

**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE  
Pierre et Marie CURIE - PARIS 6**

Spécialité

**GEOCHIMIE ISOTOPIQUE - HYDROGEOLOGIE**

Présentée pour obtenir le titre de  
Docteur de l'Université PARIS 6

-----

**APPORTS DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ( $^2\text{H}$  ET  $^{18}\text{O}$ )  
A L'ETUDE DES MOUVEMENTS DE L'EAU DANS LES SOLS ARGILEUX**

**MODELISATION, ETUDE EXPERIMENTALE ET APPLICATION  
AU MILIEU NATUREL (BURKINA FASO)**

par

**Renaud MATHIEU**

-----

Soutenu le 16 septembre 1993 devant le jury composé de MM.:

André MARIOTTI	Président
Laurent BRUCKLER	Rapporteur
Jean JOUZEL	Rapporteur
Thierry BARIAC	
Ghislain DE MARSILY	
Christian FOUILLAC	
François LELONG	

## AVANT-PROPOS

A ma soeur Muriel,  
pour qu'elle découvre...

L'étude présentée ici est le fruit de la collaboration de deux organismes de recherche, le BRGM à Orléans et l'université Pierre et Marie Curie à Paris.

A l'occasion d'un stage de fin d'étude réalisé au BRGM en 1988, j'ai pu bénéficier de l'intérêt et de la confiance de MM. Jean-Yves CALVEZ au département géochimie, Jean-Jacques COLLIN au département eau et Georges SCOLARI à la direction scientifique pour commencer une thèse au Burkina Faso dans le cadre du service national (VSNA). Que ces personnes, auxquelles s'ajoutent MM. Jean-Pierre PREVOSTEAU et Bernard BOSCH, reçoivent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Les Hommes et la Terre du Burkina Faso restent gravés dans mon esprit. Mes remerciements vont tout d'abord à M. Sibiri OUEDRAOGO du ministère de l'eau pour son aval à ce projet, aux géologues locaux du BUMIGEB, à MM. Marc RICOLVI et Christian ZUNINO chefs de l'agence locale du BRGM pour leur encadrement efficace, ainsi qu'aux ingénieurs et au personnel de cette agence pour leur aide.

M. Frédéric MILVILLE du BRGM (qui réalisait alors sa thèse à Barogo) m'a fait découvrir, outre l'hydrogéologie de terrain, la savane africaine et ses habitants chaleureux. Je le remercie ici vivement pour son accueil et la collaboration qui s'ensuivit.

MM. Seïdou "Confacé" LINGRI, homme à tout faire, Boukare et Amadou LINGRI, Mamadou DABO, Selfo KABORE et Enos COMPAORE, manoeuvres efficaces, Boukare COMPAORE, auxiliaire scientifique consciencieux, ainsi que les habitants jeunes ou vieux de Barogo, m'ont accordé leur sympathie fraternelle. Le "nassara bila" que je fus en a conservé une grande reconnaissance.

Ce travail s'est poursuivi au département géochimie du BRGM à Orléans sous la direction de M. Christian FOUILLAC qui m'a fait le plaisir d'être membre du jury de thèse.

Mes sincères remerciements vont en outre à Mme Anne-Marie FOUILLAC pour son appui technique ainsi qu'à Mmes Myrtille BOURGEOIS, Josette CASTAGNE et M. Eric BECHU pour leur aide au laboratoire. Je suis également reconnaissant à M. Robert FABRIOL de sa disponibilité et de son aide dans la partie informatique.

Enfin, je me dois de souligner le soutien amical de mes camarades thésards, et plus particulièrement de M. Luc AQUILINA et Mme Clotilde BERTIN.

Le laboratoire de biogéochimie isotopique de l'université Pierre et Marie Curie de Paris s'est révélé être un intervenant indispensable dans la réalisation de ce projet. Je remercie particulièrement à ce titre son directeur M. André MARIOTTI qui a bien voulu diriger cette thèse et, en outre, me faire l'honneur de présider le jury.

J'ai pu en permanence bénéficier pour cette étude de l'appui et des critiques scientifiques de M. Thierry BARIAC, membre du jury, qui m'a accordé également confiance, écoute et une certaine complicité. Qu'il en soit ici amicalement remercié.

Je suis de plus très reconnaissant de l'accueil que m'ont réservé tous les étudiants et membres du laboratoire, et plus particulièrement à MM. Andrzej KLAMECKI et Claude JUSSERAND pour l'aide et le soutien qu'ils ont apporté sur les aspects analytiques et expérimentaux.

J'ai pu également bénéficier de l'appui de personnes extérieures à l'organisation de ce projet. Je tiens à remercier à cet égard M. Patrick GOBLET de l'école des mines à Fontainebleau pour ses conseils sur la partie numérique, M. Bernard GUILLOT de l'ORSTOM à Lannion pour la documentation qu'il m'a fournie sur la météorologie de l'Afrique de l'Ouest et M. Jean-Robert DISNAR de l'université d'Orléans pour l'analyse de la teneur en matière organique du sol de Barogo.

M. François LELONG, de l'université de Bourgogne, qui me soutient depuis l'origine de ce projet, ainsi que M. Ghislain DE MARSILY de l'université Pierre et Marