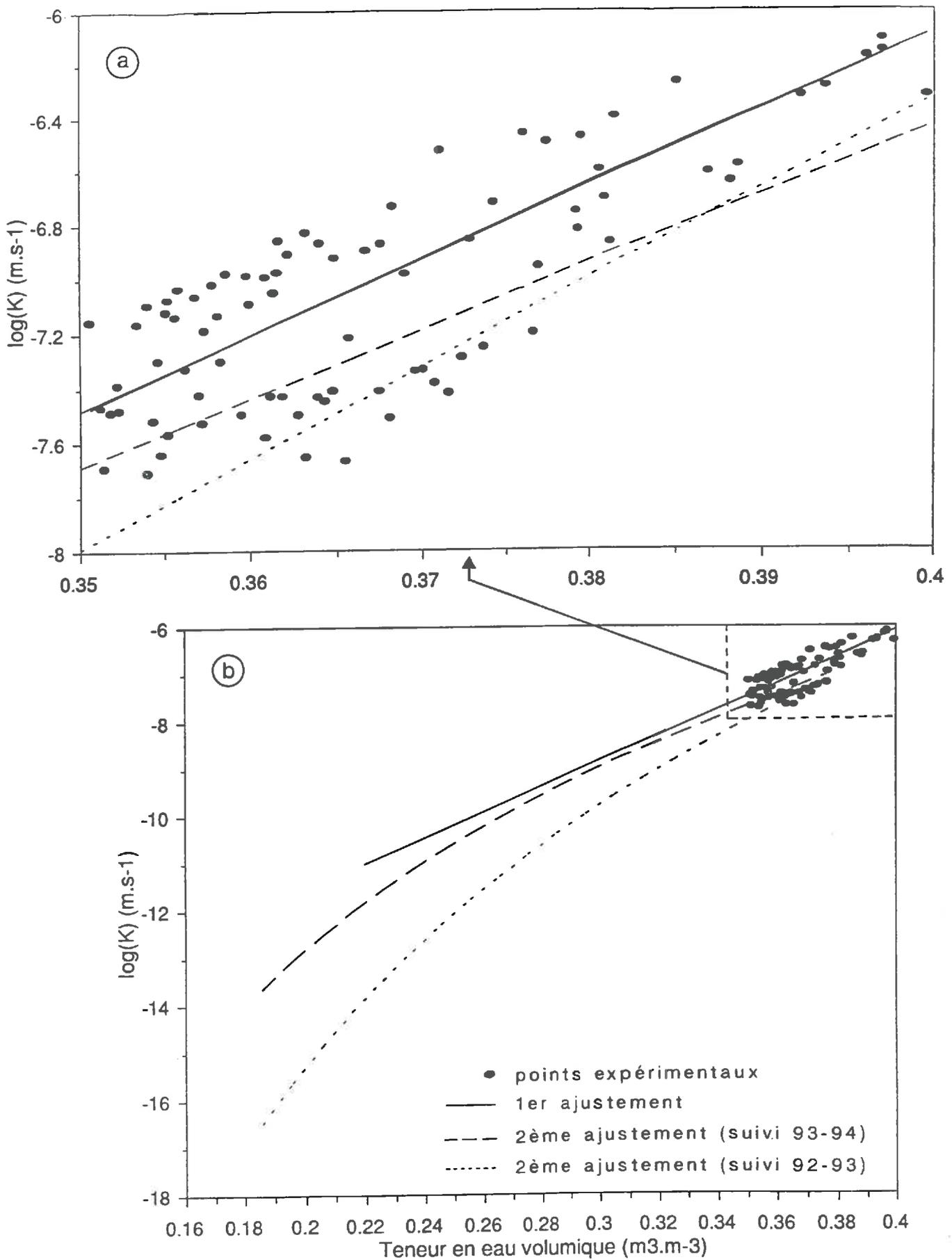


Figure 6.12 : Comparaison des différents ajustements de la courbe $K(\Theta)$. (a) : gamme d'état hydrique restreinte à la gamme in situ ; (b) : gamme d'état hydrique beaucoup plus large.

On remarque que seule la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}) change sensiblement par rapport au premier ajustement et que l'on aboutit à des valeurs plus faibles que celles obtenues lors du premier ajustement (tableau 6.4). Les nouvelles valeurs de K_{sat} sont d'ailleurs du même ordre de grandeur que celles obtenues au laboratoire (cf. tableau 6.1). Pour justifier ce deuxième ajustement, nous avons effectué une comparaison entre le premier et les nouveaux ajustements, par rapport aux points expérimentaux (fig 6.12). On remarque que ces ajustements s'écartent peu des points expérimentaux dans la gamme de teneur en eau étudiée. Ces résultats nous permettent ainsi de justifier la nécessité qu'il y avait à mieux ajuster la relation $K(\Theta)$.

Enfin, les comparaisons $\Psi_{observés} / \Psi_{calculés}$ effectuées à l'issue de ces nouveaux ajustements sont présentés sur les figures 6.13 et 6.14. Les paramètres statistiques relatifs à ces comparaisons sont présentés dans le tableau 6.7. Les coefficients de corrélation sont compris entre 0,90 (40-45 cm, 93-94) et 0,98 (50-55 cm, 92-93) et sont donc significatifs au seuil de probabilité de 1%.

Tableau 6.7 : Paramètres statistiques des comparaisons $\Psi_{observés} / \Psi_{calculés}$ pour les deux suivis 92-93 et 93-94

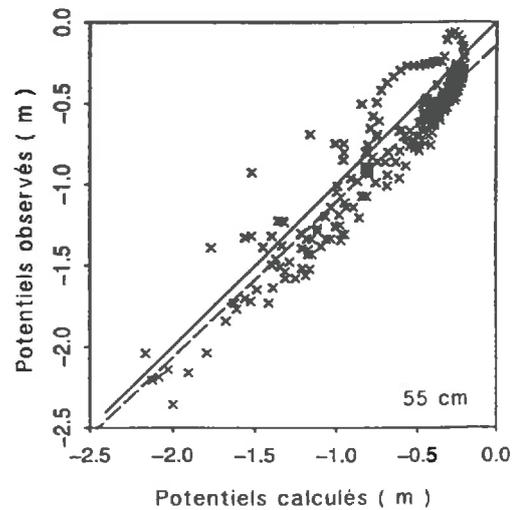
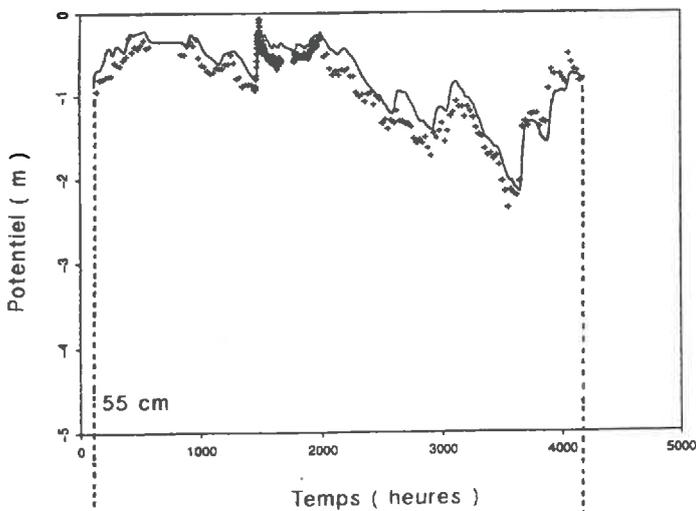
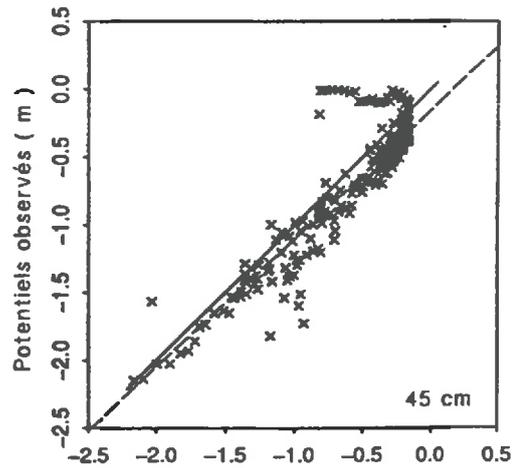
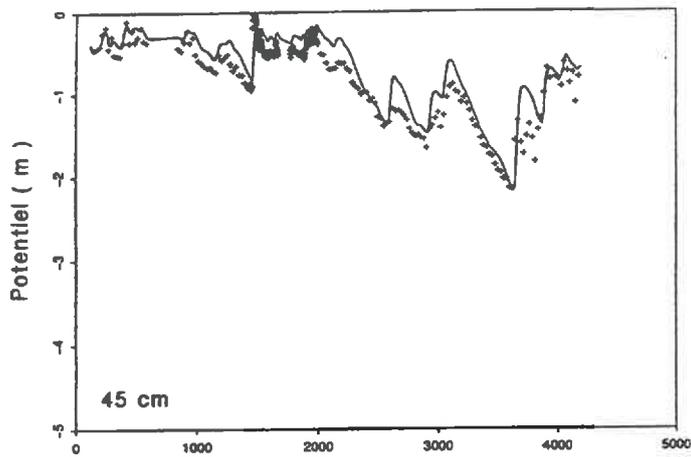
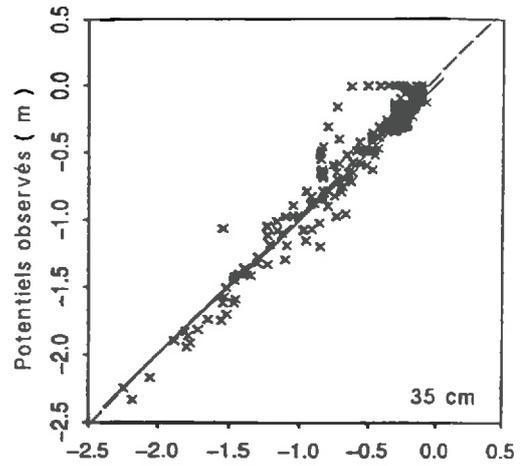
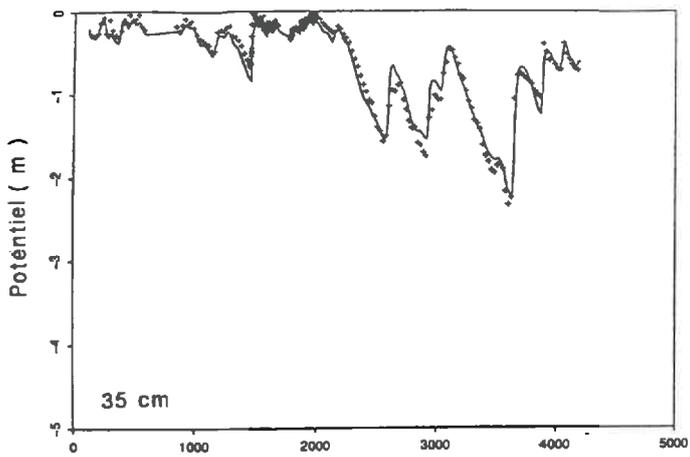
Suivi	Profondeur (cm)	Nbre d'éch.	Coef. de corél.	Pente	Ord. à l'origine
92-93	30-35	80	0,97	0,91	-0,11
92-93	40-45	80	0,95	1,01	-0,02
92-93	50-55	80	0,98	1,00	0,00
93-94	30-35	586	0,97	1,02	0,05
93-94	40-45	586	0,90	0,95	-0,12
93-94	50-55	586	0,94	0,96	-0,10

D.3 - Validation du modèle d'infiltration

Les propriétés hydrodynamiques étant maintenant fixées, nous avons validé le modèle dans les conditions suivantes :

- condition initiale : $\Psi_m(z)$ en début de simulation
- condition limite en surface : P-ER
- condition limite de fond : $\Psi_m(t)$ à 65 cm

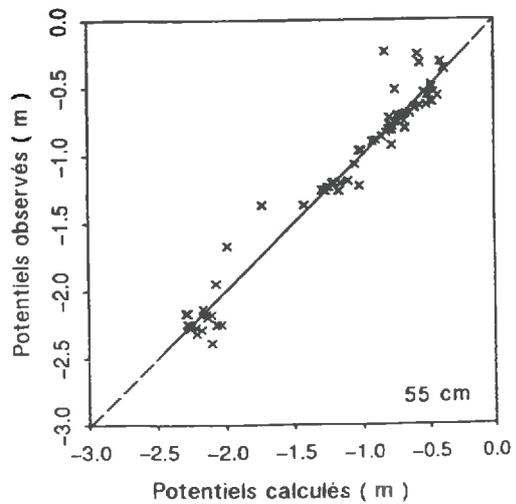
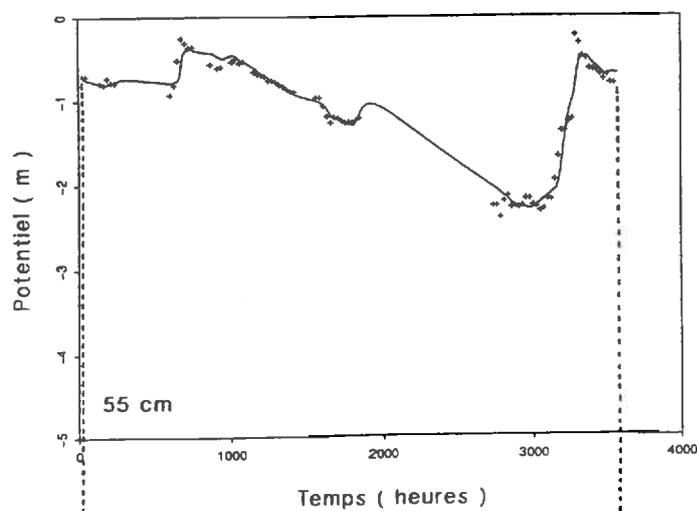
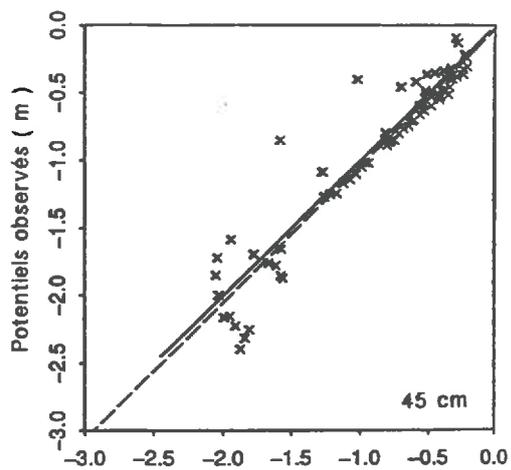
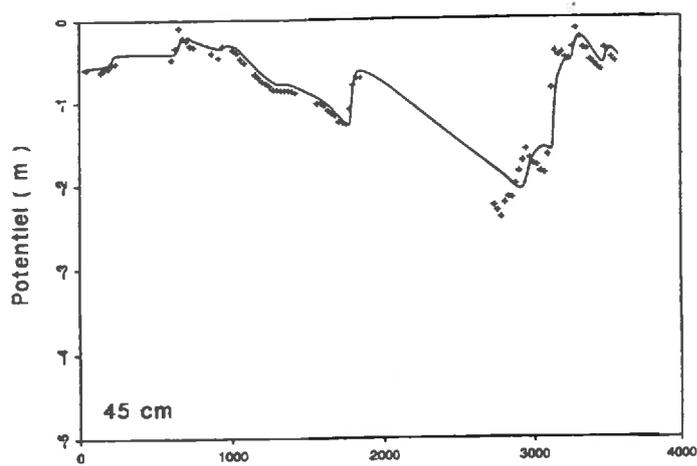
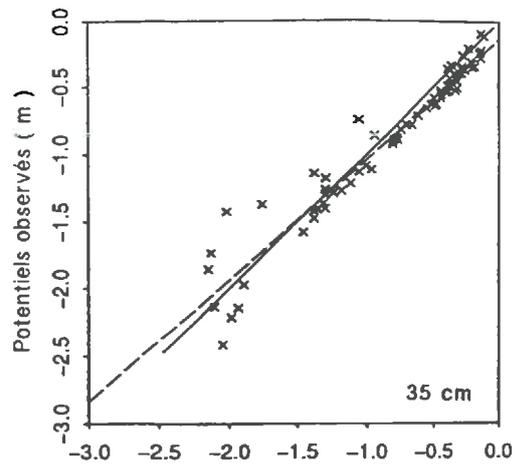
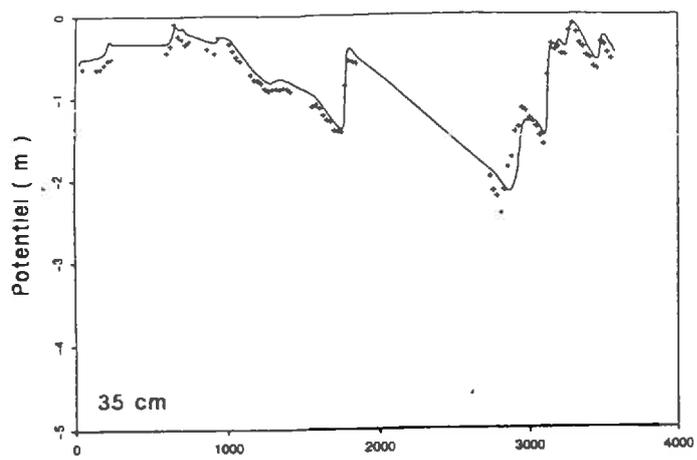
Les quatre modes de calcul de l'ER, présentés précédemment, ont été utilisés.



8-12-93

27-05-94

Figure 6.13 : Calage du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de charge) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiel matriciels calculés (—). Suivi 93-94.



16-12-92

3-05-93

Figure 6.14 : Calage du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de charge) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 92-93.

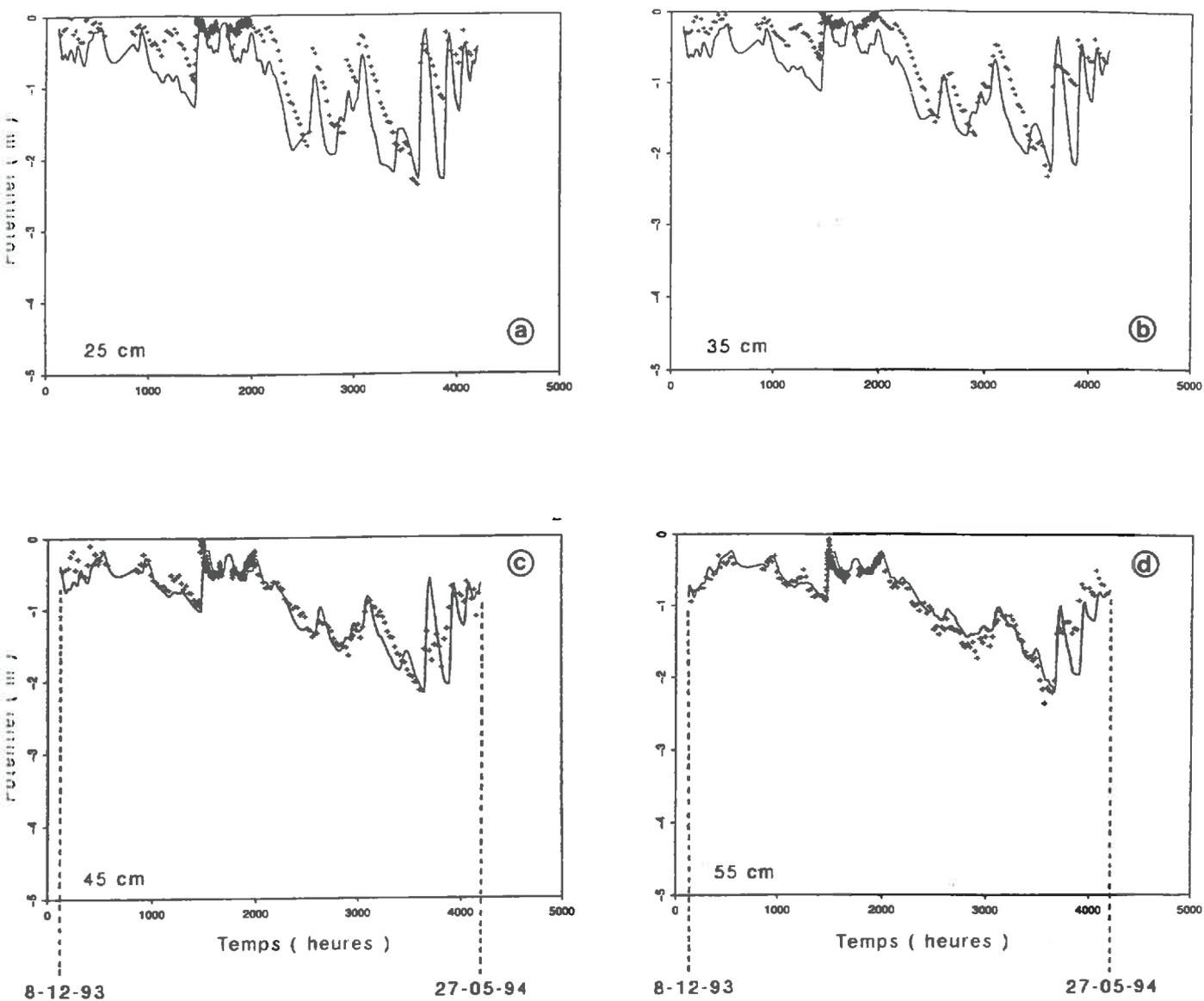


Figure 6.15 : Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, P-ER BYM) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiel matriciels calculés (—). Suivi 93-94.

D.3.1 - Suivi 93-94

Les résultats montrent que les relations entre les valeurs de Ψ_m estimées par le modèle et celles expérimentales sont meilleures dans le cas des ER BYM et ER BH que dans les cas ETP x 0,5 et ETP x 0,75.

La figure 6.15 présente les comparaisons $\Psi_m(\text{exp.}) / \Psi_m(\text{calc.})$ dans le cas de l'ER BYM. Les résultats obtenus pour les autres variantes de calcul d'ER sont présentées en annexe C. On note que la relation modèle-expérience est améliorée par rapport à celle obtenue lors du premier ajustement et ce particulièrement en période hivernale. On peut noter que les approximations ETP x 0,5 et ETP x 0,75 conduisent à des écarts plus importants entre modèle et expérience à partir du mois d'avril (valeurs de Ψ_m comprises entre 3000 et 4000 heures sur le graphique) et ce aux profondeurs 25 et 35 cm (*cf. annexe C*). Ceci est probablement dû à une surestimation de la demande évaporatoire.

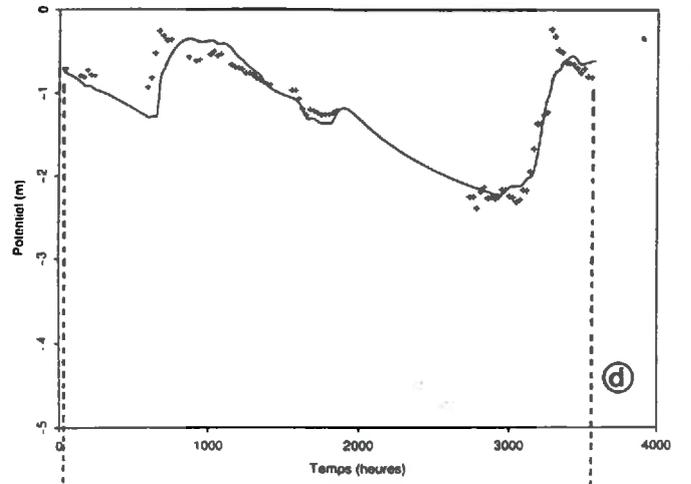
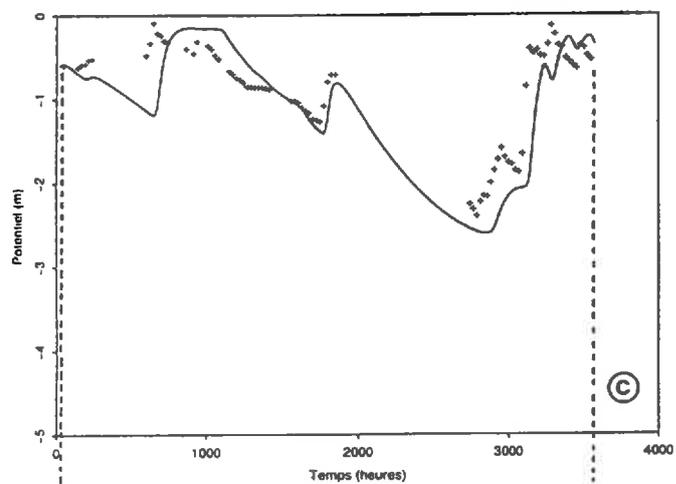
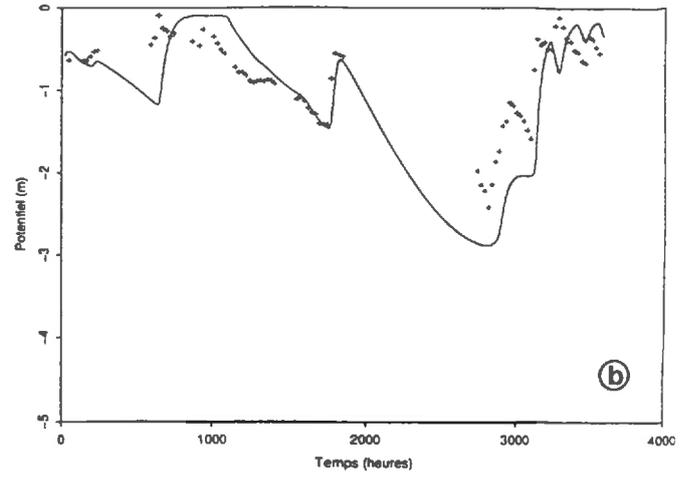
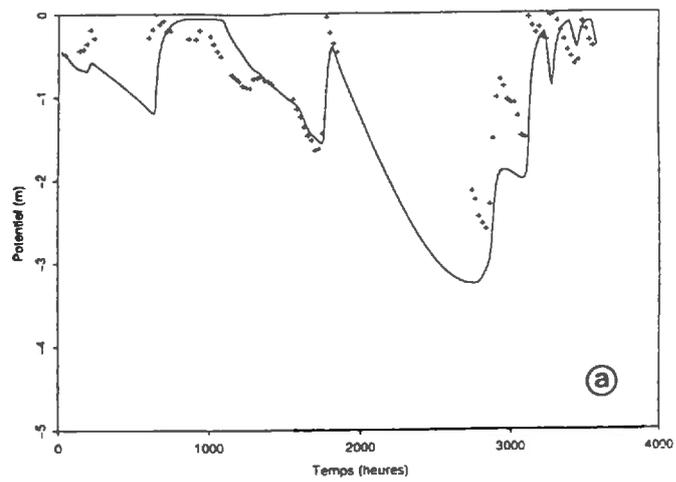
D.3.2 - Suivi 92-93

Pour la validation du modèle sur les données du suivi 92-93, nous ne présenterons pas les résultats obtenus pour les conditions aux limites de surface P - ER BH et P - (ETP x 0,75). En effet, la première aboutit à des résultats comparables à ceux obtenus pour l'ER BYM, et la deuxième conduit à une surestimation nette de la demande évaporatoire. Seuls les cas ER BYM et ETP x 0,5 seront présentés. Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 6.16 et 6.17.

Ayant optimisé l'ajustement des propriétés hydrodynamiques $\Psi_m(\Theta)$ et $K(\Theta)$, choisi les conditions aux limites de surface et discuté l'aptitude du modèle à rendre compte des potentiels matriciels expérimentaux, nous pouvons passer à la deuxième étape de ce travail, qui consiste à calculer les flux d'eau à la base du limon argileux.

E - Estimation des flux d'eau par le modèle d'infiltration

Nous procéderons dans un premier temps à une analyse des flux d'eau instantanés et cumulés obtenus pour chaque suivi. Ensuite, nous comparerons les résultats obtenus par le modèle d'infiltration à ceux obtenus par la méthode du bilan hydrique. Rappelons que les simulations ont été effectuées pour la période du 16/12/92 au 03/05/93 dans le cas du suivi 92-93 et pour la période du 08/12/93 au 27/05/94 dans le cas du suivi 93-94. Les pluies cumulées correspondant à ces deux suivis sont respectivement de 180 et 350 mm. Les pluies



16-12-92

03-05-93

16-12-92

03-05-94

Figure 6.16 : Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, P-ER BYM) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiel matriciels calculés (—). Suivi 92-93.

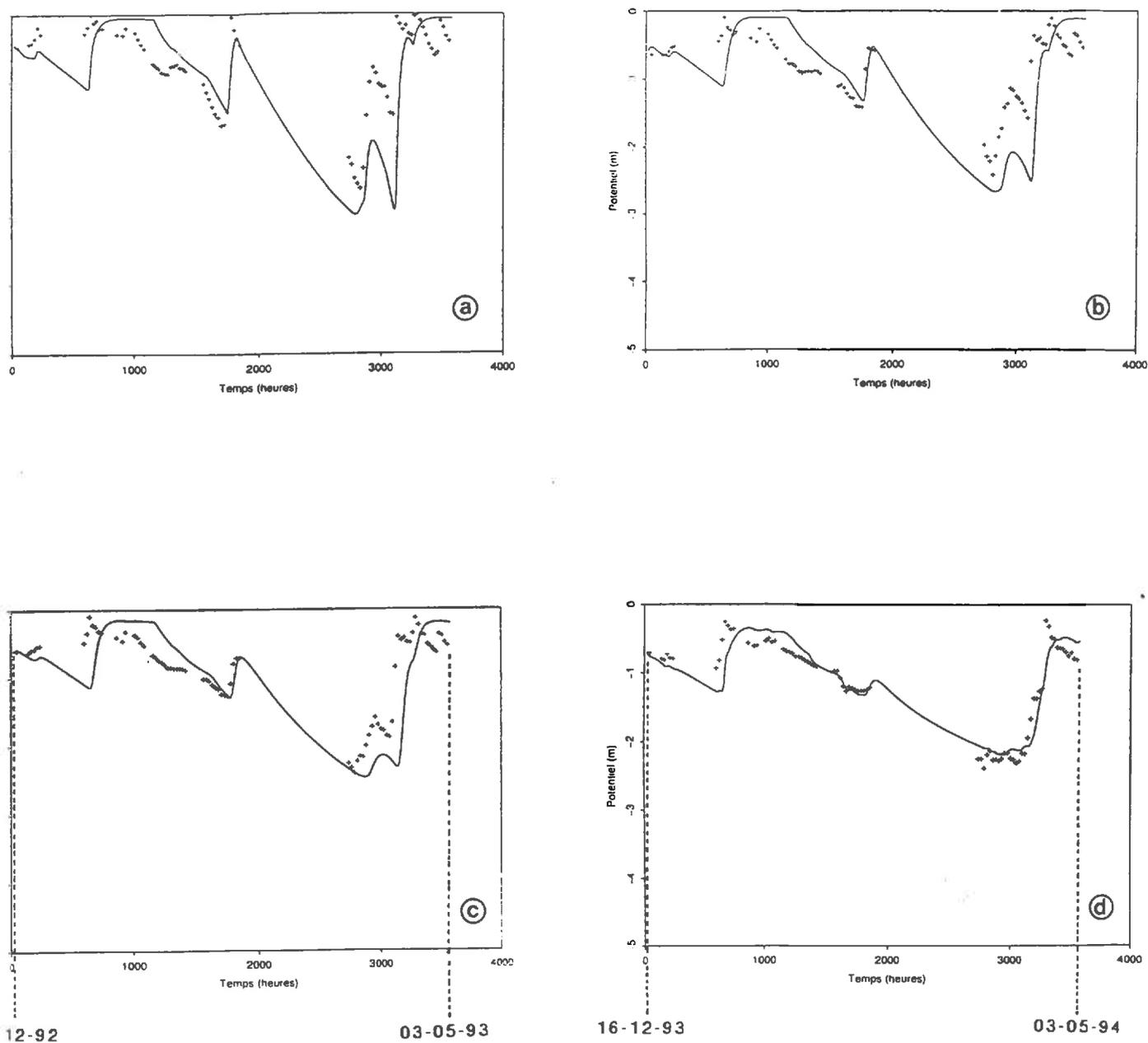


Figure 6.17 : Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, $P-ETP \times 0,5$) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiel matriciels calculés (—). Suivi 92-93.

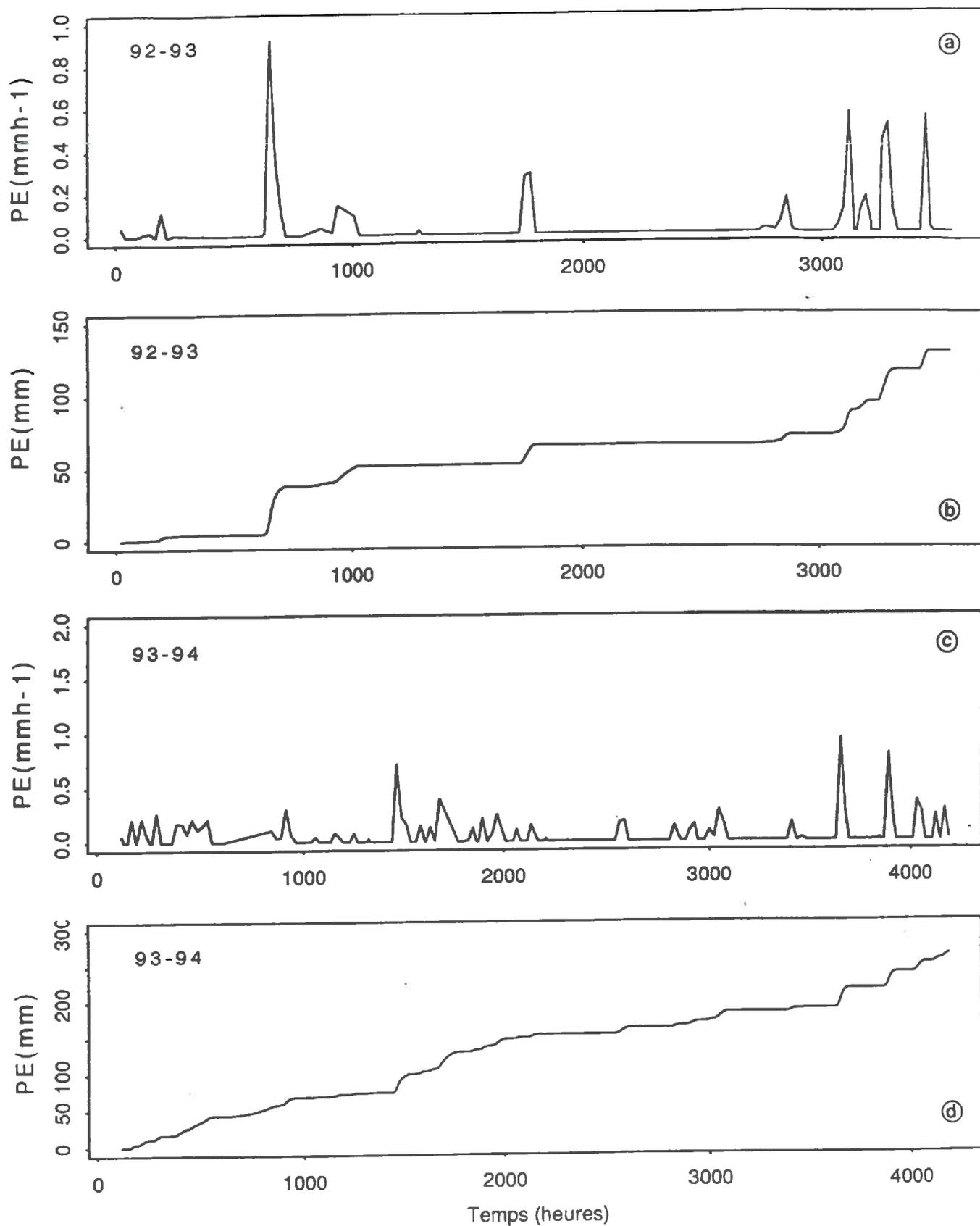


Figure 6.18 : Evolution des pluies efficaces pour les deux suivis 92-93 et 93-94. (a), (c) : pluies efficaces instantanées ; (b), (d) : pluies efficaces cumulées.

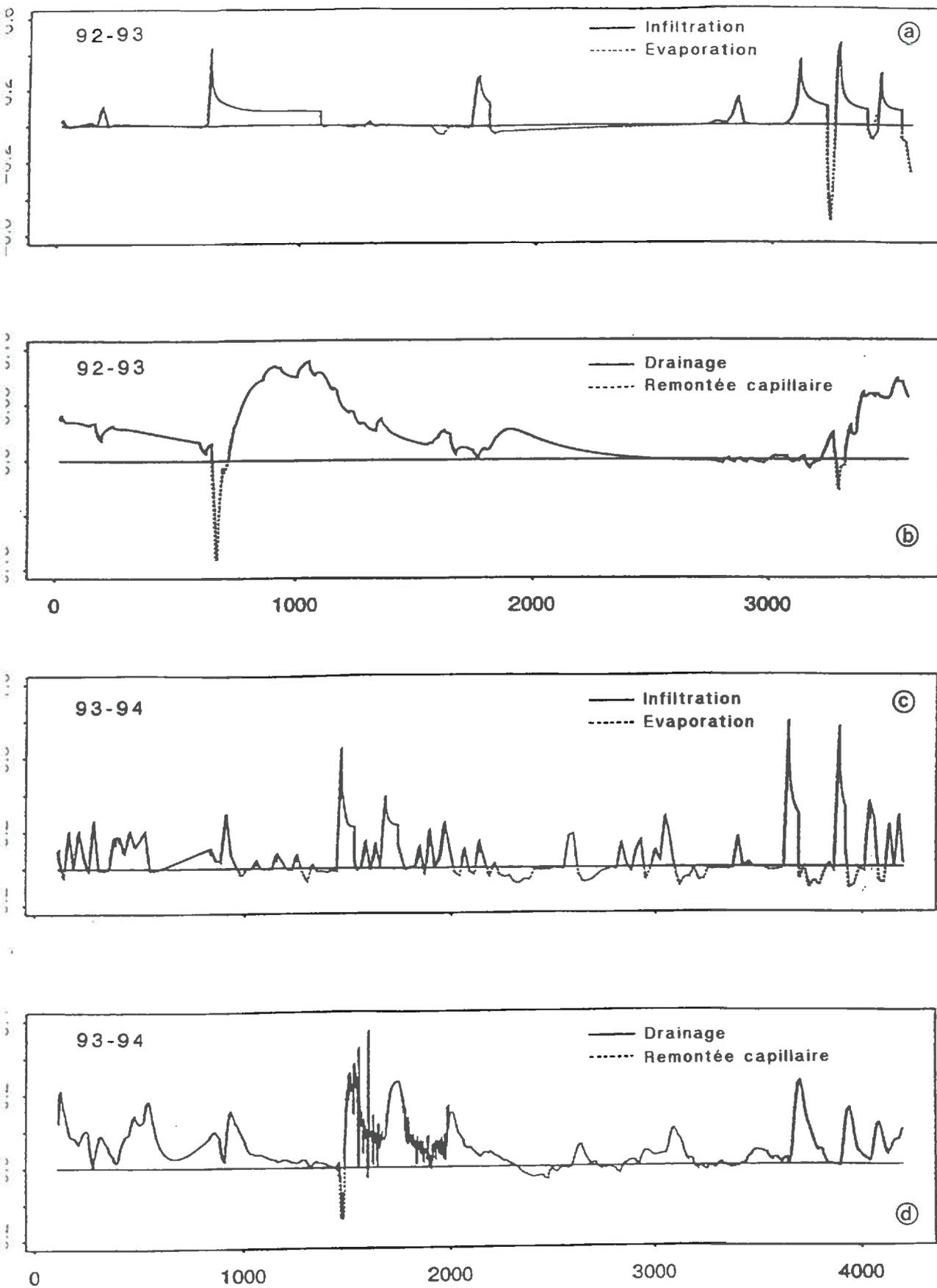


Figure 6.19 : Variation des flux d'eau instantanés à la surface (a et c) et à la base (b et d) de l'ensemble limono-argileux supérieur, pour les deux suivis 92-93 et 93-94.

efficaces¹ (PE) instantanés n'excèdent que rarement 1 mm/h, les PE cumulées étant égales à 125 mm pour le suivi 92-93 et à 250 mm pour le suivi 93-94 (fig 6.18).

E.1 - Analyse des flux instantanés

E.1.1 - Suivi 92-93

La variation des flux instantanés, pour le suivi 92-93, présente une répartition très irrégulière du fait de la pluviométrie, comme nous l'avons déjà expliqué précédemment (cf. chapitre IV) (fig. 6.19a). L'intensité de ces flux est en général comprise entre 0,2 et 0,4 mm/h. Par ailleurs, l'évaporation est très faible en hiver ($< 0,05 \text{ mm h}^{-1}$) et reste faible au printemps. Les flux instantanés à la base du limon argileux montrent que durant tout le suivi, le drainage reste la principale composante du fonctionnement hydrique, les remontées capillaires étant très faibles (fig. 6.19b). L'intensité de ces flux en profondeur est inférieure à 0,1 mm/h et ce, quelle que soit la condition de flux utilisée (P-ER BYM ou P-(ETP $\times 0,5$)).

E.1.2 - Suivi 93-94

La figure 6.19c présente la variation des flux instantanés à la surface du limon argileux pour la condition aux limites de surface ER BYM. Les calculs effectués dans le cas de l'ER BH conduisent à des résultats semblables à ceux de l'ER BYM. L'intensité moyenne de ces flux est de l'ordre de 0,2 à 0,3 mm/h, elle est donc comparable à celle obtenue lors du suivi 92-93. L'évaporation est quant à elle inférieure à 0,15 mm/h, valeur maximale obtenue dans le cas de L'ETP $\times 0,75$. Cependant, l'intensité des flux instantanés à la base du limon argileux est plus élevée (en moyenne 0,2 mm/h) que dans le cas du suivi 92-93, avec un maximum à 0,35 mm/h (fig. 6.19d). Les résultats obtenus pour les autres variantes de calcul de l'ER sont présentées en annexe C.

En conclusion, l'analyse des flux instantanés à la base du limon argileux conduit à des résultats qui concordent avec ceux obtenus par la méthode du bilan hydrique. Nous confirmons ainsi que le régime hydrique est principalement un régime de drainage et que la composante principale de ce drainage demeure verticale.

E.2 - Analyse des flux cumulés

Il ressort de l'examen des flux cumulés en surface pour les deux suivis (92-93 et 93-94) que la pluie efficace est équivalente à la lame d'eau infiltrée à la surface du sol (figs. 6.20 a et b). Ce

¹Nous appellerons pluie efficace la différence P-ER

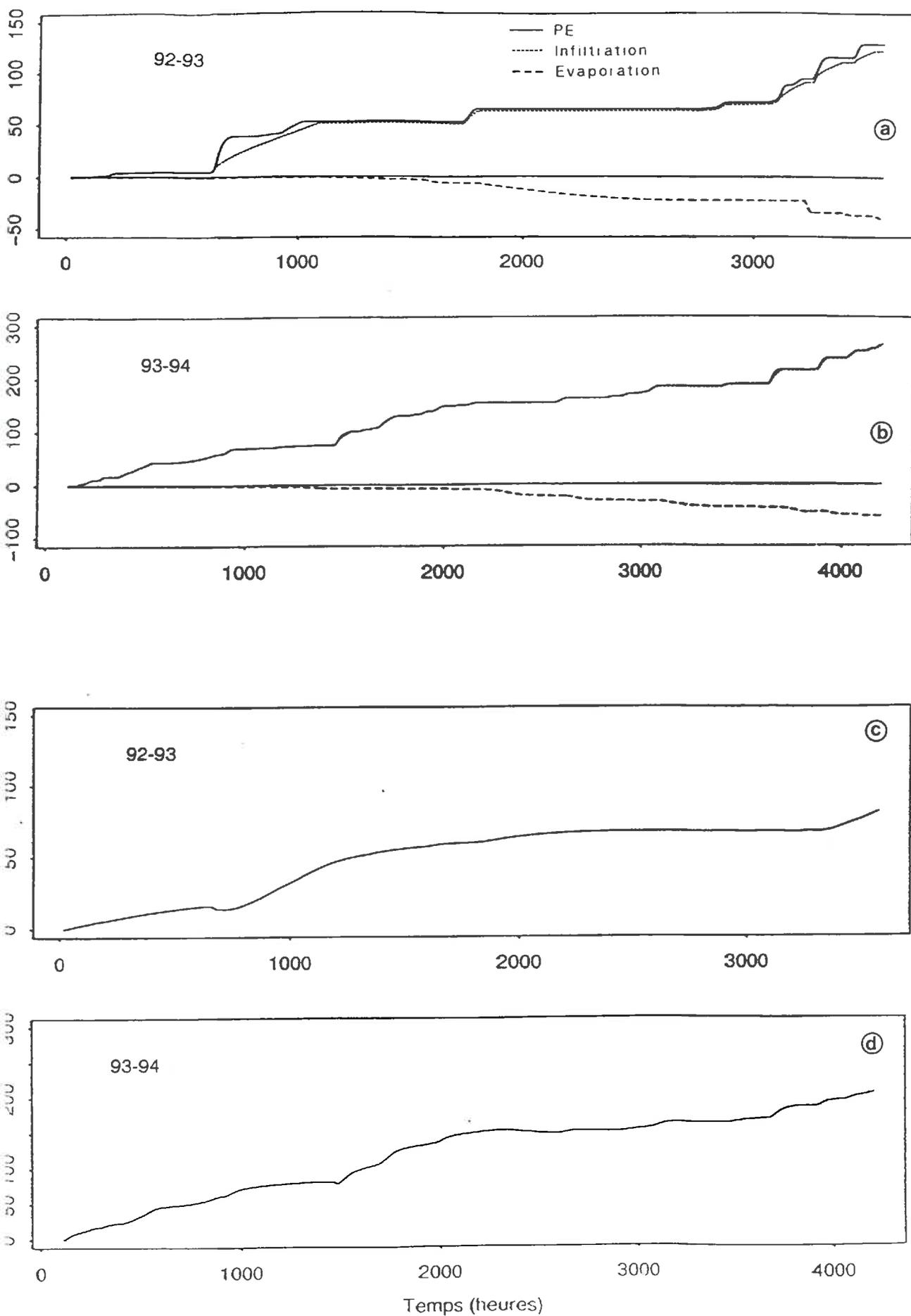


Figure 6.20 : Variation des flux d'eau cumulés à la surface (a et b) et à la base (c et d) de l'ensemble limono-argileux supérieur, pour les deux suivis 92-93 et 93-94.

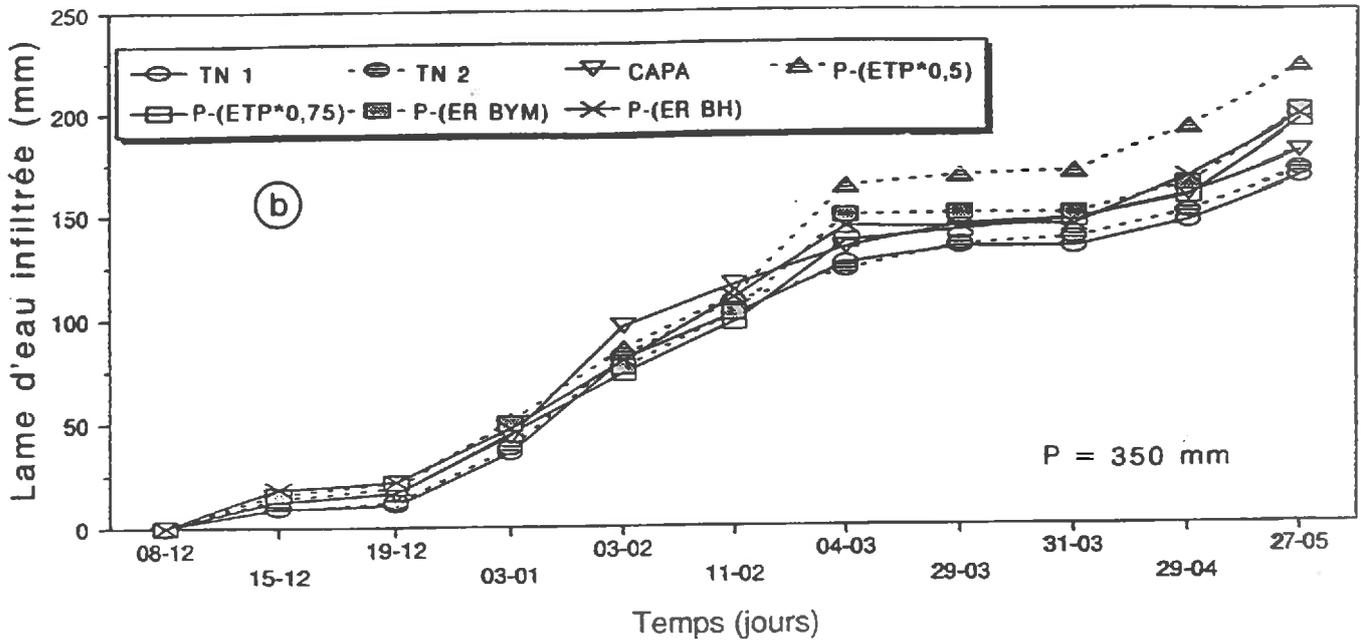
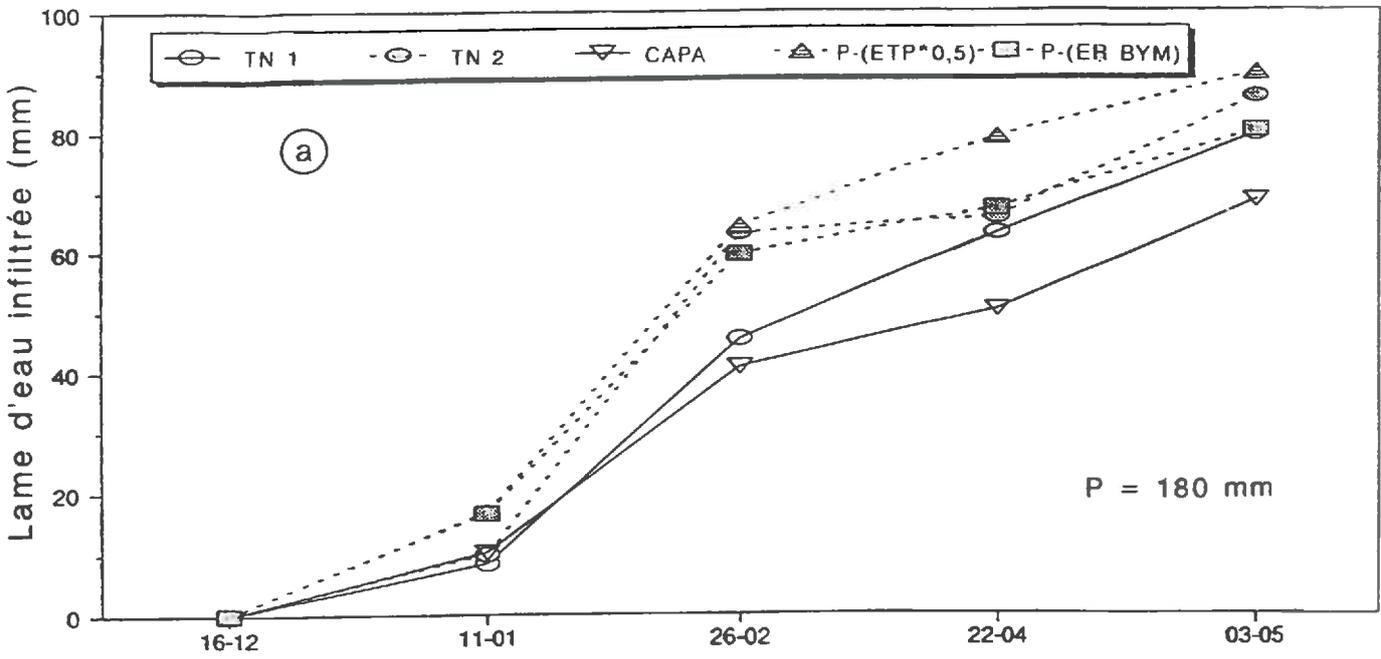


Figure 6.21 : Comparaison des flux d'eau calculé par le modèle d'infiltration et des flux d'eau calculés par la méthode du bilan hydrique. (a) : suivi 92-93 , (b) : suivi 93-94.

résultat est obtenu quelle que soit l'ER utilisée et quel que soit le suivi. La lame d'eau infiltrée est comprise entre 85 (ER BYM) et 100 mm (ETP x 0,5) pour le suivi 92-93. Les remontées capillaires sont très faibles et inférieures à 10 mm. Dans le cas du suivi 93-94 la lame d'eau est estimée à 196, 198, 200 et 225 mm, valeurs obtenues respectivement pour les cas ER BH, ETP x 0,75, ER BYM et ETP x 0,5. Les remontées capillaires durant la même période sont en moyenne de 15 mm. Les quantités d'eau drainées à la base du limon argileux lors des deux suivis sont présentées figures 6.20 c et d. Les graphiques présentés correspondent au cas ER BYM.

En résumé, on note que lors du suivi 92-93, 85 mm sur les 180 mm de pluie se sont infiltrés à la base du limon argileux. En revanche, pour le suivi 93-94, 200 mm sur les 350 mm de pluie cumulée se sont infiltrés à la base de ce limon argileux. La différence entre la pluie et l'infiltration cumulées à la base du limon argileux correspond principalement à l'évaporation car la variation de stock cumulée est faible (-6 mm et -10 mm respectivement pour les suivis 92-93 et 93-94).

E.3 - Comparaison des flux obtenus par le modèle d'infiltration et ceux obtenus par la méthode du bilan hydrique

La figure 6.21a présente la variation des volumes d'eau cumulés, pour le suivi 92-93, obtenus d'une part par la méthode du bilan hydrique et, d'autre part, par le modèle d'infiltration. Pour la méthode du bilan hydrique, nous avons fait figurer les résultats obtenus par les méthodes capacitive et neutronique. Ces résultats montrent que les lames d'eau infiltrées calculées par les différentes méthodes sont du même ordre de grandeur, excepté pour la méthode capacitive. La lame d'eau calculée varie de 80 mm, dans le cas de la méthode du bilan hydrique, à 90 mm pour le modèle d'infiltration. On remarque qu'il n'y a qu'une différence de 10 mm pour une période de mesure de 5 mois.

Les résultats obtenus pour le suivi 93-94 conduisent à des conclusions semblables à celles du suivi 92-93 (fig. 6.21b). On peut noter que seul le cas ETP x 0,5 conduit à des lames d'eau infiltrées nettement plus élevées que celles obtenues avec les autres méthodes. Cette différence est de plus en plus nette à partir du mois de Mars. Ceci est dû au fait que l'approximation ETP x 0,5 constitue dans ce cas une sous-estimation de la demande évaporatoire. Par ailleurs, la différence de lame d'eau infiltrée entre les deux méthodes est cette fois d'environ 20 mm si l'on utilise les mesures issues de la méthode capacitive et de 30 mm si l'on utilise celles issues de la méthode neutronique.

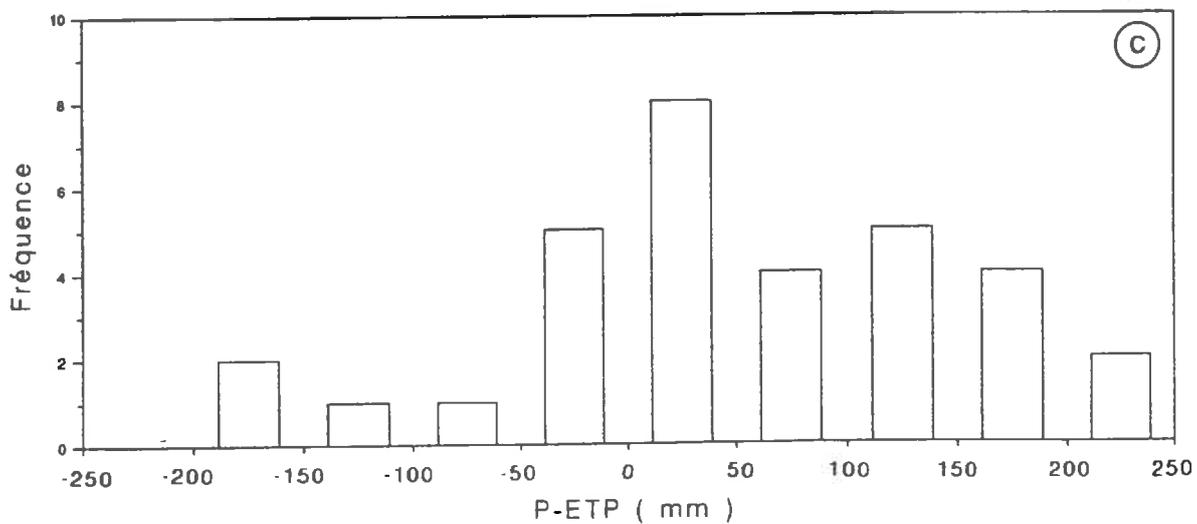
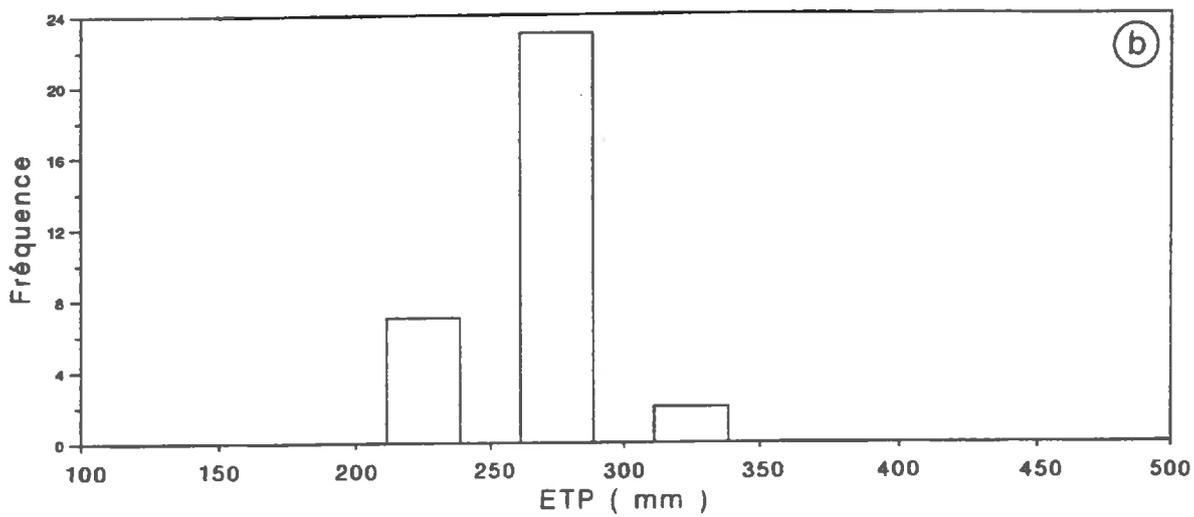
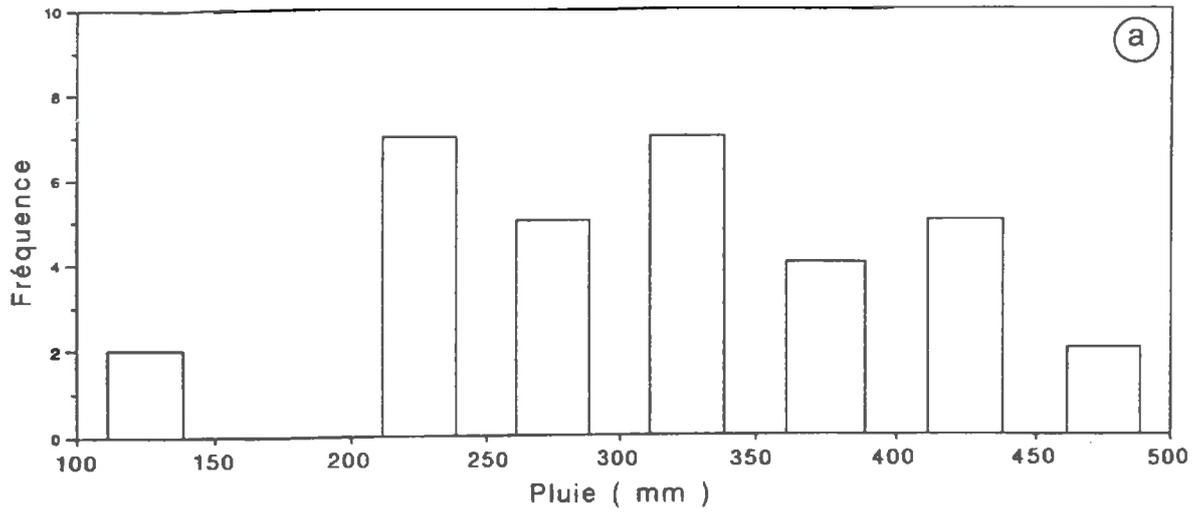


Figure 6.22 : Histogramme de fréquence des trois grandeurs climatiques choisies. Pluie (a), ETP (b) et P - ETP (c). Chronique des 32 années correspondant à la période 1962 - 1993.

F- Prévision du drainage pour les sols limono-argileux de Petite Beauce²

Après une étude fréquentielle du climat hivernal (de décembre à mai) de la Petite Beauce, nous présenterons les hivers choisis, puis nous définirons les conditions des simulations, les paramètres nécessaires à la construction des abaques et enfin, nous présenterons les modèles prévisionnels obtenus.

F.1 - Etude fréquentielle

L'objectif est de choisir trois hivers climatiques très contrastés (excédentaire, moyen et déficitaire) sur la base de critères climatiques bien identifiés. Pour cela, nous avons effectué une étude fréquentielle sur 32 années, correspondant à la chronique de 1962   1993. Les données climatiques analysées sont la pluie (P), l'évapotranspiration potentielle (ETP) et le bilan hydrique (par défaut : $P - ETP$) pour la période allant du mois de décembre au mois de mai. La figure 6.22 présente les histogrammes de fréquences de ces trois grandeurs climatiques. On remarque que la variabilité sur P est très élevée et que l'hiver de P moyen s'est produit 7 fois sur 32 années. Par ailleurs, on note que l'ETP varie très peu comparé à la variabilité de P. De ce fait, ETP ne constitue pas un critère de choix déterminant (fig. 6.22 b). Le choix des hivers sera par conséquent effectué sur la base de la seule variable P (fig. 6.22 a). Toutefois, on remarque que cette variable P présente une distribution irrégulière, en particulier pour les années à faible pluviométrie.

Les hivers les plus secs (75-76 et 91-92) qui présentent une pluviométrie < 150 mm n'ont qu'une occurrence de 2 fois en 32 années. Les hivers les plus humides (pluviométrie > 450 mm) sont aussi au nombre de 2 (87-88 et 78-79), mais à la différence des hivers les plus secs la distribution ne présente pas de discontinuité (fig. 6.22 a). Enfin, l'histogramme de fréquence de la variable $P - ETP$ montre que celle-ci présente une distribution très dissymétrique car les hivers excédentaires sont largement plus nombreux (3 fois) que les hivers déficitaires.

Les principaux paramètres statistiques de cette analyse sont présentés dans le tableau 6.8.

²Dans cette partie, nous parlerons de drainage pour désigner la lame d'eau infiltrée à la base de l'ensemble limono-argileux et non pas drainage au sens agronomique du terme.

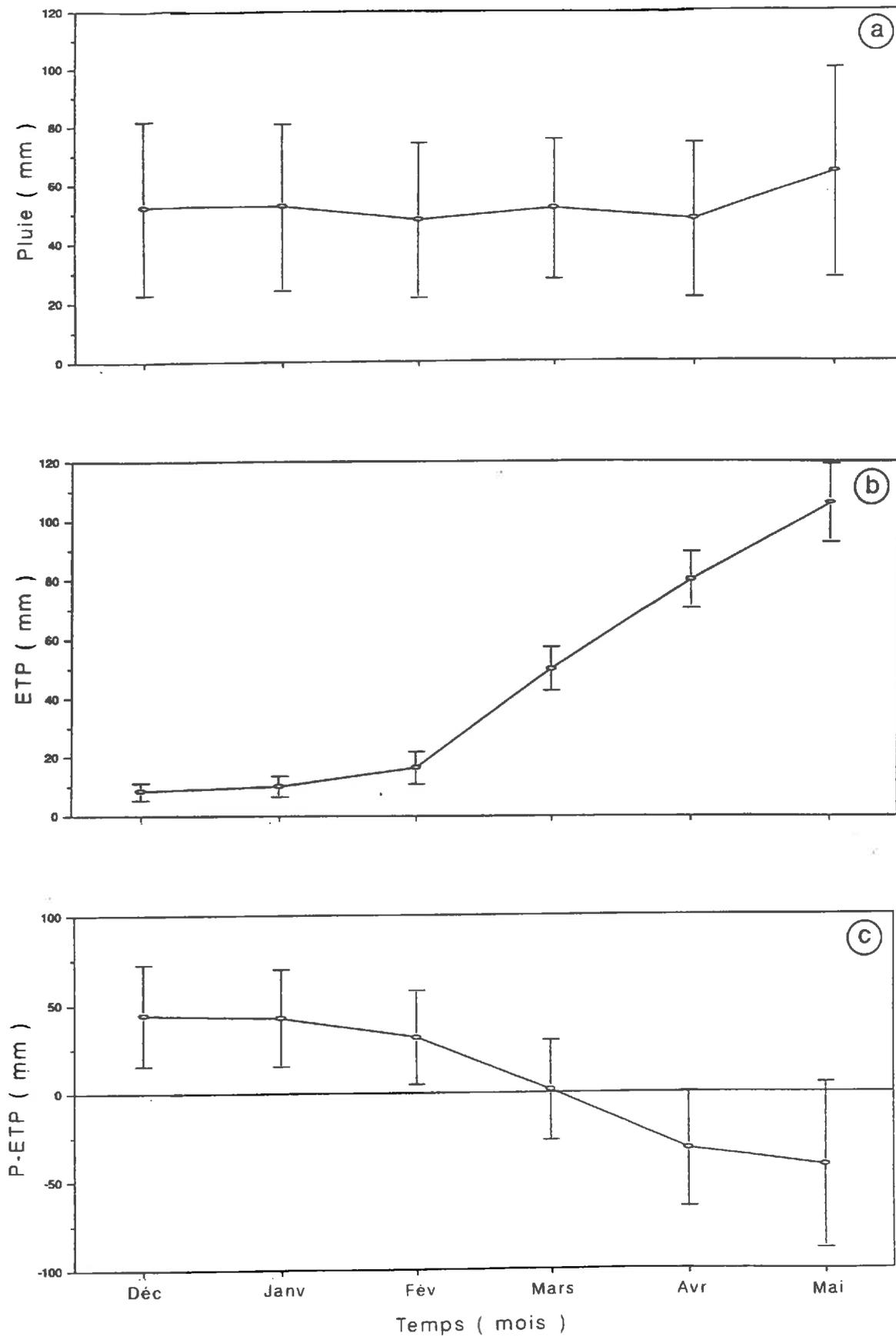


Figure 6.23 : Analyse climatique au pas de temps mensuel des hivers correspondant à la période 1962 - 1993. Pluie (a), ETP (b) et P - ETP (c).

Tableau 6.8 : Principaux paramètres statistiques relatifs aux caractéristiques climatiques de base, pour la période de 1962 à 1993.

Caractéristiques climatiques	Moyenne (mm)	Ecart-type (mm)	C.V (%)	Minimum (mm)	Maximum (mm)
Pluie	315	90	29	125	495
ETP	263	25	9	216	349
P - ETP	52	107	205	-155	250

Nous avons par la suite analysé de façon plus détaillée les variations des différentes grandeurs climatiques (P, ETP et P-ETP) au pas de temps mensuel et décadaire. Cette analyse (fig. 6.23 et 6.24) montre qu'il y a une variabilité élevée de P au pas de temps mensuel et décadaire, et ceci même si les valeurs moyennes de P varient peu d'un mois à l'autre ou d'une décennie à l'autre (figs. 23 a et 24 a). L'ETP est très variable en décembre, janvier et février, avec des coefficients de variation compris entre 35 et 40% pour le pas de temps mensuel et entre 50 et 60% pour le pas de temps décadaire. Au cours des mois de mars, avril et mai, les écarts types sur la moyenne augmentent en valeur absolue (avec l'augmentation rapide des valeurs moyennes), mais en revanche, ils diminuent en valeur relative. Les coefficients de variation sont alors compris entre 12 et 15% dans le cas du pas de temps mensuel et entre 15 et 20% dans le cas du pas de temps décadaire. Par voie de conséquence, le bilan P-ETP est très variable quel que soit le pas de temps. Les résultats détaillés de cette analyse statistique au pas de temps mensuel et décadaire sont présentés en annexe C.

Afin de dégager une typologie à partir des caractéristiques climatiques de chaque type d'hiver (excédentaire, moyen, déficitaire), nous avons sélectionné les 5 années les plus représentatives de chacun de ces hivers. La figure 6.25 présente les variations de la pluviométrie, au pas de temps mensuel, relative aux cinq années choisies dans chaque type d'hiver. L'analyse de ces graphiques montre qu'il y a une variabilité très élevée, qui ne permet pas de faire ressortir une typologie climatique précise ni de dégager un climat moyen caractéristique de chaque situation climatique (sèche, moyenne ou humide).

Les hivers climatiques choisis à l'issue de cette étude sont : 78-79 (hiver excédentaire), 92-93 (hiver moyen) et 91-92 (hiver déficitaire). Les caractéristiques climatiques des années choisies sont représentées sur le tableau 6.9.

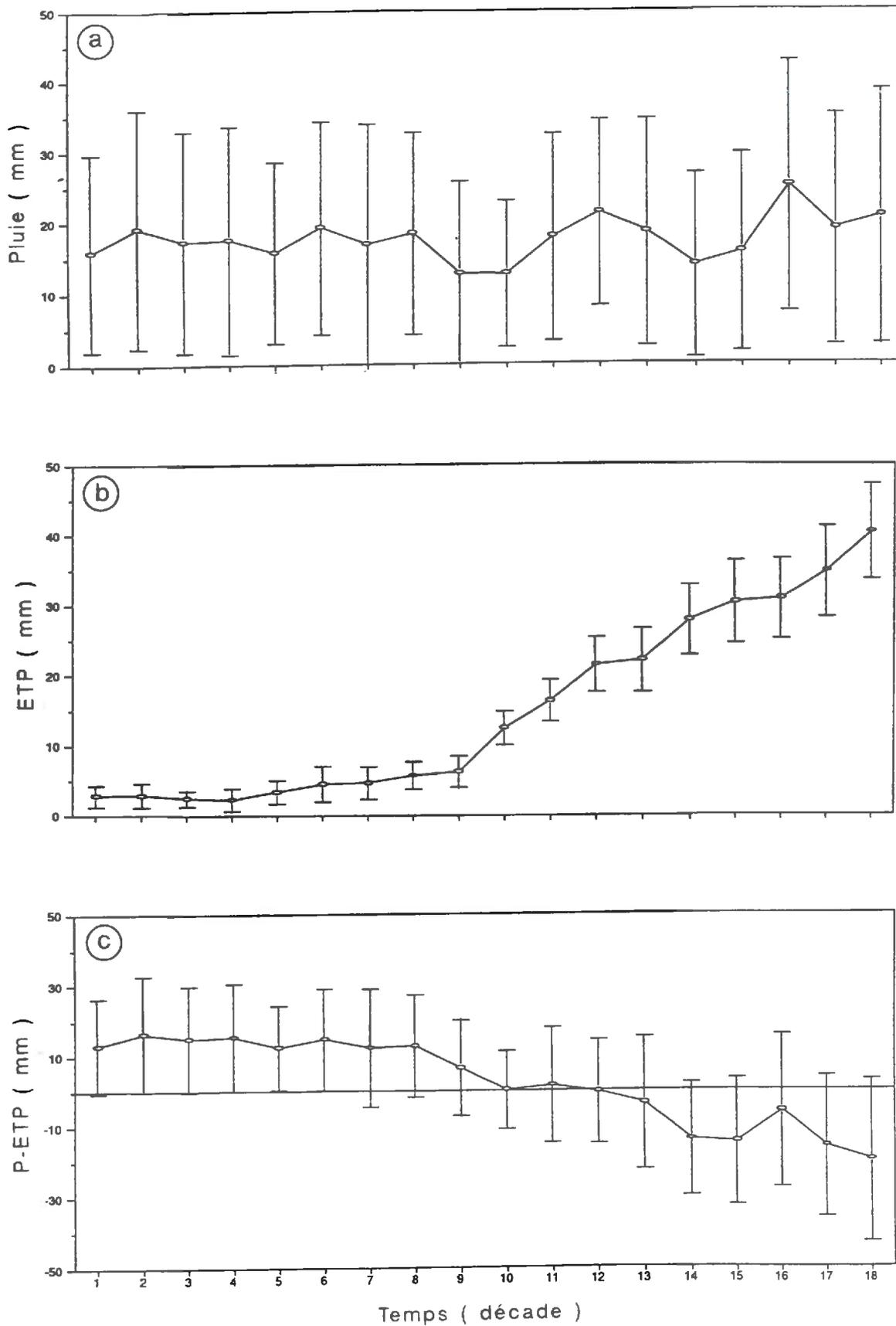


Figure 6.24 : Analyse climatique au pas de temps décadaire des hivers correspondant à la période 1962 - 1993. Pluie (a), ETP (b) et P - ETP (c).

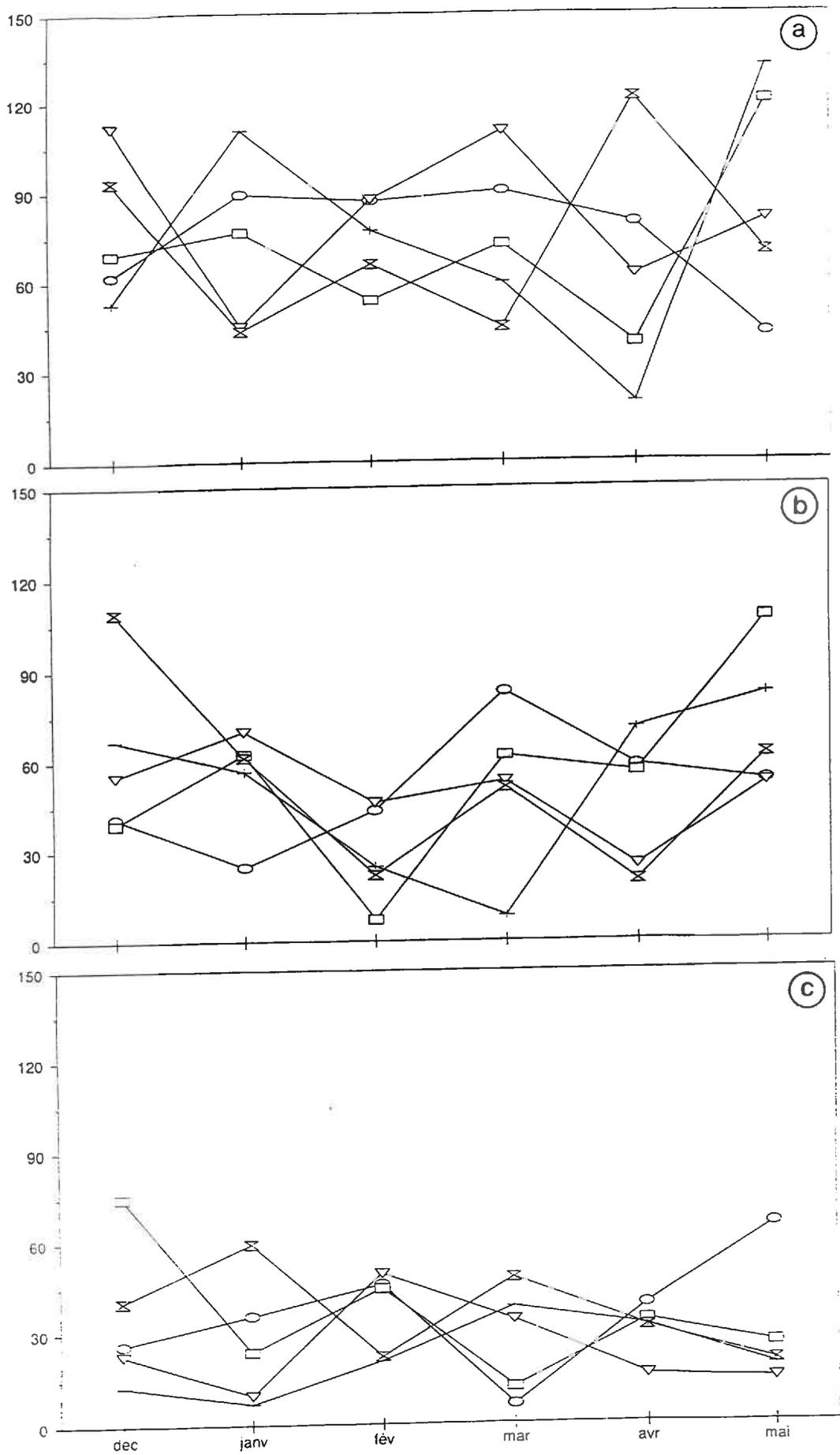


Figure 6.25 : Analyse pluviométrique des hivers les plus contrastés. Hivers excédentaires (a), hivers moyens (b) et hivers déficitaires (c).

Tableau 6.9 : Caractéristiques climatiques des trois années choisies

Caractéristiques climatiques	91-92	92-93	78-79
Pluie (mm)	125	310	495
ETP (mm)	280	260	250
P - ETP (mm)	-155	50	245

On note que l'année 92-93 présente des caractéristiques climatiques comparables à celles obtenues pour la moyenne sur les 32 années (tableau 6.8). Par ailleurs, les ETP des 3 années climatiques appartiennent à la même classe, majoritaire (23 années sur 32), définie auparavant (fig. 6.22 b). Les caractéristiques climatiques (pluviométrie et évaporation) de chaque année choisie sont présentées sur la figure 6.26.

F.2 - Conditions de simulation

L'application du modèle dans les mêmes conditions que lors de sa validation sur les périodes de mesure ne peut être envisagée puisque l'on ne dispose pas de mesure pour les années climatiques choisies. En effet, les résultats du modèle dépendent à la fois de la condition initiale et de la condition limite de fond. Par conséquent, nous avons fixé l'une de ces conditions afin de faire varier le moins de paramètres possibles.

Nous avons donc décidé de fixer la condition limite de fond à $\Psi_z(t) = 0$ (nappe à la base du système étudié). Par ailleurs, il était nécessaire de localiser cette nappe à une profondeur telle que l'on n'aboutisse pas à des scénarios de fonctionnement hydrique du sol peu "vraisemblables". Par exemple, il fallait éviter que lors d'une année humide, une lame d'eau n'apparaisse à la surface du sol par "débordement", ou que lors d'une année sèche le modèle surestime les remontées capillaires. Nous avons donc placé une nappe à 5 m de profondeur. De la sorte, nous nous sommes affranchis de l'éventuelle influence des variations de cote de la nappe sur les gradients de potentiel au sein de la couche limono-argileuse. Enfin, à cette couche de 5 m d'épaisseur nous avons affecté les mêmes propriétés hydrodynamiques définies précédemment (lors du suivi 93-94). Les flux sont ainsi calculés aux différentes épaisseurs de sol envisagées. De plus, nous avons pu calculer les flux à la base de la couche limono-argileuse et ainsi, contrôler l'influence de la présence d'une nappe sur le système.

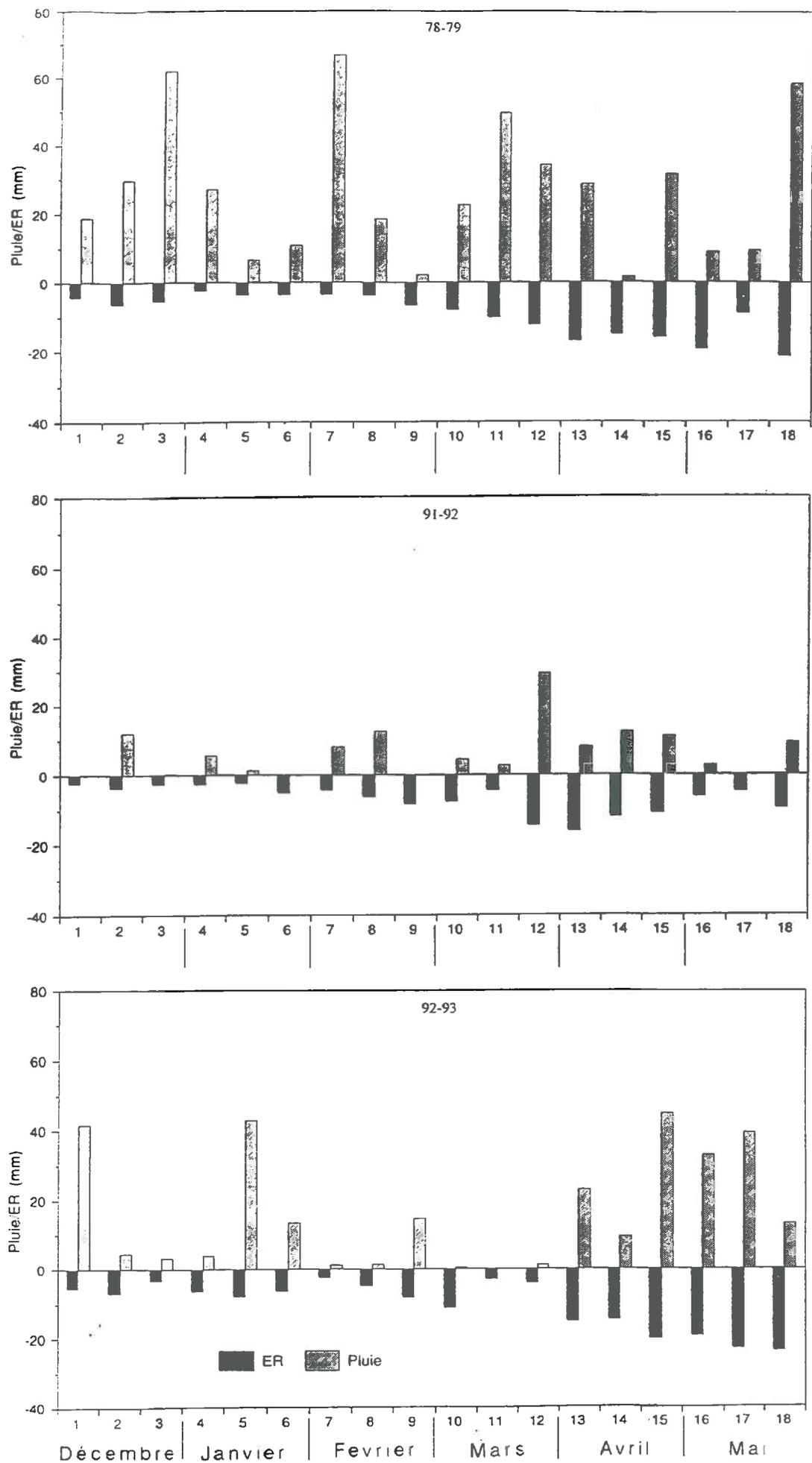


Figure 6.26 : Pluviométrie au pas de temps décadaire relatives aux trois années climatiques choisies.

F.3 - Paramètres nécessaires à la construction des abaques

Les deux paramètres principaux, nécessaires à la construction des abaques, sont d'une part, la condition initiale et, d'autre part, l'épaisseur du limon argileux. Nous étudierons donc les différentes variantes pour chacun de ces paramètres.

F.3.1 - Condition initiale

Nous avons choisi de définir la condition initiale du système par rapport à la notion de capacité au champ (CC). Nous avons donc étudié les différentes situations initiales suivantes : 100% CC, 90% CC, 80% CC, 70%CC et 55% CC. Les valeurs de potentiel matriciel correspondant à ces différentes situations ont ainsi été introduites dans le modèle comme conditions initiales. Ces pourcentages de CC représentent des états hydriques en "entrée d'hiver" correspondant à des antécédents cultureux différents. Par exemple, 90 et 80% CC correspondraient respectivement à des cultures de maïs et de blé irriguées (Chéry, 1995). Alors que 55% CC correspond à un état hydrique équivalent à celui du point de flétrissement ($pF = 4.2$).

F.3.2 - Epaisseur du sol

Jusqu'à présent nous avons travaillé sur une épaisseur de sol correspondant à une situation particulière au site étudié. Mais étant donné que nous voulons donner un caractère général à cette étude, il fallait prendre en compte les principales épaisseurs de limon argileux rencontrées dans la région. Nous avons donc étudiés les épaisseurs 30, 60, 100 et 150 cm. Les simulations ont ainsi été effectuées dans les conditions suivantes :

- condition initiale : $\Psi_m(z)$ à x % de la CC
- condition limite de surface : P-ER BYM
- condition limite de fond : $\Psi_m(t)$ à 5 m = 0
- $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$ définies précédemment

F.4 - Abaques des flux d'eau

Par souci de lisibilité nous avons choisi de nous limiter à une représentation en deux dimensions et de multiplier les représentations graphiques pour illustrer les différents cas envisagés. Nous avons donc utilisé les modes de représentation suivants :

a - Représentation du flux d'eau (drainage) en fonction du temps pour des sols d'une épaisseur et à un état hydrique initial donnés. C'est ce mode de représentation qui servira de base à la discussion développée ici.

b - Flux cumulé = f(pluie) à chaque épaisseur de sol, pour une situation initiale donnée. Ce mode de représentation est beaucoup plus facile à utiliser car la pluie est le paramètre climatique le plus accessible. Les résultats sont présentés en annexe C.

Les figures 6.27 et 6.28 illustrent le premier mode de représentation graphique. On remarque que plus l'épaisseur du sol est élevée, plus l'influence de la situation initiale est importante (fig. 6.27). Le cas de l'épaisseur 150 cm, peu fréquent en Petite Beauce, n'a pas été représenté par souci de lisibilité des graphiques. Le tableau 6.10 présente la différence de flux pour les différentes épaisseurs de sol, et pour les trois années climatiques étudiées. On note que les différences de flux, pour les deux situations initiales (55% et 100% de la capacité au champ), sont d'autant plus importantes que le sol est épais. Par ailleurs, plus la condition hydrique initiale sera sèche et plus le paramètre "épaisseur du sol" est à l'origine de variations élevées des quantités d'eau drainées (tableau 6.10 et fig. 6.27).

Tableau 6.10 : Lames d'eau (en mm) obtenues à 30, 60, 100 et 150 cm pour deux situations hydriques initiales extrêmes (100% et 55% de la capacité au champ). La pluie est exprimée en mm

Année climatique (du 01/12 au 31/05)		Epaisseur du sol							
		150 cm		100 cm		60 cm		30 cm	
	Pluie	100%	55%	100%	55%	100%	55%	100%	55%
humide	450	340	190	326	230	317	255	310	265
moyenne	270	138	30	130	55	120	75	115	80
sèche	125	60	-10	41	-6	22	-6	8	-5

Lors d'une condition hydrique initiale sèche (55% CC) et pour une année humide, les différences de flux sont essentiellement liées à l'épaisseur du sol (265 mm à 30 cm et 190 mm à 150 cm d'épaisseur) (fig. 6.28 a). Alors que, pour la même condition hydrique initiale (55% CC) mais lors d'une année sèche, il y a peu de différences entre les flux d'eau à 30 et 150 cm d'épaisseur (le fonctionnement hydrique est dans ce cas principalement régi par les remontées capillaires, tableau 6.10).

— Année humide
 Année moyenne
 --- Année sèche

○ 100% CC
 ▽ 90% CC
 □ 80% CC
 × 70% CC
 ⋈ 55% CC

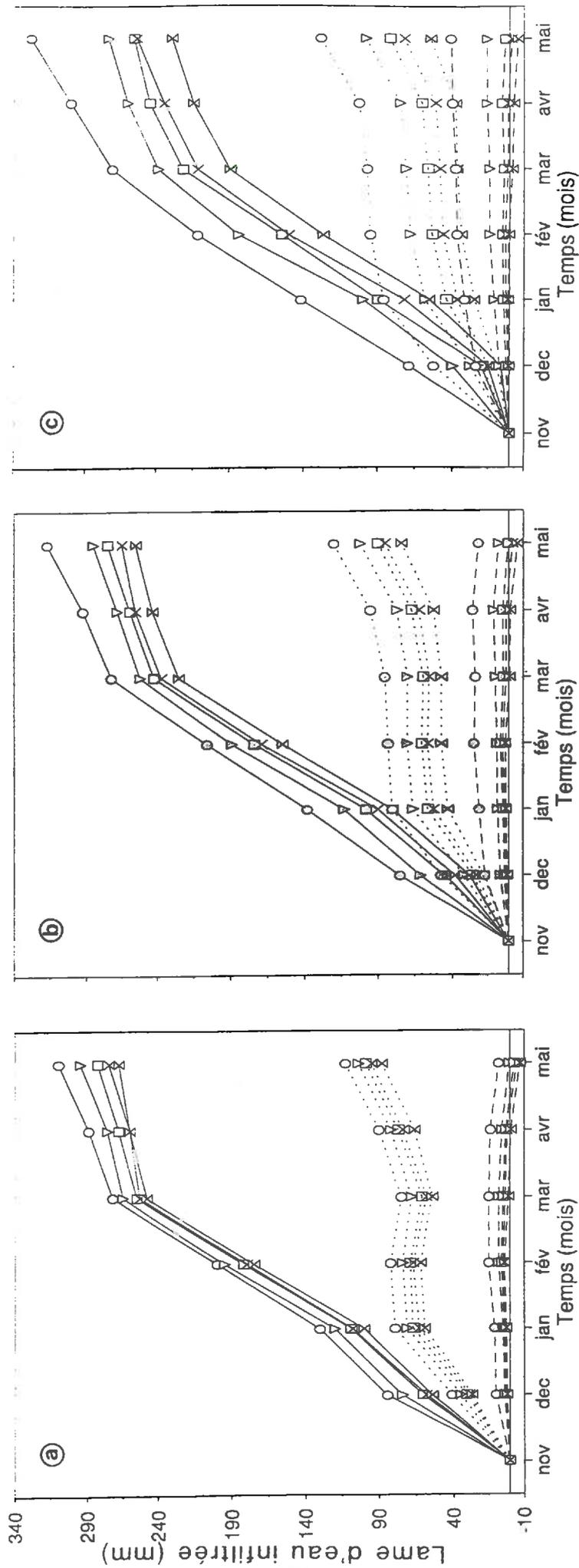


Figure 6.27 : Abaques des flux d'eau à la base du sol en fonction de l'épaisseur du sol : 30 cm (a), 60 cm (b) et 100 cm (c).

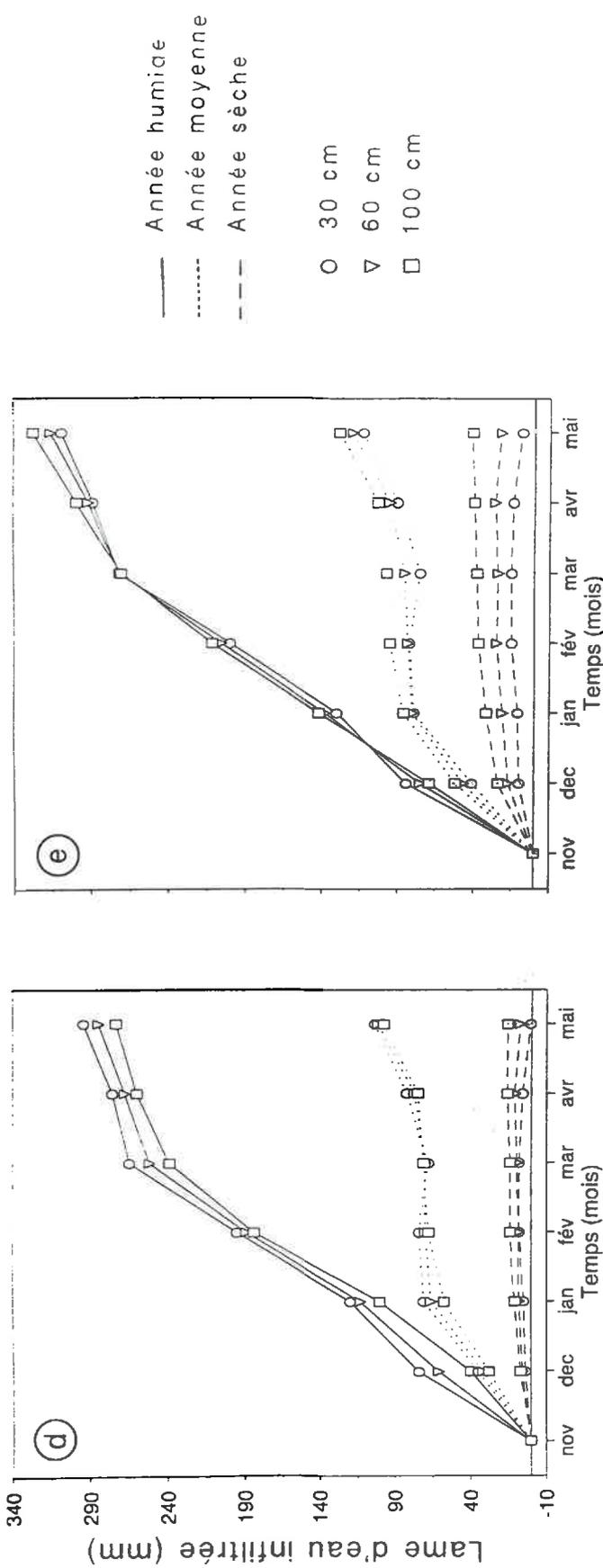
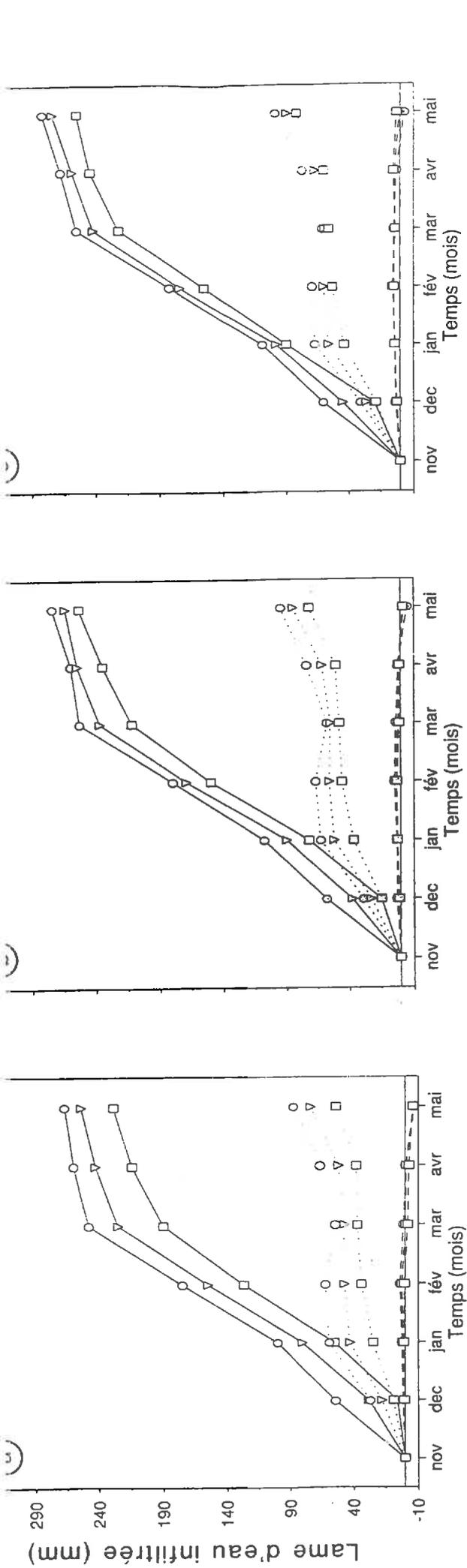


Figure 6.28 : Abaques des flux d'eau à la base du sol en fonction de la condition hydrique initiale : 55%CC (a), 70% CC (b), 80% CC (c), 90% CC (d) et 100% CC (e).

G - Conclusion

Les relations $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$ établies pour différentes profondeurs du limon argileux ont montré l'homogénéité hydrodynamique de l'ensemble limono-argileux supérieur.

L'optimisation de la condition limite de surface nous a conduit à utiliser plusieurs méthodes de calcul de l'évaporation. Nous avons ainsi pu montrer que le modèle BYM ainsi que la méthode du bilan hydrique (BH) étaient les mieux adaptés quelle que soit l'année climatique. En revanche, les approximations $0,5 \times \text{ETP}$ et $0,75 \times \text{ETP}$ sont trop dépendantes des conditions climatiques. L'approximation $0,5 \times \text{ETP}$ s'est révélée être plus adaptée au suivi 92-93 alors que $0,75 \times \text{ETP}$ l'a été plus pour le suivi 93-94.

L'utilisation d'un modèle d'infiltration, basé sur la résolution numérique de l'équation de Richards, a, d'une part, confirmé la rapidité des transferts dans un tel milieu (sol limono-argileux), et, d'autre part, montré la bonne concordance entre les flux obtenus par le modèle et ceux obtenus par la méthode du bilan hydrique (que ce soit avec la méthode neutronique ou la méthode capacitive).

L'étude du bilan hydrique montre qu'environ 50% de la lame d'eau pluviométrique totale s'infiltré à travers le sol et est donc susceptible d'alimenter la nappe phréatique. Toutefois, seuls 40% de la lame pluviométrique totale s'infiltré réellement à la base des trois ensembles d'horizons, 10% étant retenus au niveau des matériaux cryoturbés. Une comparaison des lames d'eau infiltrées lors des deux suivis 92-93 et 93-94, avec les mesures piézométriques effectuées par la DIREN à proximité du site étudié, montre une cohérence tout à fait satisfaisante avec les résultats obtenus (tableau 6.11). Rappelons que lors du suivi 91-92, il n'y a pas eu de recharge de la nappe étant donné la pluviométrie très déficitaire enregistrée.

Tableau 6.11 : Contribution de la lame d'eau infiltrée à la recharge de la nappe

Suivi	Lame d'eau pluviométrique (mm)	Lame d'eau infiltrée à la base (mm)		Lame d'eau correspondant à la recharge de la nappe mesurée (mm)
		du sol	des matériaux cryoturbés	
92-93	270	128	65	55
93-94	357	170	130	140

La variation du niveau piézométrique a été convertie en lame d'eau sur la base d'une porosité de l'aquifère estimée à 10% (Creusot, communication orale). La recharge de la nappe est donc proche des lames d'eau infiltrées à la base des poches de cryoturbation lors des deux hivers 92-93 et 93-94. La différence enregistrée entre la base du sol et la base des matériaux cryoturbés indique qu'une proportion tout à fait significative de l'eau contenue dans les matériaux cryoturbés est mobilisée durant la période de végétation, en particulier au niveau des poches à remplissage fin.

Les résultats de l'étude prévisionnelle ont montré l'influence déterminante lors de la simulation du drainage, des paramètres comme la condition hydrique initiale et la pluviométrie. En revanche, il est apparu que le rôle du paramètre épaisseur du sol est beaucoup moins déterminant que les deux autres paramètres. En effet, l'épaisseur du sol ne semble jouer un rôle prépondérant que pour des situations hydriques et climatiques particulières. Par exemple, pour une condition hydrique très sèche en année humide ou encore pour une condition hydrique très humide en année sèche.

Les abaques des flux d'eau ont été établis sur sol nu. Ils peuvent aisément s'appliquer à d'autres sols de Petite Beauce dans la mesure où il s'agira de sols nus dont les propriétés hydrodynamiques sont proches de celles du sol que nous avons étudié. La faible variabilité des propriétés hydrodynamiques, mise en évidence, devrait être assez fréquemment rencontrée en raison de la faible différenciation de la couverture de sol et de la variation de constitution à l'échelle de l'ensemble de la Petite Beauce.

TROISIEME PARTIE

ETUDE DES TRANSFERTS DE NITRATE

HYDROCHIMIE DE LA SOLUTION DU SOL ET ESTIMATION DES FLUX DE NITRATE

A - Introduction

Ce chapitre a pour objectif d'étudier l'évolution au cours du temps de la composition chimique de la solution du sol à la base de l'ensemble limono-argileux supérieur. Cette composition chimique est vraisemblablement peu modifiée lors de son transfert dans la zone non saturée jusqu'à la nappe phréatique. Après un rappel bibliographique sur les différents dispositifs d'échantillonnage de la solution du sol, puis une étude détaillée des analyses chimiques effectuées pour les différents échantillons d'eau recueillis, nous nous intéresserons plus particulièrement à l'ion nitrate, et nous calculerons les quantités de nitrate lixiviées à la base de l'ensemble limono-argileux lors des deux suivis 92-93 et 93-94. Enfin, nous tenterons d'établir un modèle prévisionnel des pertes en nitrate à la base du sol limono-argileux.

B - Les différents dispositifs d'échantillonnage de la solution du sol

Les problèmes de pollution (pollution des sols ou encore pollution et recharge de la nappe phréatique) qui se posent aujourd'hui requièrent une évaluation précise, tant sur le plan qualitatif que quantitatif, de la solution qui s'infiltre à travers le sol. Pour une meilleure compréhension de ces problèmes, l'eau échantillonnée doit être représentative de la solution du sol. Plusieurs dispositifs d'échantillonnage sont aujourd'hui disponibles et décrits dans la littérature (Jordan, 1968 ; Barbee et Brown, 1986 ; Litaor, 1988 ; Jemison et Fox, 1992). Chacune de ces méthodes d'échantillonnage pose un certain nombre de problèmes liés à son utilisation. Toutefois, parmi les dispositifs les plus fréquemment utilisés figurent les bougies poreuses et les plaques lysimétriques.

De nombreux auteurs ont comparé les résultats obtenus par ces deux méthodes en essayant d'identifier les avantages et les inconvénients de leur utilisation *in situ* (Zimmerman et al., 1978 ; Barbee et Brown, 1986 ; Litaor, 1988). D'autres travaux concernent la comparaison des résultats obtenus par deux types de plaques lysimétriques : l'un à drainage libre (système comparable à celui que nous avons utilisé) et l'autre muni d'un système de succion (Haines *et al.*, 1982). L'analyse de cette bibliographie montre qu'il n'y a pas aujourd'hui de dispositifs qui soit adapté à toutes les conditions d'utilisation *in situ*. En effet, plusieurs paramètres peuvent rentrer en jeu, et ainsi constituer un élément en faveur de tel ou de tel dispositif. Parmi ces paramètres nous pouvons citer le type de sol (importance de sa texture et de sa structure) qui conditionnera par la suite son état hydrique (Hansen et Harris, 1975 ; Barbee et Brown, 1985).

Ammoozegar-Fard et al. (1982) souligne que les bougies poreuses intégrant très peu l'hétérogénéité du sol, une variabilité importante de la composition chimique du sol a été constatée. D'autres travaux ont montré l'inadéquation des bougies poreuses quant il s'agit d'échantillonner dans des sols bien structurés (Tyler et Thomas, 1981 ; Barbee et Brown, 1985). Ces auteurs ont montré que, dans ce cas, la majeure partie de l'infiltration se fait par les fissures et les chenaux. Barbee et Brown (1985) ont comparé les résultats obtenus par les plaques lysimétriques et par les bougies poreuses pour trois types de sols (sableux, limono-argileux et argileux) en suivant la lixiviation d'une solution de chlorure initialement appliquée à ces trois sols. Ces auteurs concluent que pour le sol sableux, les résultats obtenus par les deux types de dispositifs sont comparables. Pour les sols limono-argileux, les plaques lysimétriques fournissent des résultats plus cohérents que ceux obtenus par les bougies poreuses. Enfin, en sol argileux, les bougies poreuses sont apparues totalement inefficaces. Ces auteurs mettent ainsi en évidence l'importance de la circulation de l'eau et du transport de substances par les macropores, dans le cas de sols fortement structurés.

D'autres auteurs soulignent l'adsorption de certains éléments chimiques sur les bougies poreuses (Litaor, 1988). Par ailleurs, England (1974) note la difficulté de déterminer le volume de sol échantillonné ainsi que la taille des pores qui sont mis à contribution lors de l'utilisation des bougies poreuses. Enfin, signalons l'impossibilité d'échantillonnage en continu qui peut introduire un biais important lors des analyses chimiques, dans le cas de sols filtrants après un traitement et à la suite d'une forte pluie.

Haines et al. (1982) ont comparé les résultats obtenus avec des plaques lysimétriques à drainage libre et des plaques lysimétriques soumises à une succion. Les résultats obtenus sont totalement différents, tant sur le plan qualitatif que quantitatif. Ces auteurs montrent ainsi la difficulté de comparaison de deux méthodes qui vraisemblablement échantillonnent des eaux de nature et donc d'origine différentes.

Dans la littérature, plusieurs raisons sont avancées pour expliquer le faible volume échantillonné par les plaques lysimétriques. Parmi ces raisons, on peut citer : le changement de texture dans un profil de sol ou encore le changement de lithologie, qui peuvent créer des circulations préférentielles de part et d'autre de la plaque. Mais aussi la différence de pression matricielle juste au dessus de la plaque lysimétrique et de part et d'autre de cette même plaque. Jemison et Fox (1992) mais aussi Radulovich et Sollins (1987) soulignent que le principal inconvénient des plaques lysimétriques est leur faible volume échantillonné. Ces auteurs ont estimé l'efficacité (CE, collection efficiency : définit comme le rapport du volume échantillonné au volume calculé : bilan hydrique, modèle d'infiltration, marqueurs,...) de différents modèles de plaques lysimétriques. Radulovich et Sollins (1987) montrent que la CE passe de 10%, pour une surface de 0,016 m², à 36% pour une surface de 0,25 m². Jemison et Fox (1992) constatent qu'en augmentant la surface (0,465 m²) ainsi que les parois (rebords) de la plaque lysimétrique, ils obtiennent une CE d'environ 50 %. Ceci montre l'apport du système de plaques lysimétriques dit fermé.

Les résultats que nous avons obtenus sur les quatre sites d'échantillonnage montrent une grande cohérence entre les différentes CE. Ces dernières sont de 27, 24, 22 et 24 % respectivement pour le site des Sapins Dousset à 30 et 55 cm, la case 3 et la case 4. Ces pourcentages sont plus élevés que ceux obtenus par Radulovich et Sollins (1987) pour des surfaces de plaques très comparables. Enfin, rappelons que les échantillons que nous avons collectés avec ce système de plaques lysimétriques correspondent aux épisodes où le potentiel matriciel s'est annulé dans le sol, indiquant ainsi que les volumes échantillonnés correspondent à des écoulements purement gravitaires.

a

Date	pH	Ca	Mg	Na	K	Cl	Alc	SO4	NO3	NO3	S (cations)	S (anions)	F. Ionique (10 ⁻³)	Valid.
		meq/l	meq/l	meq/l	mol/l	%								
04/05/92	7.80	5.82	0.15	0.38	0.08	1.06	2.23	0.26	3.19	197.80	6.44	6.75	9.70	-2.31
01/06/92	7.65	6.05	0.12	0.28	0.08	1.06	2.51	0.67	2.23	138.30	6.55	6.47	9.92	0.62
27/07/92	8.01	6.10	0.19	0.34	0.12	1.18	2.05	0.45	3.58	222.00	6.76	7.26	10.38	-3.57
23/11/92	7.90	8.24	0.24	0.42	0.18	3.00	2.56	0.73	4.21	261.00	9.09	10.02	14.39	-4.85
07/12/92	8.15	8.12	0.25	0.40	0.07	2.56	2.43	1.26	3.56	220.89	8.84	9.82	14.14	-5.21
14/12/92	8.17	7.60	0.23	0.38	0.09	1.98	2.34	1.00	3.02	187.00	8.30	8.33	12.72	-0.17
12/01/93	8.17	6.11	0.13	0.28	0.04	1.29	3.22	0.63	2.25	139.39	6.56	7.40	10.41	-5.99
19/01/93	7.86	5.68	0.24	0.34	0.03	0.89	1.90	1.10	1.94	120.00	6.30	5.82	9.56	4.03
01/02/93	7.94	5.41	0.21	0.33	0.03	0.60	1.92	0.94	1.85	114.80	5.99	5.31	8.93	6.01
04/05/93	8.24	7.89	0.19	0.32	0.09	0.40	5.48	0.50	2.52	156.00	8.50	8.90	12.98	-2.31
10/05/93	8.31	6.88	0.22	0.32	0.07	0.40	4.51	0.55	3.10	192.00	7.51	8.56	11.86	-5.57
18/10/93	7.23	10.55	0.33	0.67	0.31	4.44	1.16	0.26	4.74	294.00	11.92	10.61	16.81	5.81
02/11/93	7.61	10.08	0.28	0.81	0.28	4.23	1.61	0.61	4.63	287.00	11.46	11.08	16.74	1.70
20/12/93	7.75	8.36	0.25	0.27	0.09	3.48	1.08	0.27	4.08	252.75	8.98	8.91	13.38	0.44
27/12/93	7.54	8.12	0.20	0.37	0.11	2.75	2.00	0.16	4.01	248.80	8.83	8.92	13.10	-0.51
03/01/94	7.57	7.99	0.22	0.45	0.18	2.35	1.35	0.39	3.81	236.03	8.86	7.89	12.66	5.78
07/01/94	7.58	7.91	0.16	0.32	0.07	2.26	1.37	0.94	3.27	202.74	8.48	7.85	12.65	3.85
10/01/94	7.65	7.07	0.16	0.42	0.09	1.60	1.40	1.91	1.91	118.50	7.76	6.82	11.85	5.41
07/02/94	7.80	4.75	0.12	0.28	0.05	1.29	1.77	1.00	1.66	102.70	5.22	5.73	8.41	-4.61
14/02/94	7.82	4.21	0.12	0.35	0.05	1.01	1.86	0.95	1.56	96.87	4.75	5.38	7.70	-6.29
21/02/94	7.80	3.98	0.12	0.40	0.04	0.90	1.96	0.74	1.49	92.45	4.55	5.10	7.24	-5.71

b

Date	pH	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	Alc	NO3	NO3	S (cations)	S (anions)	F. Ionique (10 ⁻³)	Valid.
		meq/l	meq/l	meq/l	mol/l	%								
23/11/92	7.65	10.75	0.45	0.29	0.06	4.95	0.28	2.25	4.03	250.00	11.57	11.52	17.27	0.22
07/12/92	7.95	10.55	0.39	0.58	0.06	4.66	0.40	1.98	3.83	237.15	11.60	10.87	16.90	3.25
14/12/92	6.59	9.59	0.37	0.61	0.12	4.24	0.32	1.83	3.55	220.00	10.95	9.93	15.45	4.85
12/01/93	8.19	7.94	0.24	0.33	0.02	1.56	1.07	3.09	2.27	140.70	8.53	7.99	12.88	3.24
19/01/93	7.12	3.92	0.12	0.28	0.04	0.48	0.45	2.52	1.49	92.57	4.43	4.95	6.89	-5.54
06/04/93	7.56	4.92	0.16	0.26	0.05	0.75	0.81	2.25	1.38	85.50	5.42	5.19	8.23	2.18
19/04/93	7.75	3.45	0.13	0.17	0.02	0.68	0.43	2.56	0.52	32.45	3.78	4.19	5.97	-5.18
04/05/93	7.63	3.21	0.07	0.22	0.03	0.54	0.19	2.44	0.82	50.56	3.55	3.98	5.49	-5.67
07/01/94	7.30	7.84	0.22	0.44	0.05	3.34	0.74	1.47	3.33	206.40	8.61	8.88	13.12	-1.58
10/01/94	7.70	7.25	0.19	0.53	0.09	3.12	0.96	1.32	2.93	181.54	8.08	8.33	12.40	-1.48
07/02/94	7.75	6.24	0.17	0.44	0.05	1.82	1.05	2.22	2.17	134.26	6.92	7.26	10.81	-2.38
21/02/94	7.66	5.78	0.13	0.36	0.04	1.67	0.64	2.05	1.95	121.00	6.33	6.31	9.59	0.14

Tableau 7.1 Résultats des analyses chimiques au niveau du site des "Sapins Dousset" a : plaques lysimétriques à la base de l'horizon labouré (30-35 cm)
b : plaques lysimétriques à la base du limon argileux (50-55 cm)

C - Variations temporelles des différents éléments

Les concentrations de chaque espèce dissoute dans les solutions provenant du site expérimental des "Sapins Dousset" sont présentées dans les tableaux 7.1a et b. Elles sont exprimées en meq/l pour tous les éléments et en mg/l pour le nitrate. Par ailleurs, nous avons représenté dans ces tableaux l'erreur estimée sur le bilan ionique qui constitue un élément d'appréciation de la qualité des dosages effectués. Cette validation a été calculée de la manière suivante :

$$valid = 100 \left[\frac{(\sum cations - \sum anions)}{(\sum cations + \sum anions)} \right] \quad [7.1]$$

En règle générale, on considère que tout échantillon qui présente une erreur $> 5 \%$ ou $< -5\%$ doit être rejeté ou contrôlé (Bakalowicz, 1979). On peut toutefois signaler que lors du calcul du bilan ionique, nous n'avons pas tenu compte de composés comme le nitrite et l'ammonium qui se sont révélés être présents en si faible concentration que nous avons cessé de les doser. Par ailleurs, une évaluation de la force ionique (F, en mol/l) a été effectuée de la manière suivante (Michard, 1989) :

$$F = \frac{1}{2} \sum_i z_i^2 [A_i^{z_i}] \quad [7.2]$$

A_i étant la concentration de l'élément et z_i sa charge électrique.

Les résultats montrent que la force ionique varie environ de $17 \cdot 10^{-3}$ mol/l pour les premiers écoulements (généralement octobre-novembre), à 7 mol/l pour le mois de février, indiquant ainsi une forte dilution de l'eau du sol en fin d'hiver. Nous avons par la suite représenté les variations au cours du temps de la concentration des principaux éléments ainsi que les lames d'eau pluviométriques et les volumes écoulés, pour les différents sites. Sur cette représentation graphique nous n'avons tenu compte que des résultats obtenus en période hivernale et printanière. Excepté pour le suivi 91-92 (année sèche), où les seuls écoulements ont eu lieu en période estivale. Nous ne présenterons ici que les résultats obtenus pour le site expérimental des "Sapins Dousset", à la base de l'horizon labouré (fig. 7.1). Les résultats obtenus pour les autres sites seront présentés en annexe C.

Les concentrations en nitrate, à la base de l'horizon labouré, varient de 261 mg/l (23/11/92) à 114 mg/l (01/02/93) pour le suivi 92-93, alors que pour le suivi 93-94 et pour environ la même période celles-ci varient de 294 (18/10/93) à 102 mg/l (07/02/94). Il semble donc y avoir

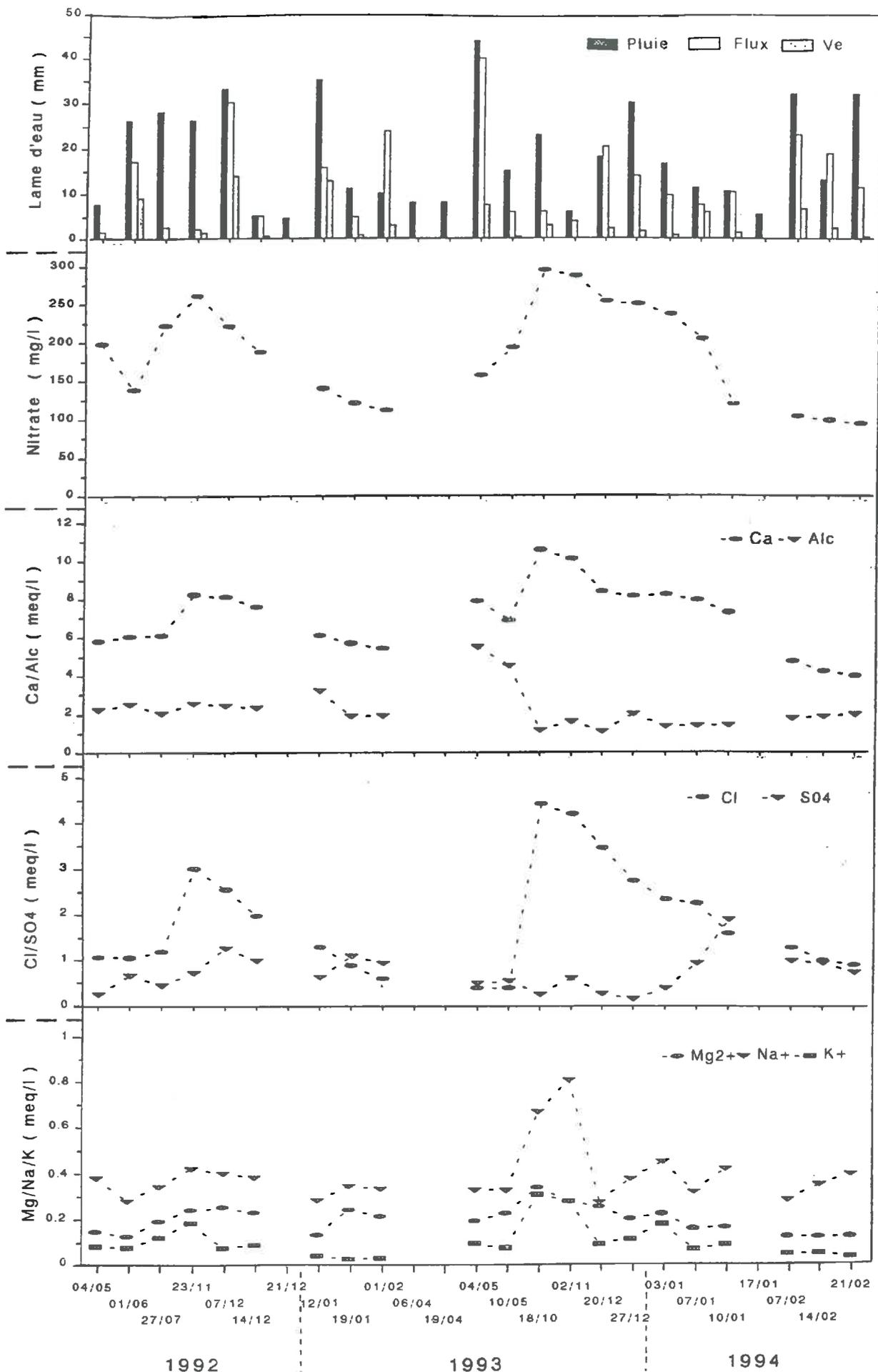


Figure 7.1 : Evolution des différents paramètres analysés dans les solutions de sol échantillonnées à la base de l'horizon labouré L (0-30/35 cm) au niveau du site "Les Sapins Dousset".

une dilution du nitrate entre le mois de novembre et le mois de février. Par ailleurs, on remarque que les principaux éléments présents sont Ca^{2+} , HCO_3^{--} , NO_3^- et Cl^- . Ces quatre composés constituent en moyenne 90% de la minéralisation totale ($Ca^{2+} = 40\%$; $NO_3^- = 25\%$; $HCO_3^- = 20\%$; $Cl^- = 6\%$).

Le calcium provient en majeure partie de la dissolution des minéraux du sol. Quant au bicarbonate, une fraction provient vraisemblablement de la dissolution des minéraux carbonatés et une autre correspond à la minéralisation du carbone organique du sol. Nous avons montré, lors de cette étude l'importance des carbonates de calcium et principalement de la calcite dans le milieu étudié (*annexe A*). D'autre part, l'abondance de ces minéraux carbonatés dépend essentiellement des conditions de circulation et du temps de séjour de l'eau dans les différents compartiments du sol (Ould Mohamed et Bruand, 1994).

Les résultats obtenus témoignent de la grande mobilité de l'ion nitrate, qui constitue la forme d'azote la plus commune dans la solution du sol, les concentrations en nitrite et ammonium étant négligeables. Par ailleurs, on note que la lixiviation du nitrate est concomitante de celle du chlorure, lequel est un anion facilement lixiviable du fait de sa grande mobilité (fig.7.1). En effet, l'ion Cl^- peut s'associer au Na^+ ou au K^+ pour constituer des minéraux tel que la halite (NaCl) ou la sylvinite (KCl), qui possèdent des réseaux cristallins très vulnérables à l'eau. Les fortes concentrations en chlorure peuvent aussi être dues en partie à des apports liés à la pluie, car nous avons enregistré à certaines périodes des eaux de pluie fortement chargées en chlorures (jusqu'à 0,8 meq/l). Dans ce cas l'origine du chlorure peut être soit océanique¹ soit liée à la pollution atmosphérique d'origine industrielle. Notons que les concentrations maximales en chlorures sont enregistrées en entrée d'hiver, c'est à dire lors de la reprise des écoulements. Cela suggère une présence dans le sol liée à l'emploi d'amendements potassiques chlorurés.

Enfin, on remarque la très grande différence qui existe entre les volumes interceptés par les plaques lysimétriques (V_e , volume recueilli) et les volumes estimés par le modèle d'infiltration ou par l'équation du bilan hydrique (V_m , volume calculé). Ces résultats montrent que les premiers sont largement inférieurs aux seconds. Une représentation de la variation de V_e en fonction de V_m , par rapport à la première bissectrice illustre cette différence (fig.7.2). Les écarts (E) entre ces deux volumes cumulés pour les différents sites expérimentaux et pour les suivis 92-93 et 93-94 sont présentés dans le tableau 7.2.

$$E = \left(\sum_{i=1}^n Vm_i - \sum_{i=1}^n Ve_i \right) \quad [7.3]$$

** Etant donné la gamme de pH rencontrée, les bicarbonates constituent la majeure partie de l'alcalinité
¹Rappelons que les vents dans la région soufflent principalement de l'ouest et du nord-ouest

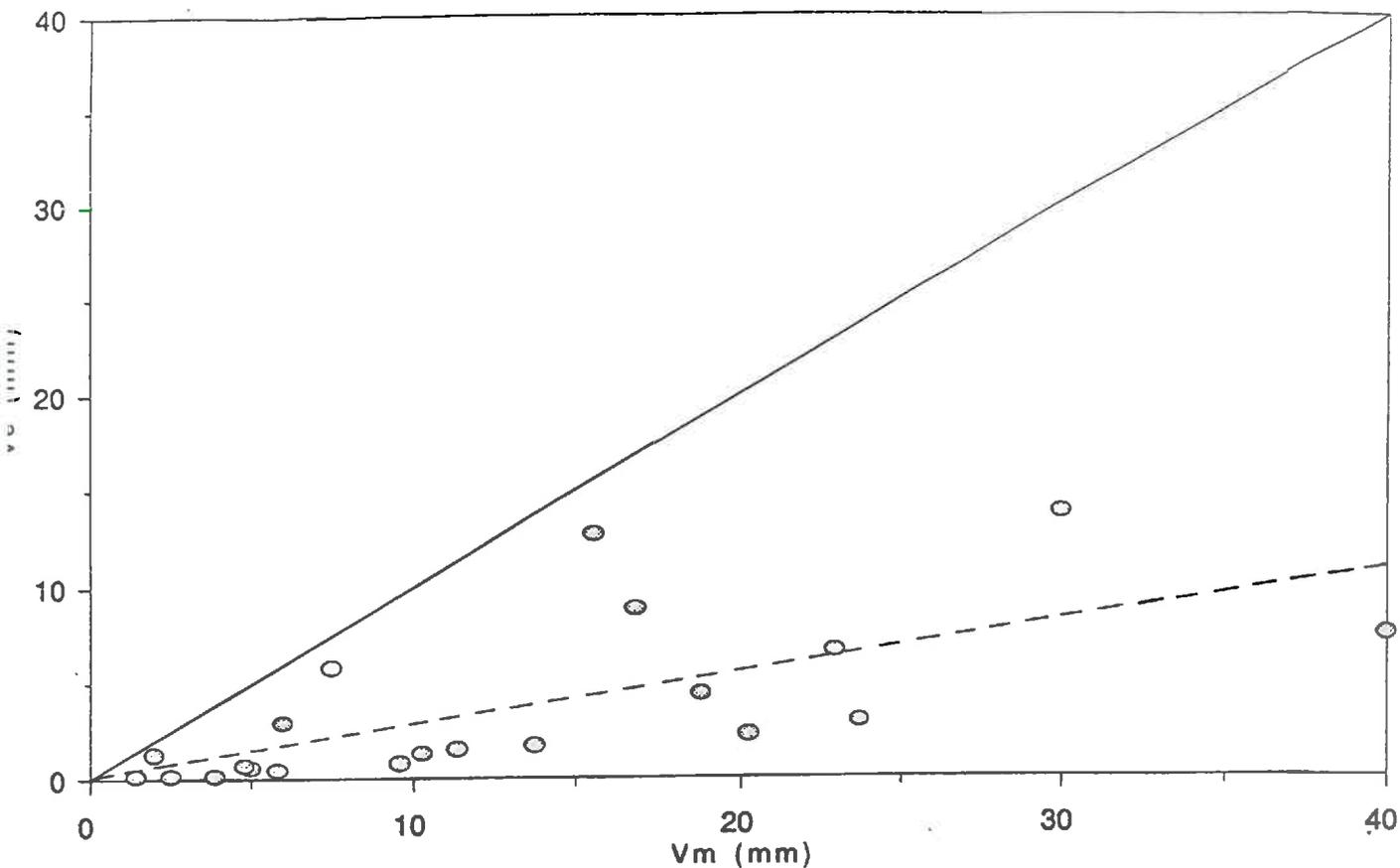


Figure 7.2 : Comparaison du volume d'eau échantillonné (V_e) au volume d'eau calculé (V_m) à la base du limon argileux, au niveau du site "Les Sapins Dousset".

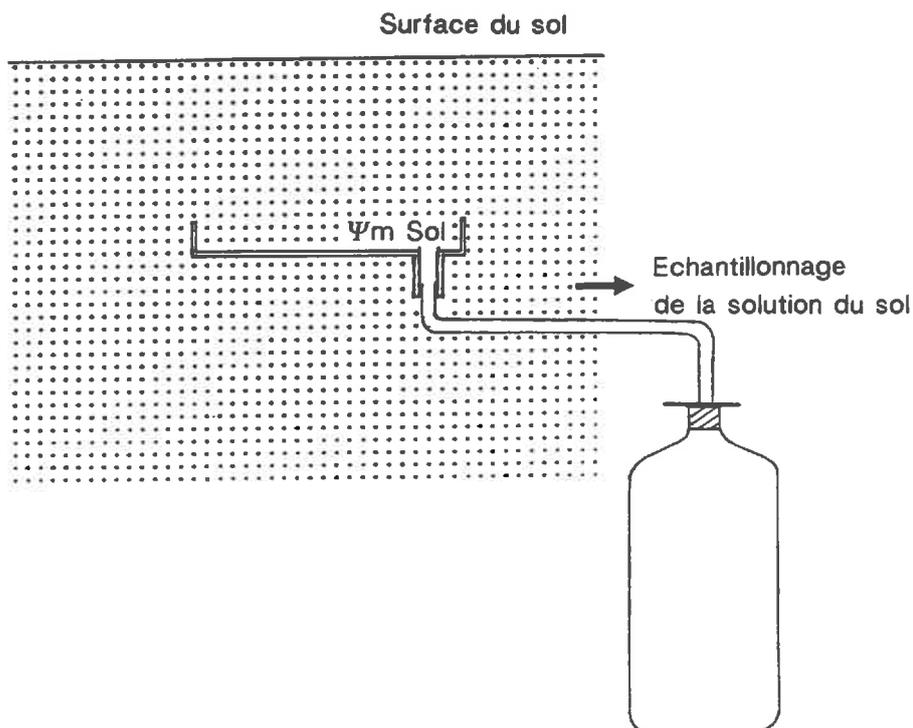


Figure 7.3 : Présentation schématique du fonctionnement d'une plaque lysimétrique ("système ouvert"). Ψ_m sol, est le potentiel matriciel de l'eau présente dans le sol au contact de la plaque lysimétrique.

Tableau 7.2 : Ecarts entre les volumes cumulés sur la période de drainage (novembre à mai) pour les deux suivis 92-93 et 93-94.(S D : site expérimental des "Sapins Dousset")

	S D (30 cm)	S D (55 cm)	Case 3 (30 cm)	Case 4 (30 cm)
$\sum V_e$	67,5	36	40	28
$\sum V_m$	250	151	180	116
E	182,5	115	140	88

Une régression linéaire entre V_e et V_m , dans le cas du site des "Sapins Dousset" au niveau des plaques lysimétriques installées à 30-35 cm de profondeur, permet d'obtenir la relation suivante :

$$V_e = 0,27 V_m \quad [7.4]$$

Le coefficient de corrélation de cette régression est de 0,70, l'ordonnée à l'origine est nulle et l'écart-type résiduel est de 3 mm. Cette régression qui a été effectuée sur 21 échantillons est donc significative aux seuils de 5 et 1%.

La différence importante entre le volume échantillonné par les plaques et le volume calculé est liée au principe même de fonctionnement des plaques lysimétriques utilisées. La figure 7.3 présente de façon schématique le fonctionnement d'une plaque lysimétrique.

Dans un tel système, l'eau ne s'écoule sur la plaque lysimétrique jusque dans le tuyau que si le potentiel matriciel de l'eau au droit de la plaque lysimétrique (Ψ_m) est supérieur ou égal à zéro. Or, comme nous l'avons noté lors de l'analyse des chroniques de Ψ_m (chapitre IV), le potentiel matriciel ne devient positif que durant de courtes périodes (de quelques heures) et n'est jamais supérieur à 10 cm. On comprend alors que les volumes recueillis par les plaques soient aussi faibles. De plus, en raison de la condition de potentiel nul fixée par la plaque lysimétrique, l'eau contenue dans le sol au droit de cette plaque, "s'écoule latéralement" en raison des valeurs de potentiel matriciel nettement inférieures de part et d'autre de la plaque (Radulovich et Sollins, 1987 ; Jemison et Fox, 1992 ;). Ainsi, de telles différences de potentiels empêchent que l'eau ne s'accumule au droit de la plaque (comme dans un système lysimétrique fermé) et que le potentiel matriciel de l'eau ne finisse par atteindre des valeurs positives. Ceci expliquerait la différence entre les volumes V_e et V_m .

D - Analyse en composantes principales

Afin de rechercher d'éventuelles relations (dissemblances ou ressemblances) entre les différentes variables (que sont les éléments chimiques dosés) ou entre les divers individus (dates d'écoulement de chaque solution du sol), nous avons réalisé une analyse en composantes principales (ACP).

D.1 - Conditions d'application

En plus des variables Ca, Mg, Na, K, Cl, HCO₃, SO₄ et NO₃, nous avons aussi pris en compte le pH et le volume d'eau calculé (V_m). Etant donné que les variations de concentration des différents éléments chimiques sont comparables pour les divers sites d'échantillonnage, nous ne présenterons ici que les résultats des ACP effectuées sur les analyses d'eau échantillonnée à la base de l'horizon labouré sur le site des "Sapins Dousset". Nous avons utilisé une ACP centrée (variables centrées par rapport à leur moyenne) et réduite (par l'écart-type) afin de ne pas donner un poids statistique important aux fortes concentrations. L'espace étudié est ainsi constitué de 10 variables et de 21 individus.

D.2 - Résultats

Les principaux résultats de l'analyse statistique élémentaire tels que la moyenne, la variance, l'écart-type et les coefficients de corrélation (r) sont présentés dans les tableaux 7.3 et 7.4. On note que les variables les mieux corrélées entre elles ($r > 0,8$) sont, par ordre de degré de corrélation décroissant, les couples suivants : NO₃/Ca, NO₃/Cl, Ca/K, Cl/K, Ca/Cl et Na/K.

Tableau 7.3 : Paramètres statistiques de l'ACP. Les éléments ioniques sont exprimés en meq/l et le volume d'eau en cm³.

Variable	Ca	Mg	Na	K	Cl	HCO ₃	SO ₄	NO ₃	pH	V _m
Moyenne	6,95	0,19	0,40	0,10	1,89	2,22	0,72	2,92	7,84	12,6
Variance	3,09	0,00	0,02	0,00	1,46	1,13	0,16	1,08	0,07	116
Ecart-type	1,75	0,06	0,13	0,07	1,21	1,06	0,40	1,04	0,26	10,7

Tableau 7.4 : Matrice de corrélation partielle

	Ca	Mg	Na	K	Cl	HCO ₃	SO ₄	NO ₃	pH	V _m
Ca	1,00									
Mg	0,80	1,00								
Na	0,64	0,63	1,00							
K	0,82	0,69	0,81	1,00						
Cl	0,81	0,66	0,66	0,81	1,00					
HCO ₃	-0,11	-0,12	-0,27	-0,24	-0,52	1,00				
SO ₄	-0,22	-0,24	-0,06	-0,37	-0,27	-0,13	1,00			
NO ₃	0,88	0,74	0,57	0,77	0,86	-0,14	-0,48	1,00		
pH	-0,34	-0,19	-0,37	-0,54	-0,61	0,75	0,17	-0,36	1,00	
V _m	-0,10	-0,17	-0,35	-0,33	-0,24	0,43	0,12	-0,22	0,33	1,00

Seuil de signification au niveau $\alpha = 1\%$ avec 9 d.d.l

Les valeurs propres calculées à partir de la matrice de corrélation sont présentées sur le tableau 7.5.

Tableau 7.5 : Valeurs propres pour chaque composante principalement

Composante principale	Valeur propre	% de variance expliquée	% de variance cumulée
F1	5,33	53,31	53,31
F2	1,75	17,56	70,86
F3	1,01	10,12	80,98
F4	0,82	8,19	89,17
F5	0,44	4,39	93,57

On note que les trois premiers facteurs expliquent un peu plus de 80% de la variance totale. Par conséquent, nous nous limiterons à l'interprétation des résultats obtenus pour ces 3 premières composantes. L'analyse de ces données sera effectuée d'abord dans l'espace des variables puis dans celui des individus.

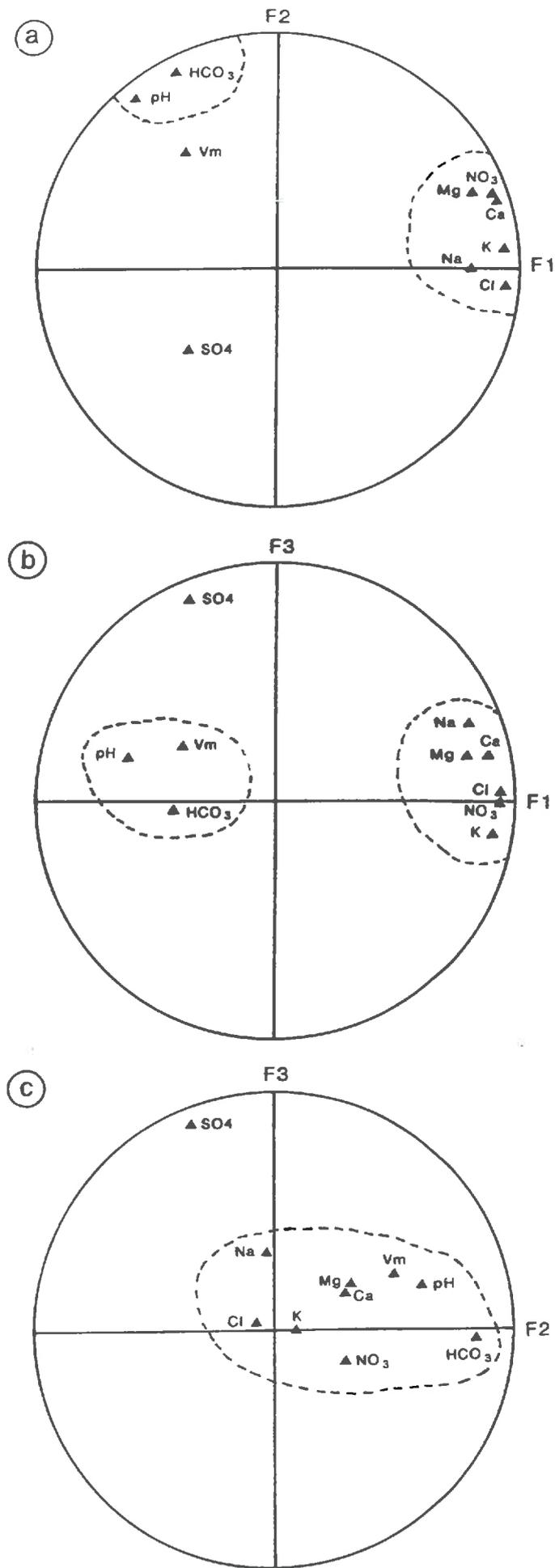


Figure 7.4 : Analyse en Composantes Principales relatives aux données hydrochimiques du site expérimental "Les Sapins Dousset". Représentation dans l'espace des variables.

D.2.1 - Dans l'espace des variables

La représentation des variables dans le plan factoriel F1-F2 (qui représente 71% de la variance totale) montre une différenciation nette entre deux familles de variables (fig. 7.4a). En effet, un premier ensemble d'éléments (Ca, Mg, Na, K, NO₃ et Cl) fortement corrélés entre eux expriment de façon nette le facteur F1. Le facteur F2 est lui essentiellement exprimé par un deuxième ensemble, principalement composé par le bicarbonate et le pH. Quant au flux V_m, il ne semble pas exprimer de façon préférentielle l'un ou l'autre des deux facteurs F1 et F2. Le sulfate quant à lui, est très peu corrélé à l'un ou à l'autre des deux facteurs, s'opposant au premier ensemble par rapport à F1 et au second par rapport à F2.

Dans les plans factoriels F1-F3 (63% de la variance totale) et F2-F3 (28% de la variance totale), on retrouve l'opposition entre les deux ensembles cités précédemment ainsi que le comportement "solitaire" du sulfate (fig. 7.4 b et c). Celui-ci exprime d'ailleurs à lui seul la quasi-totalité du facteur F3. Ce comportement marginal du SO₄ est dû au fait que sa concentration varie très peu contrairement à la plupart des éléments. L'explication possible de ce phénomène réside dans le fait que le sulfate est, parmi tous les anions présents, celui qui a le plus d'affinité pour les surfaces minérales. Sa solubilité dans l'eau pourrait bien être contrôlée par les équilibres existant avec la phase adsorbée du sulfate.

D.2.2 - Dans l'espace des individus

Dans l'espace des unités statistiques, nous pouvons distinguer deux nuages de points nettement différenciés et diamétralement opposés par rapport aux hyperplans F1-F2 et F2-F3 (fig. 7.5). Le premier nuage de points, qui s'exprime essentiellement par rapport à F1, représente les points de prélèvement en entrée d'hiver, c'est-à-dire les mois de novembre et décembre. Quant au deuxième ensemble, il est principalement représenté par les prélèvements effectués au mois de janvier et février. Cette étude montre que le comportement général des solutions du sol peut être divisé en deux périodes caractérisées par des minéralisations différentes. Une première période, début d'hiver, pendant laquelle les eaux sont fortement minéralisées et une deuxième période pendant laquelle la plupart des éléments subissent une dilution importante. Tout se passe comme si le sol pouvait encore assurer une nitrification en automne et au début de l'hiver et que l'hiver s'avancant, les eaux de pluie peu chargées, parvenaient à lessiver le nitrate produit.

Par ailleurs, l'analyse en composante principale montre que la concentration en nitrate semble être indépendante du volume d'eau instantané.

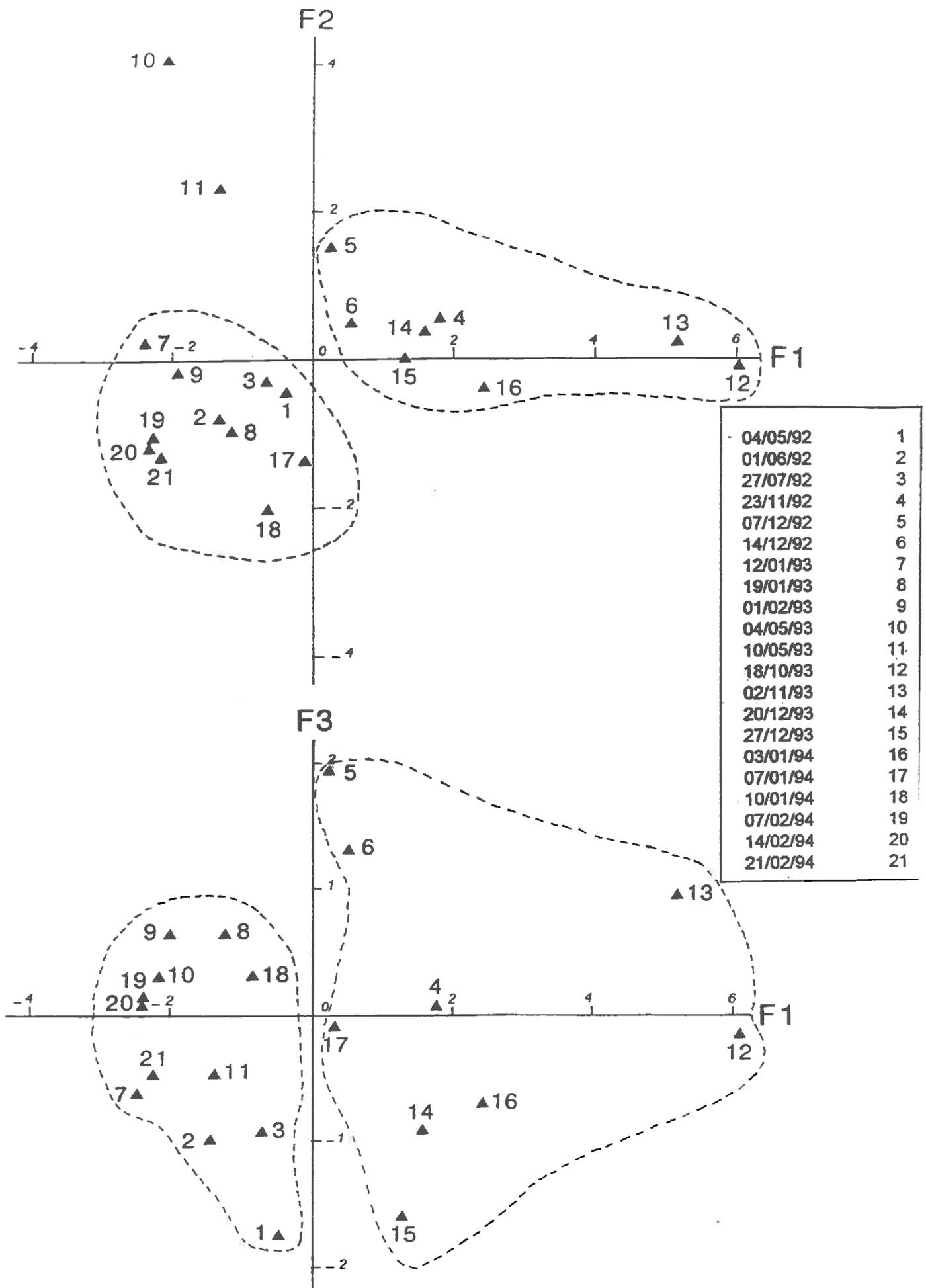


Figure 7.5 : Analyse en Composantes Principales relatives aux données hydrochimiques du site expérimental "Les Sapins Douset". Représentation dans l'espace des individus.

E - Estimation des flux de nitrate

Pour aboutir à une estimation rigoureuse des flux de nitrate, nous avons cherché à établir la forme de la relation de dilution de ce composé, dans la solution du sol. Pour ce faire, nous avons représenté pour chacun des suivis 92-93 et 93-94 la variation de la concentration en NO_3^- (concentration C_i à un instant t_i) rapportée à la concentration initiale (concentration en début de drainage, C_o), en fonction du flux d'eau cumulé V_m :

$$\frac{C}{C_i} = f(V_m) \quad [7.5]$$

Pour chaque année, nous avons représenté les résultats obtenus au niveau des deux ensembles de plaques lysimétriques, c'est-à-dire à la base de l'horizon labouré (30/35 cm) et du limon argileux (50-55 cm) (fig. 7.6 a et b). La concentration initiale est égale à 261 mg/l pour le suivi 92-93 et à 294 mg/l pour le suivi 93-94 (cf. tableau 7.1). Les résultats montrent que la forme générale des deux courbes est comparable. Toutefois, on note que lors de l'hiver 93-94 les concentrations en nitrate ont diminué de façon beaucoup moins brutale que lors de l'hiver 92-93. Ceci peut s'expliquer par les conditions climatiques propres à chacun de ces deux hivers. En effet, l'hiver 93-94 ayant été plus "doux" que l'hiver 92-93, la minéralisation de l'azote a été favorisée et par conséquent la production de nitrate a été plus élevée.

Afin d'obtenir une loi de dilution du nitrate, nous avons ajusté une courbe de forme exponentielle sur les points expérimentaux. Cette courbe est de la forme :

$$\frac{C}{C_o} = e^{(bV_m)} \quad [7.6]$$

Les paramètres statistiques de ce modèle exponentiel sont présentés dans le tableau 7.6. Les résultats montrent que les principaux coefficients de cette régression sont peu différents pour les deux suivis. Néanmoins, lors du calcul du flux de nitrate, nous utiliserons les relations spécifiques à chaque suivi.

Tableau 7.6 : Paramètres statistiques du modèle exponentiel pour 92-93 et 93-94

Suivi	Coeff. de corrél.	Pente (b)	Ord. à l'origine	Ecart-type résid.
92-93	-0,91	-0,012	0	0,154
93-94	-0,92	-0,010	0	0,165

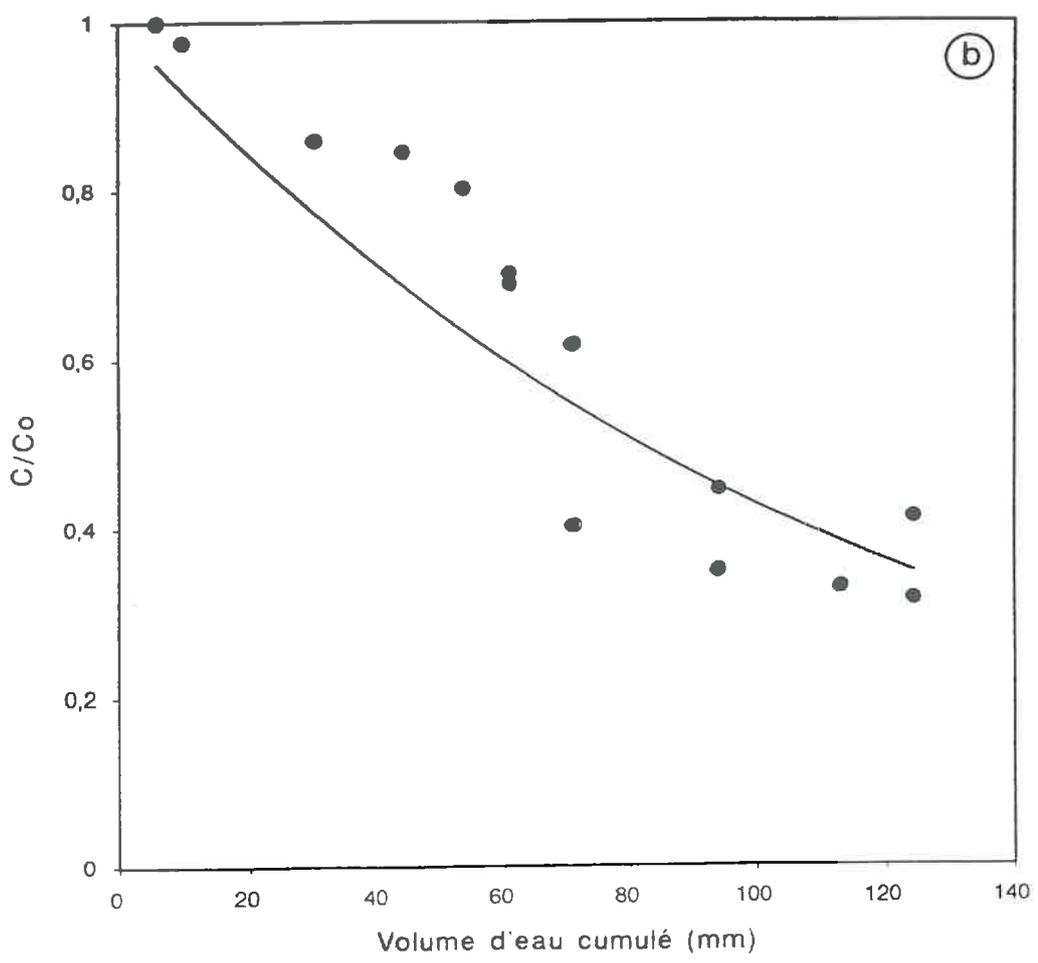
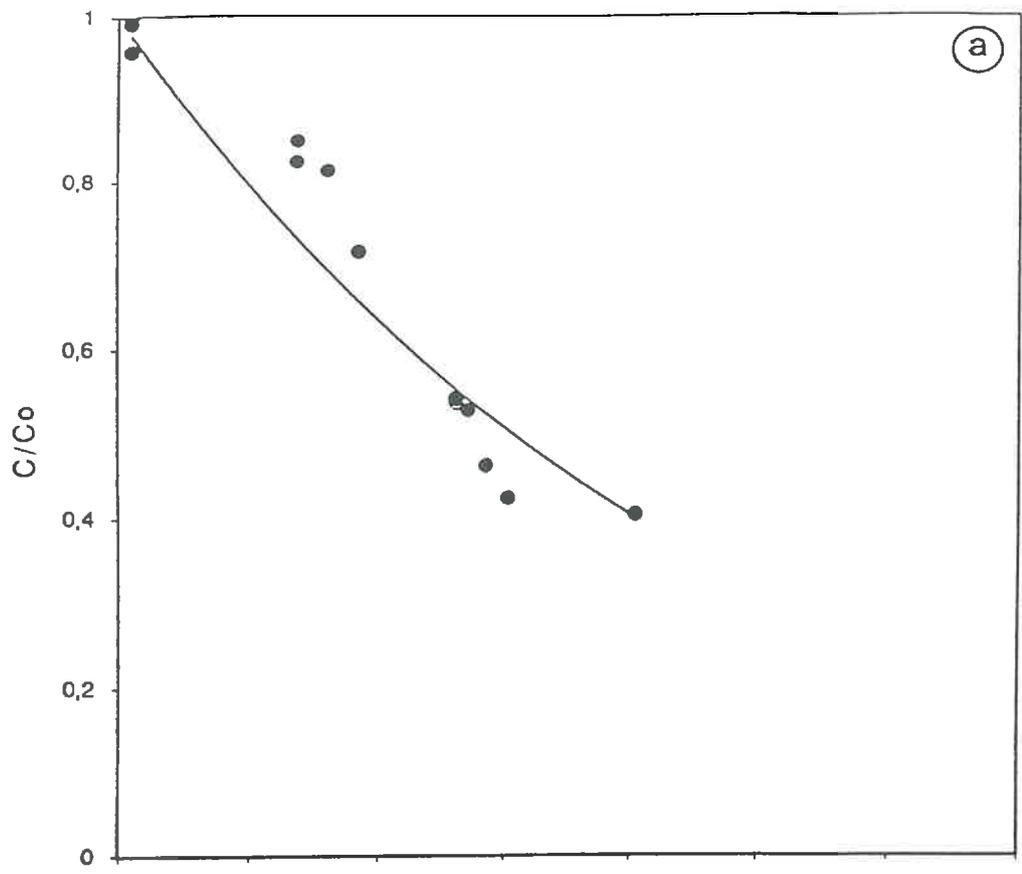


Figure 7.6 : Variation du rapport C/C_0 en fonction du volume d'eau (V_m) cumulé et ajustement d'une loi de dilution : suivi 92-93 (a), suivi 93-94 (b).

Par la suite, nous avons calculé les quantités de nitrate lixiviées ($Q_{N(NO_3^-)}$) à la base du limon-argileux, de la façon suivante :

$$Q_{N(NO_3^-)} = V_m C_{N(NO_3^-)} \quad [7.7]$$

avec :

V_m : Volume calculé par le modèle d'infiltration ou par la méthode du bilan hydrique

$C_{N(NO_3^-)}$: Concentration en nitrate de la solution du sol

Les figures 7.7 et 7.8 présentent les variations des quantités de nitrate lixiviées, d'une part, en fonction du volume d'eau écoulé et, d'autre part, en fonction du temps, respectivement pour les suivis 92-93 et 93-94. Les résultats sont exprimés en azote de NO_3 . Sur ces graphiques, nous avons effectué les calculs jusqu'au mois de Mai, en considérant le sol nu jusqu'à cette période. Rappelons que ceci ne correspond pas à la réalité pour ces deux années étudiées en raison de la présence d'une culture, en règle général à partir du mois de Mars. Les pratiques culturales de ces trois années 92, 93 et 94 sont présentées sur le tableau 7.7.

Tableau 7.7 : Pratiques culturales pour les années 1992, 1993 et 1994.

Année	Type de culture	Date de semis	Date de récolte	Remarques
1992	Pois protéagineux	04/03/92	20/07/92	Pailles enfouies
1993	Blé dur de printemps	06/02/93	25/07/93	Pailles enfouies
1994	Maïs	18/04/94	25/09/94	Résidus broyés et enfouies

Par ailleurs, le tableau 7.8 présente un récapitulatif des principaux résultats obtenus que sont les concentrations moyennes et les quantités d'azote lixiviées à l'issue de chaque période de drainage.

Tableau 7.8 : Récapitulatif des principaux résultats obtenus à la base de l'ensemble limono-argileux supérieur, pour le site des "sapins Dousset" (période de novembre à février).

Suivi	Lame d'eau infiltrée (mm)	Qtité d'azote lixivié (kg/ha)	Concentration moy. (NO_3^- , mg/l)
92-93	81	100	168
93-94	124	140	155

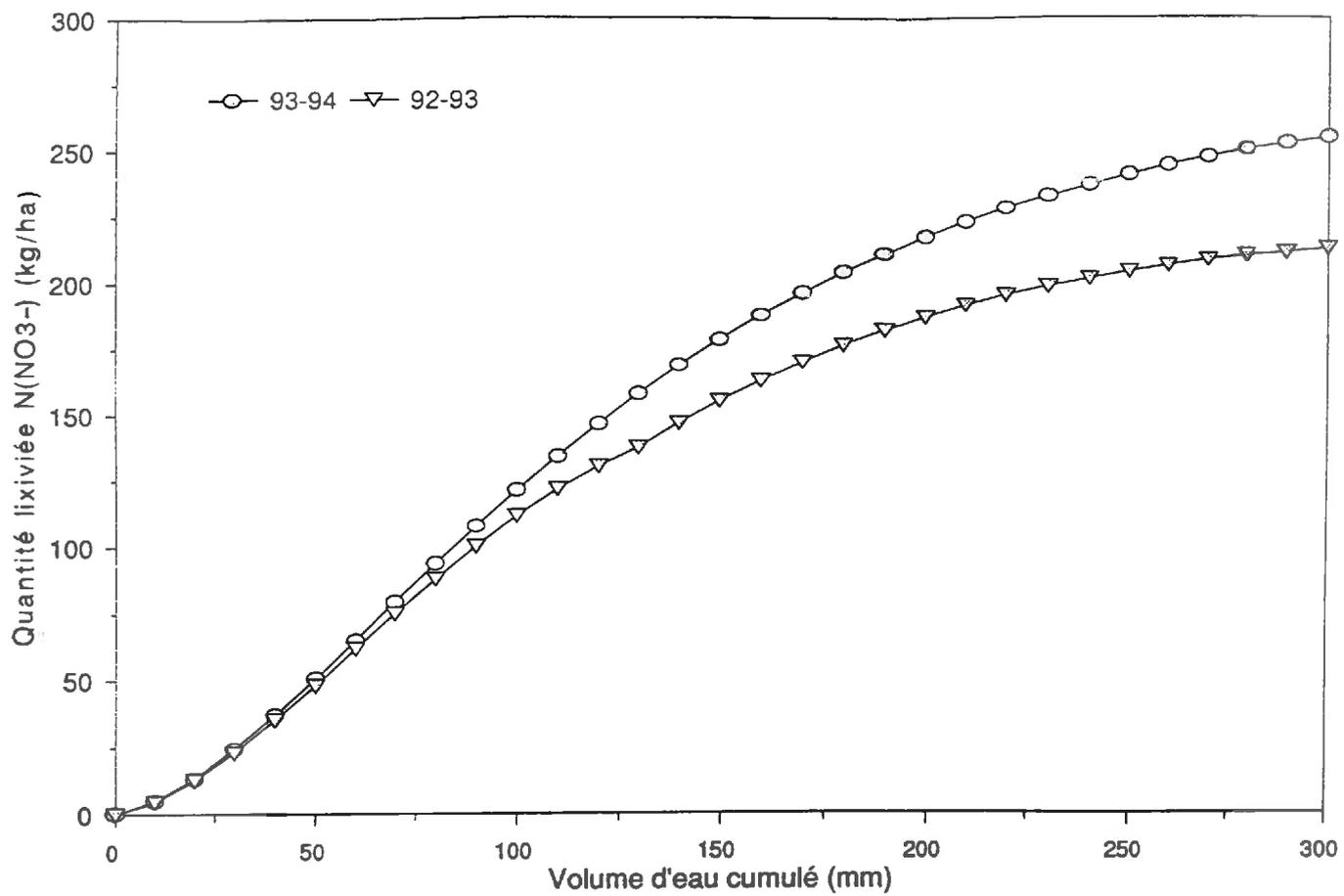


Figure 7.7 : Evolution des quantités d'azote cumulées en fonction du volume d'eau cumulé, pour les suivis 92-93 et 93-94.

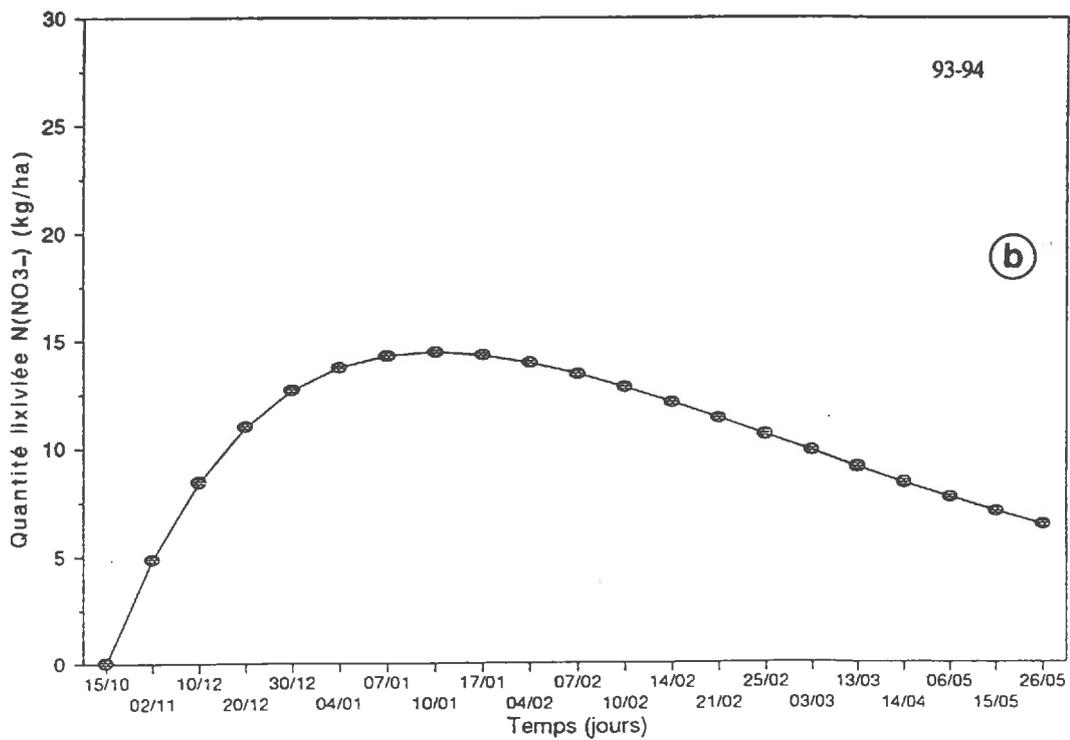
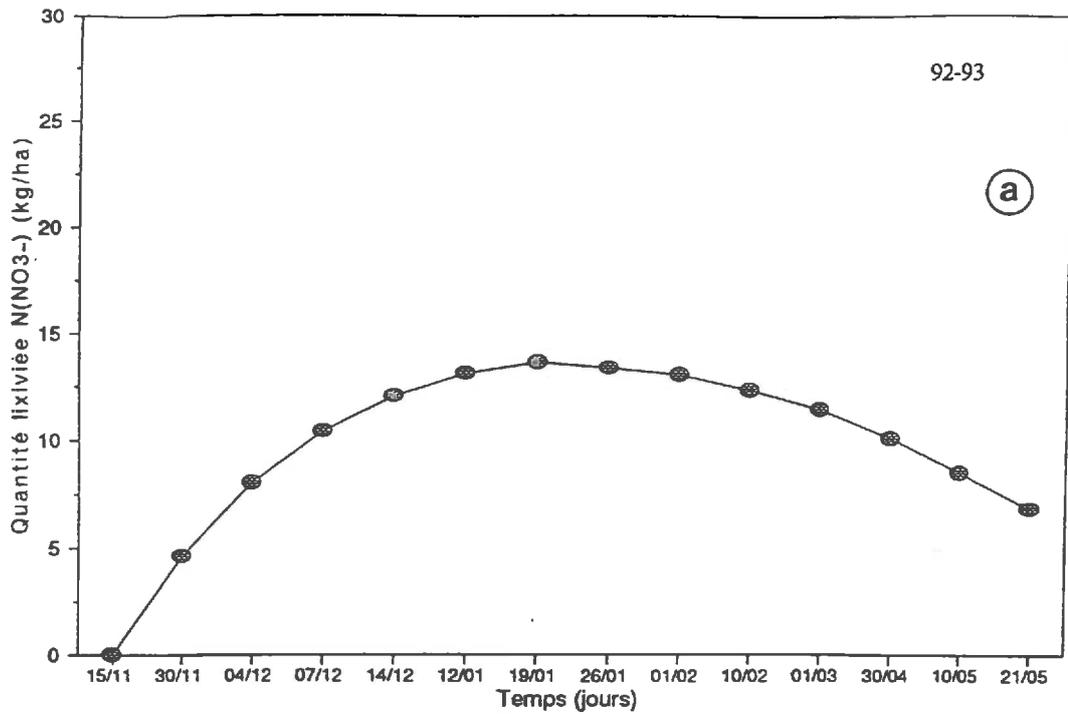


Figure 7.8 : Evolution temporelle du flux d'azote : suivi 92-93 (a) et suivi 93-94 (b).

On note que les concentrations moyennes en nitrates sont très élevées, et largement supérieures au seuil de 50 mg/l. En effet, on peut considérer que ces concentrations sont représentatives de celles des eaux de recharge de la nappe phréatique. Les quantités d'azote lixivié sont très élevées mais restent comparables à celles généralement obtenues sous sol nu (Chapot, 1990 ; Guiraud *et al.*, 1990 ; Kengni, 1993). Il faut néanmoins rappeler que, lors de cette étude, nous avons admis l'hypothèse selon laquelle les concentrations mesurées pour de très faibles volumes écoulés (échantillonnés à l'aide de plaques lysimétriques) pouvaient être attribuées aux volumes calculés par le modèle d'infiltration.

F - Prévision du risque de lixiviation du nitrate

Nous nous proposons dans cette partie d'évaluer les quantités de nitrate susceptibles d'être lixiviées à la base du limon-argileux, ceci en considérant des scénarios climatiques différents. Ces scénarios correspondent à ceux envisagés dans le chapitre précédent.

Dans un premier temps nous avons établi une courbe générale de dilution du nitrate en regroupant les analyses chimiques effectuées lors des deux suivis 92-93 et 93-94 (fig. 7.9). La relation ainsi obtenue est la suivante :

$$C = C_0 e^{(-0,009 V_m)} \quad [7.8]$$

Le coefficient de corrélation de cette régression exponentielle est de 0,87 et l'écart-type résiduel 0,21. On remarque que seule l'ordonnée à l'origine est très différente des résultats obtenus précédemment pour chaque suivi (tableau 7.6). Par ailleurs, nous admettrons que cette courbe est représentative de la loi de dilution générale quel que soit le scénario climatique envisagé. Le calcul sera effectué, comme dans le cas des transferts hydriques, pour la période du 01/12 au 31/05. De la même manière que dans le chapitre précédent, nous construirons des abaques des quantités de nitrate lixiviées à la base de l'ensemble limono-argileux.

Pour réaliser ce travail, nous avons pris en compte les paramètres suivants :

- Flux d'azote
- Pluie (année climatique)
- Volume d'eau écoulé (V_m : issu du modèle d'infiltration)
- Condition initiale (% de la C.C)
- Epaisseur du sol
- Concentration initiale (en automne) en nitrate : C_0

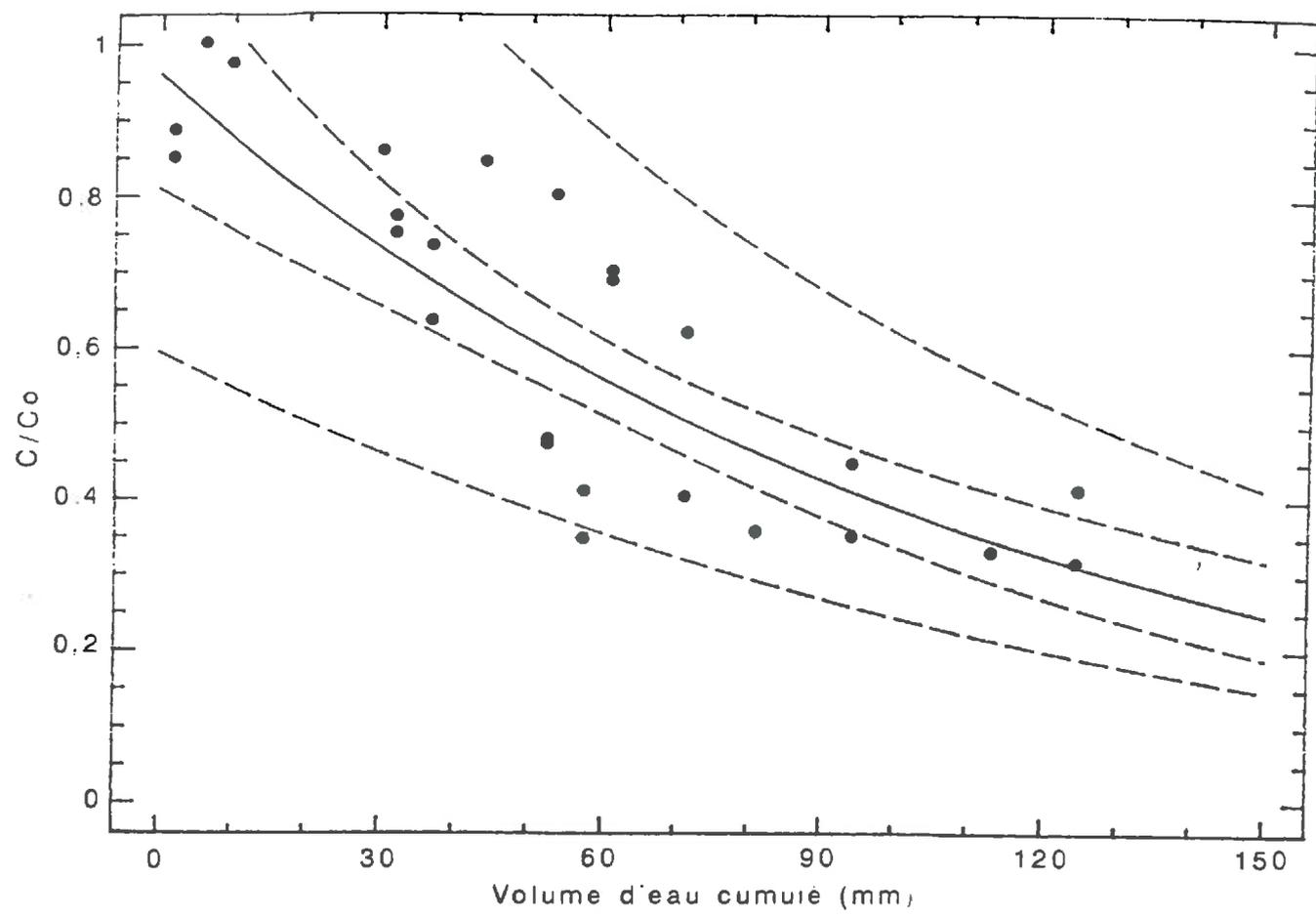


Figure 7.9 : Variation du rapport C/C_0 en fonction du volume d'eau (V_m) cumulé et ajustement d'une loi de dilution, tous suivis confondus.

Par rapport aux paramètres pris en compte lors des transferts hydriques, nous avons ajouté la concentration initiale en nitrate. La relation [7.8] a été établie avec un C_0 de 280 mg/l, valeur moyenne sur les deux suivis 92-93 et 93-94. Cette valeur étant déjà très élevée, nous avons envisagé deux autres cas qui sont à 200 et 100 mg/l, ceci afin de voir l'incidence de ces différents cas sur la lixiviation du nitrate et de pouvoir par la suite en tirer des conséquences sur les pratiques culturales.

Les premiers calculs effectués ont montré que l'épaisseur du sol et de façon encore plus nette la condition hydrique initiale sont des paramètres peu déterminants. Par conséquent, notre étude sera essentiellement limitée aux autres paramètres. Les résultats que nous présenterons ici correspondent à des calculs effectués pour la condition hydrique initiale de 100% CC. Les figures 7.10 (a et b) montrent la variation du flux d'azote cumulé en fonction du temps, pour les trois années climatiques, pour les différents C_0 choisis, et pour des épaisseurs de sol extrêmes, 30 et 150 cm. Ces résultats montrent l'importance de la concentration initiale sur la lixiviation du nitrate. En effet, pour $C_0 = 100$ mg/l, la quantité maximale d'azote lixivié est de 40 kg/ha et ce quelle que soit l'année climatique. Alors que pour $C_0 = 280$ mg/l, les quantités d'azote lixivié sont très importantes quelle que soit l'année climatique (excepté en année sèche pour une épaisseur de sol de 30 cm)

Les concentrations moyennes, en nitrate, (de l'ensemble de la lame d'eau drainée sur toute la période d'étude, de décembre à mai) simulées sont présentées dans le tableau 7.9.

Tableau 7.9 : Concentration moyennes (mg/l), en nitrate, (de l'ensemble de la lame d'eau drainée) simulées lors des trois années climatiques, pour différentes concentrations initiales, C_0 .

Année	Concentration initiale en nitrate (mg/l) : C_0		
	$C_0 = 280$	$C_0 = 200$	$C_0 = 100$
Humide	60	40	20
Moyenne	148	95	48
Sèche	255	170	85

On note que les concentrations en nitrate restent très élevées en année sèche, alors qu'en année humide, la dilution très rapide du nitrate conduit à des concentrations moyennes relativement faibles, particulièrement pour les cas $C_0 = 200$ et 100 mg/l. Dans le cas de $C_0 = 280$ mg/l, les concentrations moyennes sont comparables à celles obtenues pour les suivis 92-93 et 93-94 (cf. tableau 7.8).

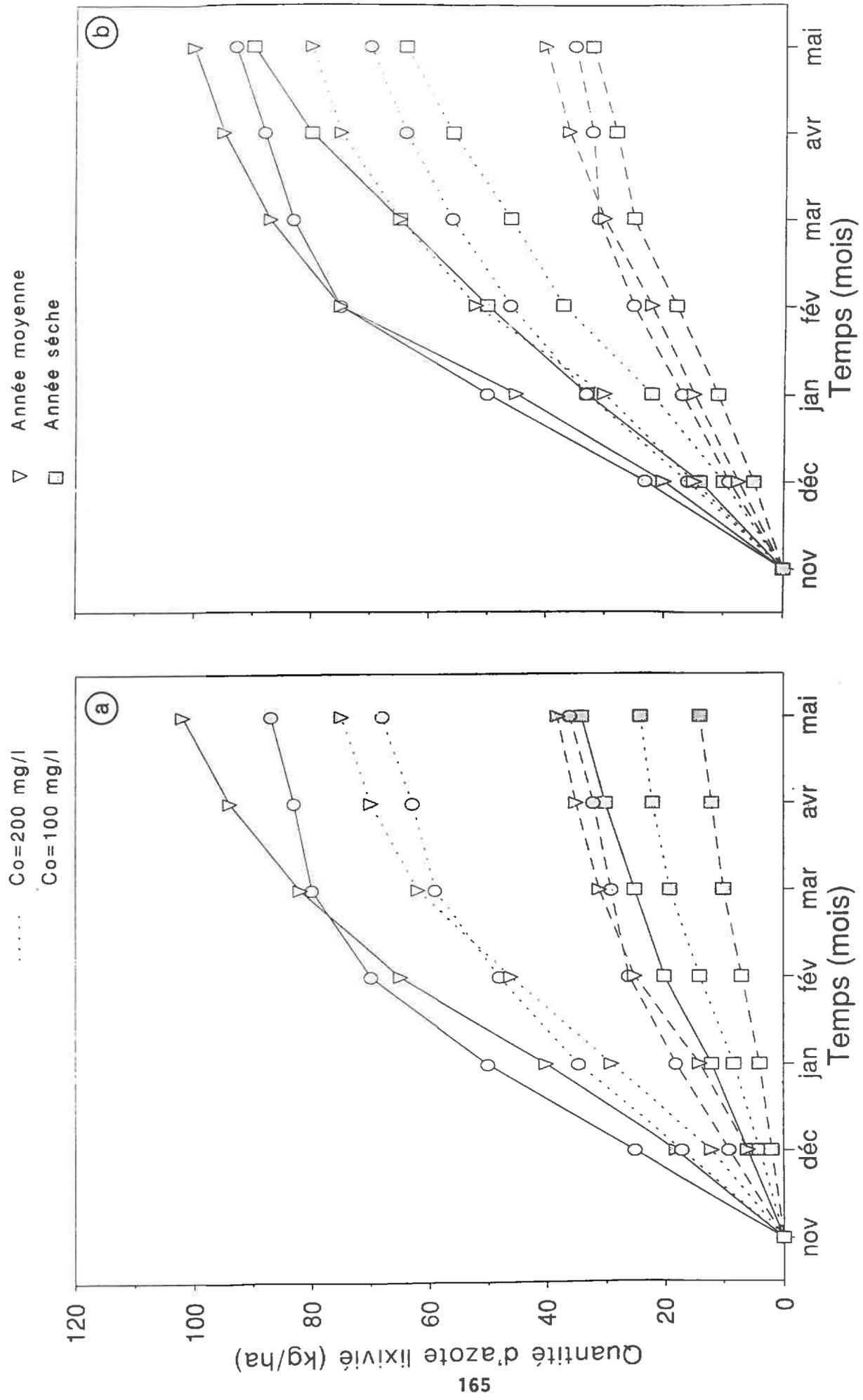


Figure 7.10 : Abaques des quantités d'azote lixiviées en fonction de la concentration initiale (Co) en nitrate. Epaisseurs de 30 cm (a) et 150 cm (b).

G - Conclusion

Les résultats obtenus pour les deux suivis 92-93 et 93-94 montrent que la solution du sol est fortement chargée en nitrate à la base du limon-argileux. En effet, on a mesuré en moyenne 280 mg/l à 90 mg/l respectivement en entrée d'hiver (mois d'octobre) et en sortie d'hiver (mois de février). Ces valeurs sont de deux à trois fois plus élevées que celles calculées il y a une dizaine d'années (Seguin, 1987). Ceci a pour conséquence la dégradation de la qualité des eaux au niveau de l'aquifère de Beauce. En effet, dans la région étudiée, la teneur en nitrate de l'aquifère variait en moyenne de 30 à 40 mg/l il y a une dizaine d'années, alors qu'aujourd'hui ces moyennes sont de 70 à 80 mg/l (Ould Mohamed, 1991 ; SEMA², 1993).

L'étude prévisionnelle montre que les quantités d'azote émises par un sol limono-argileux de Petite Beauce, en période hivernale et printanière, varient en moyenne de 20 à 100 kg/ha selon l'année climatique. Des travaux effectués par le BRGM entre 1976 et 1979 dans la région étudiée et pour des rotations culturales saisonnières identiques (blé, maïs), évaluaient les pertes d'azote en moyenne de 20 à 40 kg/ha/an. Ces dernières valeurs constituent certainement aujourd'hui une large sous-estimation des pertes en azote du sol.

Les concentrations moyennes (sur la période étudiée), en nitrate, calculées pour la lame d'eau drainée vers la nappe phréatique, varient de 40 mg/l pour une année humide à 170 mg/l dans le cas d'une année sèche. Cette étude a par ailleurs montré que la concentration initiale C_0 constituait un paramètre déterminant. Des pratiques culturales conduisant à des concentrations en nitrate inférieures à 100 mg/l, en automne, permettraient une diminution considérable de la pollution par le nitrate. Enfin, notre étude ayant été effectuée sur sol nu, les résultats obtenus sont donc à replacer dans le cadre d'une inter-culture blé-maïs.

²Service d'Etude des Milieux Aquatiques

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail était d'étudier le fonctionnement hydrique hivernal d'un sol limono-argileux représentatif des sols de "Petite Beauce", et ceci afin de mieux connaître les mécanismes de recharge de la nappe phréatique. Cet objectif s'inscrivait dans un programme de recherche visant à mieux gérer les ressources en eau, tant au plan qualitatif que quantitatif. Pour atteindre cet objectif, nous avons procédé en deux étapes.

Une première étape a consisté à quantifier les flux d'eau et de nitrate lors de trois suivis réalisés *in situ* et sur sol nu, entre les mois de décembre et de mai. Un dispositif de terrain permettant d'effectuer des mesures de teneur en eau (tubes d'accès à une sonde à neutron, capteurs capacitifs) et de potentiel matriciel de l'eau (tensiomètres) a été installé durant trois hivers successifs. Des plaques lysimétriques, ont par ailleurs, été installées au début de l'étude pour déterminer la concentration en nitrate de la solution du sol. Cependant, la pluviométrie déficitaire, particulièrement lors des deux premiers suivis, a rendu difficile l'étude des transferts de nitrate.

Lors d'une deuxième étape, nous avons effectué une étude du "risque" de drainage et de lessivage de nitrate. Pour ce faire, nous avons utilisé un modèle d'infiltration de type mécaniste déterministe (Bruckler, 1991). L'utilisation de ce modèle a, tout d'abord, nécessité une caractérisation hydrodynamique du sol, puis le choix d'années climatiques à hivers contrastés (excédentaire, moyen et déficitaire) et enfin, la définition d'un certain nombre de paramètres servant de base à la simulation. Pour l'étude des transferts d'eau, ces paramètres ont principalement été la pluviométrie, l'état hydrique initial du sol (pourcentage de la capacité au champ) et l'épaisseur du sol. Alors que, pour l'étude des transferts de nitrate, les paramètres déterminants sont la pluviométrie et la concentration initiale. Ceci nous a permis d'établir des abaques des variations de flux d'eau et de nitrate en fonction de ces différents paramètres.

Analyse des suivis *in situ*

L'étude du bilan hydrique a permis de calculer les lames d'eau infiltrées à la base du sol et des ensembles calcaires sous-jacents. On montre qu'environ 50% de la lame d'eau pluviométrique totale s'infiltrent à travers le sol, c'est donc cette proportion de la lame d'eau pluviométrique qui est susceptible de contribuer à la recharge de la nappe.

Par ailleurs, nous avons montré que les variations de stock étaient très faibles en période hivernale et que, par conséquent, le bilan hydrique se réduisait généralement à un calcul P-ER. Notre étude montre que le drainage vertical constitue le régime d'écoulement principal au niveau du sol et des matériaux calcaires cryoturbés et pulvérulents. L'étude des cinétiques de transfert d'eau a par ailleurs montré la rapidité de ces transferts. Compte tenu de cette caractéristique des transferts, il est apparu nécessaire de procéder à des mesures à des pas de temps courts, c'est-à-dire inférieurs au pas de temps nécessaire pour qu'une lame d'eau traverse l'ensemble formé par le sol, les matériaux cryoturbés et les calcaires pulvérulents sous-jacents. La méthode neutronique a montré, dans ce cas précis, ses limites et la méthode capacitive a par conséquent été non seulement un outil complémentaire mais aussi d'un apport déterminant dans l'étude des transferts d'eau.

Notre étude ayant été effectuée sous sol nu, l'étude des transferts de nitrate est essentiellement à restituer dans une problématique de gestion de l'inter culture. Les volumes d'eau recueillis par les dispositifs lysimétriques ont été très inférieurs à ceux calculés par le bilan hydrique ou le modèle d'infiltration utilisés pour décrire les transferts d'eau. Néanmoins, la concentration en nitrate décroît progressivement avec le volume d'eau cumulé. Les flux de nitrate, calculés en couplant les concentrations mesurées et les volumes d'eau calculés, varient de 100 à 140 kg N /ha pour les deux hivers 92-93 et 93-94. Ces valeurs sont beaucoup plus élevées que celles qui ont été calculées, il y a une dizaine d'années dans la région de Petite Beauce, par le BRGM. Celles-ci varient en effet, entre 20 et 40 kg N /ha (Seguin, 1987). Toutefois, elles sont comparables à celles obtenues plus récemment sous sol nu (Chapot, 1990 Guiraud *et al.*, 1990 ; Kengni, 1993).

Validation du modèle d'infiltration

La détermination des propriétés hydrodynamiques des différents horizons de l'ensemble limono-argileux supérieur a mis en évidence la grande homogénéité de cet ensemble, confirmant ainsi les résultats obtenus à l'issue de l'étude morphologique détaillée des profils de sol (*cf. Annexe A*). Sur la base de cette caractérisation hydrodynamique et des différents scénarios climatiques envisagés, nous avons établi des modèles prévisionnels de transfert d'eau. Le choix des conditions initiales et aux limites cohérentes et bien adaptées à la situation étudiée a permis la validation du modèle. Nous avons ainsi pu effectuer un calcul des flux hydriques à la base du sol ainsi qu'une analyse fine des cinétiques de transfert pour les deux suivis 92-93 et 93-94.

Les résultats obtenus rendent compte de la rapidité des transferts d'eau, confirmant ainsi les résultats obtenus par la méthode du bilan hydrique. On montre que, dans le cas précis du sol

étudié, les flux d'eau calculés par la méthode du bilan hydrique sont proches de ceux calculés par le modèle d'infiltration. Excepté lors d'hivers secs, comme s'était le cas du suivi 91-92, où la méthode du bilan hydrique conduit à une large surestimation de la lame d'eau infiltrée.

Analyse de l'étude prévisionnelle

L'étude prévisionnelle du risque de drainage a par la suite été effectuée en envisageant plusieurs scénarios climatiques sur la base de situations pluviométriques différentes. Un certain nombre de paramètres se sont révélés déterminants pour le calcul des flux d'eau. Ces paramètres sont la pluviométrie, la condition hydrique initiale (% de la capacité au champ) et, à un moindre degré, l'épaisseur du sol. Les deux derniers paramètres apparaissent être d'autant plus interdépendants que l'année est sèche.

Le couplage des résultats des flux d'eau issus de cette étude prévisionnelle aux résultats de l'analyse hydrochimique a permis d'établir, de la même manière que précédemment, des abaques des flux de nitrate. Il ressort de cette étude que l'état hydrique initial et l'épaisseur du sol sont beaucoup moins déterminants pour le calcul des flux de nitrate que cela n'a été le cas lors de l'analyse des seuls flux d'eau. En effet, on montre que quels que soient l'état hydrique initial et l'épaisseur du sol, les flux de nitrate calculés sont du même ordre de grandeur. Les seuls paramètres déterminants dans le cas des transferts de nitrate sont la concentration initiale et la pluviométrie. Il faut toutefois noter, que le couplage flux d'eau / concentration en nitrate montre ses limites dans le cas d'une année sèche. En effet, lors d'une année sèche, les flux obtenus aux différentes épaisseurs de sol sont très différents selon la condition hydrique initiale. Par exemple, pour 100% CC et pour une année sèche, les flux d'eau calculés sont plus élevés pour un sol de 150 cm que pour un sol de 30 cm d'épaisseur. Or, une proportion importante du flux d'eau dans le cas du sol de 150 cm d'épaisseur proviendra de la base du profil. La concentration en nitrate sera, par conséquent, très inférieure à celle que nous avons utilisé pour le calcul du flux de nitrate. Le fait d'affecter, comme nous l'avons fait, cette concentration aux flux d'eau calculés, conduit dans ce cas, à un biais important du fait de la différence de concentration dans le profil.

En vue cette fois, d'une extension de nos résultats non pas dans le temps mais dans l'espace, nous devons veiller à tenir compte d'éventuelles variations des propriétés hydrodynamiques. Ensuite, il faudra pouvoir estimer l'état hydrique du sol en fonction du mode d'occupation et des pratiques d'irrigation. Enfin, il faudra autant que possible, non seulement savoir si des matériaux cryoturbés sont présents entre le sol et les premiers niveaux calcaires, mais aussi s'interroger sur leur éventuelle influence sur le fonctionnement hydrique.

Notre étude (échelle locale) ainsi que les études effectuées à plus petite échelle (de quelques ha à quelques km²) en Petite Beauce montrent la faible variabilité des sols (faible différenciation pédologique, faible variabilité latérale de la nature du limon argileux, ...). De plus les facteurs topographique et géomorphologique n'ont que très peu d'influence sur les caractéristiques du fonctionnement hydrique (Chéry, 1995). De telles caractéristiques du milieu justifient l'approche que nous avons adoptée.

Nous avons montré que cette approche était bien adaptée à la description des transferts d'eau et à leur modélisation à une échelle locale. Toutefois, l'extension des résultats obtenus à une plus petite échelle (parcelle, bassin versant ou encore régionale) suppose la prise en compte de la variabilité des propriétés hydrodynamiques et des conditions aux limites (Simmons *et al.*, 1979 ; Vauclin, 1982). Par conséquent, à l'aspect déterministe des formalismes que nous avons utilisé, devrait s'ajouter une description statistique des paramètres hydrodynamiques que sont $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$. L'approche qui en découle deviendrait alors plus stochastique et pourrait constituer un prolongement à notre travail.

L'élaboration d'une telle démarche pourrait se faire de plusieurs manières. Soit en procédant par exemple à une analyse statistique classique (analyse d'un échantillonnage : moyennes, variances, écart-types, coefficients de variation, lois de distribution, ...) (Warrick et Nielsen, 1980). Soit par une analyse géostatistique qui consisterait à définir les structures spatiales des paramètres hydrodynamiques étudiés (corrélogramme, variogramme, analyse spectrale, ...) et qui permettrait de rendre compte d'éventuelles autocorrélations entre les paramètres hydrodynamiques (Voltz, 1986 ; Walter, 1990). Soit enfin, grâce à une analyse par mise en facteurs d'échelle qui permet de reporter l'ensemble de la variabilité de chaque paramètre sur le seul facteur d'échelle (Simmons *et al.*, 1979 ; Russo et Bresler, 1982).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Addiscott, T.M., 1977. A simple computer model for leaching in structured soils. *J. Soil Sci.*, 28, pp 554-563.

Addiscott, T.M. et Wagenet, R. J., 1985. Concepts of solute leaching in soils: a review of modelling approaches. *J. of Soil Sci.*, 36, pp : 411-424.

Arrouays, D., Duval, O. & Renaux, B., 1989. Esquisse des paysages pédologiques du Loiret. Notice explicative de la carte pédologique du Loiret au 1/250.000, S.E.S.C.P.F, 185 p.

Baize D. et Girard, M.C., 1990. Brunisols et sols calcimagnésiens. In : *Référentiel Pédologique Français*, A.F.E.S., pp 83-91

Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état, Université de Paris VI, 269 p.

Barbee, G.C. & Brown, K.W., 1986. Comparison between suction and free-drainage soil solution samplers. *Soil Sci.*, 141, 2, pp 149-154.

Bell, J.P., Dean, T.J & Hodnett M.G., 1987. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, part II. Field techniques, evaluation and calibration. *J. Hydrol.*, 93, pp 79-90.

Bertuzzi, P., Bruckler, L. & Gros, C., 1987. Régression linéaire avec erreur sur les variables: application à l'étalonnage d'un gammadensimètre à transmission et d'un humidimètre à neutrons. *Agronomie*, 7, (7), pp 507-515.

Bertuzzi, P., Bruckler, L., Bay, D. & Chanzy, A., 1994. Sampling strategies for soil water content to estimate evapotranspiration. *Irrig. sci.*, 14, pp 105-115.

Beven, K.J., et Kirkby, M.J, 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydro. Sci. Bull.*, 24, 1, pp 43-69.

Bonneau, M. et Souchier, B., 1979. *Pédologie 2. Constituants et propriétés du sol.* (eds.) Masson, 459 p.

Bouma, J., 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agric. Water Manage.*, 6 (2/3), pp 177-190.

Bouma, J., 1990. Using morphometric expressions for macropores to improve soil physical analysis of field soils. *Geoderma*, 46, pp 3-11.

Brisson, N. & Perrier, A., 1991. A semiempirical Model of Bare Soil Evaporation for Crop Simulation Models. *Water Resour. Res.*, 27, (5), pp 719-727.

Brisson, N. & Ripoche, D., 1991. Bilan hydrique adapté aux modèles de culture. Notice d'utilisation du programme BYM. *Bioclimatologie STEFCE*, 123 p.

Brisson, N., Seguin, B., & Bertuzzi, P., 1992. Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. *Agricultural and forest Meteorology*, 59, pp 267-287.

Brooks, R.H. & Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper 3. Colorado State Univ., Fort Collins.

Bruand, A. et Prost, R., 1988. Analyse minéralogique quantitative d'un échantillon de sol : utilisation des données concernant la composition chimique de l'échantillon. *Agronomie*, 8, 1, pp 15-22.

Bruce, R.R. & Luxmoore, R.J., 1986. Water retention: Fields Methods. In *Methods of soil analysis*, 2nd ed., part 1. A. Klute (ed.). *Agronomy*, 9, pp 663-686.

Bruckler, L., 1983. Analyse théorique des erreurs de mesure de teneur en eau et de masse volumique par atténuation gamma. *Bull. G.F.H.N.*, 13, pp 7-33.

Bruckler, L., 1991. CRUSTDP. Programme de résolution de l'équation de Richards par la méthode des éléments finis. Station Science du sol, I.N.R.A d'Avignon.

Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, 198, pp 71-78.

Cales, G., 1982. Premières observations sur l'installation d'une case ERLO. *Bull. Liaison ECEREX, O.R.S.T.O.M, Cayenne*, 6, pp 47-70.

Campbell, J.E., 1990. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty Megahertz. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, pp 332-341.

Carvalho, S.R., 1990. Tassement des sols ferrallitiques mis en culture. Apport d'une analyse compartimentale de l'espace poral des sols Podzolicos. Thèse Doct. Université Paris 6, 200 p.

Chapot, J.Y., 1990. Estimation sur lysimètres de l'incidence de l'introduction d'un engrais vert dans une rotation blé-maïs sur la lixiviation des nitrates. *In Nitrates-Agriculture-Eau, International Symposium, INA-PG, ed. R. Calvet, 7-8 nov. 1990, pp : 411-423.*

Charlionnet, R. & Rivat, C., 1990. Electrophorèse : principes et concepts méthodologiques. I.N.S.E.R.M, Paris, 155 p.

Chery, Ph., 1995. Variabilité de l'épaisseur de la couverture de sol. Conséquence pour le bilan hydrique hivernal d'un secteur de Petite Beauce. Thèse Doct. Université Nancy I, 263 p.

Childs, E.C., 1969. An introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena. Wiley interscience, New York : 493 p.

Choisnel, E., 1985. Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. In : *Les besoins en eau des cultures*. I.N.R.A, Paris, pp 115-132.

Clarke, R.T., 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *J. of Hydrol.*, 19, pp : 1-20.

Couchat, Ph., 1974. Mesure neutronique de l'humidité des sols. Thèse d'état, Université Paul Sabatier de Toulouse, 123 p.

Couchat, Ph., 1977. Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Ann. Agron.*, 28, (5), pp 477-488.

Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, France. 592 p.

Daudet, F.A. & Vachaud, G., 1977. La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. application à la détermination du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 28, (5), pp 503-519.

Dean, T.J., Bell, J.P. & Baty, J.B., 1987. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, part I. Sensor design and performance. *J. Hydrol.*, 93, pp 67-78.

De Jong, 1984. Soil water models : a review. Land resource research institute. Contribution n°123, Agriculture Canada, Research Branch, Ontario, Canada. 39 p.

Dever, L., Durand, D., Fontes, J.C & Vachier, P., 1983. Etude pédogénétique et isotopique des néoformations de calcite dans un sol sur craie. Caractéristiques et origines. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 47, pp 2079-2090.

Desprez, N. & Megnien, C., 1965. Connaissances nouvelles sur la structure de la Beauce. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7 (VII), pp 303-308.

Dirksen, C., 1972. A versatile soil water flux meter. *In Proc. 2nd Symp. on fundamentals of transport phenomena in porous media*, 2, IAHR, ISSS. Guelph, Ontario, Canada, pp : 425-442.

Dirksen, C., 1974. Field test of soil water flux meters. *Trans. ASAE*, 17, pp : 1038-1042.

Dirksen, C., 1991. Unsaturated hydraulic conductivity. In: K.A. Smith and C.E. Mullins (Editors), *Soil Analysis: Physical Methods*. Marcel Dekker Inc., New York, pp 209-269.

Ducloux, J. & Butel, P., 1983. Micromorphology of calcretes in a slope deposit in the Poitevine plain, France. In P. Bullock and C.P. Murphy (Editors), *Soil micromorphology*, Volume 2, Soil genesis, 637-346.

Durand, R., 1979. La pédogénèse en pays calcaire dans le nord-est de la France. Thèse Sci. Géol., Université Louis Pasteur, 178p.

Duval, O. & Isambert, M., 1992. Etude pédologique du secteur de Villamblain (Beauce). Rapport interne, S.E.S.C.P.F, I.N.R.A Orléans, 38 p.

England, C.B., 1974. Comments on "A techniques using porous cups for water sampling at any depth in the unsaturated zone" by Warren W. Wood. *Water Resour. Res.*, 10, 1049.

Fiès, J.C., 1984. Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile squelette : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure. *Agronomie*, 4, (9), pp 319-355.

Fiès, J.C. et Bruand, A., 1990. Textural porosity analysis of silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified back scattered electron scanning image (BESI). *Geoderma*, 47, pp 209-219.

Stengel, P., Gaudu, J.C. & Bertuzzi, P., 1989. Sonde capacitive pour la mesure *in situ* de la teneur en eau d'un sol. Brevet Français 89.15135, 17 novembre 1989.

Gaudet, J.P., 1978. Transfert d'eau et de solutés dans les sols non saturés. Mesures et simulations. Thèse Doct. d'Etat, Grenoble, 246 p.

Gaudu, J.C., Mathieu, J.M., Fumanal, J.C., Bruckler, L., Chanzy, A., Bertuzzi, P., Stengel, P. & Guennelon, R., 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive: analyse des facteurs influençant la mesure. *Agronomie*, 13, pp 57-73.

Gigot, Cl. & Fedoroff, N., 1973. Notice explicative de la carte géologique au 1/50.000ème. Feuille de Patay, B.R.G.M, Orléans.

Gran, G., 1952. Determination of the equivalence point in potentiometric titrations. part II. *Int. Cong. Anal. chem., Analyst*, 77, pp 661-671.

Guiraud, G., Martinez, J., Latil, M. et Marol, C., 1990. Action d'une culture dérobée sur le bilan d'un engrais azoté. *In Nitrates-Agriculture-Eau, International Symposium, INA-PG*, ed. R. Calvet, 7-8 nov. 1990, pp : 425-430.

Haines, B.L., Waide, J.B. et Todd, R.L., 1982. Soil solutions nutrient concentrations sampled with tension and zero-tension lysimeters: report of discrepancies. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, pp 658-661.

Hansen, E.A. & Harris, A.R., 1975. Validity of soil water samples collected with porous ceramic cups. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, pp 528-536.

Haverkamp, R. & Vauclin, M., 1981. A comparative study of three forms of the Richard equation used for predicting one-dimensional infiltration in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 13-20.

Haverkamp, R., 1983. Résolution de l'équation de l'infiltration de l'eau dans le sol. Approches analytiques et numériques. Thèse de Docteur ès-Sciences Physiques, Grenoble, France.

Haverkamp, R., Vauclin, M. & Vachaud, G., 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 1. Local standpoint. *Soil Sci.*, 137, pp 708-713.

Hébert, J., 1979. Pédologie 2. Constituants et propriétés du sol. In Bonneau M. et Souchier, B., 1979. (eds.) Masson, Chapitre 23 : l'azote.

Hillel, D., Krentos, V. & Stylianou, Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics *in situ*. *Soil Sci.*, 114, pp 395-400.

Hillel, D., 1988. L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Traduit de l'anglais par Louis-W. De Backer, Louvain-la-Neuve, Belgique, 294 p.

Hoekstra, P. & Delaney, A., 1974. Dielectric properties of soil at UHF and microwaves frequencies. *J. Geophys. Res.*, 79, pp 1699-1708.

Hodgson, M. et Dudeney, A.W.L., 1984. Estimation of clay proportions in mixtures by X-Ray diffraction and computerized chemical mass balance. *Clays Clay miner.*, 32, 1, pp 19-28.

Hutson, J.L. & Wagenet, R.J., 1992. LEACHM. Leaching Estimation And CHemistry Model: A process based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in unsaturated zone, Version 3. Department of Agronomy, Cornell University, Ithaca, New York, 107 p.

Jemison, J.M. & Fox, R.H., 1992. Estimation of zero-tension pan lysimeter collection efficiency. *Soil Sci.*, 154, 2, pp 85-94.

Jordan, C.F., 1968. A simple, tension-free lysimeter. *Soil Sci.*, 105, pp 81-86.

Jordana, S., 1992. Introduction à l'étude du transfert des nitrates dans la zone non saturée de l'aquifère des calcaires de Beauce. Site expérimental de Villamblain. Mém. D.E.A. d'Hydrologie et d'hydrogéologie quantitative. Université Paris VI, 66 p.

Justes, E., 1993. Diagnostic de la nutrition azotée du blé, à partir de la teneur en nitrate de la base de la tige. Application au raisonnement de la fertilisation. *Doct. Inst. Nat. Agr.*, Grignon, 227 p.

Kauark Leite, L.A., 1990. Réflexions sur l'utilisation de modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Thèse Doct. de L'Ecole Nat. P. et Ch., 324 p.

Kengni, L., 1993. Mesure *in situ* des pertes d'eau et d'azote sous culture de maïs irriguée : Application à la plaine de la Bièvre (Isère). Thèse Doct. Univ. J. Fourier Grenoble I, 220 p.

Klute, A., 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci.*, 113, pp 264-276.

Koroleff, F., 1979. Direct determination of ammonia in natural waters as blue indophenol. *In* Information on techniques and methods for seawaters analysis. International Council for Exploration of the Sea Editor. Interlaboratory report n° 3.

Kugler, J., 1988. Approche méthodologique pour la modélisation du transferts des nitrates vers la nappe phréatique de l'Alsace. Cas de la zone inondable du Ried Central de l'Ill. Thèse Docteur de l'Université Lous Pasteur de Stasbourg, 150 p.

Lafleuriel, P. & Bourgeois, B., 1989. Observatoire Azote dans l'eau. Fascicule n°2. Mission "Eau-nitrates", Ministère de l'Agriculture - Ministère de l'environnement. Ecole Supérieure d'Agriculture d'Angers, 126 p.

Lafolie, F., 1991. Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research*, 27, pp 215-231.

Litaor, M.I., 1988. Review of soil solution samplers. *Water Res. Research*, 24, 5, pp 727-733.

Lorain, J.M., 1973. Géologie du calcaire de Beauce. *Bull. Labo. Ponts et Chaussées, Spécial U* : 78 p.

Macaire, J.J., 1971. Etude sédimentologique des formations superficielles sur le tracé de l'autoroute A 10 entre Artenay et Meung-sur-Loire. Thèse 3^{ème} cycle, Université d'Orléans, 104p.

Marchand, D., 1988. Modélisation fonctionnelle du bilan hydrique sur sol cultivé : approche déterministe ou stochastique. Thèse de l'Univers. J. Fourier, Grenoble I, 190 p.

Mariotti, A., 1982. Apport de la géochimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote. Thèse de Docteur de l'Université P. et M. Curie, 476 p.

Mégnién, C. & Desprez, N., 1973. Hydrogéologie de la Beauce. Bull. B.R.G.M (2), III, pp. 192-211.

Mégnién C., 1976. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Thèse Sci. Nat. Paris VI, 2 vol., 709 p.

Menillet, F., 1980. Les lithofaciès des calcaires de Beauce (Stampien à Aquitanien) du Bassin de Paris (France). Bull. B.R.G.M, IV, (1), pp. 15-25.

Michard, G., 1989. Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Editions publisud, Paris, 357 p.

Michel, C. 1987. Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. CEMAGREF, Antony, 429 p.

Miyazaki, T., 1993. Water flow in soils. M. Dekker, New York, 296 p.

Millington, R.J. & Quirk, J.P., 1961. Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc., 57, pp 1200-1207.

Monnier, G., Stengel, P. & Fiès, J.C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse de système de porosité du sol. Ann. Agron., 24, (5), pp 533-545.

Monteith, J.L., 1963. Principles of environmental physics. American Elsevier Publ. Co, New York, 341 p.

Moutonnet, P., Perrochet, P. & Couchat, Ph., 1983. Variabilité spatiale des caractéristiques neutroniques d'un sol : incidence sur la détermination des courbes d'étalonnage des humidimètres à neutrons. Rapport IAEA-SM-267. In : Colloque International sur l'emploi des techniques isotopiques et des rayonnements dans les études sur la physique des sols et l'irrigation, 18-22 avril, 22 p.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 5, 1245-1260.

Muller, J.C. et Mary, B., 1981. Influence des résidus de culture sur la réorganisation de l'azote minéral. C. R. des séances de l'Ac. d'Agr. de France, 67, 10, pp 888-901.

Musy, A. & Soutter, M., 1991. Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 319 p.

Nielsen, D.R. & Biggar, J.W., 1962. Miscible displacement. III. Theoretical considerations. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26, 216-221.

Nys, C., Stevens, P. & Ranger, J., 1989. Sulfur nutrition of forests examined using a sulfur budget approach. *In* : Nutrient cycling in terrestrial ecosystems. Field methods application and interpretation. P. Ineson & O.W. Hiel (eds.), Elsevier, Applied science, chap. 29, pp 356-372.

Ould Mohamed, S., 1991. Prise en compte de l'organisation du sol dans l'étude des transferts d'eau et de solutés. Mém. D.E.A. de Pédologie, Université de Nancy I, 55 p.

Ould Mohamed, S., & Bruand, A., 1994. Morphology, location in voids and origin of secondary calcite in soils from Beauce (France). *In* : Soil Micromorphology : studies in management and genesis. A.J. Ringrose-Voase, G.S. Humphreys (eds.). Proc. IX Working Meeting on Soil Micromorphology, Townsville, Queensland, Australia, 12-17/07/1992. Developments in Soil Science 22. Elsevier, Amsterdam, pp 27-36.

Paquet, J., 1965. Application des méthodes électriques à la mesure de la teneur en eau des matériaux. Ann. Inst. Tech. Bat. Trav. Publics, 215, pp 1599-1610.

Paquet, J., 1971. Mesure d'humidité *in situ* par les méthodes diélectriques, application au béton. Matér. Construc., 4, 20, pp 87-100.

Phillips, S.E. & Self, P.G., 1987. Morphology, crystallography and origin of needle-fibre calcite in Quaternary pedogenic calcretes of South Australia. Aust. J. Soil Res., 25, pp 429-444.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc., London A193, pp 120-146.

Perrier, A., 1973. Bilan hydrique de l'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu en région semi-aride. *In* : Plante Response to Climatic factors, Proceedings, Uppsala Symposium, 1970, U.N.E.S.C.O, pp 477-487.

Perrier, A., 1975. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I : Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. Ann. Agron., 26 (1), pp 1-18.

Perrier, A., Itier, B., Bertolini, J.M. & Blanco De Pablos, A., 1975. Mesure automatique du bilan d'énergie d'une culture, exemples d'application. Ann. Agron., 26, pp 19-40.

Perrier, A., 1982. Modélisation des échanges de surface : continuum sol-plante-atmosphère. Ecole d'été CNES, Roscoff. Ouvrage climatologie, 33 p.

Poss, R., 1991. transferts de l'eau et des minéraux dans les terres de Barre du Togo. Conséquences agronomiques. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 335 p.

Radulovich, R. & Sollins, P., 1987. Improved performance of zero-tension lysimeters. Soil. Sci. Soc. Am. J., 51, pp 1386-1388.

Recous, S., 1988. Dynamique de l'azote en sol cultivé : organisation microbienne des formes ammoniacales et nitrique, conséquences sur l'utilisation de l'azote des engrais par une culture de blé. Thèse Doct. Univ. Claude Bernard, Lyon 1, 189 p.

Richards, L.A., Russel, M.B. et Neal, O.R., 1937. Further developments on apparatus for field moisture studies. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1, pp : 55-63.

Ritchie, J.T., 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.*, 8 (5), pp 1204-1213.

Roche, P.A. et Thiery, D., 1984. Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA. Rapport BRGM 84 SGN 337 EAU.

Russo, D. & Bresler, E., 1982. A univariate versus a multivariate parameter distribution in a stochastic. Conceptual analysis of unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 18, 3, pp 783-488.

Saxena, S.C., & Tayal, G. M., 1981. Capacitive Moisture Meter. *IEEE, Transactions on industrial electronics and control instrumentation*, 28, 1, pp 37-39.

Schmidt, F. & Moutonnet, P., 1985. Analyse des erreurs liées à la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Bull. G.F.H.N.*, 18, pp 55-79.

Schmugge, T.J., Jackson, T.J & McKim, H.L., 1980. Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resour. Res.*, 16, pp 961-979.

Scwedt, G., 1993. Atlas de poche des méthodes d'analyse. *Chimie analytique. Paris, (eds.) Flammarion*, 234 p.

Seguin, J.J., 1987. Teneurs en nitrates dans la nappe des calcaires de Beauce. Modélisation et prévision. Rapport B.R.G.M 87 SGN 192 EAU, 99 p.

S.E.M.A., 1993. Contrat de recherche. Site expérimental de Villamblain. Rapport 2ème phase, présenté par D. Le Coz., 32 p.

Sharma, M., L., 1985. Estimating evapotranspiration. *In : Advances in irrigation. Academic Press, Orlando, Florida*, 3, pp 213-281.

Simmons, C.S., Nielsen, D.R. & Biggar, J.W. Scaling of field-measured soil-water properties. I- Methodology, II- Hydraulic Conductivity and Flux, *Hilgardia*, 47, 4, pp 77-173.

Smith-Rose, R. L., 1933. the electrical properties of soils for alternating currents at radio frequencies. *Proc. Res. Soc.*, London, 140, 359 p.

Stengel, P., Gabilly, Y., Bertuzzi, P., Gaudu, J.C. & Brifault, A., 1986. La double sonde gamma LPC-INRA. Définition, expérimentation et utilisation en agronomie. *Bull. Liaison Labo. Ponts et Chaussées*, 141, pp 109-120.

Stockle, C. & Campbell, G., 1985. A simulation model for predicting effect of water stress on yield : an example using corn. *Advances in Irrigation*, 3, pp 283-311.

Storm, B., 1989. Introduction to hydrological modelling. *In* Workshop on "Application of SHE model to subbasins of river Narmada". National Institute of Hydrology, Roorkee, Inde.

Terrasse, B., 1993. Etude de l'enracinement du blé et du maïs en fonction des caractéristiques permanentes du sol. Exemple des sols de Petite Beauce (Loiret). Rapport de fin d'étude, B.T.S Technologies Végétales. Ecole d'Agriculture Sully, Mantes la Jolie, 38 p.

Tessier, D. et Berrier, J., 1979. Utilisation de la microscopie à balayage dans l'étude des sols. Observation des sols soumis à différents pF. Bulletin AFES, 1, pp : 67-82.

Thiery, D. et Seguin, J.J., 1985. Modélisation globale des transferts de nitrates dans un bassin hydrogéologique pour prévoir l'évolution des concentrations dans les eaux souterraines. Description du modèle BICHE. Rapport BRGM 85 SGN 663 EAU.

Tran Ngoc Lan, Chaigne, P. & Philippe, A., 1972. Expérimentation d'une méthode capacitive pour l'évaluation de l'humidité des sols. Bull. Liaison Labo. Ponts et Chaussées, 60, pp 155-165.

Tyler, D.D. & Thomas, G.W., 1981. Chloride movement in undisturbed soil columns. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, pp 459-461.

Vachaud, G., Dancette, C., Sonko, S. & Thony, J.L., 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique d'un sol saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. Ann. Agron., 29, pp 1-36.

Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Haverkamp, R. & Cuenca, R. H., 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 1. Local standpoint. J. Hydrol., 156, pp 351-370.

Van Genuchten, M.T. et Wierange, P.J., 1976. Mass transfert studies in sorbing porous media. I. Analytical solutions. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 4, pp 363-368.

Van Genuchten, M.T., 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, pp 141-148.

Vauclin, M. & Vachaud, G., 1978. Bilan d'eau sur sol nu et cultivé. Fiabilité des résultats. Bull. G.F.H.N, 2, pp 29-40.

Vauclin, M., 1982. Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. In Les colloques de L'INRA, n° 15, Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols, Avignon, 24-25 juin 1982. Ed. INRA Publ., 1983, pp 9-43.

Vauclin, M., Haverkamp, R. & Vachaud, G., 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 2. Spatial standpoint. Soil sci., 137, pp 141-148.

Voltz, M., 1986. Variabilité spatiale des propriétés physiques en milieu alluvial. Essai de cartographie quantitative des paramètres hydrodynamiques. Thèse de Docteur-Ingénieur, ENSAM, 198 p.

Wagenet, R. J., 1986. Water and solute flux. In *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical methods*. Agronomy Monograph, 9. Am. Soc. of Agr. - Soil Sci. Soc. of Am., Madison, USA. pp : 1055-1087.

Walter, C., 1990. Estimation de propriétés du sol et quantification de leur variabilité à moyenne échelle : Cartographie pédologique et géostatistique sur un secteur du sud de l'Ille et Vilaine (France). Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6, 145 p.

Warrick, A.W. & Nielsen, D.R., 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In D. Hillel ed., *Applications of soil physics*. Academic Press, Inc. New York, p 319-344.

Webster, R., 1989. Is regression what you really want? *Soil use and management*, 5 (2), pp 47-53.

Wiegman, J., Horte, C.H. et Kranz, G., 1982. Determination of the complete mineral composition of clays. *Proc. VII Intern. Conf. 1981, Bologna and Pavia*, Ed. H. Van Olphen and F. Veniale, Elsevier, dev. Sed. 35, pp 365-372.

Zimmer, 1988. Transferts hydriques en sol drainé par tuyaux enterrés. Compréhension des débits de pointe et essai de typologie des schémas d'écoulements. Thèse Université Paris VI, 327 p.

Zimmerman, C.F., Price, M.T. et Montgomery, J.R., 1978. A comparison of ceramic and teflon in situ samplers for nutrient pore water determinations. *Estuarine Coastal Mar. Sci.*, 6, pp 93-97.

LISTE DES FIGURES

Chapitre I

- Figure 1.1 :** Situation géographique de la Petite Beauce.
- Figure 1.2 :** Réseau hydrographique superficiel de la Petite Beauce (d'après Mégnien, 1976).
- Figure 1.3 :** Variation du niveau de la nappe phréatique de Beauce au droit du piézomètre d'Epieds-En-Beauce (situé à 11 km au sud-est du site expérimental, cote repère 122,95 NGF, chronique de 1965 à 1993) (d'après Jordana, 1992).
- Figure 1.4 :** Chronique de pluie et d'ETP au niveau de la station de météorologie nationale de Bricy (située à 18 km au sud-est du site expérimental).
- Figure 1.5 :** Carte des sols (a) et l'épaisseur des sols (b) sur le secteur de Villamblain (d'après Duval et Isambert, 1992).

Chapitre II

- Figure 2.1 :** Schéma de fonctionnement du modèle hydrologique global GARDENIA (cas d'un modèle à 4 réservoirs) (d'après Roche et Thiery, 1984).
- Figure 2.2 :** Cycle simplifié de l'azote (d'après Kugler, 1988)

Chapitre III

- Figure 3.1 :** Localisation géographique du site expérimental "Les Sapins Dousset".
- Figure 3.2 :** Coupe pédologique schématique des trois ensembles d'horizons (d'après Ould Mohamed, 1991).
- Figure 3.3 :** Périodes de fonctionnement des différents appareils de mesure.
- Figure 3.4 :** Localisation du site expérimental (a) et emplacement des différents appareils de mesure lors des trois suivis 91-92, 92-93 et 93-94 (b).
- Figure 3.5 :** Localisation géographique des différents sites d'installation des plaques lysimétriques. (a) site des "Sapins Dousset" : (5) petites plaques lysimétriques, (6) emplacement du pluviomètre. (b) Les autres sites d'installation des petites et grandes plaques lysimétriques : cases 1, 2, 3 et 4.

Chapitre IV

- Figure 4.1 :** Ecarts entre les teneurs en eau volumiques mesurées par la méthode neutronique, et celles issues de la méthode capacitive.
- Figure 4.2 :** Comparaison des chroniques de teneur en eau volumique mesurées par les méthodes capacitive et neutronique, au niveau de l'ensemble limono-argileux (20-25 cm de profondeur).
- Figure 4.3 :** Pluviométrie décadaire correspondant aux suivis 91-92, 92-93 et 93-94.
- Figure 4.4 :** Evolution du potentiel matriciel en début d'hiver et au niveau des trois ensembles d'horizons.
- Figure 4.5 :** Variations de la teneur en eau volumique (a) et du potentiel matriciel (b) au niveau des trois grands ensembles d'horizons. Chronique du 02 au 05/02/94.
- Figure 4.6 :** Profils du potentiel total de l'eau correspondant à la chronique du 02 au 05/02/94.
- Figure 4.7 :** Variations de la teneur en eau volumique (a), et du potentiel matriciel (b) au niveau des trois grands ensembles d'horizons. Chronique du 22 au 24/04/92.
- Figure 4.8 :** Profils du potentiel total de l'eau correspondant à la chronique du 22 au 24/04/92.
- Figure 4.9 :** Profils de teneur en eau volumique correspondant à la chronique du 22/04 au 05/05/92.
- Figure 4.10 :** Chroniques des flux d'eau aux différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 91-92 (tube neutron n° 1).
- Figure 4.11 :** Chroniques des flux d'eau aux différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 92-93 (tube neutron n° 2).
- Figure 4.12 :** Chroniques des flux d'eau aux différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 93-94 (tube neutron n° 2).
- Figure 4.13 :** Evolution temporelle du flux d'eau, au pas de temps horaire. Mesures de teneur en eau volumique effectuées par la méthode capacitive. Chronique du 02 au 05/02/94.

Chapitre V

- Figure 5.1 :** Profil de densité apparente avec incertitudes sur les mesures.
- Figure 5.2 :** Evolution du stock hydrique, au niveau de l'ensemble limono-argileux supérieur lors du suivi 92-93 et incertitudes sur les mesures.

Figure 5.3 : Evolution du flux hydrique, à la base de l'ensemble limono-argileux supérieur lors du suivi 92-93 et incertitudes sur les mesures.

Chapitre VI

Figure 6.1 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique (toutes méthodes et tous suivis confondus) : pour chaque profondeur de l'ensemble limono-argileux.

Figure 6.2 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique (toutes méthodes et tous suivis confondus : regroupement des résultats obtenus pour chaque profondeur de l'ensemble limono-argileux.

Figure 6.3 : Schéma du principe de la méthode du drainage interne : détermination de la variation de stock et du gradient de potentiel total. (d'après Vachaud *et al.*, 1978, modifié)

Figure 6.4 : Profils de teneur en eau volumique (a) et de potentiel total (b), pour la chronique du 12 au 15/01/93.

Figure 6.5 : Variation de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau volumique : pour chaque profondeur du limon argileux (a) et pour l'ensemble du limon argileux (b).

Figure 6.6 : Ajustement des courbes $\Psi(\Theta)$ par le modèle de Van Genuchten : pour chaque profondeur (a,b,c, d et e) et pour l'ensemble du limon argileux (f).

Figure 6.7 : Comparaison des teneurs en eau expérimentales et des teneurs en eau issues de l'ajustement par le modèle de Van Genuchten : pour chaque profondeur (a, b, c, d et e) et pour l'ensemble du limon argileux (f).

Figure 6.8 : Ajustement des courbes $K(\Theta)$ par le modèle de Mualem-Van Genuchten : pour chaque profondeur (a, b, c et d) et ensuite pour l'ensemble du limon argileux (e).

Figure 6.9 : Comparaison des conductivités hydrauliques expérimentales et des conductivités hydrauliques issues de l'ajustement par le modèle de Mualem-Van Genuchten : pour chaque profondeur (a, b, c et d) et pour l'ensemble du limon argileux (e).

Figure 6.10 : Comparaison de l'évaporation réelle obtenue par le modèle BYM (ER BYM) à celle obtenue par l'équation du bilan hydrique (ER BH) et à l'ETP Penman-Monteith. ER instantanées (a), ER cumulées (b).

Figure 6.11 : Validation du modèle d'infiltration à l'issue du premier ajustement $K(\Theta)$: Comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés par le modèle (—), pour les différentes profondeurs du limon argileux. Suivi 93-94.

- Figure 6.12 :** Comparaison des différents ajustements de la courbe $K(\Theta)$. (a) : gamme d'état hydrique restreinte à la gamme in situ ; (b) : gamme d'état hydrique beaucoup plus large.
- Figure 6.13 :** Calage du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de charge) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 93-94.
- Figure 6.14 :** Calage du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de charge) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 92-93.
- Figure 6.15 :** Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, P-ER BYM) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 93-94.
- Figure 6.16 :** Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, P-ER BYM) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 92-93.
- Figure 6.17 :** Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, P-ETP x 0,5) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 92-93.
- Figure 6.18 :** Evolution des pluies efficaces pour les deux suivis 92-93 et 93-94. (a), pluies efficaces instantanées (a,c) ; pluies efficaces cumulées (b, d).
- Figure 6.19 :** Variation des flux d'eau instantanés à la surface (a et c) et à la base (b et d) de l'ensemble limono-argileux supérieur, pour les deux suivis 92-93 et 93-94.
- Figure 6.20 :** Variation des flux d'eau cumulés à la surface (a et b) et à la base (c et d) de l'ensemble limono-argileux supérieur, pour les deux suivis 92-93 et 93-94.
- Figure 6.21 :** Comparaison des flux d'eau calculé par le modèle d'infiltration et des flux d'eau calculés par la méthode du bilan hydrique. (a) : suivi 92-93 , (b) : suivi 93-94.
- Figure 6.22 :** Histogramme de fréquence des trois grandeurs climatiques choisies. Pluie (a), ETP (b) et P - ETP (c). Chronique des 32 années correspondant à la période 1962 - 1993.
- Figure 6.23 :** Analyse climatique au pas de temps mensuel des hivers correspondant à la période 1962 - 1993. Pluie (a), ETP (b) et P - ETP (c).
- Figure 6.24 :** Analyse climatique au pas de temps décadaire des hivers correspondant à la période 1962 - 1993. Pluie (a), ETP (b) et P - ETP (c).
- Figure 6.25 :** Analyse pluviométrique des hivers les plus contrastés. Hivers excédentaires (a), hivers moyens (b) et hivers déficitaires (c).

Figure 6.26 : Pluviométrie au pas de temps décadaire relatives aux trois années climatiques choisies.

Figure 6.27 : Abaques des flux d'eau à la base du sol en fonction de l'épaisseur du sol : 30 cm (a), 60 cm (b) et 100 cm (c).

Figure 6.28 : Abaques des flux d'eau à la base du sol en fonction de la condition hydrique initiale : 55%CC (a), 70% CC (b), 80% CC (c), 90% CC (d) et 100% CC (e).

Chapitre VII

Figure 7.1 : Evolution des différents paramètres analysés dans les solutions de sol échantillonnées à la base de l'horizon labouré L (0-30/35 cm) au niveau du site "Les Sapins Dousset".

Figure 7.2 : Comparaison du volume d'eau échantillonné (V_e) au volume d'eau calculé (V_m) à la base du limon argileux, au niveau du site "Les Sapins Dousset".

Figure 7.3 : Présentation schématique du fonctionnement d'une plaque lysimétrique ("système ouvert"). Ψ_m sol, est le potentiel matriciel de l'eau présente dans le sol au contact de la plaque lysimétrique.

Figure 7.4 : Analyse en Composantes Principales relatives aux données hydrochimiques du site expérimental "Les Sapins Dousset". Représentation dans l'espace des variables.

Figure 7.5 : Analyse en Composantes Principales relatives aux données hydrochimiques du site expérimental "Les Sapins Dousset". Représentation dans l'espace des individus.

Figure 7.6 : Variation du rapport C/C_0 en fonction du volume d'eau (V_m) cumulé et ajustement d'une loi de dilution : suivi 92-93 (a), suivi 93-94 (b).

Figure 7.7 : Evolution des quantités d'azote cumulées en fonction du volume d'eau cumulé, pour les suivis 92-93 et 93-94.

Figure 7.8 : Evolution temporelle du flux d'azote : suivi 92-93 (a) et suivi 93-94 (b).

Figure 7.9 : Variation du rapport C/C_0 en fonction du volume d'eau (V_m) cumulé et ajustement d'une loi de dilution, tous suivis confondus.

Figure 7.10 : Abaques des quantités d'azote lixiviées en fonction de la concentration initiale (C_0) en nitrate. Epaisseurs de 30 cm (a) et 150 cm (b).

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1.1 :** Occupation des sol dans la région (d'après Terrasse, 1993).
- Tableau 3.1 :** Tableau récapitulatif des principales analyses physico-chimiques effectuées.
- Tableau 3.2 :** Résultats des étalonnages neutroniques effectués au CEN de Cadarache.
- Tableau 4.1 :** Ecarts quadratiques moyens des teneurs en eau obtenues par les méthodes capacitive et neutronique.
- Tableau 4.2 :** Présentation des quantités d'eau drainées à la base du limon argileux et de tout le système.
- Tableau 5.1 :** Estimation de l'erreur liée à l'étalonnage des sondes capacitives.
- Tableau 5.2 :** Estimation des erreurs sur les principales grandeurs physiques mesurées.
- Tableau 5.3 :** Incertitude sur le calcul d'une valeur de stock moyenne de 234 mm pour le suivi 92-93.
- Tableau 5.4 :** Incertitude sur le calcul d'une valeur de ΔS moyenne obtenue par la méthode capacitive.
- Tableau 5.5 :** Incertitudes sur les quantités drainées lors des trois suivis.
- Tableau 6.1 :** Conductivités hydrauliques à saturation (2 échantillons par horizon de sol).
- Tableau 6.2 :** Paramètres d'ajustement de l'équation de Van-Genuchten, pour le limon argileux.
- Tableau 6.3 :** Récapitulatif des principaux paramètres statistiques relatifs aux comparaisons des teneurs en eau simulées et expérimentales.
- Tableau 6.4 :** Coefficients de la relation de Mualem-Van Genuchten.
- Tableau 6.5 :** Paramètres statistiques de la comparaison des conductivités hydrauliques observées et calculées.

- Tableau 6.6 :** Résultats des réajustements $K(\Theta)$ pour les suivis 92-93 et 93-94.
- Tableau 6.7 :** Paramètres statistiques des comparaisons $\Psi_{\text{observés}} / \Psi_{\text{calculés}}$ pour les deux suivis 92-93 et 93-94.
- Tableau 6.8 :** Principaux paramètres statistiques relatifs aux caractéristiques climatiques de base, pour la période de 1962 à 1993.
- Tableau 6.9 :** Caractéristiques climatiques des trois années choisies
- Tableau 6.10 :** Différence de flux (F, en mm) obtenus à 30, 60, 100 et 150 cm pour deux situations hydriques initiales extrêmes (100% et 55% de la capacité au champ). La pluie est exprimée en mm
- Tableau 6.11 :** Contribution de la lame d'eau infiltrée à la recharge de la nappe
- Tableau 7.1 :** Résultats des analyses chimiques au niveau du site des "Sapins Dousset". Plaques lysimétriques placées à la base de l'horizon labouré (a), et à la base de l'ensemble limono-argileux (b).
- Tableau 7.2 :** Ecarts entre les volumes cumulés sur la période de drainage (novembre à février) pour les deux suivis 92-93 et 93-94. (S D : site expérimental des "Sapins Dousset").
- Tableau 7.3 :** Paramètres statistiques de l'ACP. Les éléments ioniques sont exprimés en meq/l et le volume d'eau en cm^3 .
- Tableau 7.4 :** Matrice de corrélation partielle.
- Tableau 7.5 :** Valeurs propres pour chaque composante principalement.
- Tableau 7.6 :** Paramètres statistiques du modèle exponentiel pour 92-93 et 93-94.
- Tableau 7.7 :** Pratiques culturelles pour les années 1992, 1993 et 1994.
- Tableau 7.8 :** Récapitulatif des principaux résultats obtenus à la base de l'ensemble limono-argileux supérieur, pour le site des "sapins Dousset" (période de novembre à février).
- Tableau 7.9 :** Concentration moyennes, en nitrate, simulées lors des trois années climatiques, pour différentes concentrations initiales, C_0 .

TABLE DES MATIERES

Sommaire

Introduction générale

Première Partie : Présentation du milieu et objectifs de l'étude

Chapitre I : Présentation du milieu physique

A - Introduction	3
B - Géologie	5
C - Hydrogéologie	5
D - Le climat	7
E - Les sols	8
F - L'agriculture	10
G - Conclusion	12

Chapitre II : Rappels sur la modélisation des transferts d'eau et de nitrate et choix de la démarche

A - Introduction	13
B - Modélisation des transferts d'eau.....	14
B.1 - Rappels sur les modèles.....	14
B.1.1 - Classification des modèles.....	14
B.1.2 - Evaluation de la qualité d'un modèle.....	15
B.2 - Les modèles utilisés en Beauce.....	17
B.3 - Les modèles choisis pour notre étude	18
B.4 - La méthode du bilan hydrique	18
B.5 - L'équation de Richards	19
B.5.1 - Les différentes méthodes de calcul de l'évapotranspiration.....	21
C - Modélisation des transferts de nitrate	27
C.1 - Le cycle de l'azote	27
C.2 - Les apports d'azote en Petite Beauce	27
C.3 - Les processus de transformations biochimiques.....	28
C.4 - Les transferts de nitrate	28
D - Conclusion	30

Chapitre III : Présentation du site expérimental et des méthodes utilisées

A - Introduction	31
B - Principales caractéristiques du sol étudié.....	33
B.1 - L'ensemble limono-argileux supérieur	33
B.2 - L'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire	34
B.3 - L'ensemble calcaire pulvérulent inférieur.....	34
C - Dispositif expérimental	36
C.1 - Etude des transferts d'eau	36
C.1.1 - Pluviométrie	39
C.1.2 - Tensiométrie.....	39
C.1.3 - Densimétrie.....	40
C.1.4 - Humidimétrie.....	40
C.2 - Dispositif et méthodes d'analyse chimique.....	43
C.2.1 - Dispositifs lysimétriques.....	43
C.2.2 - Méthodes d'analyse chimique	43

Deuxième Partie : Etude des transferts d'eau

Chapitre IV : Analyses des données expérimentales

A - Introduction	44
B - Comparaison des méthodes capacitive et neutronique	46
C - Analyse des chroniques de mesure	48
C.1 - Pluviométrie	48
C.2 - Chronique de teneur en eau et de potentiel matriciel.....	48
C.2.1 - Chronique du 02/02 au 05/02/94	50
C.2.2 - Chronique du 22/04 au 25/04/92.....	50
D - Estimation des flux d'eau par la méthode du bilan hydrique.....	58
D.1 - Détermination des différents paramètres.....	58
D.2 - Estimation des lames d'eau infiltrées	58
D.2.1 - Analyse des flux d'eau instantanés	60
D.2.2 - Analyse des flux d'eau cumulés	62
E - Conclusion	63

Chapitre V : Incertitudes sur les grandeurs physiques

A - Introduction	65
B - Incertitudes liées aux mesures <i>in situ</i>	66
B.1 - Humidimétrie neutronique.....	66
B.2 - Densimétrie par atténuation gamma.....	69
B.3 - Humidimétrie capacitive.....	69
B.4 - Tensiométrie.....	72

C - Incertitudes liées au calcul de la lame d'eau infiltrée	73
C.1 - Incertitude sur le stock hydrique	73
C.2 - Incertitude sur la variation de stock	77
C.3 - Incertitude sur l'évaporation réelle	78
C.4 - Incertitude sur la lame d'eau infiltrée	78
D - Conclusion	79

Chapitre VI : Application d'un modèle d'infiltration et étude prévisionnelle

A - Introduction	80
B - Présentation du modèle utilisé	81
C - caractérisation hydrodynamique du limon argileux	81
C.1 - détermination in situ des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$	82
C.2 - Nécessité de l'ajustement des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$	82
C.3 - Détermination expérimentale des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$	83
C.3.1 - Courbe $\Psi(\Theta)$	83
C.3.2 - Détermination de la conductivité hydraulique à saturation	85
C.3.3 - Courbe $K(\Theta)$	88
C.4 - Ajustements des courbes $\Psi(\Theta)$ et $K(\Theta)$	90
C.4.1 - Courbe $\Psi(\Theta)$	90
C.4.2 - Courbe $K(\Theta)$	93
C.5 - Conclusion	96
D - Validation du modèle d'infiltration	98
D.1 - Choix de la condition limite de surface	98
D.2 - Calage des courbes $K(\Theta)$	100
D.3 - Validation du modèle d'infiltration	102
D.3.1 - Suivi 93-94	102
D.3.2 - Suivi 92-93	106
E - Estimation des flux d'eau par le modèle d'infiltration	106
E.1 - Analyse des flux d'eau instantanés	111
E.1.1 - Suivi 92-93	111
E.1.2 - Suivi 93-94	111
E.2 - Analyse des flux d'eau cumulés	111
E.3 - Comparaison des flux obtenus par le modèle d'infiltration à ceux obtenus par la méthode du bilan hydrique	114
F - Prévion du drainage pour les sols limono-argileux de Petite Beauce	116
F.1 - Etude fréquentielle	116
F.2 - Conditions de simulation	121
F.3 - Paramètres nécessaires à la construction des abaques	123
F.3.1 - Condition hydrique initiale	123
F.3.2 - Epaisseur du sol	123
F.4 - Abaques des flux d'eau	123
G - Conclusion	127

Troisième Partie : Etude des transferts de nitrate

Chapitre VII : Hydrochimie de la solution du sol et estimation des flux de nitrate

A - Introduction	129
B - Les différents dispositifs d'échantillonnage de la solution du sol.....	130
C - Variations temporelles des différents éléments	133
D - Analyse en composantes principales	138
D.1 - Conditions d'application.....	138
D.2 - Résultats	138
D.2.1 - Espace des variables	141
D.2.2 - Espace des individus.....	141
E - Estimation des flux de nitrate	143
F - Prévision du risque de lessivage du nitrate.....	148
G - Conclusion	152

Conclusion générale

Références bibliographiques.....	157
----------------------------------	-----

Liste des figures	167
-------------------------	-----

Liste des tableaux	172
--------------------------	-----

Annexes

Annexe A : Analyse pédologique détaillée des sols limono-argileux de Petite Beauce

Annexe B : Mesure in situ de la teneur en eau par la méthode capacitive

Annexe C : Graphiques relatifs à l'étude des transferts d'eau et de nitrate

ANNEXES

ANNEXE A

ANALYSE PEDOLOGIQUE DETAILLEE DES SOLS LIMONO- ARGILEUX DE PETITE BEAUCE

- A - Observations pédologiques
- B - Etude minéralogique
- C - Analyse micromorphologique
- D - Conclusion

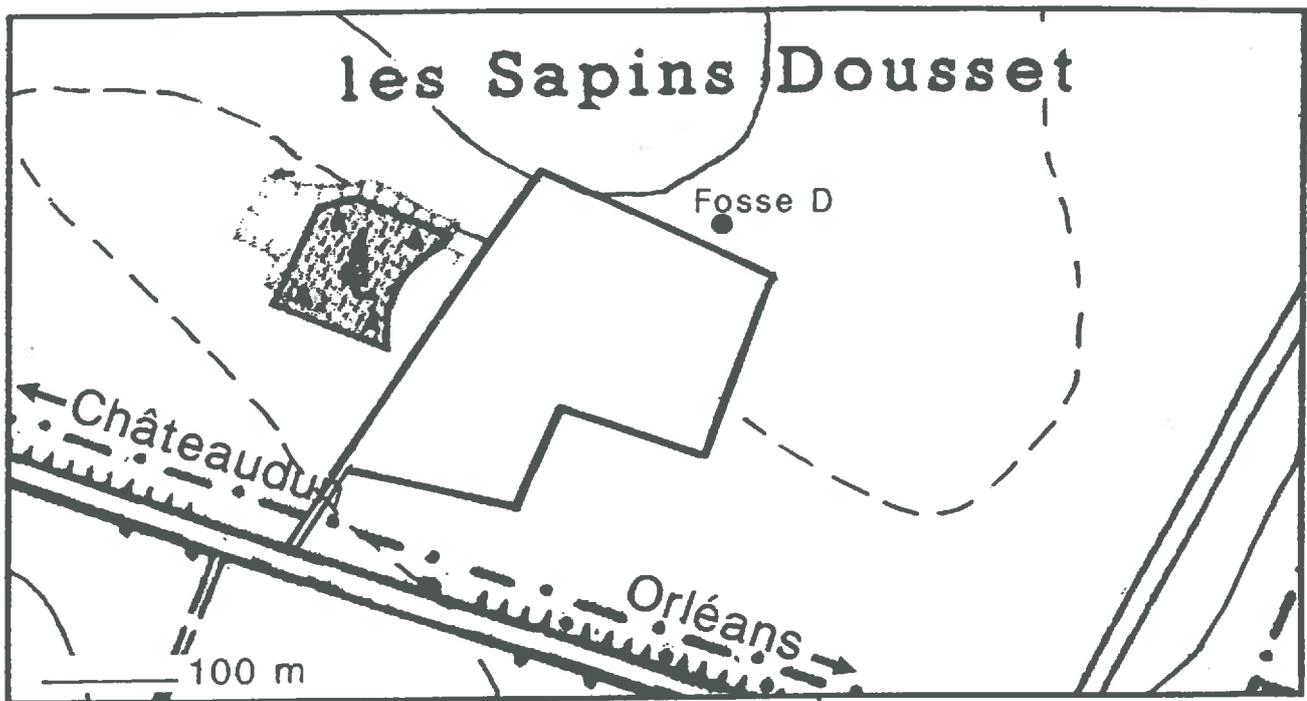


Figure A.1 : Localisation de la fosse D sur le site expérimental "Les sapins Dousset"

ANALYSE PEDOLOGIQUE DETAILLEE DES SOLS LIMONO-ARGILEUX DE PETITE BEAUCE

A- Observations pédologiques

Les différents volumes pédologiques ont été identifiés, décrits et prélevés au niveau de la fosse D (fig.A.1). Les observations morphologiques sur le terrain ont conduit à l'identification de trois grands ensembles d'horizons (cf. fig. 3.2 du chapitre III). La typologie utilisée pour la description des sols est celle du Référentiel Pédologique (RP) (Baize et Girard, 1990). Les différents horizons identifiés sont présentés sur la figure A.2.

A.1 - Descriptions et analyses physico-chimiques

A.1.1 - L'ensemble limono-argileux supérieur

Horizon Ap ou L

Horizon labouré ; Limono-argileux ; Brun foncé (10 YR 4/4) ; Limite inférieure nette et ondulée, avec une profondeur moyenne à 30 cm. Il peut être divisé en deux horizons :

L₁ (0-15/20 cm) : Structure polyédrique sub-angulaire peu nette à sous-structure grumeleuse ; Taille des agrégats : 0,3 à 0,8 cm ; Quelques éléments grossiers : feldspaths et quartz, de dimensions très variables (2 mm à 1,5 cm) ; Nombreuses racines fines et saines, plus de nombreux débris racinaires (pailles enfouies) ; Horizon très poreux ; Meuble ; Frais ; Effervescence nulle ; Pas de tâches d'oxydation.

L₂ (15/20-30/35 cm) : Horizon identique au précédent excepté pour la structure qui est polyédrique sub-angulaire très nette avec des agrégats de 1 à 2 cm, à arrêtes très vives et à faces rectilignes. Les agrégats sont traversés par les racines ; Horizon plus compact que L₁.

Horizon SCi₁(30/35-50/55 cm) : Limono-argileux (7.5 YR 4/4) ; Structure polyédrique sub-angulaire dont les agrégats font de 0,5 à 1 cm, nette ; Agrégats très poreux ; Nombreuses racines traversant les agrégats ; Quelques quartz et feldspaths de 0,2 cm à 1 cm, hétéromorphes et hétérométriques. De rares graviers calcaires ; Remontée localement de cailloux calcaires (dimension décimétrique) ; Horizon plus compact que L et avec de nombreuses galeries de lombrics ; Poreux avec une porosité essentiellement biologique (vers et racines) ; Limite brutale et ondulée avec l'horizon sous-jacent.

Horizon SCi₂ (50/55-60/65 cm) : Horizon limono-argileux (7.5 YR 4/4) ; Graveleux, dont les éléments grossiers peuvent constituer jusqu'à 50% de l'horizon. Eléments grossiers constitués essentiellement de graviers calcaires plus des cailloux calcaires de dimension (environ 15 cm) et de couleur gris-bleutée ; Quelques quartz et feldspaths. Très nombreuses racines qui traversent l'horizon ; Nombreux trous de lombrics ; Structure grumeleuse nette avec des agrégats de 2 à 5 mm ; Poreux ; De nombreuses racines ; Effervescence généralisée ; Limite avec l'horizon sous-jacent brutale et très légèrement ondulée.

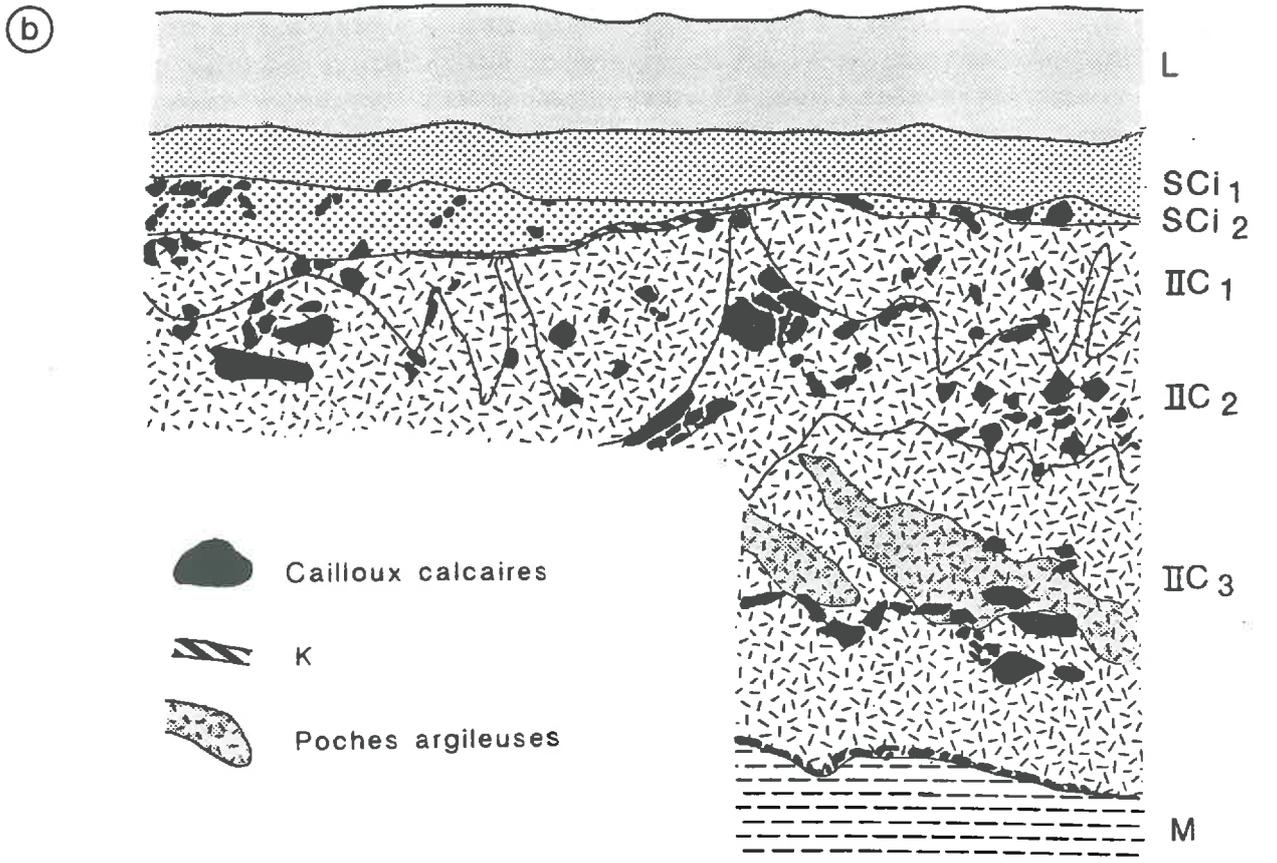
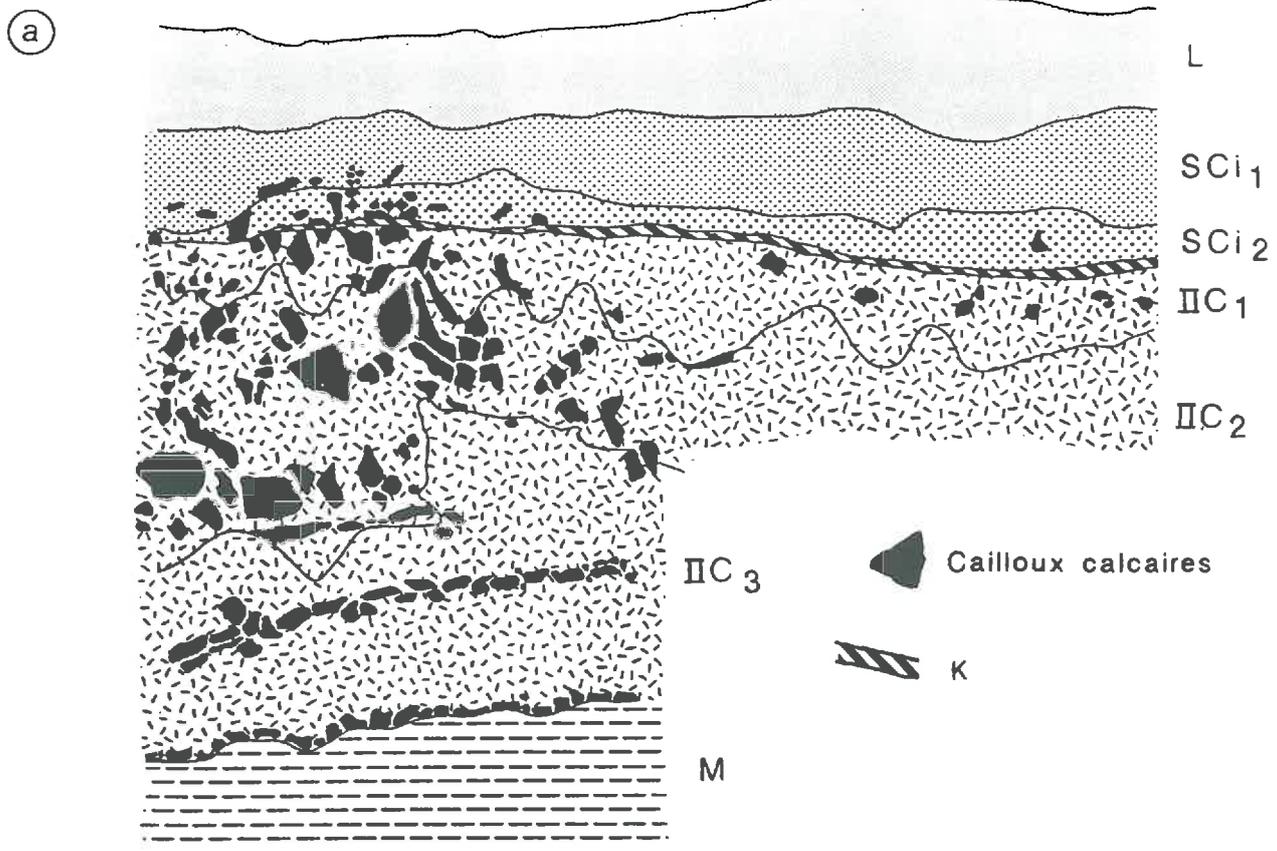


Figure A.2 : Organisations pédologiques observées lors de la description de la fosse D. Face nord (a) et face sud (b).

A.1.2 - L'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire

Horizon K (60/65-60/65/70 cm) : Encroûtement calcaire, d'épaisseur variable (0-5 cm) ; Couleur principale 10 YR 7/6 à tâches calcaires 10 YR 8/3 et rougeâtres 5 YR 6/6 ; Structure faiblement litée ; Présence de racines dont certaines arrivent à traverser, alors que d'autres partent latéralement sur la surface ; Effervescence très forte et généralisée ; Quelques Quartz et Feldspaths ; Présence de pseudomycéliums ; Compact ; Limite inférieure progressive et ondulée.

Horizon II C₁ (60/70-70/115 cm) : Horizon rouge ocre (5 YR 5/6) avec des tâches de couleur brune (7.5 YR 5/6) ; Riche en graviers calcaires et cailloux (environ 15 cm) ; Beaucoup de pseudomycélium ; horizon compact ; absence de racines ; Limite inférieure ondulée et brutale ; Structure grenue avec des éléments de 1 à 2 mm de diamètre ; Cet horizon peut avoir un autre aspect avec comme couleur dominante 7.5 YR 5/6 et très peu de pseudomycélium.

Horizon II C₂ (70/115-115/125 cm) : Horizon calcaire gris pâle (5 Y 7/2) avec des tâches jaunes pâles ; Beaucoup de pseudomycélium ; Structure grenue à sous-structure grumeleuse ; Nombreux gros blocs (environ 25 cm) ; Effervescence forte et généralisée ; Limite avec l'horizon sous-jacent nette, irrégulière et brutale ; Très poreux ; Horizon essentiellement constitué de petits graviers ronds.

Horizon II C₃ (115/125-115/125/150 cm) : Horizon brun franc (7.5 YR 5/6) d'épaisseur très variable (0 à 25 cm) ; Structure grenue et grumeleuse ; Beaucoup de petits graviers de forme ovoïde à circulaire ; Beaucoup de pseudomycélium ; Effervescence très forte et généralisée ; La limite inférieure est nette, irrégulière à interrompue.

Horizon II C₄ (115/125/150-180/190 cm) : Horizon gris (10 YR 6/1) constitué de graviers et de cailloux ; Pseudomycélium calcaire très abondant ; Structure grenue à sous-structure grumeleuse avec des éléments calcaires arrondis ; Horizon très perméable ; Matériau très peu cohérent ; Les éléments grossiers constituent plus de 60% de ce volume ; Limite inférieure irrégulière et nette (marquée par un niveau de cailloux plus ou moins continu).

A l'intérieur de ce dernier volume, on a pu identifier, surtout sur la face nord, deux volumes de matériaux très argileux organisés en poches ; Ces volumes sont frais à humides avec comme principales couleurs: 2.5 Y 5/4 (brun olive), 5 YR 5/6 (brun ocre) et 2.5 Y 6/2 (gris brun pâle). Ces poches argileuses sont limitées par un niveau de cailloux ; Présence de pseudomycélium, quelques fois organisé en amas de "moisissure blanche".

A.1.3 - L'ensemble calcaire pulvérulent inférieur

Horizon M₁ (100/170-200 cm) : Horizon gris (10 YR 6/1) ; Calcaire ; Absence de graviers ou de blocs calcaires ; "aspect marneux" ; Structure pseudo-polyédrique à sous-structure grumeleuse ; Agrégats friables ; Limite peu nette et régulière avec l'horizon sous-jacent.

Horizon M₂ (200/-240 cm) : Horizon gris (5 Y 5/1) avec quelques tâches d'oxydation "rouilles" (7.5 YR 5/8) ; Calcaire ; Absence de granules et de pseudomycélium calcaires ; Structure plus massive que celle du volume sus-jacent, à sous-structure grumeleuse à ovoïde ; Limite peu nette et régulière avec l'horizon sous-jacent

Horizon M₃ (240-260 cm) : Horizon gris pâle (10 YR 7/1), à tâches "rouilles" nombreuses ; Calcaire ; Absence de granules et de pseudomycélium calcaires ; Structure compacte à sous-structure polyédrique nette.

Les principaux résultats des analyses physico-chimiques sont présentés dans le chapitre III (cf. *tableau 3.1*). Les résultats montrent la grande homogénéité de composition granulométrique de l'ensemble limono-argileux supérieur, malgré des variations locales, par exemple du pourcentage d'argile. En effet, même si la teneur en argile est en général voisine de 30%, certains profils verticaux possèdent des horizons où la teneur en argile est d'environ de 36-40%. Il y a donc présence de deux types de profils texturaux différents (profils verticaux allant du limon argileux aux premières poches de cryoturbation). On montre qu'il existe donc une filiation entre la base du limon-argileux (SC_{i1} et SC_{i2}) et les premières poches de cryoturbation (HC₁). La structure de l'ensemble limono-argileux est essentiellement de type polyédrique sub-anguleuse et les seules différences de structure observées au niveau des différents horizons de cet ensemble sont principalement dues à la mise en culture. Les matériaux qui forment l'ensemble cryoturbé sont organisés en poches et leur structure est profondément héritée des périodes périglaciaires. Quant à l'ensemble calcaire pulvérulent inférieur, il développe dans sa partie supérieure une structure ovoïde à polyédrique, celle-ci devenant de plus en plus massive vers le bas. Ceci est la conséquence d'une cryodessiccation ayant pu avoir lieu avant ou pendant la formation des poches de cryoturbation sus-jacentes.

B - Analyse minéralogique

Une analyse minéralogique détaillée aussi bien qualitative (diffraction RX) que quantitative (ATP et mesure de surface spécifique) a été effectuée sur la fraction < 2µm. Les analyses montrent une grande homogénéité de constitution minéralogique au niveau de l'ensemble des horizons limono-argileux. Les principaux minéraux présents dans la fraction < 2µm décarbonatée sont essentiellement de type smectite et illite et secondairement de type kaolinite, quartz et goethite. Le tableau A.1 présente les pourcentages de chacun de ces minéraux dans les différents ensembles d'horizons. Les horizons représentatifs de chaque ensemble ont été choisis et figurent sur le tableau A.1. Le calcul des proportions de chaque minéral a été effectué à partir des analyses thermopondérales et des analyses chimiques totales (Wiegman *et al.*, 1982 ; Hodgson et Dudeney, 1984 ; Bruand et Prost, 1988).

Tableau A.1 : Proportion des minéraux présents dans chaque ensemble d'horizons

Ensemble	Horizon	Proportions des minéraux (%)					Somme (%)
		Smectite	Illite	Kaolinite	Quartz	Goethite	
Limono-argileux supérieur	SCi ₁	37	33	18	5	5	98
Calcaire cryoturbé intermédiaire	IC ₁	43	12	26	5	11	97
	IC ₃	60	10	3	0	25	98
Calcaire pulvérulent inférieur	M ₁	83	17	0	0	0	100

Cette analyse montre que les minéraux argileux de type smectite sont dominants à largement dominants dans les trois grands ensembles, avec des proportions atteignant les 80 et 85% dans l'ensemble calcaire pulvérulent. La teneur en quartz est quant à elle très faible. Par ailleurs, cette étude n'a pas révélé de différences minéralogiques sensibles entre les profils à 30% d'argile et ceux à 38-40% d'argile.

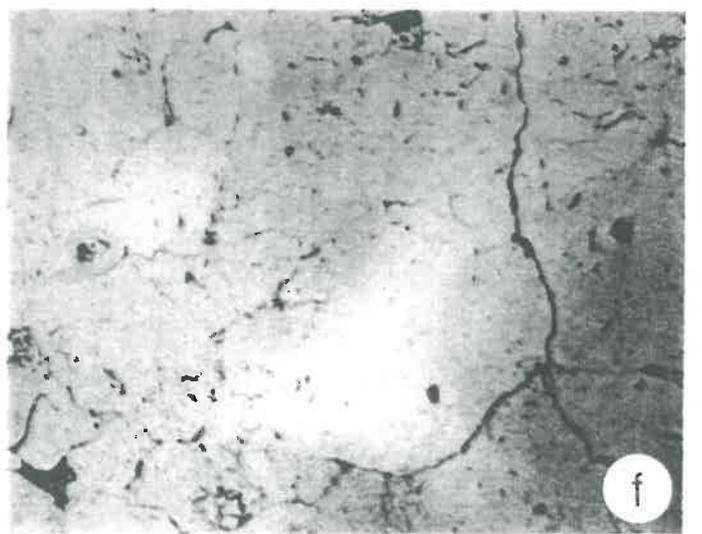
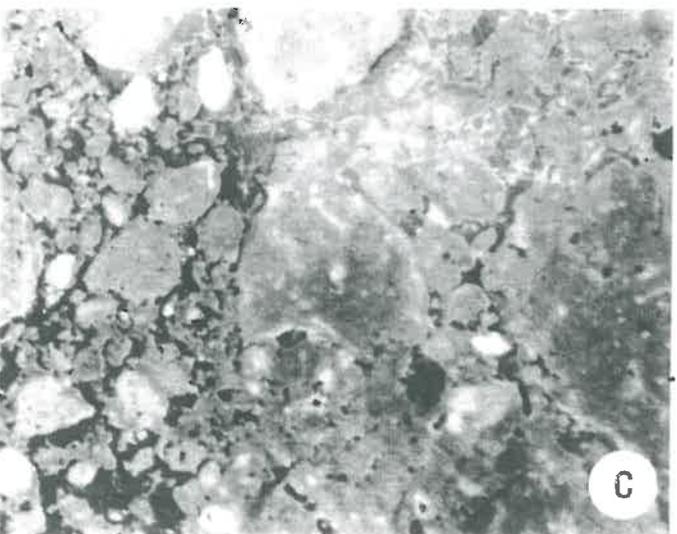
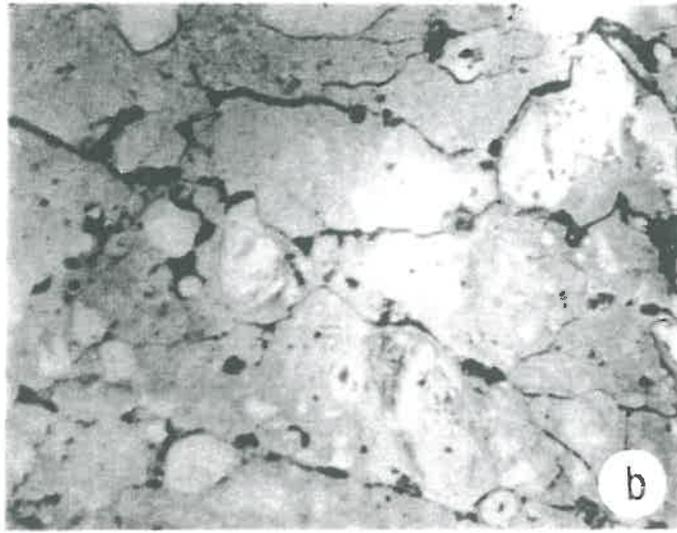
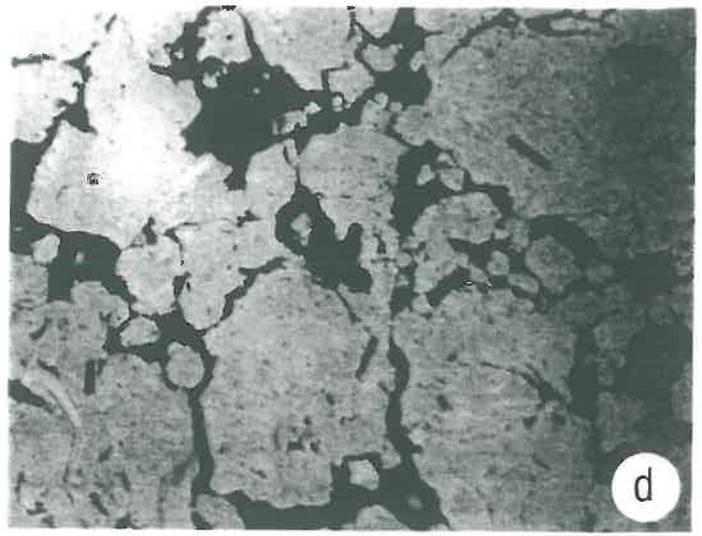
La fraction 2-20 µm des ensembles limono-argileux et calcaire cryoturbé, est principalement constituée de quartz et de feldspaths. Les teneurs en quartz varient de 70% dans le limon argileux à 45% dans les poches de cryoturbation. Les feldspaths sont principalement constitués d'albite et d'anorthite.

C - Analyse micromorphologique

Cette étude a pour but d'une part, de décrire la micro-organisation des différents volumes pédologiques identifiés et d'autre part de procéder à une analyse détaillée de la porosité et ainsi de fournir une description du milieu dans lequel s'effectue les transferts d'eau. Pour ce faire, nous avons employé plusieurs méthodes d'analyse permettant d'effectuer des observations et mesures à plusieurs niveaux d'investigation : loupe binoculaire, microscopie optique, microscopie électronique et porosimétrie au mercure.

C.1 - Observations microscopiques

L'analyse micromorphologique a mis en évidence une porosité totale élevée au niveau des trois grands ensembles d'horizons. La porosité de l'ensemble limono-argileux supérieur est de



4,8 mm

Planche I : Observations en microscopie optique, sur lames minces, en lumière analysée ($\times 2$).
Horizons SCI₁ (a), IIC₁ (b), IIC₃ (c), M₁ (d), M₂ (e) et M₃ (f).

35 à 40%. Il s'agit essentiellement de pores de type "chenal", "chambre" mais aussi "planaire" (Planche I a). La porosité de l'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire est de 50 à 60% et est principalement de type "planaire" dans sa partie supérieure (Planche I b) et de type "entassement de grains" à la base (Planche I c). Quant à l'ensemble calcaire pulvérulent, sa porosité est essentiellement représentée par des pores de type "planaire" avec un gradient de fragmentation de plus en plus faible vers le bas (porosité qui varie de 35% au niveau de l'horizon M₁ à 10% au niveau de l'horizon M₂) (Planche I d, e et f). L'analyse micromorphologique a par ailleurs mis en évidence la présence de nombreuses morphologies de calcite secondaire.

C.2 - Analyse des différentes morphologies de calcite secondaires

Les différentes morphologies de calcites secondaires sont liées à des conditions de cristallisations qui leur sont spécifiques. Leur origine dans les sols a été discutée par de nombreux auteurs. Certains de ces auteurs (Durand, 1979 ; Dever et al., 1983) pensent que leur origine est directement liée aux conditions physico-chimiques (demande évaporatoire et saturation en carbonates de la solution du sol) alors que d'autres auteurs attribuent à ces morphologies une origine essentiellement biologique (Ducloux et Butel, 1983 ; Phillips and Self, 1987).

Nos observations ont montré qu'il n'y a pas de relation simple entre les différentes morphologies de calcite secondaire et les conditions physico-chimiques de leur formation, du fait de la forte interférence avec des phénomènes biologiques (Ould Mohamed et Bruand, 1994).

C.3 - Porosimétrie au mercure

Des échantillons, de taille centimétrique, séchés à l'air ont été analysés en porosimétrie au mercure (Fiès et Bruand, 1990 ; Bruand et Prost, 1987). Le volume poral total pour l'ensemble des horizons varie entre 0,224 cm³ g⁻¹ dans le limon argileux à 0,366 cm³ g⁻¹ au niveau de l'encroûtement calcaire. Par ailleurs, une différence nette de volume poral a été mise en évidence entre les profils à 30% d'argile et ceux à 38%. Le tableau A.2 présente une synthèse des résultats obtenus.

Tableau A.2 : Volume poral total pour les différents ensembles d'horizons (valeurs moyennes obtenus sur deux échantillons par horizon)

Ensembles	Volume poral total (cm ³ g ⁻¹) pour les deux profils texturaux	
	29 - 31 % d'argile	38 - 40% d'argile
Limono-argileux (SCi1)	0,255	0,224
Encroûtement calcaire (K)	0,366	0,349
Calcaire cryoturbé (IIC1)	0,277	0,262

Ces résultats montrent que les volumes poraux relatifs au profil à 30% d'argile sont plus élevées que ceux mesurés pour les horizons à 40% d'argile. Ceci peut être expliqué par le fait que l'augmentation en teneur en argile entraîne une diminution de la porosité résultant de l'assemblage squelette-argile et l'augmentation de la porosité de la phase argileuse qui n'est que très partiellement prise en compte en porosimétrie au mercure. Dans l'ensemble calcaire pulvérulent le volume poral total varie de 0,226 cm³ g⁻¹ pour l'horizon M₁ à 0,150 cm³ g⁻¹ pour l'horizon M₃, on retrouve ainsi le gradient de porosité mis en évidence par microscopie optique et électronique.

Par ailleurs, la porosimétrie au mercure a mis en évidence, pour les trois ensembles de d'horizons, trois classes de volumes poraux (A, B et C) accessibles à des diamètres de pore équivalent moyen distincts. Le volume poral A représente la porosité structurale (biologique, fissurale, ..), le volume poral B correspond à la porosité lacunaire (Childs, 1969, Monnier *et al.*, 1973 et Fies, 1984) alors que le volume poral C correspond à l'assemblage des particules d'argile. Ce dernier n'est d'ailleurs que partiellement accessible en porosimétrie au mercure. En fait, la notion de porosité lacunaire telle qu'elle a été définie par Fiès (1984) ne s'applique qu'à l'ensemble limono-argileux supérieur. Pour les deux autres ensembles, nous parlerons de porosité inter ou intra-grain. La figure A.3 présente les courbes d'entrée de mercure pour deux horizons SCi₁ à 30 et 40% d'argile. Les courbes cumulatives montrent que la différence nette de volume poral entre les deux échantillons correspond à des diamètres de pore équivalent d'environ 0,5-1 µm (fig A.3a). La courbe dérivée montre que le volume poral A est accessible à des diamètres de pores équivalents compris entre 300 et 5 µm, le volume poral B est accessible à des pores de diamètre compris entre 5 et 0,05 µm alors que le volume poral C est accessible à des diamètres de pores équivalents inférieurs à 0,05 µm (fig. A.3b). Cette courbe ne montre pas de différence entre la distribution des volumes poraux correspondant aux échantillons à 30% d'argile et celle des volumes poraux correspondant aux échantillons à 40% d'argile. Par ailleurs, on note que la différence maximale de volume poral présentée précédemment (0,5-1µm) correspond au domaine de la porosité lacunaire dont l'accessibilité au mercure est rendu difficile par l'augmentation de la teneur en argile. Ceci est dû au fait qu'une partie de la porosité lacunaire est accessible par la porosité argileuse.

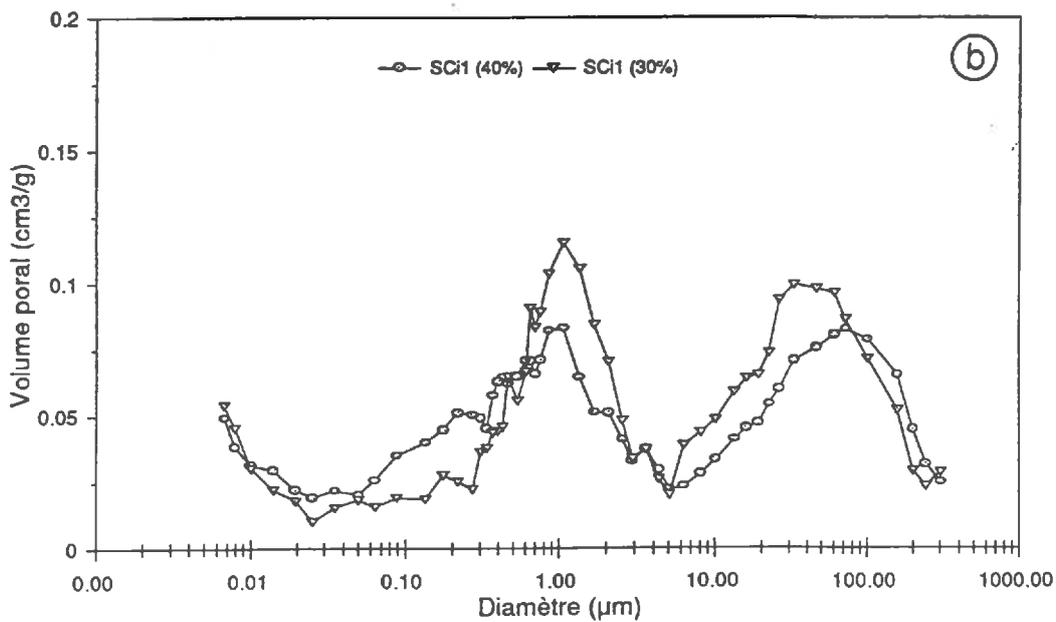
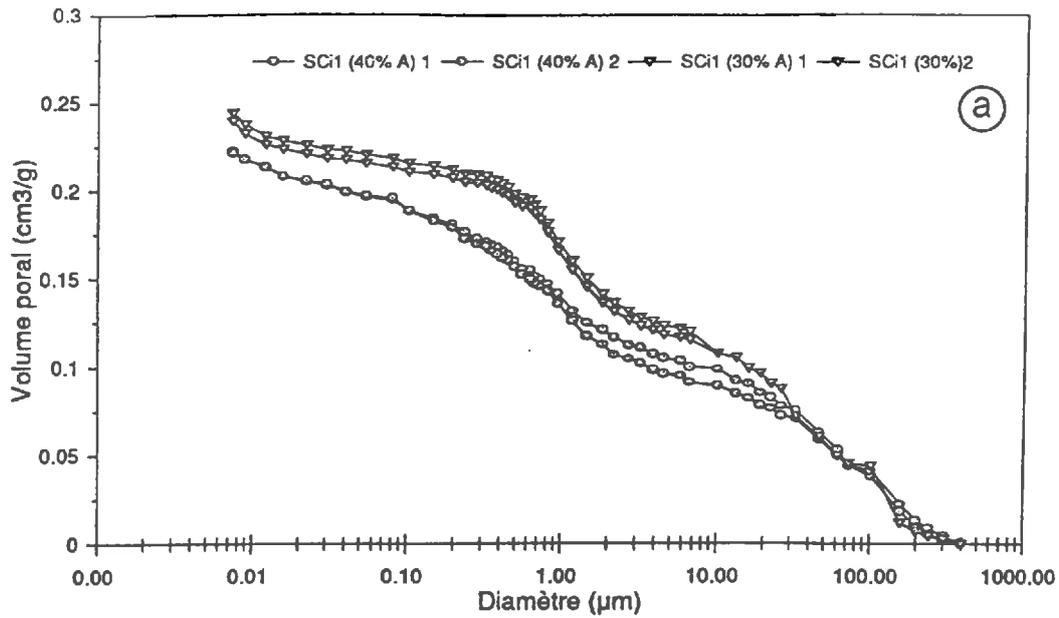


Figure A.3 : (a) Courbes du volume poral, obtenues en porosimétrie au mercure en fonction du diamètre de pore équivalent. (b) : Courbes dérivées associées. Cas des horizons de l'ensemble limono-argileux supérieur.

D - Conclusion

Les analyses physico-chimiques et minéralogiques montrent une grande homogénéité de constitution au sein des ensembles limono-argileux supérieur et calcaire pulvérulent inférieur, mais aussi l'hétérogénéité de l'ensemble calcaire cryoturbé intermédiaire.

Par ailleurs, il ressort de cette étude que les différentes méthodes employées, pour l'étude de la porosité, mettent en évidence une porosité importante au niveau des trois grands ensembles d'horizons. Cette porosité est principalement de type structurale et lacunaire au niveau de l'ensemble limono-argileux. Le tableau A.3 présente une estimation de cette porosité ainsi qu'une analyse partielle de sa distribution. Toutefois une comparaison directe de ces méthodes n'a pas beaucoup de signification étant donné les méthodes d'une part de préparation des échantillons et d'autre part de détermination de la porosité. Rappelons que les mesures de densités apparentes (Da) sont effectuées sur le terrain (sol humide, 36% de teneur en eau moyenne). Les échantillons utilisés en microscopies électronique et optique (observations microscopiques, O.M) sont d'abord séchés à l'air puis à 30°C alors que ceux utilisés en porosimétrie au mercure sont dans un premier temps séchés à l'air et ensuite à 105°C. Dans ce tableau nous n'avons pas fait figurer la porosité de l'argile, car elle ne peut pas être estimée par la porosimétrie au mercure.

Tableau A.3 : Estimation et répartition de la porosité totale au niveau des trois ensembles

Ensemble	Horizons	Porosité totale (%)		Analyse partielle de la porosité (porosimétrie au Hg) (%)		
		Poro Da ¹	Poro O.M ²	structurale	lacunaire	argileuse*
Limonon-argileux supérieur	L	48	25-30	14	16	4
	SCi ₁	46	30-35	16	15	4
	SCi ₂	46	35-40	17	16	4
				Inter-grain	Intra-grain	
Encroûtement	K	46	40-45	13	26	3
Calcaire cryoturbé	IIC ₁	49	50-60	13	17	3
	IIC ₃	49	50-60	10	25	2
				Inter-grain	intra-grain	
Calcaire pulvérulent inférieur	M ₁	46	35-40	8	30	0
	M ₂	45	20-25	7	25	0
	M ₃	42	5-10	7	20	0

(1) : Porosité issue de la mesure de densité apparente

(2) : Porosité issue des observations microscopiques

(*) : Ces valeurs ont été estimées à partir de mesures effectuées sur agrégats d'argile (Attou, communication orale)

Ce tableau montre l'importance d'une part de la porosité totale et d'autre part de la porosité structurale, pour laquelle nous ne pouvons faire ici qu'une estimation par défaut. Dans le cas des ensembles calcaires cryoturbé et pulvérulent, nous ne parlerons pas de porosité structurale ou lacunaire telles qu'elles sont définies (Fies, 1984) mais de porosité inter et intra-grain. Dans le cas de l'ensemble calcaire cryoturbé, il est difficile de trouver une terminologie adéquate dans la mesure où la partie supérieure est très apparenté au limon argileux alors que sa partie inférieure l'est beaucoup plus avec le calcaire pulvérulent. Dans tous les cas, on montre que la porosité intra-grain est très élevée dans les deux ensembles calcaires pulvérulent ou cryoturbé.

Enfin, on note que compte tenu des caractéristiques de la porosité et de l'analyse que nous venons de faire, les trois ensembles possèdent potentiellement une perméabilité hydraulique élevée

ANNEXE B

MESURE *IN SITU* DE LA TENEUR EN EAU PAR LA METHODE CAPACITIVE

- A - Principe de la méthode
- B - Description du capteur utilisé
- C - Relations d'étalonnage
- D - Avantages et inconvénients
- E - Conclusion

MESURE *IN SITU* DE LA TENEUR EN EAU PAR LA METHODE CAPACITIVE

La mesure *in situ* de la teneur en eau par la méthode capacitive s'étant encore peu généralisée, il nous paraît intéressant d'un point de vue méthodologique de présenter, sur la base des trois suivis 91-92, 92-93 et 93-94, non seulement l'intérêt que peut avoir cette méthode par rapport aux méthodes déjà existantes, mais aussi les limites et les différents problèmes méthodologiques que nous avons rencontré.

A - Principe de la méthode

Le sol étant considéré comme un diélectrique imparfait, le principe de la méthode consiste à introduire deux électrodes métalliques dans le sol et à assimiler le système ainsi formé (sol + électrodes) à un condensateur (Tran Ngoc Lan *et al.*, 1972). Pour caractériser un diélectrique on utilise, en général, la notion de constante ou de permittivité diélectrique. Cette grandeur n'étant pas accessible directement, elle est définie à l'aide de grandeurs qui lui sont directement liées telles que la capacité ou la fréquence.

$$\epsilon' = C/C_0 \quad [B.1]$$

ϵ' : partie réelle de la permittivité diélectrique relative

C : capacité électrique du système (F)

C_0 : capacité électrique à vide (F)

Lorsque le condensateur imparfait, sol + électrodes, est soumis à un champ alternatif \vec{E} de fréquence F , la théorie de Maxwell permet d'écrire :

$$\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon \vec{E} \quad [B.2]$$

avec :

D : vecteur déplacement électrique

ϵ_0 : permittivité absolue du vide ($8,84 \cdot 10^{-12}$ F/m)

ϵ : permittivité diélectrique complexe ($\epsilon = \epsilon_r - j\epsilon_i$)

ϵ_r : partie réelle de la permittivité diélectrique relative (représente l'aptitude du diélectrique à se polariser). Sans dimension.

ϵ_i : composante imaginaire de ϵ qui représente non seulement les pertes dues au déplacement et à l'orientation des porteurs de charges, ϵ''_d , (frottements et donc

dissipation d'énergie) mais aussi les pertes dues au phénomène de conductivité, ϵ_c'' , qui est un nombre sans dimension ($\epsilon_c'' = \sigma / 2\pi F \epsilon_0$)

Si l'on mesure l'admittance, Y , aux bornes de ce condensateur on peut écrire :

$$Y = \frac{j 2 \pi F \epsilon \epsilon_0}{K} = \frac{1}{Z} = j \frac{\omega \epsilon \epsilon_0}{K} \quad [\text{B.3}]$$

avec :

Z : impédance (Ω)

K : facteur dépendant de la surface et de l'écartement des électrodes.

$j^2 = -1$

ω : pulsation (rad s^{-1})

Ainsi, comme $\epsilon = \epsilon_r - j\epsilon_i$, on obtient :

$$Y = \frac{2\pi F \epsilon_0 (\epsilon_r - j\epsilon_i)}{K} \quad [\text{B.4}]$$

avec, la capacité $C = \epsilon_0 \epsilon_r / K$ et la conductance $1/R = 2\pi F \epsilon_0 \epsilon_i / K$, on obtient donc :

$$Y = j\omega C + \frac{1}{R} \quad [\text{B.5}]$$

Le condensateur imparfait avec pertes peut alors être considéré comme équivalent à un circuit électrique comportant une résistance et une capacité disposée en parallèle (fig. 3.4).

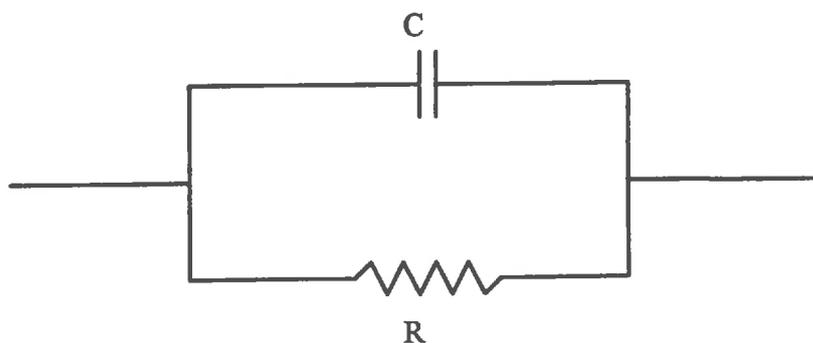


Figure B.1 : Représentation schématique du circuit crée

Il existe, à l'heure actuelle, deux méthodes capacitatives pour mesurer la permittivité diélectrique d'un sol : soit à l'aide d'un pont capacitif (Campbell, 1990 ; Tran Ngoc Lan *et al.*, 1972 ; Saxena et Tayal, 1981), soit par l'intermédiaire d'un circuit électrique résonant (Dean *et al.*, 1987 ; Gaudu *et al.*, 1993).

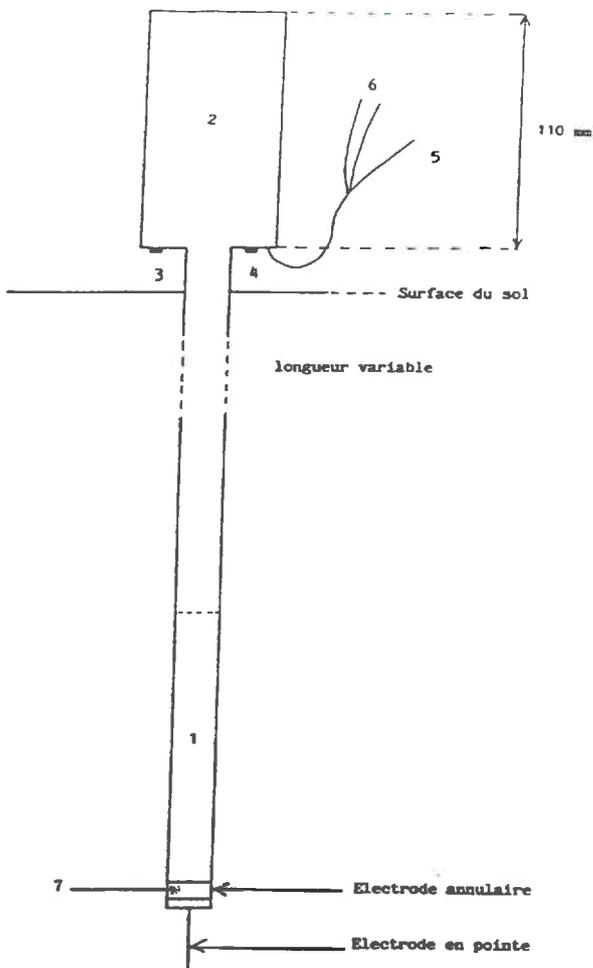


Figure B.2 : Schéma des différents composants du capteur Humicap. (1) Oscillateur 38 MHz, relais, amplificateur de température, mélangeur, oscillateur 27 MHz, diviseur ; (2) Convertisseur alimentation, convertisseur courant, microcontrôleur, programme ; (3) Roue codeuse 16 positions (réglage du coefficient de température) ; (4) Roue codeuse 3 positions (préétalonnage air-alcool) ; (5) Sortie courant 4-20 mA ; (6) Alimentation 10-30 V ; (7) capteur de température. (D'après Gaudu *et al.*, 1993)

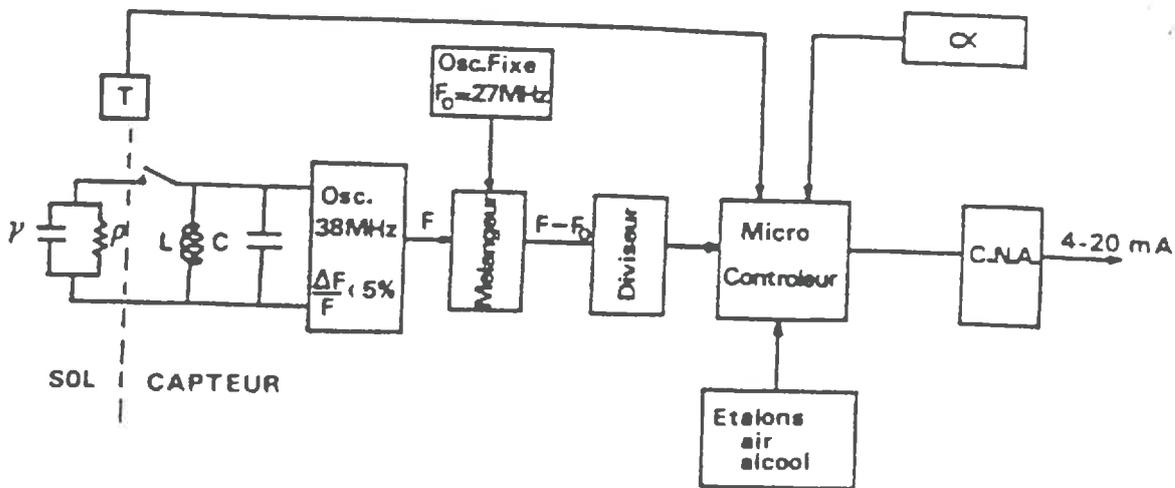


Figure B.3 : Représentation schématique du circuit électronique interne du capteur (d'après Gaudu *et al.*, 1993).

Le sol étant un milieu complexe formé de particules solides et de pores occupés par de l'eau et de l'air, sa permittivité diélectrique globale sera fonction de la permittivité diélectrique de chacun de ses constituants ($\epsilon_{\text{air}} = 1$; $\epsilon_{\text{eau}} = 80$; $\epsilon_{\text{part. solides}} = 2$ à 7). Tran Ngoc Lan *et al.* (1972) montrent que le choix de la fréquence du champ alternatif n'est guère aisée du fait que d'une part, pour toute fréquence supérieure à 5-10 GHz, il n'existe plus de contraste significatif entre les permittivités relatives de chacun des constituants du sol, il convient donc d'éviter cette gamme de fréquence où la permittivité diélectrique diminue énormément du fait de la relaxation des molécules d'eau (domaine de la polarisation par orientation de l'eau libre). D'autre part, la mesure de la permittivité diélectrique dans le domaine des basses fréquences (1 à 10 MHz) est complexe du fait de l'importance de la partie imaginaire. Les mesures sur le terrain de ϵ à des fréquences supérieures à 100 MHz étant encore techniquement difficiles à mettre en oeuvre, la détermination de la teneur en eau volumique des sols par la méthode capacitive est fréquemment effectuée dans la gamme de fréquence 1 à 100 MHz. Descarpentries, (1966) a montré, en effectuant des mesures sur un massif sableux, que l'utilisation d'une fréquence de 25,6 MHz permet de sortir du domaine dit de Maxwell-Wagner (domaine de la polarisation interfaciale).

B - Description du capteur utilisé

Le capteur utilisé est un Humicap (fig. B.2). Il a été conçu par l'IUT de Marseille et l'INRA d'Avignon et commercialisé par la société Nardeux Humisol (Loches, France). Une représentation schématique du circuit électronique interne du capteur est illustrée par la figure B.3. Ce circuit électronique est placé dans un cylindre de 21 mm de diamètre, de 135 mm de long. A l'extrémité, se trouvent 2 électrodes monoaxiales dont l'une est annulaire (10 mm de hauteur et 21 mm de diamètre), et l'autre, en forme de pointe (10 mm de diamètre et de 27 mm de long) (fig. B.2).

Le condensateur imparfait (sol + électrodes) est relié à un circuit électrique oscillant, situé à l'intérieur du capteur, dont on mesure la fréquence de résonance correspondant à la valeur de la capacité introduite (Gaudu *et al.*, 1993). La fréquence de ce circuit oscillant est de 38 MHz. Un étalonnage dans des milieux de permittivité diélectrique connue ($\epsilon_{\text{air}} = 1$ et $\epsilon_{\text{alcool pur}} = 25$) permet la conversion des valeurs de fréquence mesurée en permittivité diélectrique relative. La linéarité de cette relation d'étalonnage est vérifiée sur des milieux électriques de référence (Fumanal *et al.*, 1989). Pour de plus amples détails concernant ce capteur Humicap nous renvoyons le lecteur à l'article de Gaudu *et al.* (1993).

Néanmoins, notons que la présence d'un relais placé entre le circuit oscillant et le sol permet d'isoler le circuit interne du capteur (fig. B.3). Deux mesures de fréquences peuvent

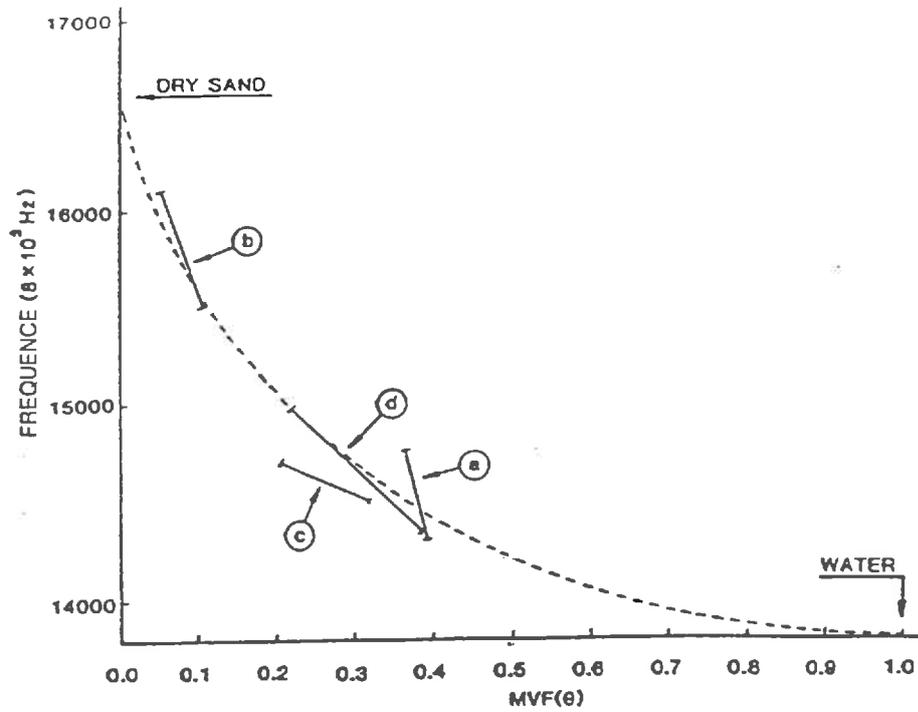


Figure B.4 : Allure générale d'une courbe d'étalonnage, pour des états hydriques extrêmes (d'après Bell et al., 1987).

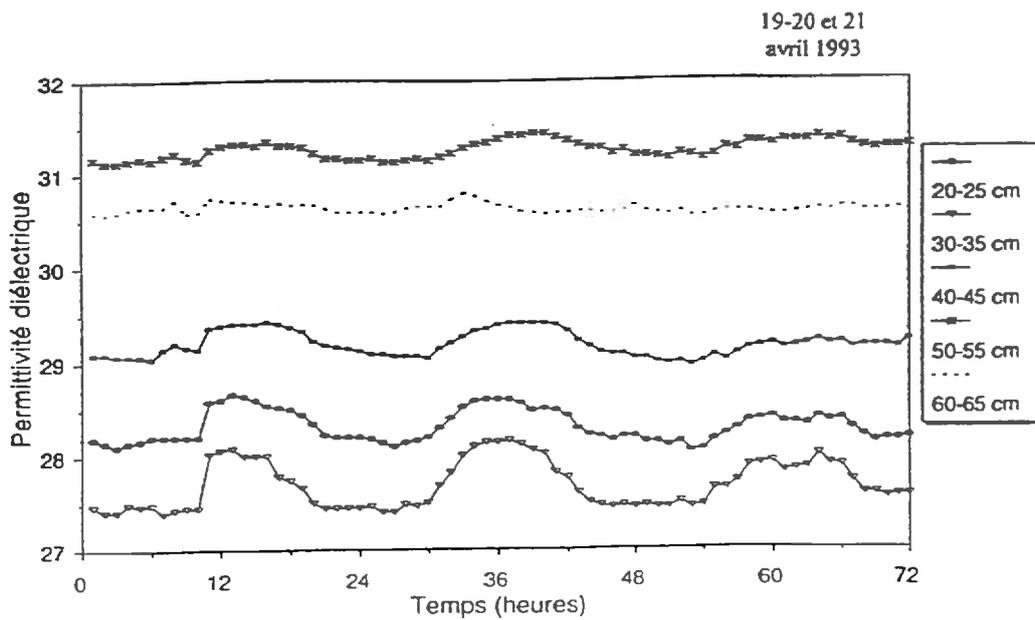


Figure B.5 : Variations nyctémérales de la permittivité diélectrique. Chronique du 19/04 au 21/04/93.

ainsi être effectuées : une première avec le relais fermé (système pris en compte : sol + circuit interne) et une seconde avec le relais ouvert afin de ne tenir compte que du circuit interne du capteur. La fréquence mesurée étant en fait la différence des deux précédentes, ceci permet de s'affranchir d'éventuelles dérives qui pourraient être dues à des vieillissements des composants électroniques du capteur. Notons aussi que le capteur est équipé d'un dispositif de conversion de ϵ_r à température quelconque en valeur de ϵ_r normalisée à température constante (20°C par exemple), ceci en supposant constante la variation de ϵ_r en fonction du temps sur toute la gamme de variation de teneur en eau. Enfin, la présence d'un dispositif électronique permet la compensation de l'influence de la conductivité électrique sur la mesure de ϵ_r . Cette compensation est théoriquement valable jusqu'à 5 mS (Gaudu *et al.*, 1993).

Les caractéristiques générales de l'Humicap :

Appareil piloté par microprocesseur type : 80C 196 - 12 bits

Alimentation : 12 V à 30 V

Signal de sortie : 4 - 20 mA

Poids : 400 gr

Oscillateur : fréquence 38 MHz

Étalonnage : type gravimétrique

Précision : 0,5 point de teneur en eau

Résolution de la mesure : \approx 25 mm

Gamme de mesure : 0% à la saturation (humidité volumique)

Conductivité maximale admise : \approx 5 mS/cm

C - Relations d'étalonnage $\epsilon = f(\theta_v)$

C.1 - Linéarité de l'équation d'étalonnage

La linéarité de la relation $\epsilon = f(\theta_v)$ a été discutée par plusieurs auteurs (Bell *et al.*, 1987 ; Campbell, 1990 ; Paquet, 1971 ; Tran Ngoc Lan *et al.*, 1972). Il résulte de ces études que pour une variation de teneur en eau élevée cette relation n'est pas linéaire (fig. B.4). Bell *et al.*, 1987 ont fait figurer sur cette relation générale des droites d'étalonnage établies pour différents types de sol. L'approximation par une droite n'est acceptable que pour un domaine restreint de teneur en eau, ce qui est le cas des variations de teneur en eau que nous avons étudié et qui sont généralement rencontrées *in situ*.

Plusieurs paramètres peuvent influencer la relation d'étalonnage. C'est le cas d'abord des variations thermiques, qui semblent jouer un rôle prépondérant même si l'on ne sait pas toujours dans quel sens elles font varier la permittivité diélectrique. Ainsi, Hoekstra et Delaney (1974) et Gaudu *et al.* (1993) ont enregistré une augmentation de la permittivité lorsque la température croît, alors que Campbell (1990) a obtenu des résultats inverses pour les mêmes gammes de fréquences (20 à 50 MHz). Lors de notre étude, nous avons observé, comme le montre la figure B.5, que lors de périodes ensoleillées il y avait augmentation de la permittivité diélectrique avec la température (maximum à 13-14h puis équilibre de ϵ entre 20h et 8h). Ce phénomène a d'ailleurs plus affecté les capteurs peu profonds. Cependant, on peut remarquer que cette augmentation reste très faible par rapport à la gamme de variation de ϵ (\leq à 0,5 point de permittivité). Cette évolution en fonction de la température semble être la plus fréquente. Néanmoins, nous avons aussi enregistré ponctuellement un phénomène inverse où ϵ augmente entre 20h et 8h puis diminue vers 13h (fig. B.6, le 18 et 19 mai 1994). Dans ce dernier cas les variations peuvent aller jusqu'à 1,5 points de permittivité. La figure B.6 montre que, pendant la journée du 17/05/94, l'augmentation de la permittivité était dans le même sens que sur la figure B.5. Par ailleurs, le phénomène observé le 18 et 19 ne fait suite à aucun apport d'eau (ni par pluie ni par irrigation). Nous pensons qu'étant donné que ce cas n'a été observé que lors de courtes séquences, de telles variations sont vraisemblablement liées à un problème d'alimentation électrique. Il est donc souhaitable, pour des mesures *in situ*, d'avoir un contrôle régulier de la température et de préférence au même pas de temps que les mesures de permittivité.

Ensuite, l'installation des sondes capacitives doit être faite de façon rigoureuse car c'est d'elle que dépend le bon contact sol-électrodes (Schmugge *et al.*, 1980 ; Bell *et al.*, 1987 ; Gaudu *et al.*, 1993).

Enfin, des paramètres comme la structure et la texture ont eux aussi une grande influence. Certains auteurs ont montré que cette relation est plus ou moins linéaire selon la texture du matériau (Paquet, 1965 ; Tran Ngoc Lan *et al.*, 1972), d'autres remarquent que pour un matériau donné la non linéarité de cette relation se manifeste surtout au delà d'une certaine teneur en eau (Campbell, 1990). Gaudu *et al.* (1993) montrent qu'il peut y avoir une différence de permittivité diélectrique très élevée entre des états structuraux différents pour un même matériau. Pour notre part, nous avons constaté que les permittivités enregistrées à 30-35 cm étaient toujours plus faibles que celles enregistrées à 20-25 et 40-45 cm, et cela quel que soit l'état hydrique. Ceci peut être expliqué par une structure plus compacte pour la semelle de labour (30-35 cm) que pour l'horizon cultivé, L (20-25 cm) et la partie supérieure de l'horizon SCi₁ (40-45 cm).

17-18-19 mai
1994

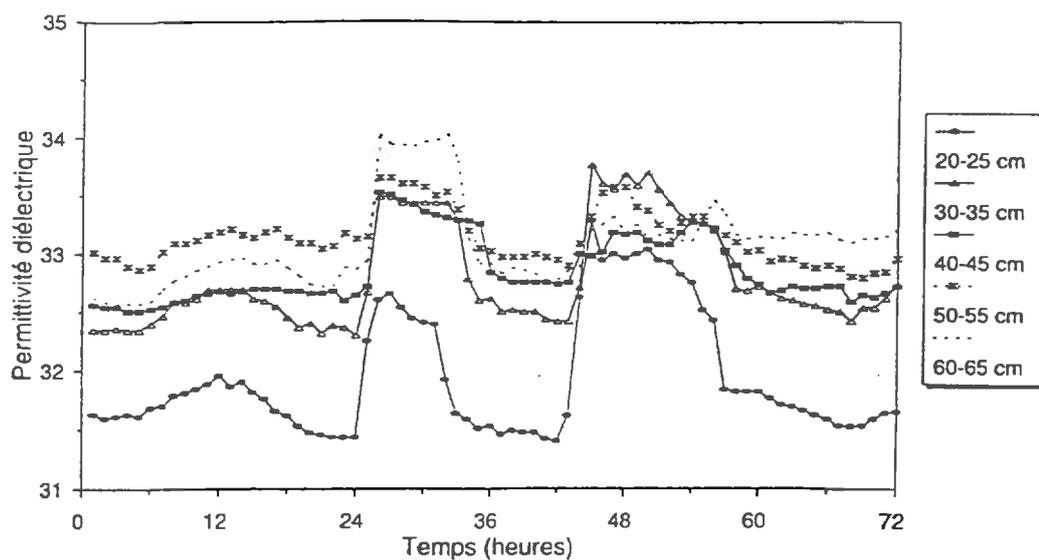


Figure B.6 : Variations nyctémérales de la permittivité diélectrique. Chronique du 17/05 au 19/05/94.

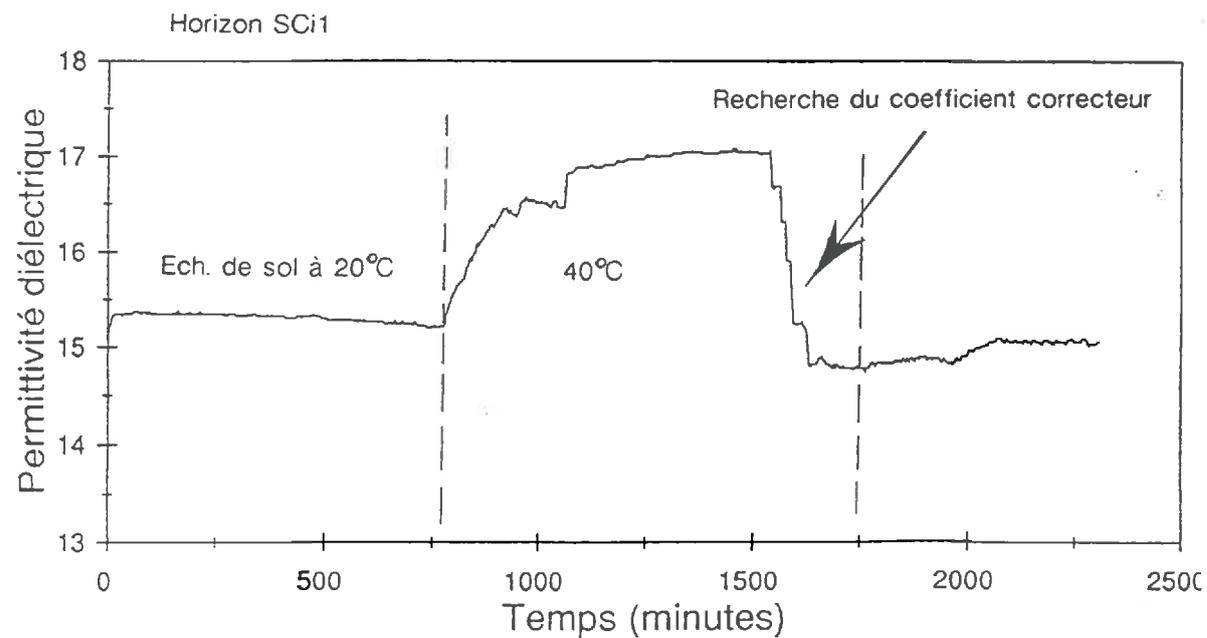


Figure B.7 : Correction de l'influence de la température lors de l'étalonnage au laboratoire : Réglage du coefficient de température.

L'influence de ces différents facteurs montre à quel point un étalonnage *in situ* est important et doit être effectué pour chaque campagne de mesure et cela même si l'on reste sur le même type de sol.

C.2 - Principe de l'étalonnage

La permittivité diélectrique d'un sol est corrélée avec sa teneur en eau volumique et non pas pondérale. En effet, la méthode capacitive prend en compte les molécules d'eau se situant dans un certain volume de sol autour de la sonde et c'est le rapport entre le volume d'eau et le volume d'investigation qui donne la teneur en eau volumique du sol (Paquet, 1965). Ce volume n'est d'ailleurs souvent connu qu'approximativement car il varie avec la géométrie des électrodes ainsi qu'avec le type de sol. On parle souvent d'un volume "d'influence" assez restreint (quelques cm³) (Bell *et al.*, 1987 ; Gaudu *et al.*, 1983).

Pour chaque période de suivi, l'étalonnage a été effectué, en deux étapes. Dans un premier temps, avant l'installation des capteurs nous avons effectué au laboratoire les réglages des coefficients de température qui permettront de normaliser la mesure à 20°C. Pour ce faire, nous avons prélevé des cylindres de sol (diamètre = 16 cm et hauteur = 23 cm) dans tous les horizons au sein desquels ont été installés les capteurs. Une fois les cylindres mis à l'équilibre avec la température ambiante (18-20°C), nous avons effectué un certain nombre de mesures de la permittivité, de façon à s'assurer que l'équilibre était atteint (permittivité constante à T = 20°C). Le coefficient de correction de la température (α) de la roue codeuse (Fig. B.2) était alors égal à zéro. Le cylindre a été emballé dans un film plastique de façon à l'isoler de l'eau du bain chauffant dans lequel il a ensuite été placé. Puis, la température du cylindre a été portée progressivement à 40°C. Enfin, nous avons tourné le α de la roue codeuse de telle façon à ramener la valeur de ϵ à celle obtenue à 20°C. La valeur de α ainsi enregistrée, est reportée sur les capteurs qui seront installés à la profondeur correspondant à celle où a été prélevé le cylindre ayant servi à l'étalonnage. Cette opération est très délicate car il faut éviter toute évaporation de l'eau du sol dans le cylindre, veiller à la sensibilité de la mesure (système : cylindre + capteur) à tout l'environnement extérieur ainsi que maintenir l'étanchéité du plastique protégeant le cylindre. La figure B.7 présente l'évolution de la permittivité au cours d'une séquence de réglage du coefficient de correction de température (α).

Sur le site "Les Sapins Dousset", nous avons effectué un étalonnage pour chaque période de suivi. Cet étalonnage a consisté à prélever, à proximité immédiate (quelques mètres) du site étudié, des échantillons de sol (prélèvements en général toutes les semaines) afin d'en déterminer la teneur en eau volumique par gravimétrie (connaissant les densités apparentes).

Environ trois à cinq échantillons sont prélevés par profondeur de mesure. Les capteurs ont été placés au niveau des ensembles limono-argileux supérieur et calcaire pulvérulent inférieur. Nous avons pu ainsi établir les courbes $\varepsilon = f(\Theta_v)$ pour chaque capteur installé.

C.3 - Résultats des étalonnages

Les courbes d'étalonnages établies dans l'ensemble limono-argileux supérieur pour les suivis 91-92, 92-93 et 93-94 sont présentées sur les figures B.8, B.9 et B.10. Le tableau B.1 présente les principaux paramètres statistiques des régressions linéaires ($\varepsilon = b \Theta_v + a$). Les coefficients de corrélation varient de 0,93 à 0,97 pour le suivi 91-92, de 0,91 à 0,98 pour le suivi 92-93 et de 0,87 à 0,98 pour 93-94. La pente des droites de régression varie respectivement pour les mêmes années de 0,78 à 0,94, de 0,33 à 0,96 et de 0,37 à 1,02. Les valeurs beaucoup plus faibles enregistrées pour les années 92-93 et 93-94 ($b = 0,33$ et $b = 0,37$) sont à mettre en relation directe avec l'augmentation de la charge en cailloux calcaires aux profondeurs 70-75 cm. En effet, nous avons constaté lors de la désinstallation du site que la profondeur 70-75 cm correspondait à la transition limon argileux - calcaire cryoturbé (présence d'un encroûtement calcaire) pour l'année 92-93 et à la partie supérieure des poches de cryoturbation pour l'année 93-94.

Si l'on excepte le cas de la profondeur 70-75 cm lors des suivis 92-93 et 93-94 ainsi que celui de la profondeur 60-65 cm lors du suivi 92-93 (sur lequel nous reviendrons ultérieurement), on note que, pour les trois suivis et quelle que soit la profondeur, le domaine de variation de la pente reste limité (0,78 à 1,02) et les coefficients de corrélation (0,87 à 0,98) sont significatifs au seuil de 1%. Les écarts-types résiduels sont compris entre 0,34 et 1 ; ils sont donc faibles étant donnée la gamme de variation de la permittivité. Quant aux ordonnées à l'origine, ils varient de 0,05 à 4,9 dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Ces valeurs sont cohérentes avec celles présentées dans la bibliographie, par exemple par Gaudu *et al.*, (1993) pour un sol limono-argileux. En revanche, on peut s'interroger à propos de la représentativité de l'étalonnage effectué à 50-55 cm lors du suivi 93-94 (marqué par un astérisque dans le tableau B.1). En effet, cette ordonnée à l'origine représente physiquement la permittivité diélectrique de la matrice limono-argileuse à un état hydrique extrêmement sec ($\Theta_v \approx 0$). Or, une permittivité négative n'a aucune signification physique. On peut cependant noter que le modèle fournit une erreur sur cette ordonnée à l'origine de ± 4 . La valeur négative enregistrée s'accompagne d'ailleurs d'une valeur de pente légèrement plus élevée que pour les autres horizons.

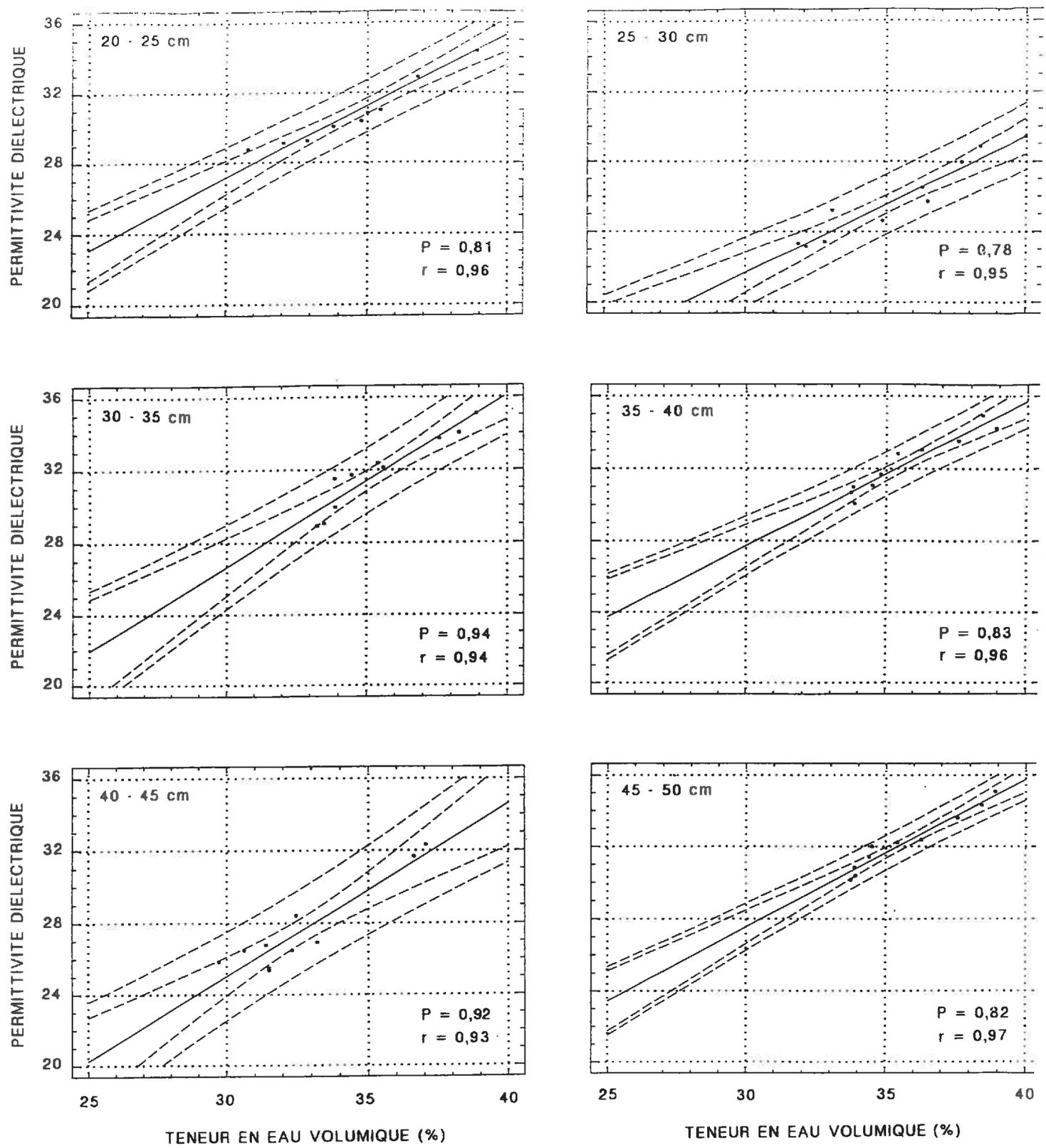
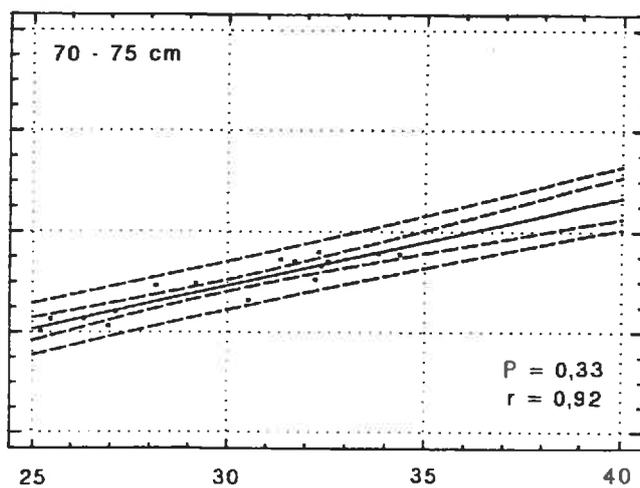
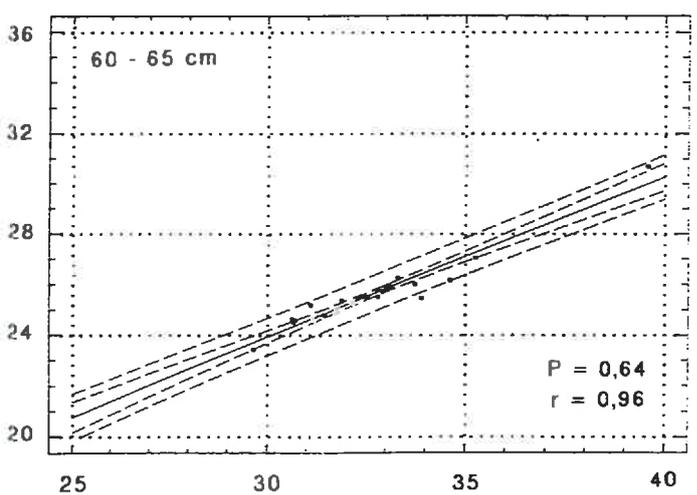
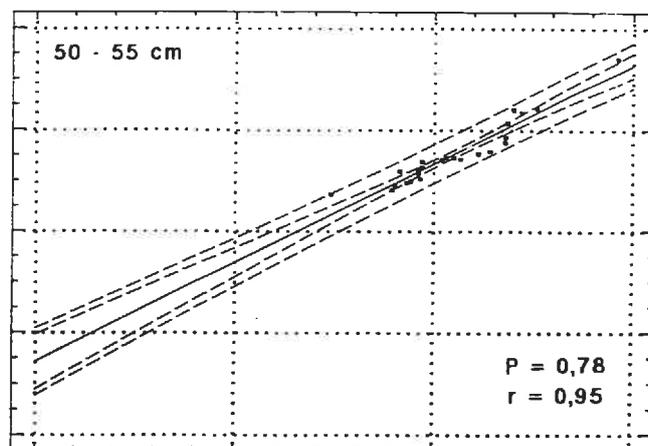
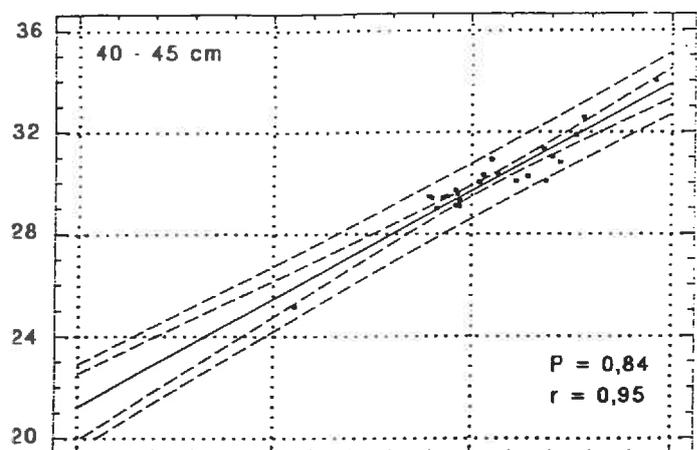
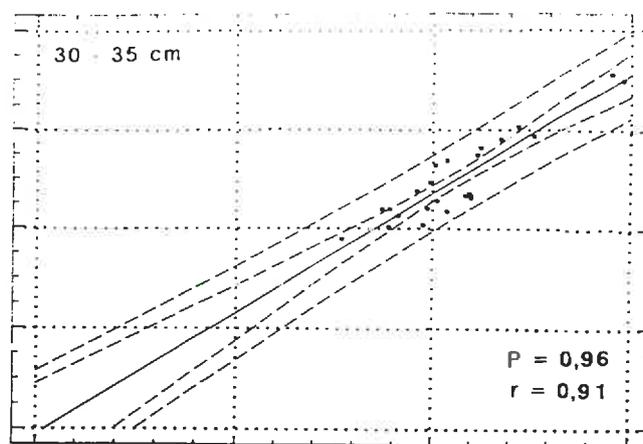
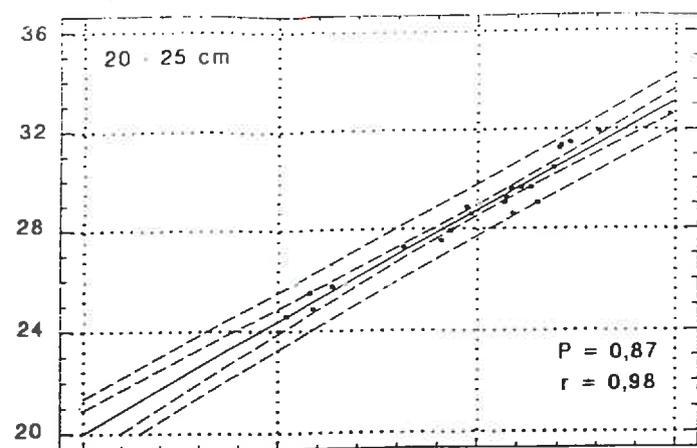


Figure B.8 : Relations d'étalonnage $\epsilon = f(\theta)$ *in situ*, pour les capteurs capacitifs installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Suivi 91-92.



TENEUR EN EAU VOLUMIQUE (%)

TENEUR EN EAU VOLUMIQUE (%)

Figure B.9 : Relations d'étalonnage $\varepsilon = f(\Theta)$ *in situ*, pour les capteurs capacitifs installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Suivi 92-93.

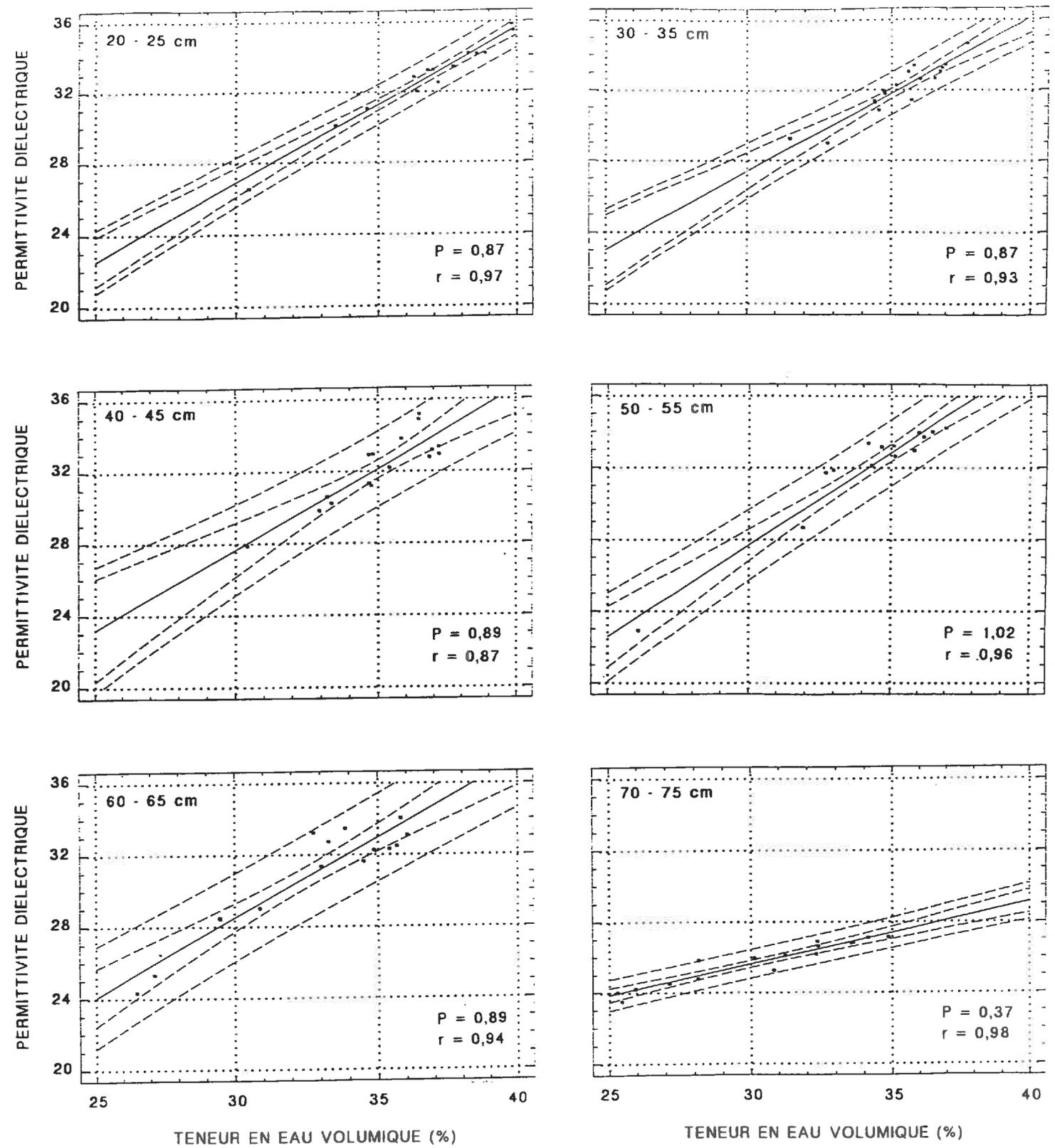


Figure B.10 : Relations d'étalonnage $\epsilon = f(\theta)$ *in situ*, pour les capteurs capacitifs installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Suivi 93-94.

Tableau B.1 : Tableau récapitulatif des principaux paramètres statistiques des régressions ($\varepsilon = b \Theta_v + a$) pour les trois périodes de suivi.

Année de suivi	Profondeur (cm)	Pente (b)	Ordonnée à l'origine (a)	Coeff. de corrél. (r)	Ecart-type résiduel (σ)	Nombre d'éch.
91-92	20-25	0,81	2,04	0,96	0,62	10
91-92	25-30	0,78	1,49	0,95	0,70	10
91-92	30-35	0,94	0,10	0,94	0,70	10
91-92	35-40	0,83	2,59	0,96	0,74	10
91-92	40-45	0,92	1,17	0,93	0,97	10
91-92	45-50	0,82	2,96	0,97	0,39	10
92-93	20-25	0,87	0,65	0,98	0,69	24
92-93	30-35	0,96	0,05	0,91	0,73	24
92-93	40-45	0,84	0,67	0,95	0,51	24
92-93	50-55	0,78	2,76	0,95	0,36	24
92-93	60-65	0,64	4,9	0,96	0,34	24
92-93	70-75	0,33	14	0,92	0,43	24
93-94	20-25	0,87	0,64	0,97	0,51	16
93-94	30-35	0,87	1,04	0,93	0,55	16
93-94	40-45	0,89	0,83	0,87	0,81	16
93-94	50-55	1,02	-1,15*	0,96	0,82	16
93-94	60-65	0,89	1,75	0,94	1,00	16
93-94	70-75	0,37	12	0,98	0,26	16
Toutes ann. conf.	220-225 cm	0,82	0,25	0,97	0,63	17

Nous avons par la suite regroupé les différents étalonnages par profondeur, tous suivis confondus. Les relations d'étalonnage correspondant aux différentes profondeurs de mesure sont présentées sur les figures B.11, B.12 et B.13. La figure B.13 (b) présente la courbe d'étalonnage correspondant au calcaire pulvérulent toutes périodes de suivi confondues. Les paramètres des régressions linéaires sont regroupés dans le tableau B.2. Les résultats montrent que même si les valeurs des coefficients de corrélations sont légèrement inférieures à celles obtenues avant regroupement, les régressions restent significatives au seuil 1% (excepté pour la profondeur 60-65 cm). Par ailleurs, ce tableau montre que l'on obtient des écart-types

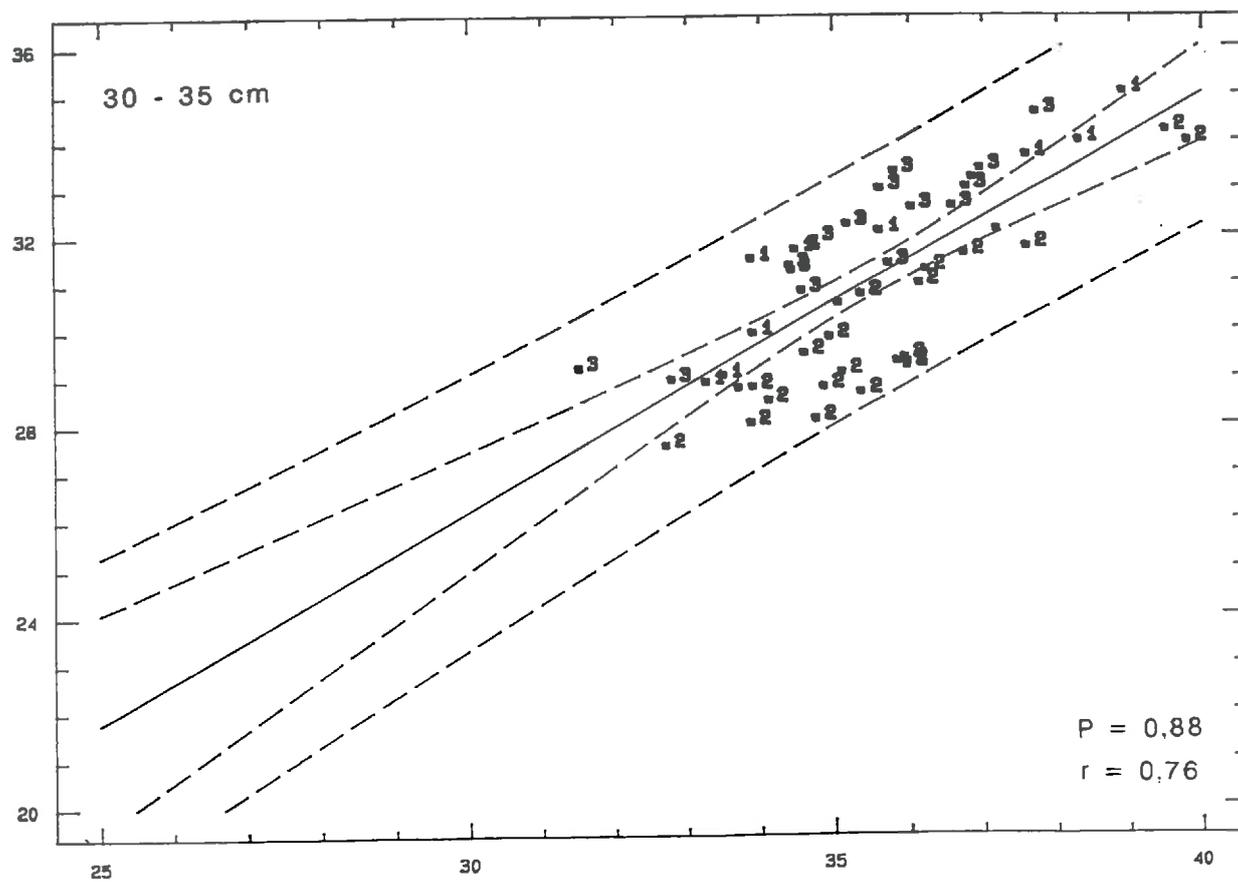
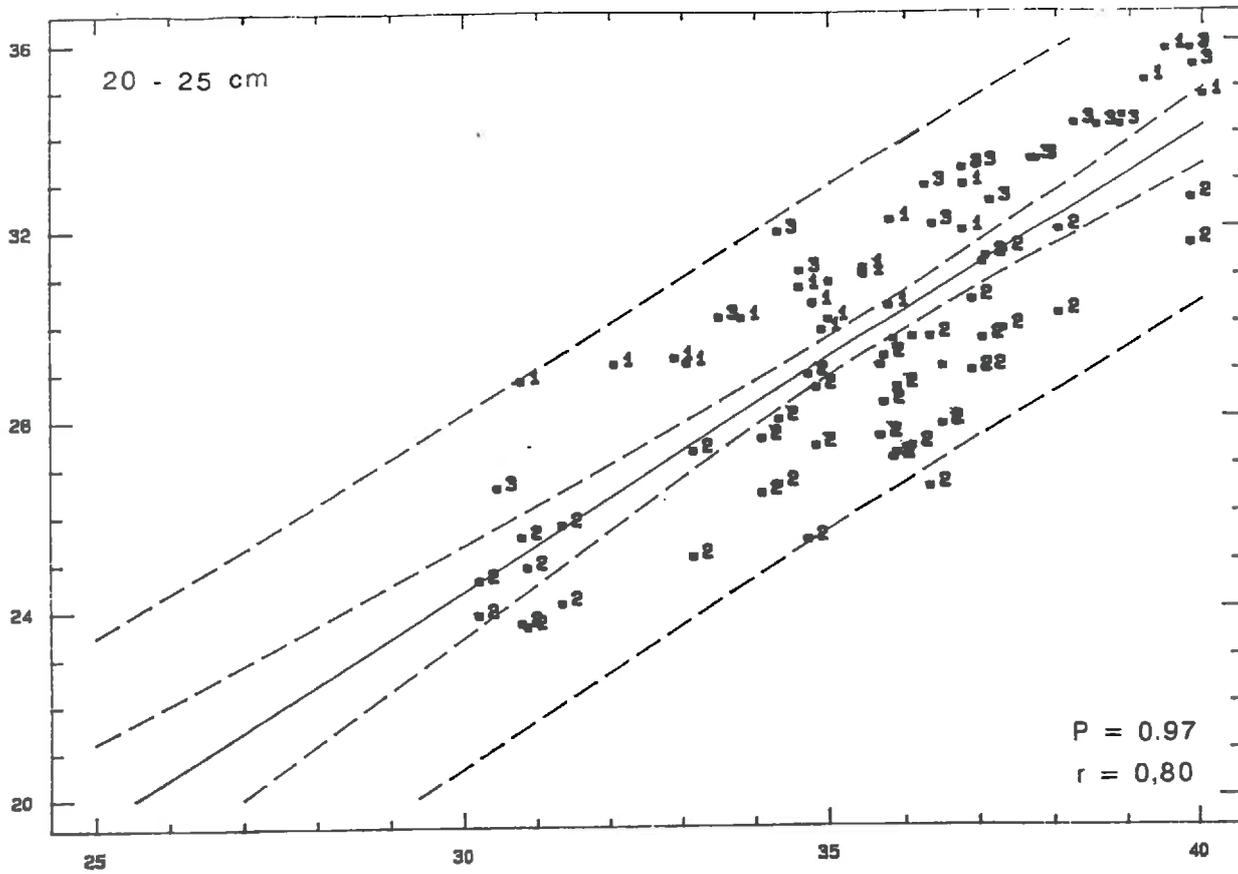


Figure B.11 : Relations d'étalonnage $\varepsilon = f(\Theta)$ *in situ*, pour les capteurs capacitifs installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Tous suivis confondus.

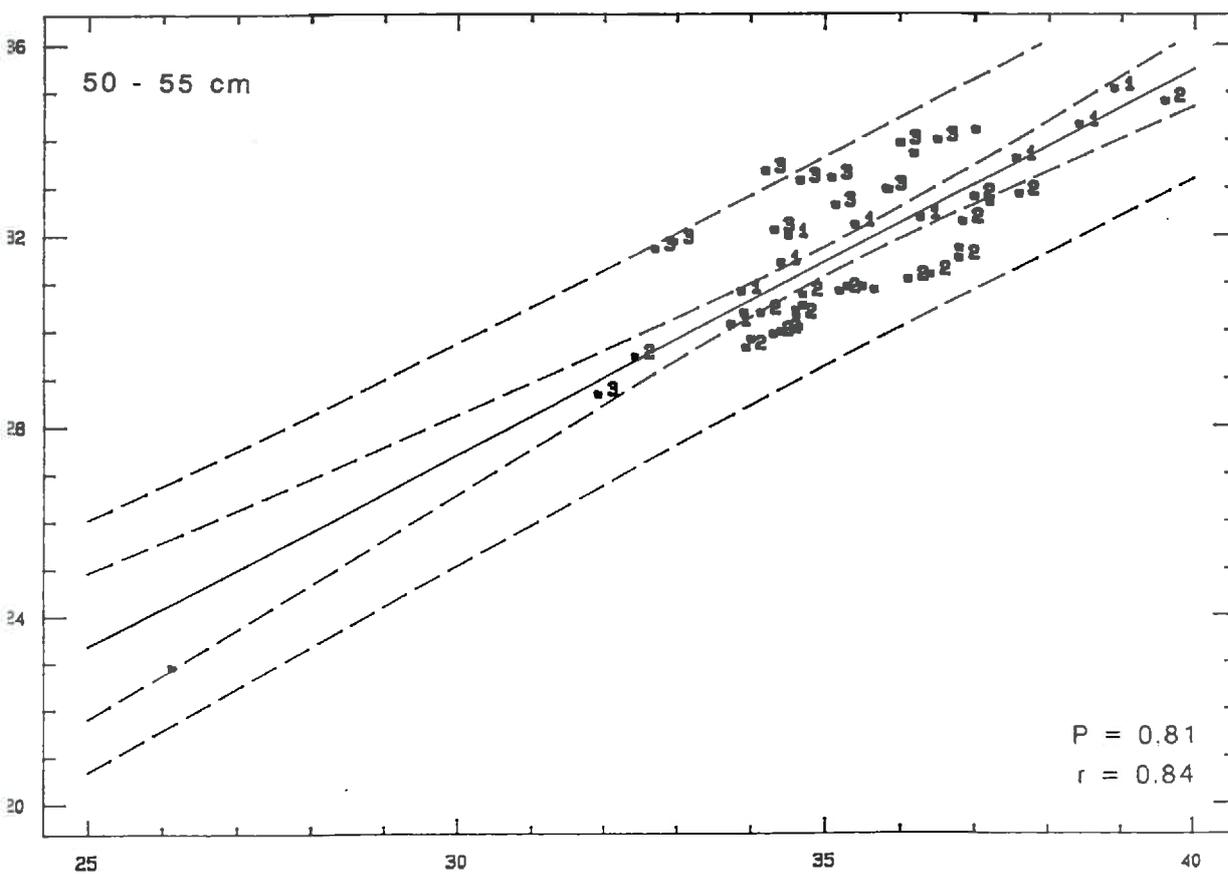
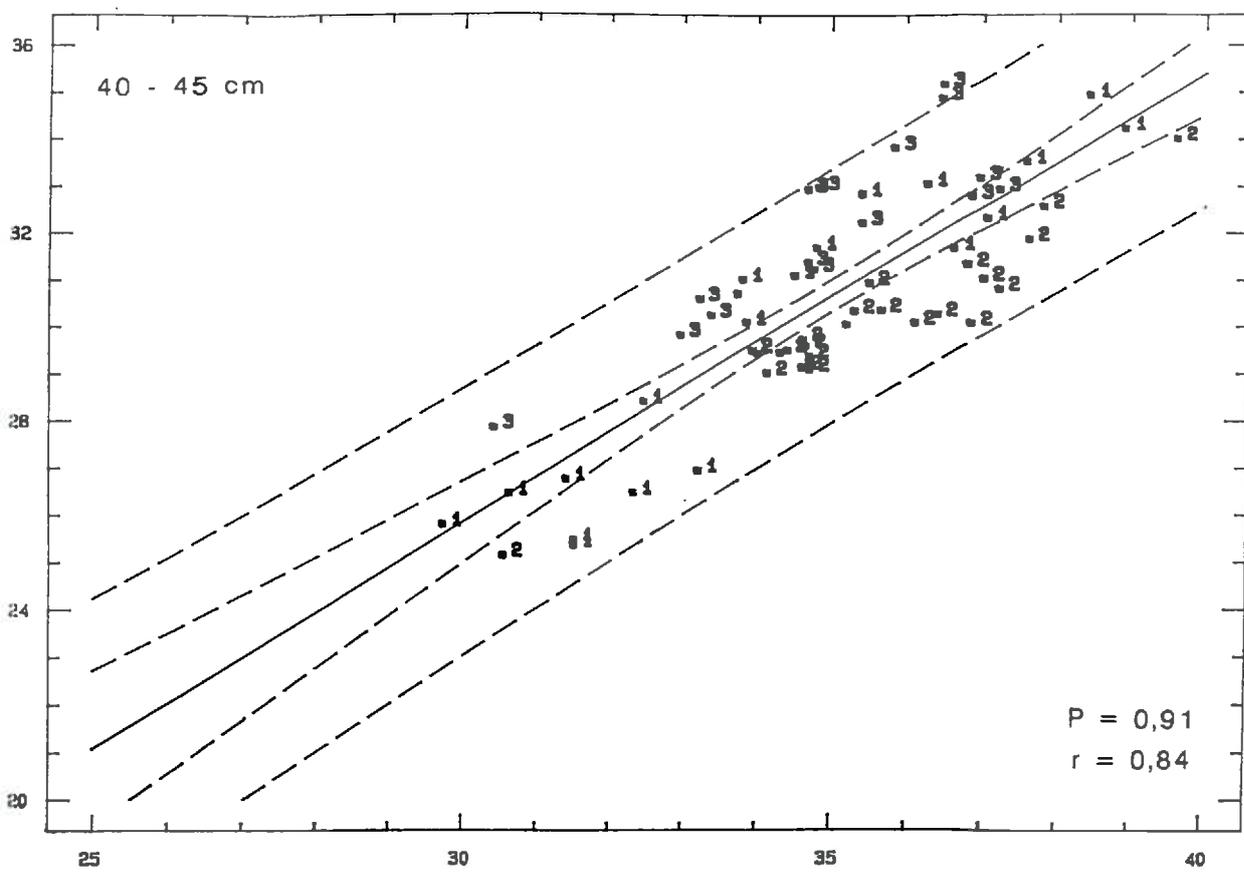


Figure B.12 : Relations d'étalonnage $\epsilon = f(\theta)$ *in situ*, pour les capteurs capacitifs installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur. Tous suivis confondus.
B-XVII

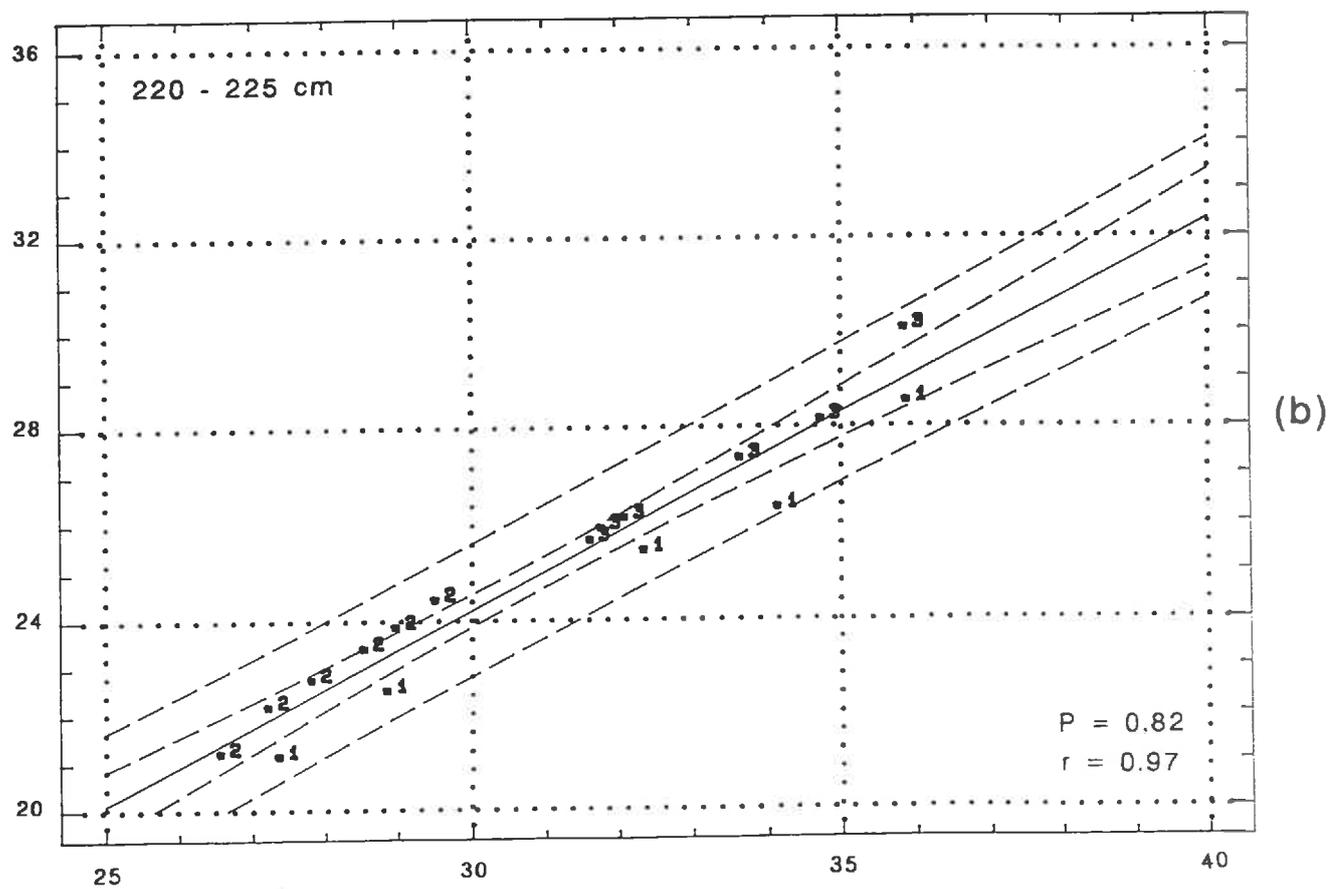
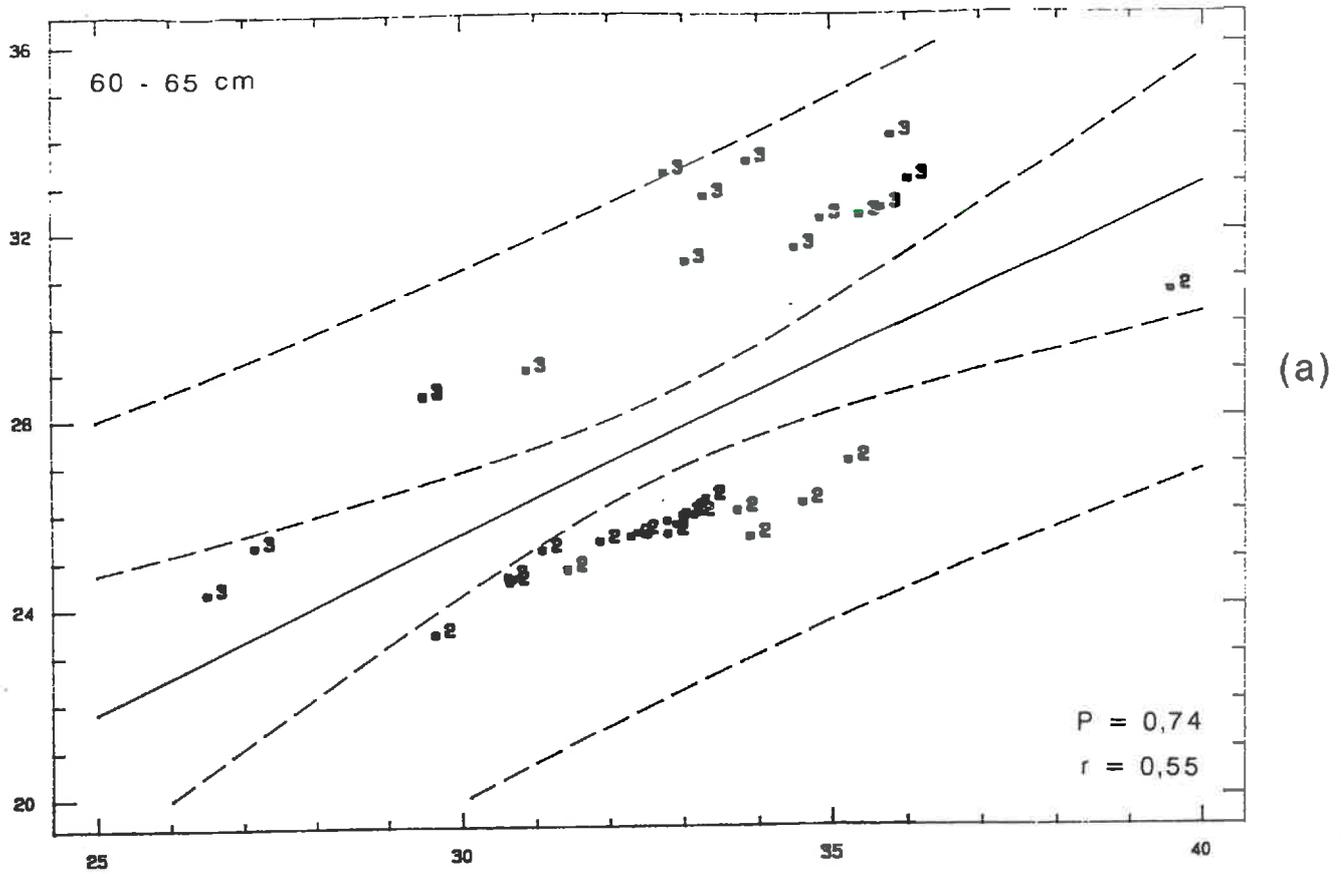


Figure B.13 : Relations d'étalonnage $\epsilon = f(\Theta)$ *in situ*, pour les capteurs capacitifs installés dans l'ensemble limono-argileux supérieur (a) et l'ensemble calcaire pulvérulent (b). Tous suivis confondus.
B-XVIII

résiduels deux à trois fois plus élevés que ceux obtenus sans regroupement. Dans tous les cas, et plus particulièrement celui de l'horizon 60-65 cm, les nuages de points pour les suivis 92-93 et 93-94 se différencient les uns des autres, ceux de 91-92 constituant une distribution intermédiaire entre les deux. Cette variation qui peut être attribuée soit à une variabilité spatiale de la teneur soit aux limites irrégulières entre horizons, spécialement à la profondeur 60-65 cm, montre la nécessité d'effectuer un étalonnage pour chaque capteur installé et à chaque nouveau suivi. Rappelons que la 60-65 cm correspond à la transition entre les ensembles limono-argileux et calcaire cryoturbé.

Tableau B.2 : Tableau récapitulatif des principaux paramètres statistiques des régressions linéaires ($\epsilon = b \Theta_v + a$) par profondeur et tous suivis confondus.

Profondeur (cm)	Pente (b)	Ordonnée à l'origine (a)	Coeff. de corrél. (r)	Ecart-type résiduel (σ)	Nombre d'éch.
20-25	0,95	0,01	0,80	2,02	79**
30-35	0,88	1,80	0,76	1,50	50
40-45	0,91	0,08	0,84	1,60	60
50-55	0,81	2,5311	0,84	1,10	50
60-65	0,74	3,23	0,55	2,80	40

Le regroupement par profondeur et par suivi donne des résultats satisfaisant. Ceci peut être expliqué par l'homogénéité, tant texturale que structurale, de l'ensemble limono-argileux supérieur. Par conséquent, ce type de résultats reste très lié à la nature du milieu étudié.

D - Avantages et inconvénients de la méthode

La méthode capacitive présente un certain nombre d'avantages par rapport aux méthodes classiques telles que les méthodes neutronique ou gravimétrique. En effet, d'une part, les mesures sont relativement précises (cf. comparaison méthodes capacitive et neutronique, chapitre IV et analyse des incertitudes, chapitre V) et quasi-instantanées. D'autre part, le matériel est peu encombrant (l'installation des sondes est facile) et le principe de la méthode est assez simple. Par ailleurs, la possibilité d'enregistrement en continu nous a permis, étant donné que le suivi se déroule en période hivernale et printanière, une meilleure caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol (par exemple application de la méthode de drainage interne, cf. chapitre VI). Enfin, les mesures par la méthode capacitive ne comporte aucun risque contrairement aux méthodes nucléaires.

** Nous avons regroupé ici toutes les répétitions à 20-25 cm

Néanmoins, nous avons été confronté à un certain nombre de problèmes d'ordre méthodologique, parmi lesquels nous pouvons citer :

- une installation des capteurs qui demande beaucoup de précautions car il est essentiel d'obtenir un bon contact sol-électrodes,
- des mesures qui sont erronées en cas de gel (situation rencontrée en 92-93),
- une influence importante des paramètres tels que la température, la texture ou encore le contact sol-électrode sur la linéarité de la relation d'étalonnage,
- une corrosion des électrodes après quelques mois de suivi, ce qui peut entraîner une dérive dans les mesures,
- une évolution brutale et brève de la permittivité lors d'épisodes pluvieux. Cette évolution s'inscrivant soit en positif ou en négatif par rapport à la courbe de mesures et ne correspondant pas à un changement de l'état hydrique du sol,
- de faibles variations nyctémérales, apparaissant en général à partir du mois d'avril mais disparaissant lors d'épisodes pluvieux (fig. B.5).

E - Conclusion

On peut dire que cette méthode reste extrêmement sensible et requiert une connaissance précise du milieu "sol" étudié. D'où l'importance des précautions à prendre lors de l'installation des capteurs. Les dérives thermiques demeurent limitées, mais un contrôle de la température, au pas de temps des mesures capacitatives est souhaitable. Chose que l'on n'a pas pu réaliser durant ces trois suivis. Toutefois, lors du suivi 93-94 nous avons installé des capteurs de température mais sans possibilité d'enregistrement en continu. Nous avons aussi montré la grande influence de l'hétérogénéité d'un matériau, plus particulièrement lorsque la charge en éléments grossiers est importante, sur la mesure de la teneur en eau par la méthode capacitive.

Il ressort de cette étude que la méthode capacitive pourrait constituer dans l'avenir une bonne alternative aux méthodes nucléaires classiques et plus particulièrement la méthode neutronique. Notre étude montre néanmoins, qu'à l'heure actuelle, l'utilisation de sondes capacitatives pour de longues périodes de suivi *in situ* doit encore s'effectuer en se donnant les moyens de réaliser des contrôles à l'aide d'une autre méthode de mesure de la teneur en eau du sol.

ANNEXE C

GRAPHIQUES RELATIFS AUX TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTES

- Comparaison des teneurs en eau obtenues par la méthode capacitive aux teneurs en eau obtenues par la méthode neutronique, pour les différentes profondeurs du limon argileux
- Courbes de caractérisation hydrodynamique du limon argileux
 - Méthode capacitive (suivi 92-93)
 - Méthode neutronique (suivis 92-93 et 93-94)
 - Courbes de rétention d'eau (suivi 91-92)
- Comparaison des potentiels matriciels expérimentaux et calculés par le modèle d'infiltration
 - ER BH
 - ETP x 0,5
 - ETP x 0,75
- Abaques des flux d'eau en fonction de la pluviométrie
- Résultats des analyses chimiques des solutions de sol échantillonnées sur les différents sites

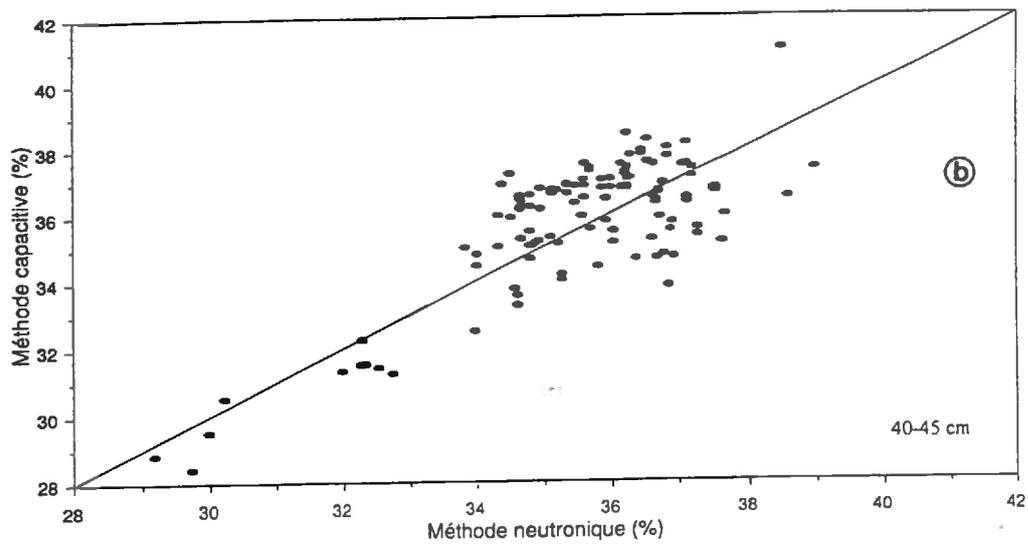
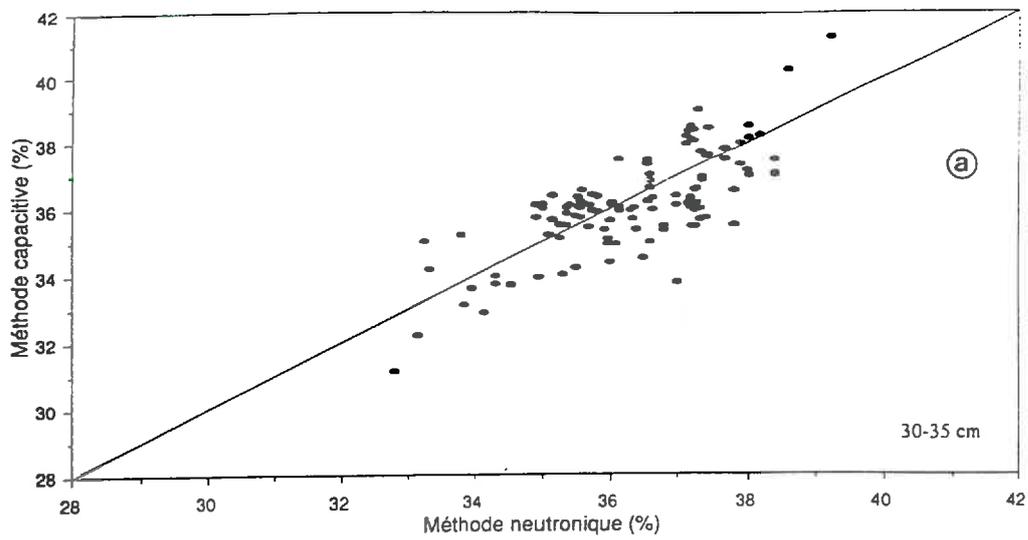


Figure C.1 : Ecarts entre les teneurs en eau volumiques mesurées par la méthode neutronique, et celles issues de la méthode capacitive, au niveau des différentes profondeurs du limon argileux ; 30-35 cm (a) et 40-45 cm (b).

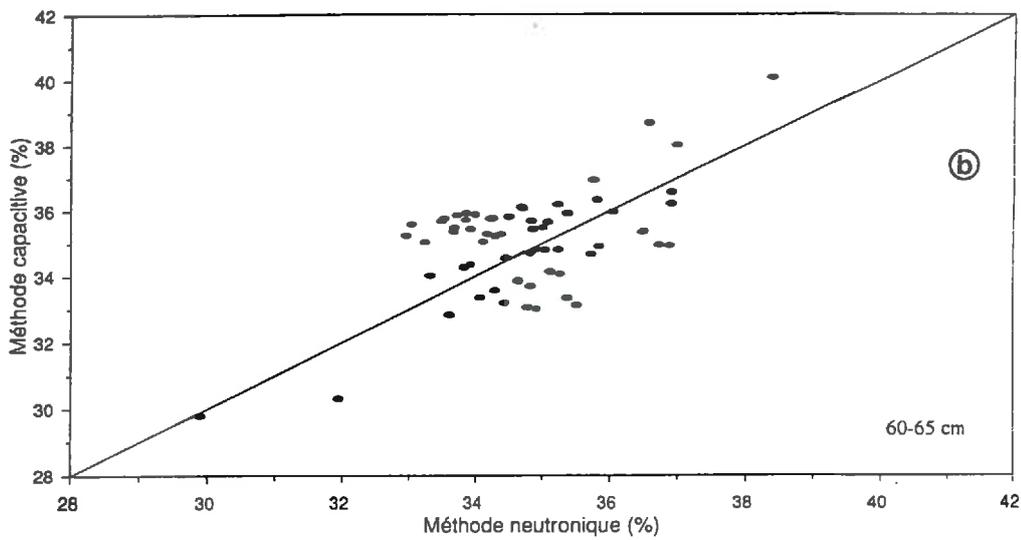
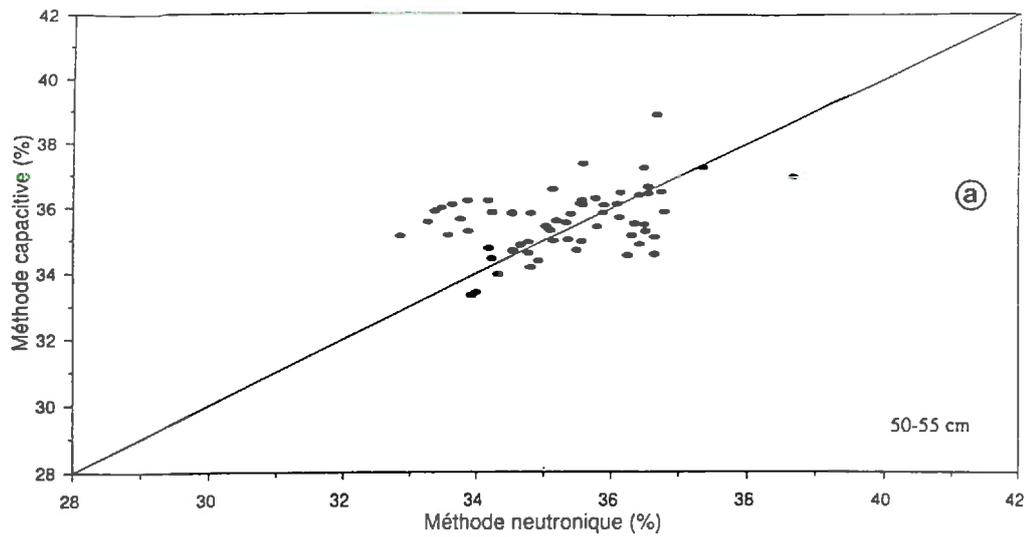


Figure C.2 : Ecart entre les teneurs en eau volumiques mesurées par la méthode neutronique, et celles issues de la méthode capacitive, au niveau des différentes profondeurs du limon argileux ; 50-55 cm (a) et 60-65 cm (b).

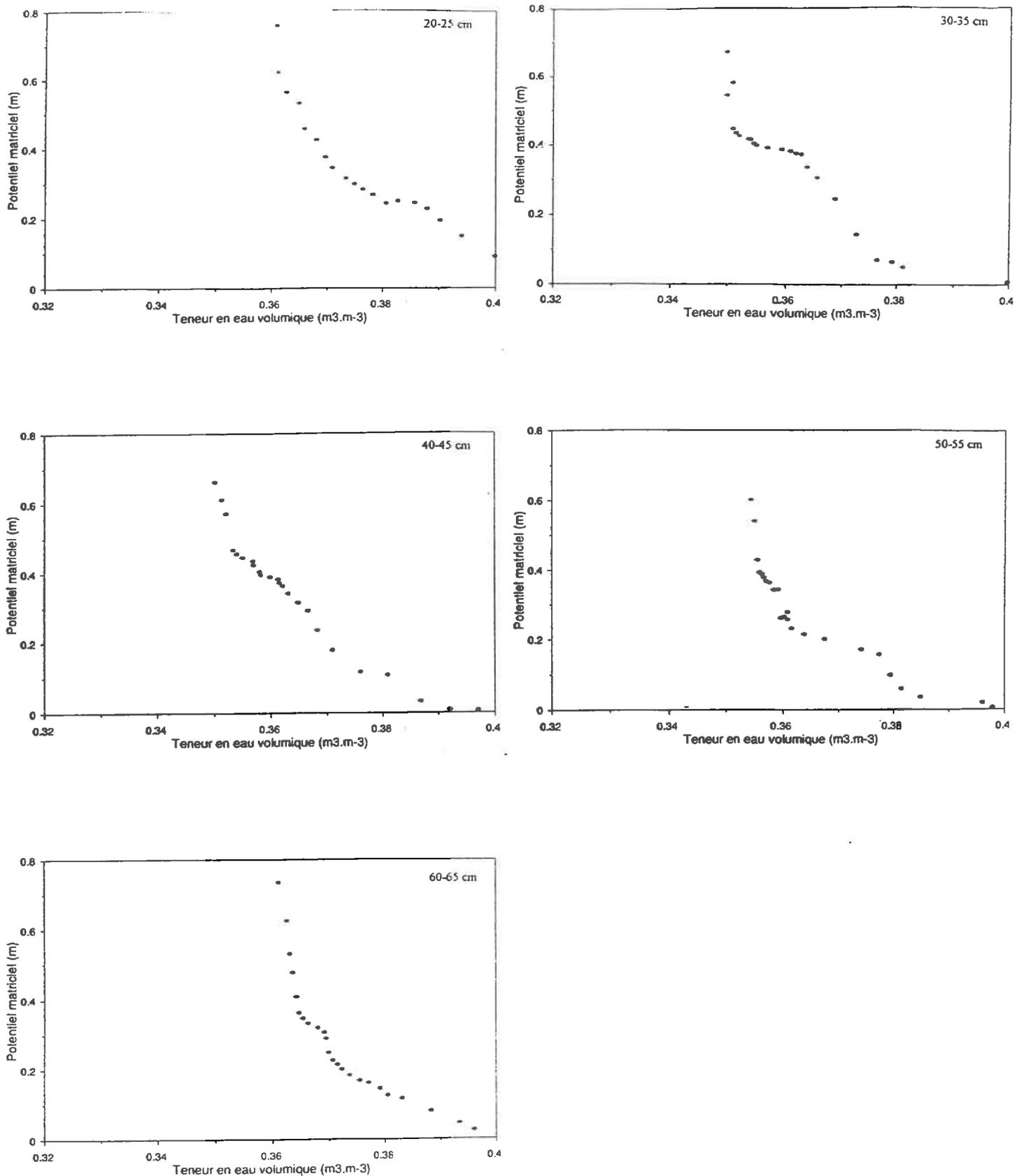


Figure C.3 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique mesurée par la méthode capacitive. Suivi 92-93.

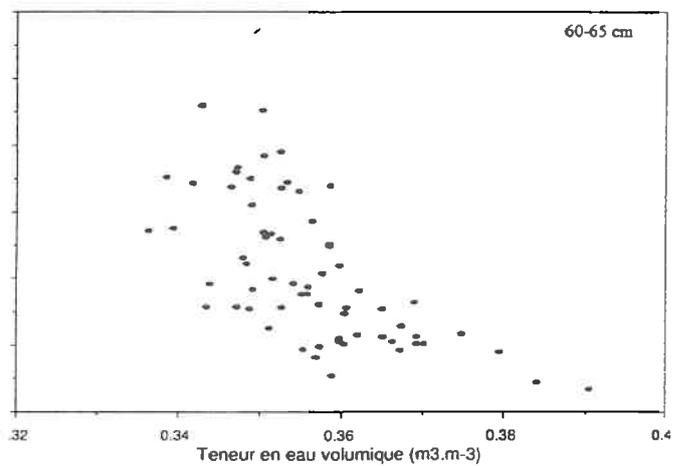
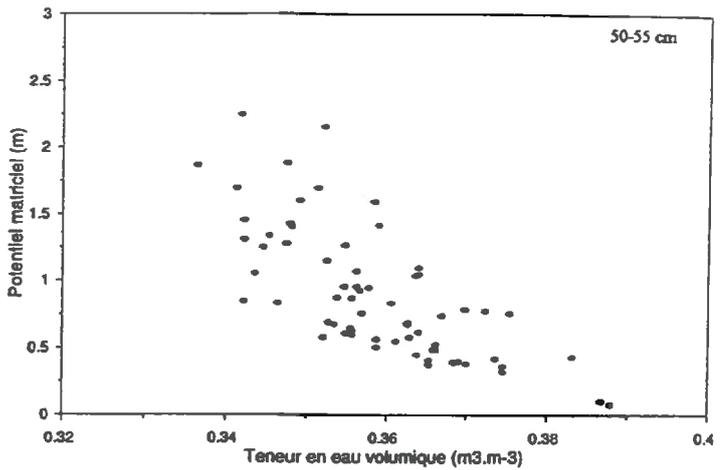
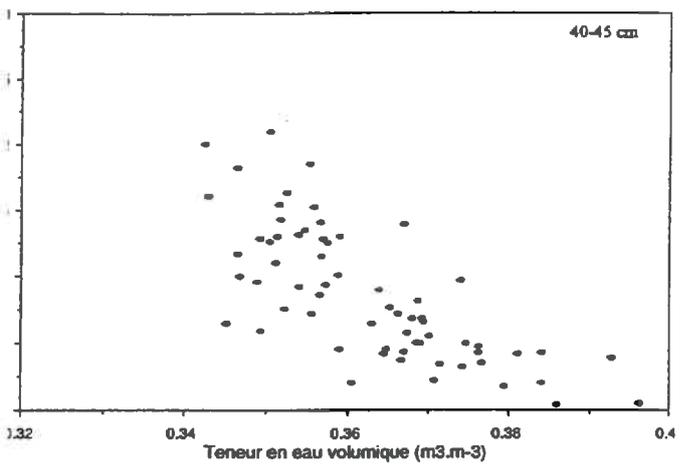
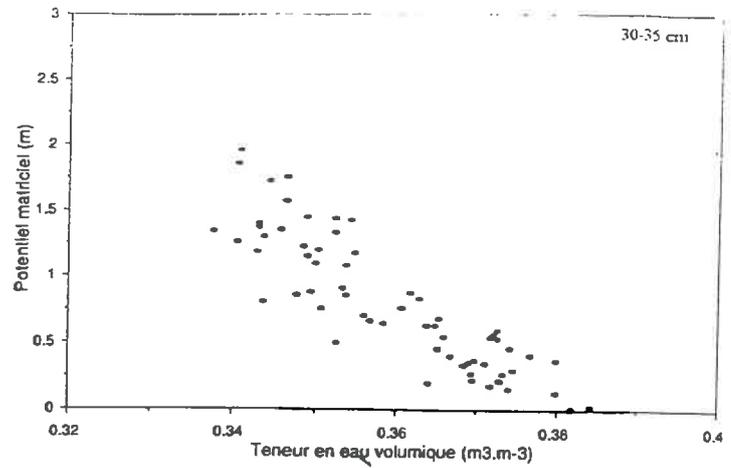
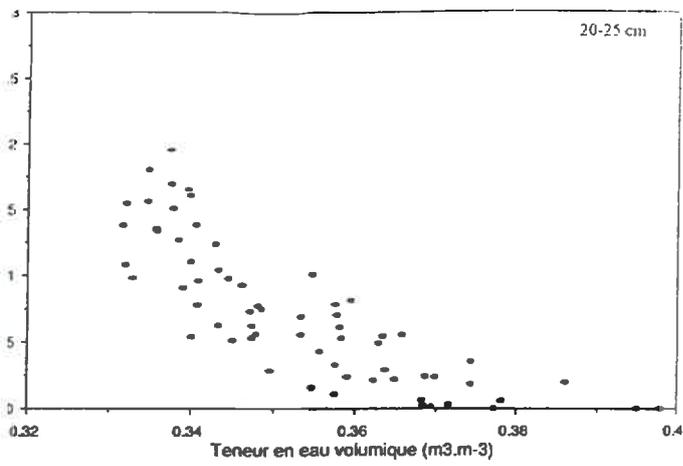


Figure C.4 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique mesurée par la méthode neutronique. Suivi 92-93.

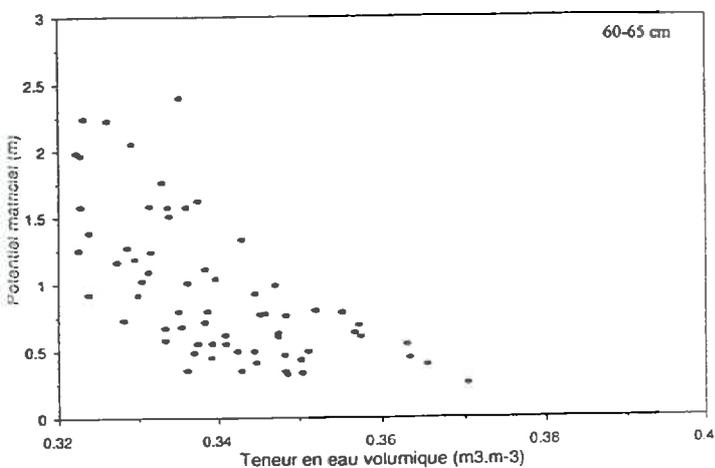
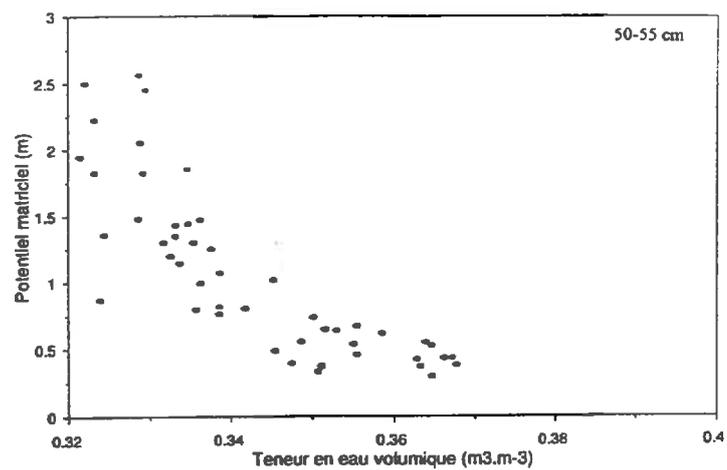
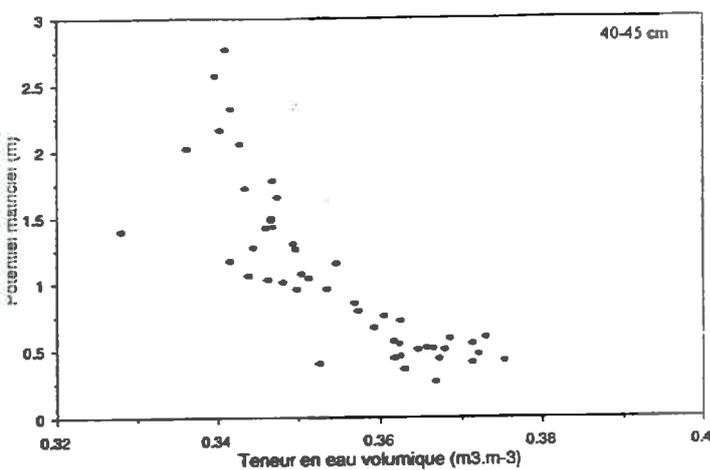
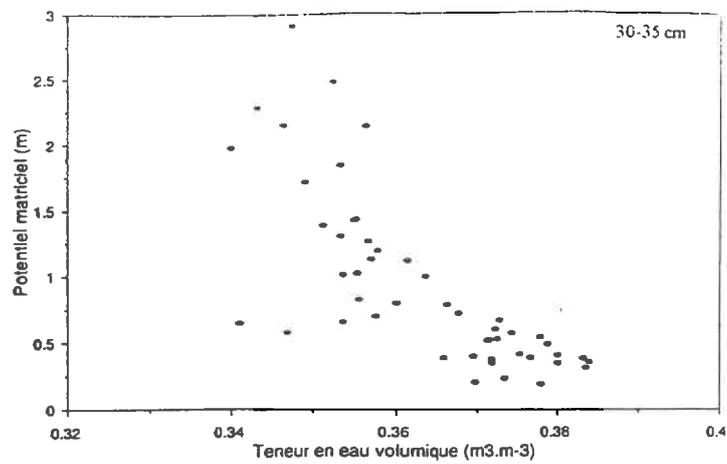
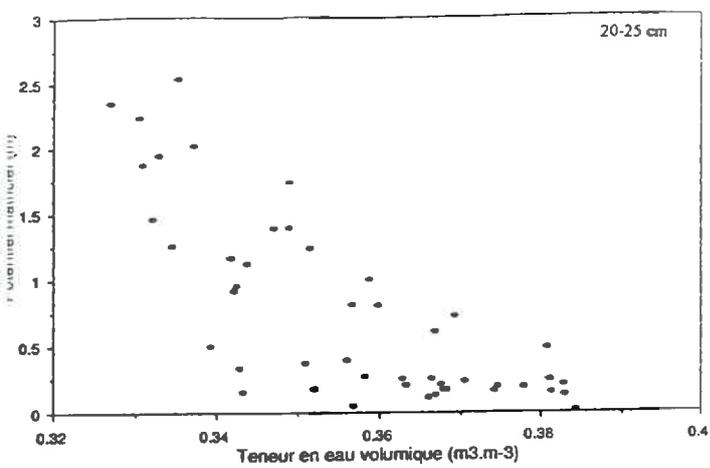


Figure C.5 : Variation du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau volumique mesurée par la méthode neutronique. Suivi 93-94.

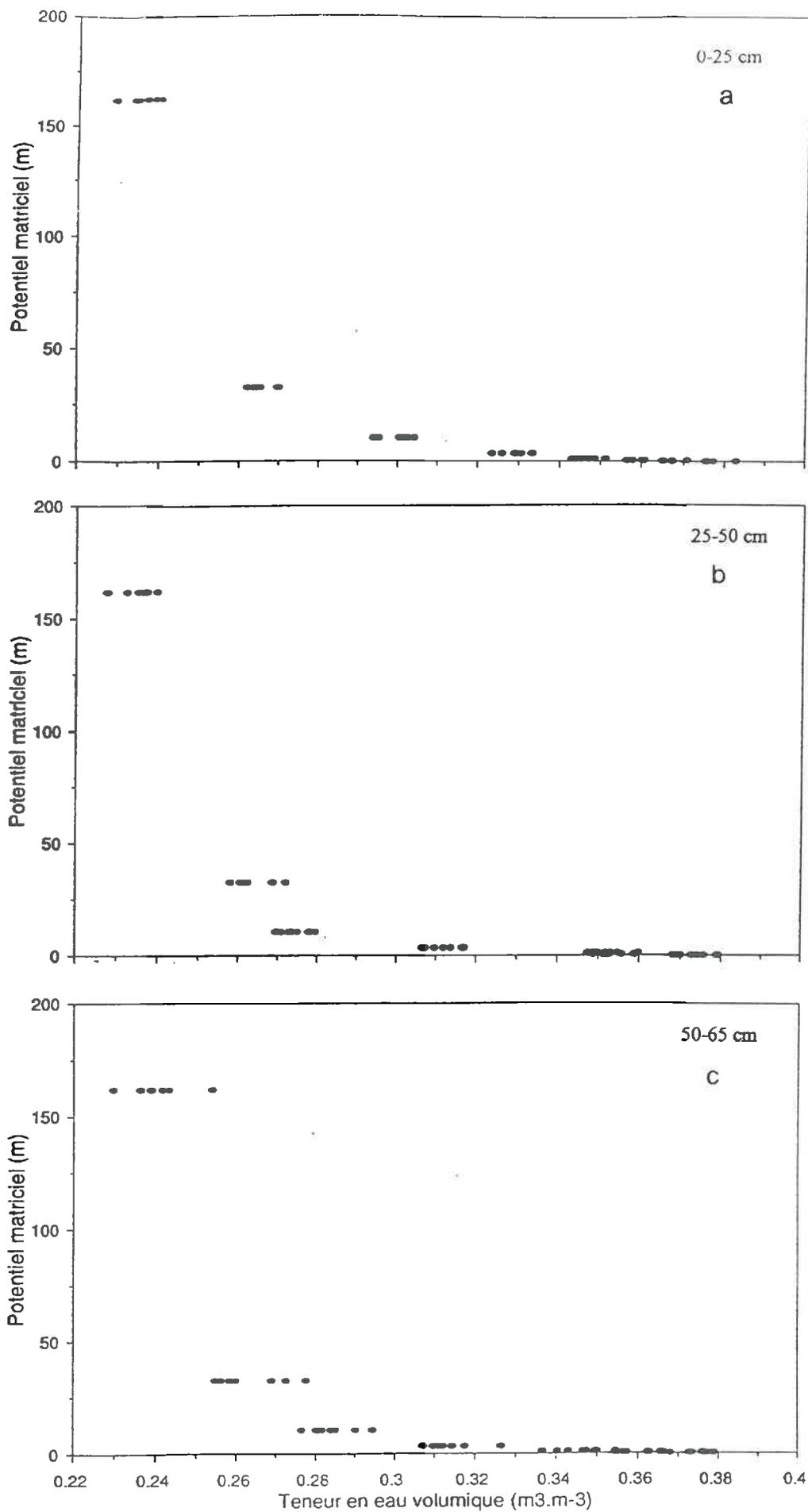
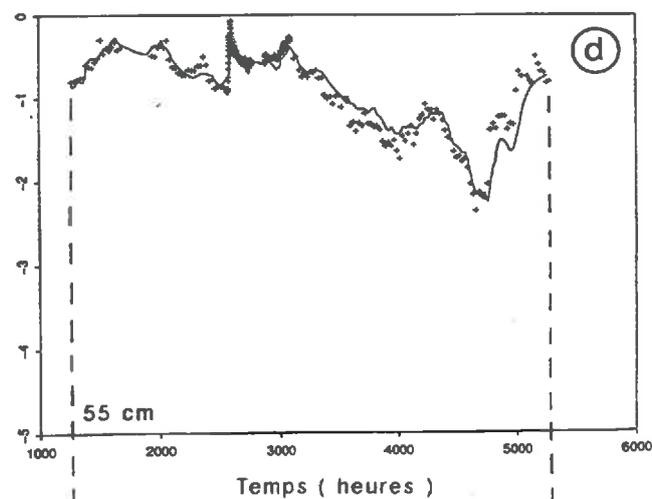
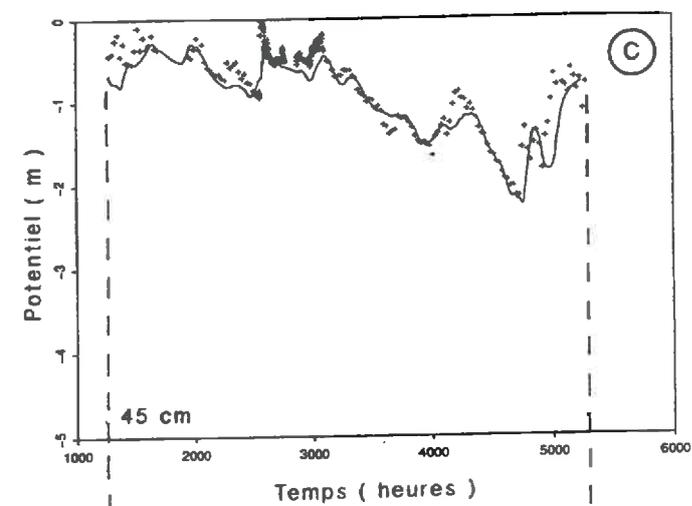
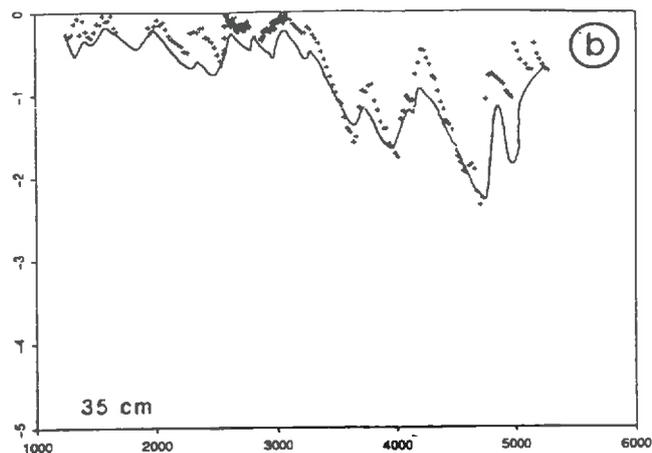
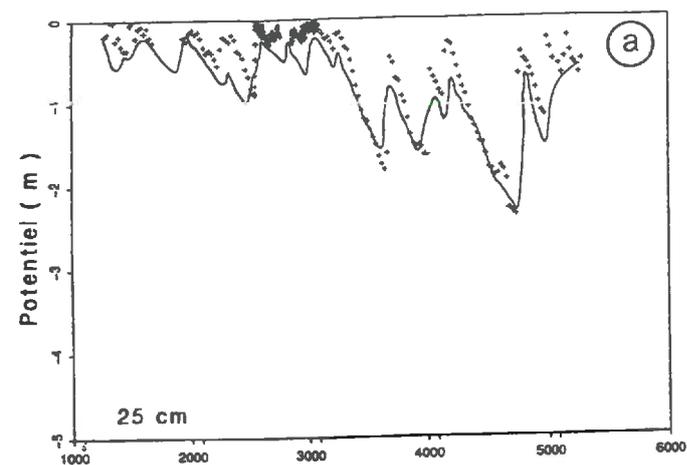


Figure C.6 : Courbes de rétention en eau mesurées au niveau des différents horizons du limon argileux. Horizon labouré L (a) ; horizon SC₁ (b) et horizon SC₂ (c). Suivi 91-92.



8/12/93

27/05/94

8/12/93

27/05/94

Figure C.7 : Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, P-ER BH) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 93-94.

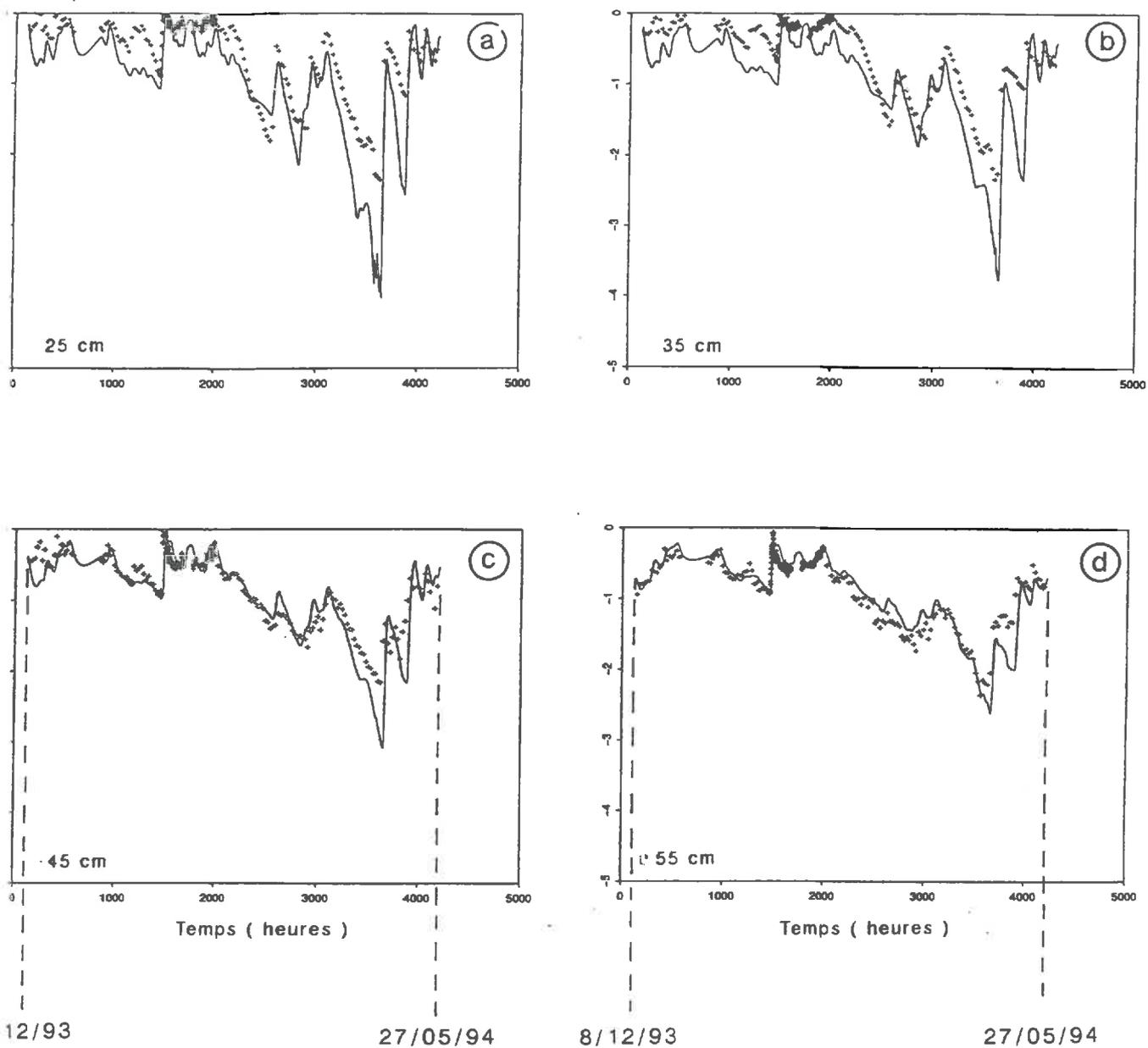
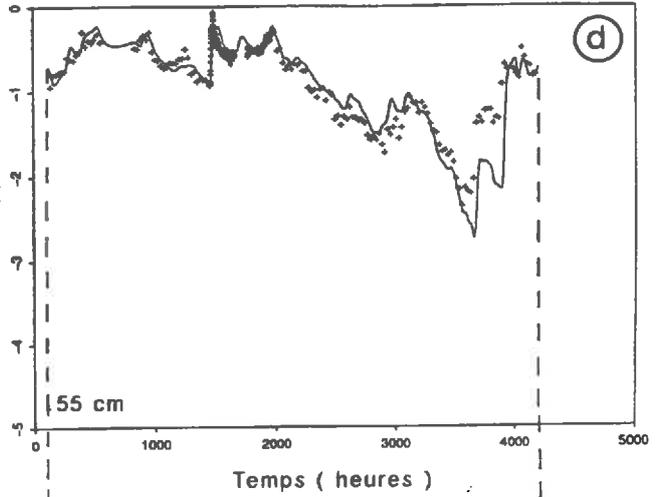
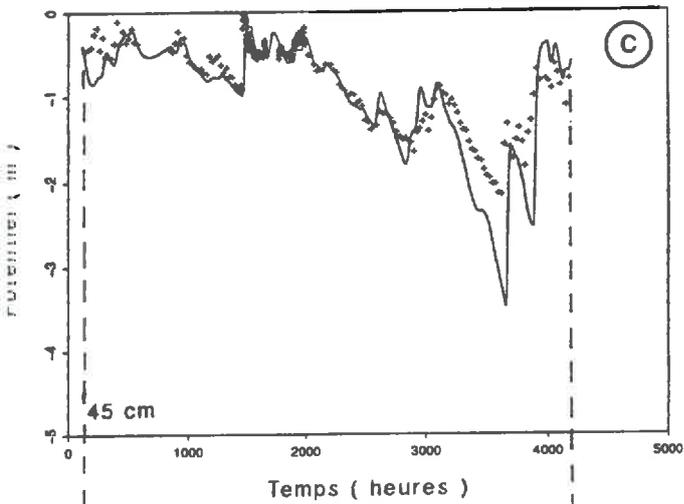
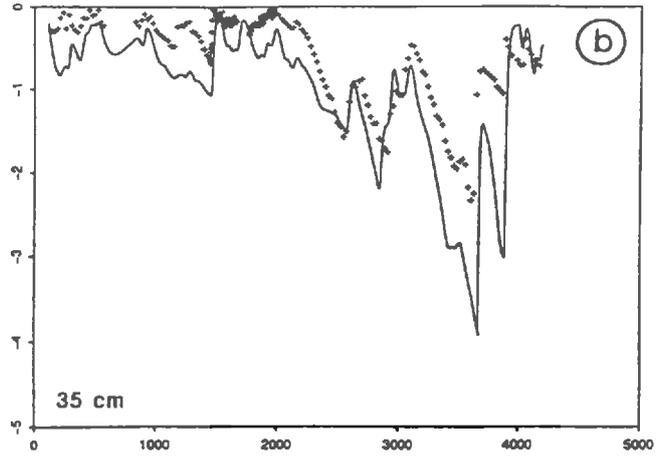
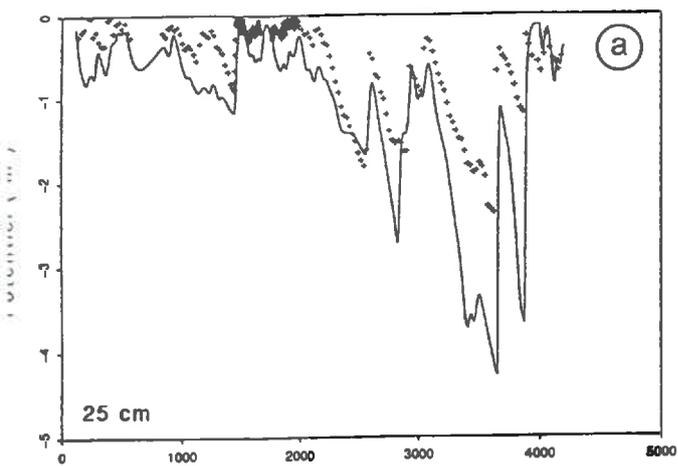


Figure C.8 : Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, $P - ETP \times 0,5$) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiel matriciels calculés (—). Suivi 93-94.



8/12/93

27/05/94

8/12/93

27/05/94

Figure C.9 : Validation du modèle d'infiltration (condition limite de surface : condition de flux, $P - ETP \times 0,75$) : comparaison des potentiels matriciels expérimentaux (+) aux potentiels matriciels calculés (—). Suivi 93-94.

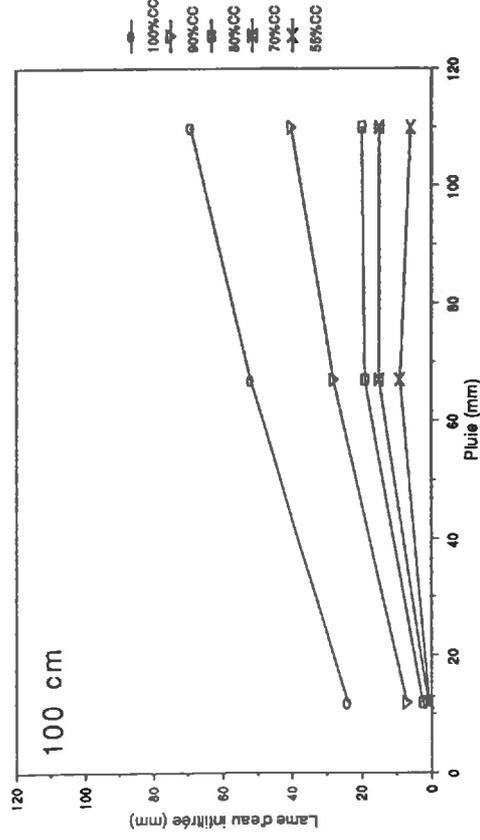
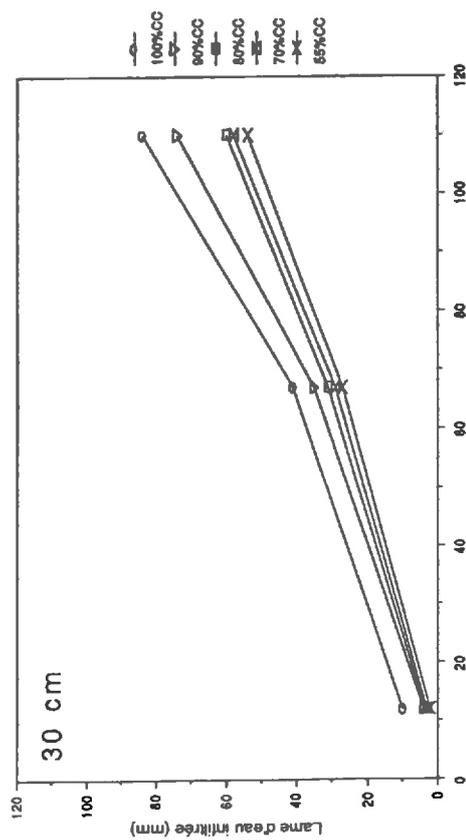
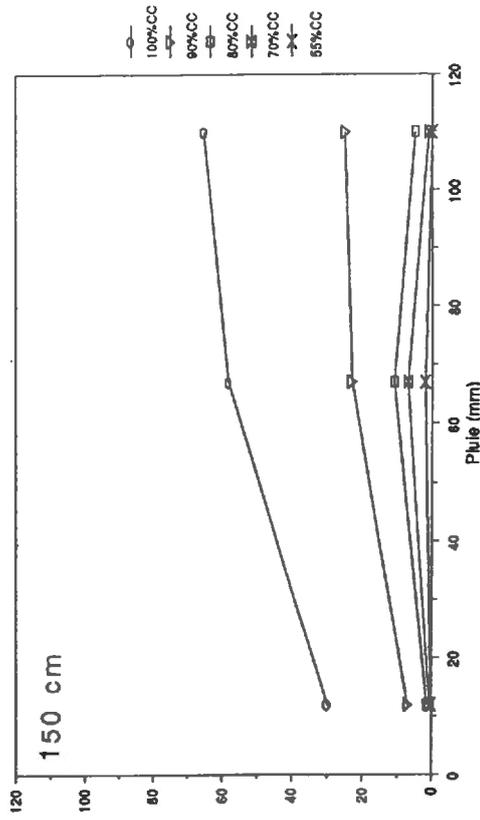
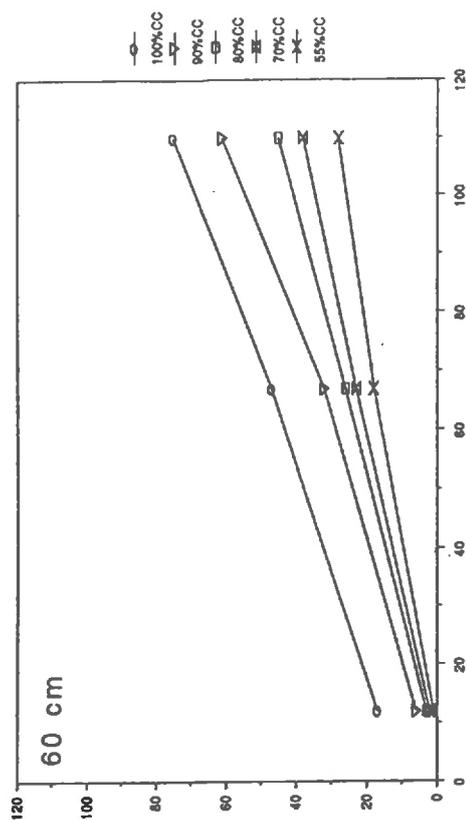


Figure C.10 : Abaques des flux d'eau en fonction de la pluviométrie (du 01/12 au 31/12).

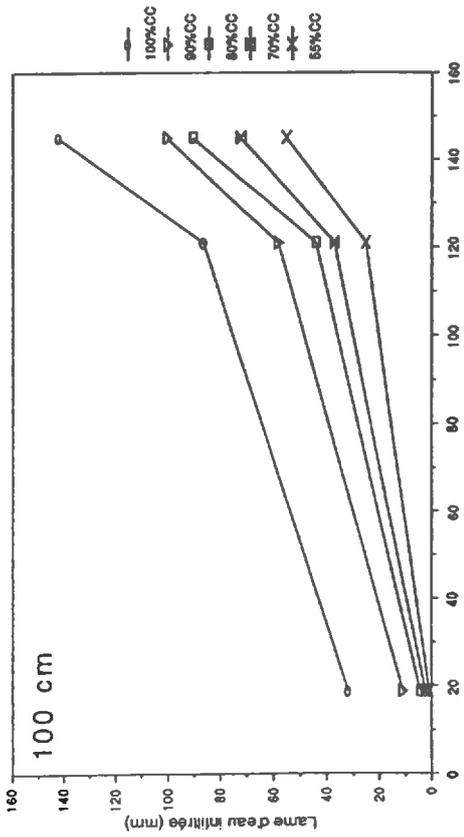
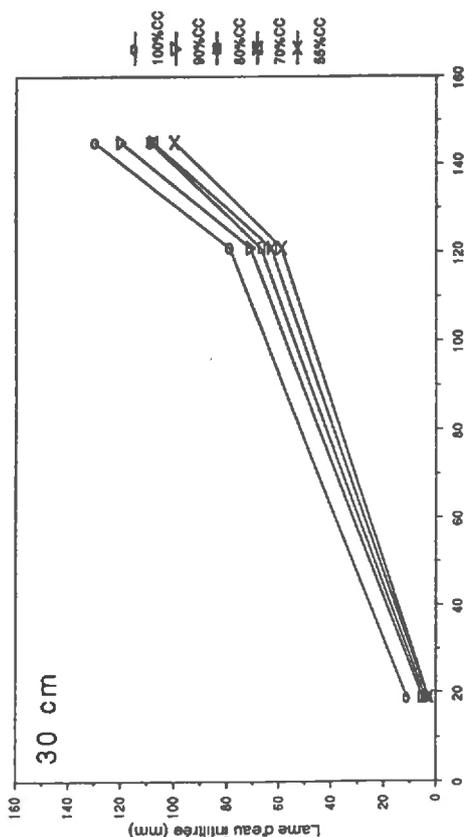
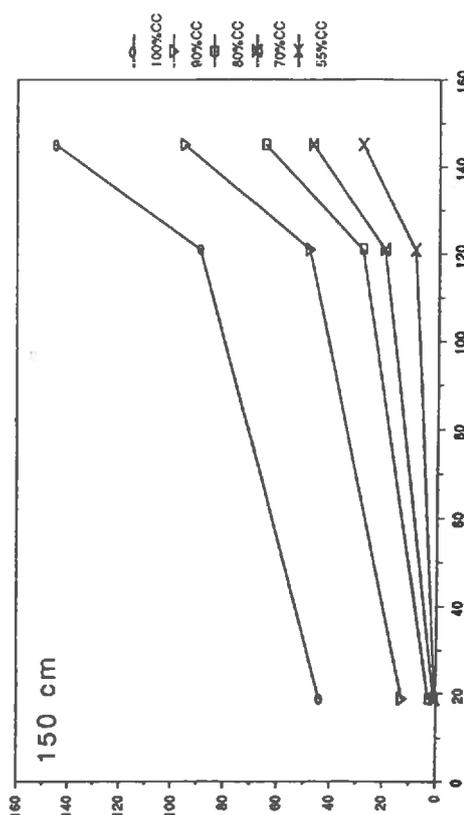
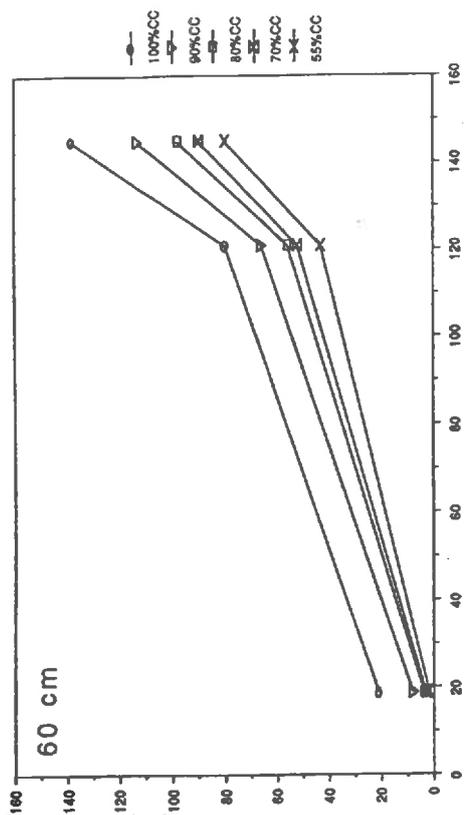


Figure C.11 : Abaques des flux d'eau en fonction de la pluviométrie (du 01/12 au 31/01).

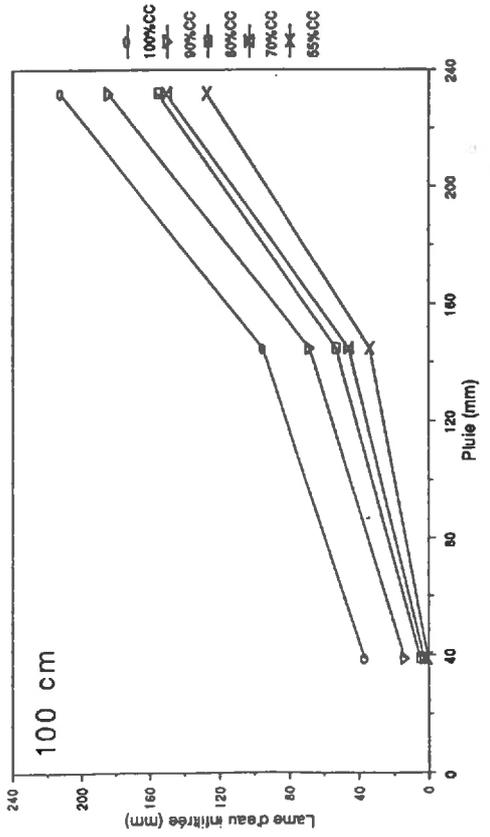
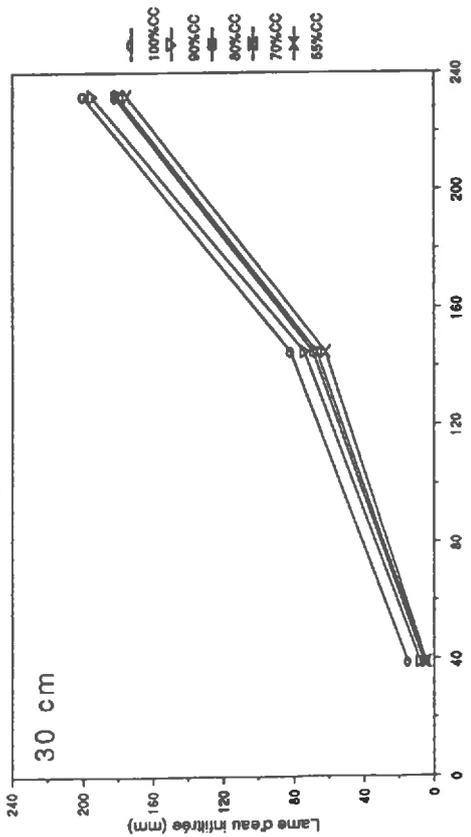
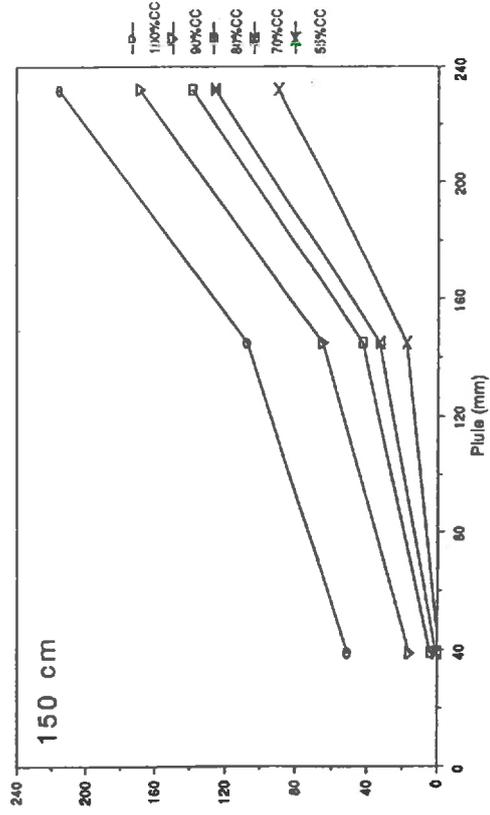
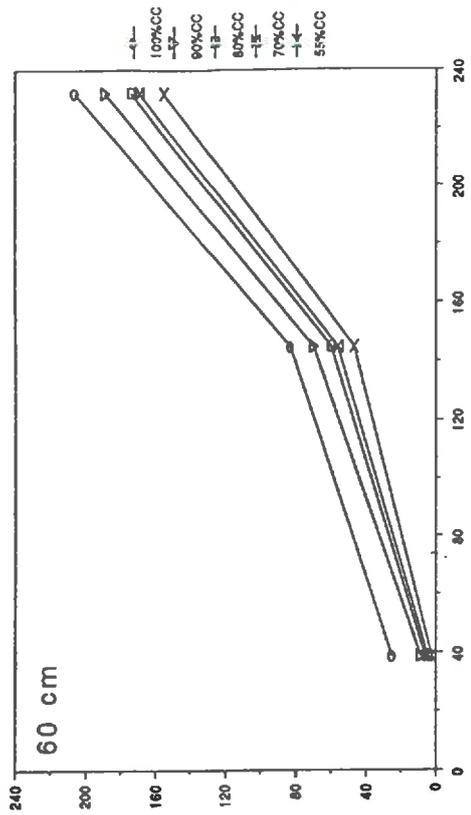


Figure C.12 : Abaques des flux d'eau en fonction de la pluviométrie (du 01/12 au 28/02).

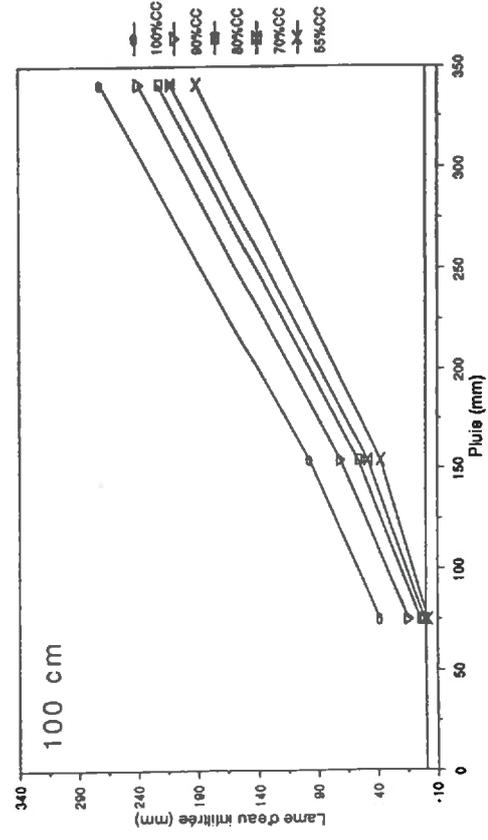
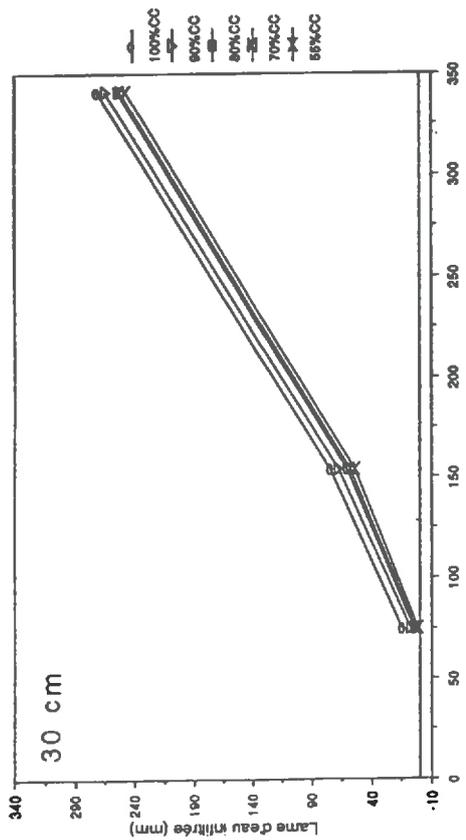
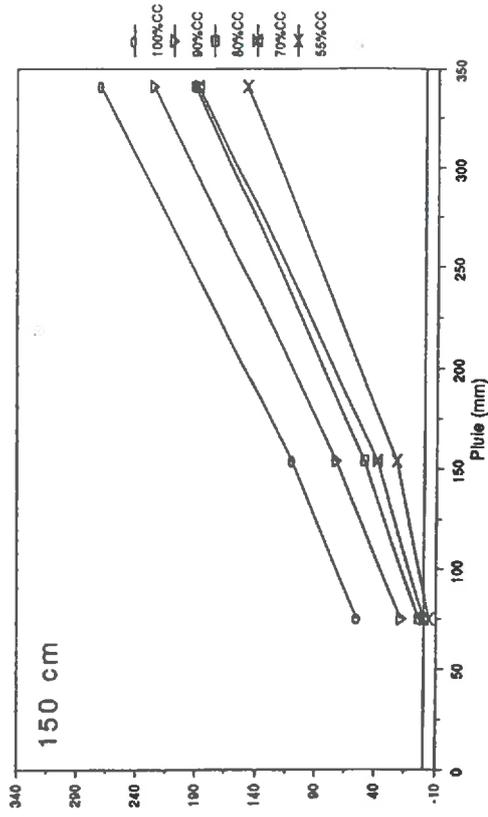
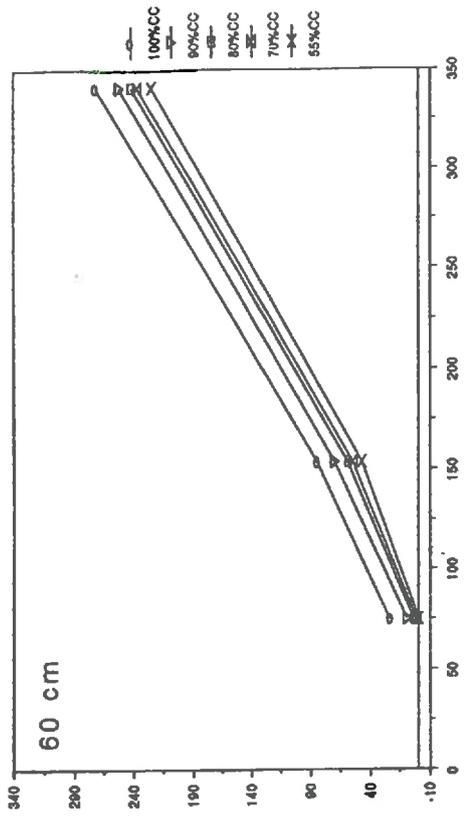


Figure C.13 : Abaques des flux d'eau en fonction de la pluviométrie (du 01/12 au 31/03).

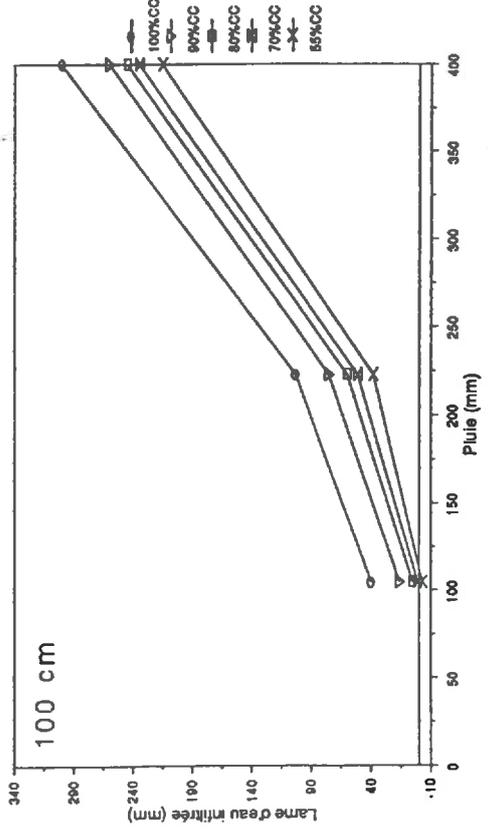
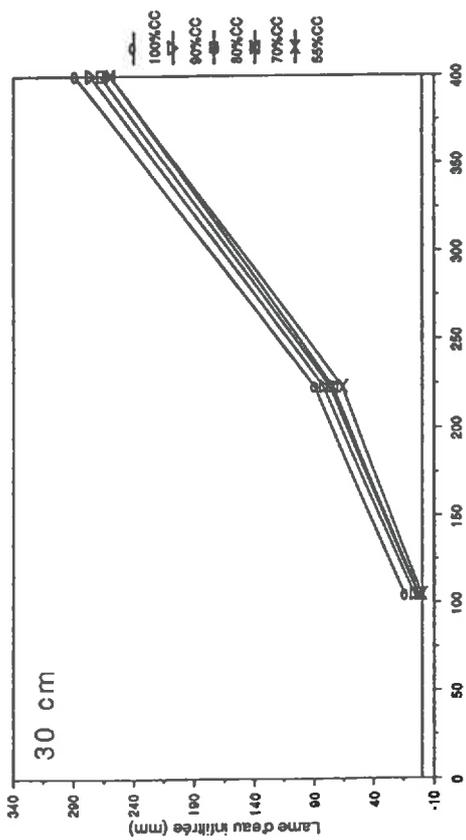
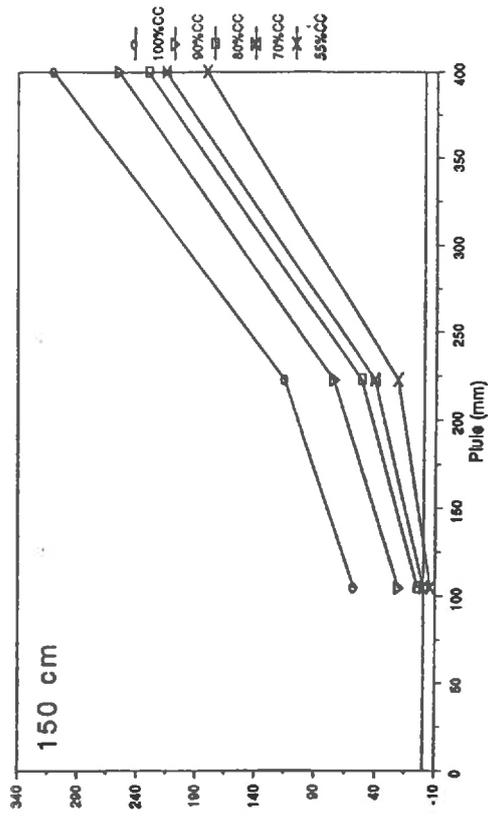
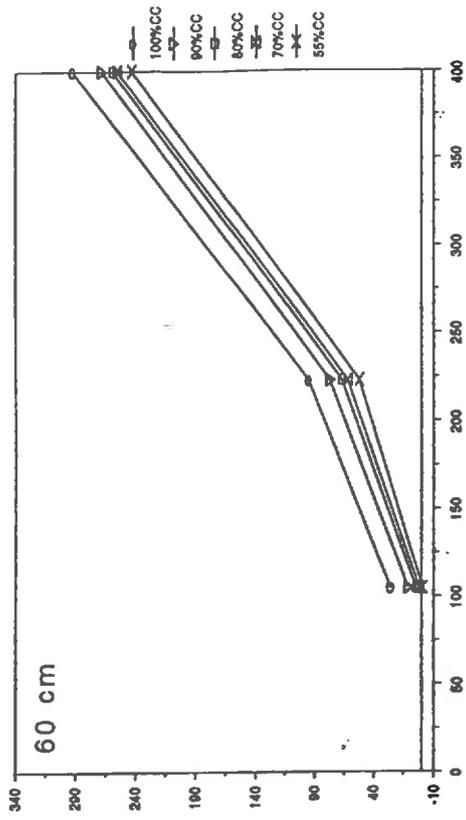


Figure C.14 : Abaques des flux d'eau en fonction de la pluviométrie (du 01/12 au 31/04).

a

Date	pH	Ca meq/l	Mg meq/l	Na meq/l	K meq/l	Cl meq/l	Alc meq/l	SO4 meq/l	NO3 meq/l	NO3 mg/l	S(cations) meq/l	S(anions) meq/l	F.ionique (10 ⁻³) mol/l	Valid. %
01/06/92	8.23	5.54	0.24	0.47	0.06	1.26	3.21	0.17	1.46	90.60	6.32	6.10	9.18	1.76
07/12/92	8.04	9.84	0.26	0.49	0.07	3.27	4.50	0.31	4.19	260.00	11.66	12.27	16.67	-2.55
14/12/92	7.97	10.27	0.26	0.52	0.07	2.54	3.73	0.31	4.10	254.00	11.12	10.68	16.32	2.05
21/12/92	7.73	9.79	0.28	0.33	0.05	2.60	3.48	0.46	3.97	246.10	10.46	10.51	15.74	-0.23
12/01/93	7.84	10.45	0.30	0.47	0.04	2.20	3.90	0.47	3.87	240.00	11.27	10.44	16.46	3.81
19/01/93	7.85	10.19	0.40	0.40	0.04	2.45	3.80	0.54	3.82	236.72	11.04	10.60	16.38	2.01
01/02/93	7.84	9.33	0.23	0.31	0.03	1.25	3.57	0.62	3.55	220.00	9.91	9.00	14.53	4.84
05/07/93	7.64	5.82	0.20	0.21	0.16	0.19	3.86	0.13	2.10	130.08	6.41	6.28	9.41	1.04
12/07/93	7.80	5.88	0.30	0.40	0.05	0.41	3.18	0.48	2.31	143.09	6.64	6.37	9.82	2.11
30/08/93	7.62	7.22	0.27	0.47	0.09	0.67	5.60	0.30	1.85	114.70	8.08	8.42	12.14	-2.07
06/09/93	7.93	6.01	0.26	0.47	0.08	0.84	3.89	0.23	1.87	116.00	6.83	6.83	10.07	-0.02
02/11/93	7.75	7.94	0.31	0.94	0.65	1.56	3.90	0.48	2.87	178.00	9.86	8.81	13.69	5.60
27/12/93	7.81	6.87	0.24	0.42	0.59	1.04	3.95	0.26	2.47	153.23	8.13	7.72	11.60	2.62
03/01/94	7.98	6.22	0.26	0.42	0.45	0.89	4.82	0.28	2.14	132.60	7.36	8.14	11.13	-5.01
07/01/94	7.78	7.75	0.21	0.44	0.13	0.46	7.08	0.26	1.35	83.98	8.55	9.15	12.95	-3.39
10/01/94	7.94	5.76	0.21	0.48	0.11	0.38	5.18	0.19	0.67	41.23	6.56	6.41	9.56	1.17
17/01/94	7.84	4.77	0.19	0.50	0.10	0.44	4.20	0.26	0.66	40.65	5.58	5.56	8.18	0.19
07/02/94	7.91	5.04	0.19	0.44	0.05	0.28	5.28	0.23	0.54	33.20	5.73	6.33	8.75	-4.97
14/02/94	7.89	4.64	0.19	0.37	0.03	0.18	4.54	0.18	0.48	29.50	5.24	5.36	7.80	-1.18

b

Date	pH	Ca meq/l	Mg meq/l	Na meq/l	K meq/l	Cl meq/l	Alc meq/l	SO4 meq/l	NO3 meq/l	NO3 mg/l	S(cations) meq/l	S(anions) meq/l	F.ionique (10 ⁻³) mol/l	Valid. %
15/07/92	7.70	6.25	0.22	0.44	0.05	2.01	2.46	0.22	2.30	142.41	6.98	6.99	10.32	-0.01
03/08/92	7.92	6.19	0.22	0.45	0.03	1.82	3.95	0.20	1.70	105.17	6.90	7.67	10.59	-5.27
10/08/92	7.82	6.92	0.28	0.50	0.05	2.96	3.11	0.21	1.72	106.84	7.77	8.00	11.59	-1.46
17/08/92	7.68	6.51	0.28	0.51	0.05	2.64	1.83	0.23	2.17	134.53	7.37	6.86	10.61	3.53
23/11/92	8.01	11.54	0.29	0.71	0.20	2.54	6.24	0.34	4.03	250.00	12.75	13.15	19.03	-1.53
07/12/92	7.93	11.00	0.36	0.66	0.19	2.28	5.80	0.49	3.87	240.00	12.22	12.44	18.24	-0.89
12/01/93	7.84	11.81	0.38	0.66	0.23	2.32	5.27	0.45	3.78	234.17	13.08	11.82	18.76	5.09
19/01/93	7.55	11.41	0.41	0.66	0.23	2.67	4.65	0.45	3.68	228.00	12.74	11.44	18.21	5.34
01/02/93	7.71	10.26	0.37	0.59	0.09	2.48	4.53	0.44	2.94	182.51	11.33	10.39	16.39	4.32
07/01/94	7.87	9.14	0.22	0.52	0.15	3.61	3.63	0.44	3.00	186.25	10.03	10.69	15.25	-3.17
10/01/94	7.97	9.05	0.28	0.73	0.13	2.71	3.55	0.63	2.69	166.78	10.19	9.58	14.86	3.17
07/02/94	7.91	8.67	0.20	0.50	0.08	1.98	3.71	0.87	1.98	122.90	9.44	8.86	13.86	3.21

Tableau C.1 : Résultats des analyses chimiques des solutions de sol échantillonnées au niveau des cases lysimétriques (case 3 (a) ; case 4 (b)).

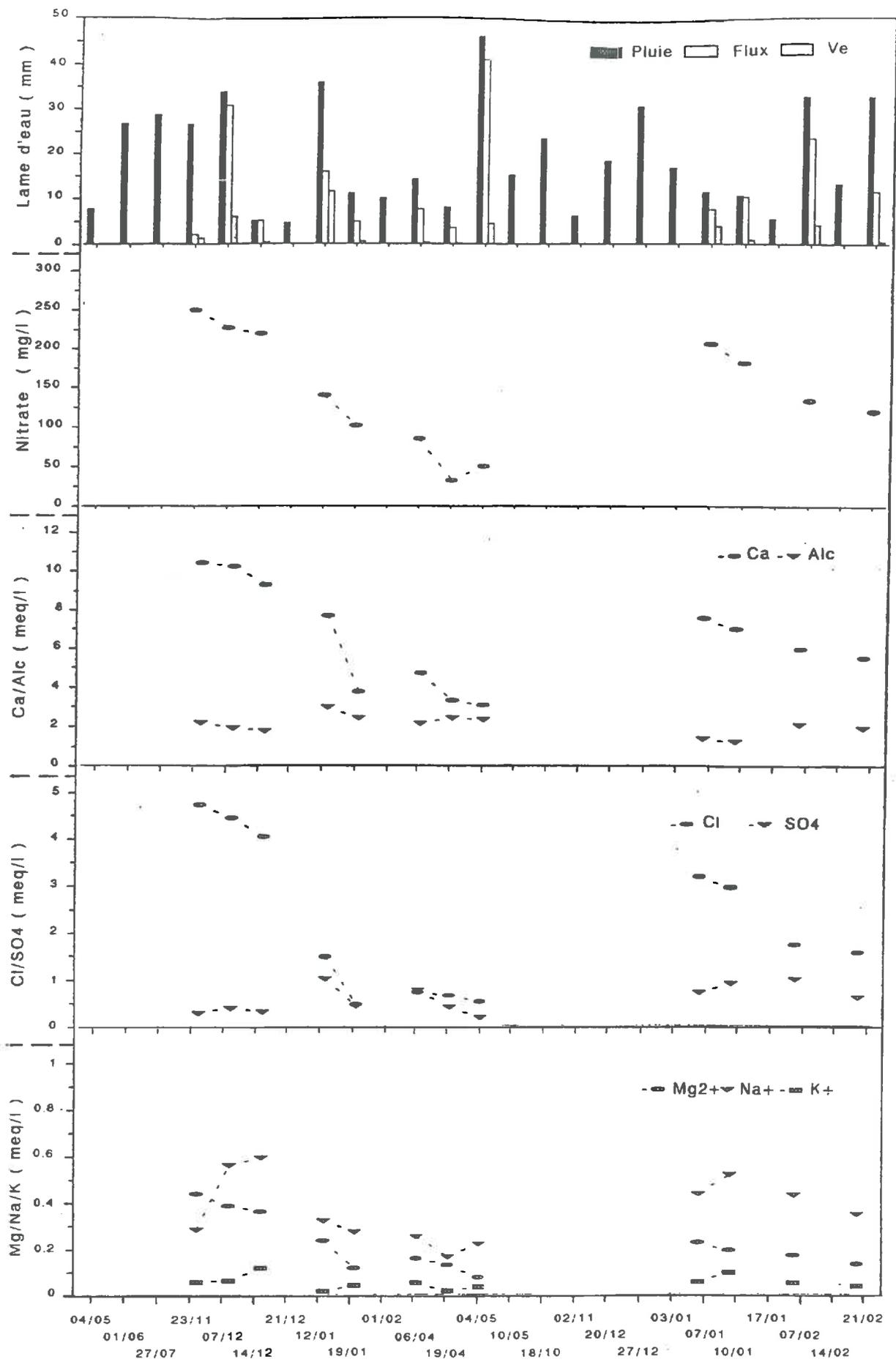


Figure C.15 : Evolution des différents paramètres analysés dans les solutions de sol échantillonnées à la base du limon argileux (50-55 cm) au niveau du site "Les Sapins Dousset".

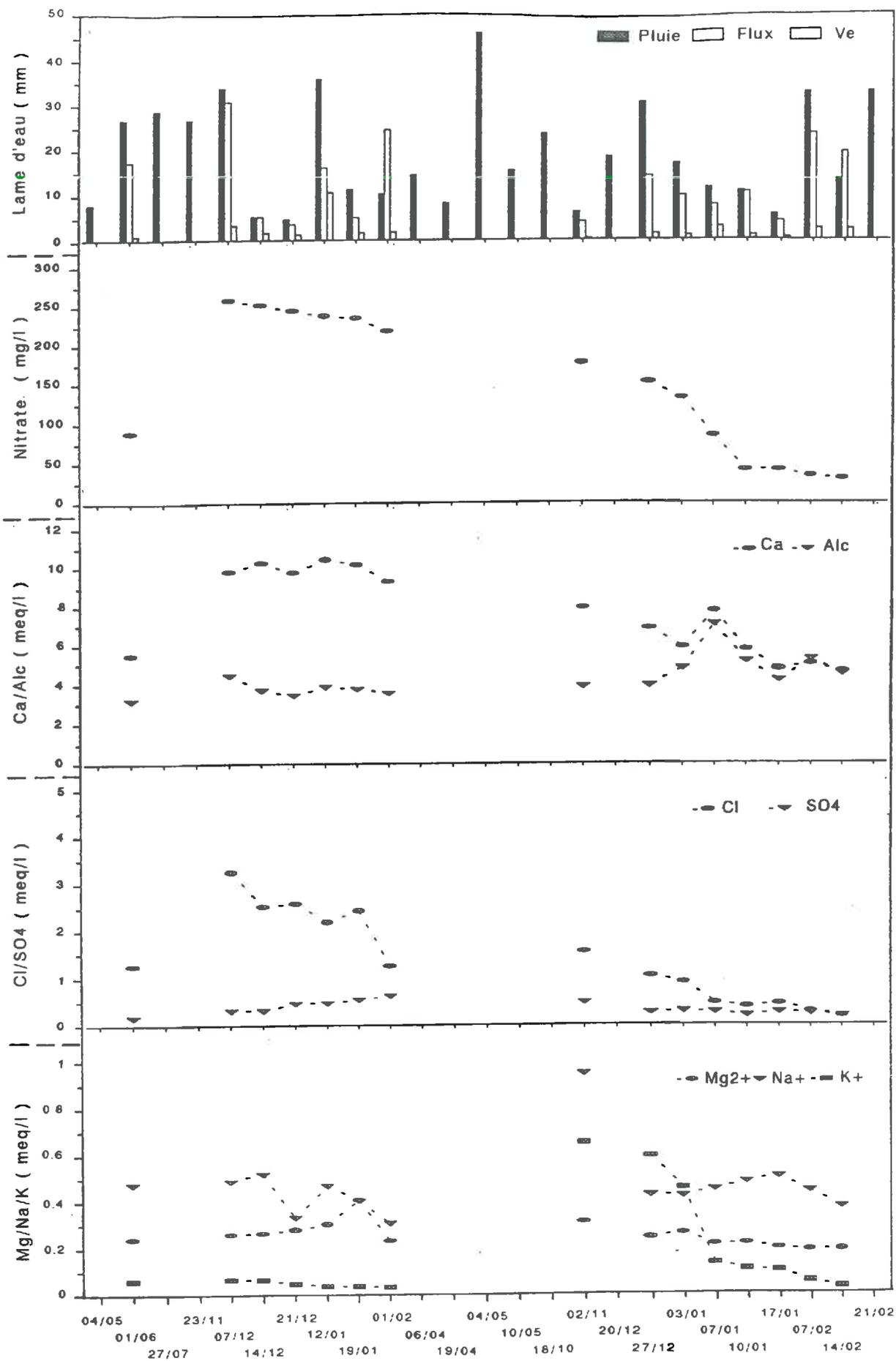


Figure C.16 : Evolution des différents paramètres analysés dans les solutions de sol échantillonnées à la base du limon argileux au niveau du site "case 3".

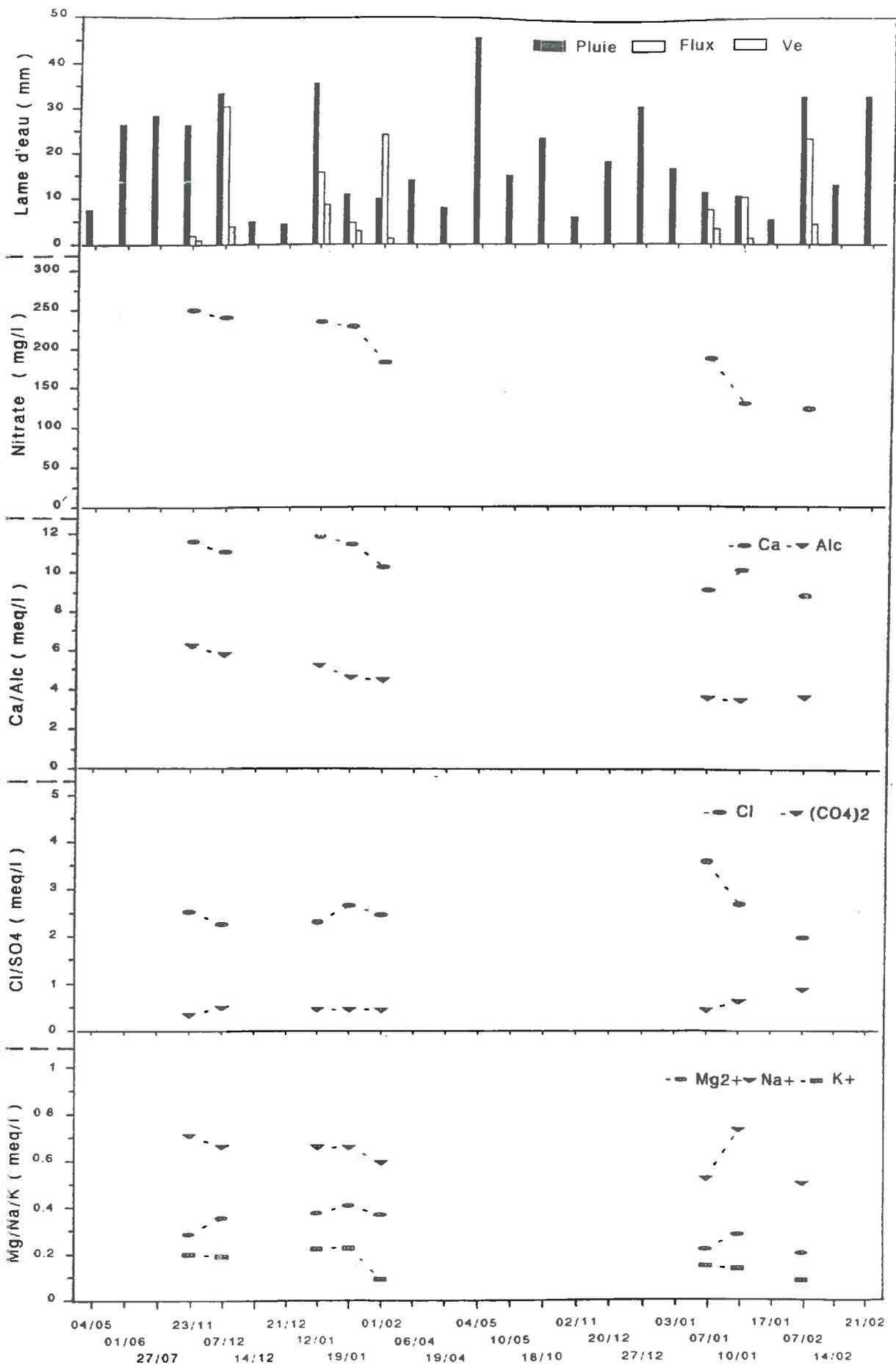


Figure C.17 : Evolution des différents paramètres analysés dans les solutions de sol échantillonnées à la base du limon argileux au niveau du site "case 4".

PLUIE

Mois	Moyenne mm	Ecart-type mm	C.V. %	Minimum mm	Maximum mm
Décembre	52.23	29.5	56	111.4	1671.4
Janvier	52.38	28.3	54	110.4	1676
Février	47.73	26.3	55	104.2	1528
Mars	51.4	23.9	46	109.8	1645
Avril	47.65	26.4	55	121.4	1526
Mai	64	36	56	147.8	2057.4

ETP

Mois	Moyenne mm	Ecart-type mm	C.V. %	Minimum mm	Maximum mm
Décembre	8.22	3	36	3.1	14.9
Janvier	10	3.5	35	3.9	17.2
Février	16.44	5.52	34	7	36.3
Mars	50	7.34	15	37	64.8
Avril	80	9.6	12	64	95
Mai	106	13.2	12	83	142

P-ETP

Mois	Moyenne mm	Ecart-type mm	C.V. %	Minimum mm	Maximum mm
Décembre	44	28.6	65	-3.6	104.4
Janvier	42.3	27.3	64.5	0.7	98.4
Février	31.3	26.5	85	-13	86
Mars	1.26	28.3	2246	-54	72.1
Avril	-32.4	32.8	-101	-83	57
Mai	-41.7	47	-115	-132	53.7

PLUIE

Décade n°	Moyenne mm	Ecart-type mm	C.V. %	Minimum mm	Maximum mm
1	15.8	13.82	87	0	59
2	19.2	16.78	87	0	60.4
3	17.23	15.54	90	0.3	63.1
4	17.49	16	92	0	66
5	15.68	12.71	81	1.2	41.7
6	19.2	15	78	0	53.8
7	16.78	17.06	101	0.3	66.5
8	18.35	14.25	77	0.3	58.2
9	12.6	13	104	0	47.4
10	12.55	10.27	82	0	32.9
11	17.73	14.64	82	0	49.5
12	21.12	13.19	62	2.5	49.2
13	18.38	16	87	0	79.7
14	13.72	12.97	94	0	51.3
15	15.56	14	90	0	53.1
16	24.86	17.77	71	0.2	73.2
17	18.82	16.3	86	0	72
18	20.6	18	88	0	62

ETP

Décade n°	Moyenne mm	Ecart-type mm	C.V. %	Minimum mm	Maximum mm
1	2.84	1.51	53	0.4	6.8
2	2.93	1.68	57	0	8.8
3	2.44	1.1	45	0	5.1
4	2.24	1.6	71	0.1	6.7
5	3.34	1.65	49	0.8	6.5
6	4.48	2.51	143	1.7	14.4
7	4.61	2.32	50	1.6	13.4
8	5.66	1.93	34	2.4	10.1
9	6.17	2.26	37	2.2	12.8
10	12.38	2.4	19	7.8	17.1
11	16.26	3.	19	10.4	23.1
12	21.4	3.9	18	14.2	29.9
13	22	4.5	21	14.4	35.2
14	27.73	5	18	19.9	36.3
15	30.3	5.9	19	21	48
16	30.8	5.7	18	22.8	45.4
17	24.7	6.5	19	22.8	54
18	40.4	6.8	17	28.7	57

P-ETP

Décade n°	Moyenne mm	Ecart-type mm	C.V. %	Minimum mm	Maximum mm
1	12.95	13.45	104	-3	55.1
2	16.26	16.35	100	-4.5	57.3
3	14.8	15	102	-2.1	60.3
4	15.25	15.25	100	-2.1	62.5
5	12.3	11.9	96	-2.2	37
6	14.7	14.3	97	-4.9	49.3
7	12.17	16.64	136	-6.7	63.5
8	12.69	14.45	113	-7.5	51
9	6.44	13.5	209	-7.5	41.8
10	0.17	11	6547	-17.1	22.3
11	1.46	16.27	1108	-22.9	38
12	-0.38	14.7	-3930	-24.8	25.5
13	-3.68	18.8	-511	-34.8	65.3
14	-14	16	-114	-36	21
15	-14.7	17.9	-122	-48	23.4
16	-6	21.7	-361	-40.6	47.2
17	-16	20	-130	-54	45.5
18	-20	22.9	-115	-56.7	32.9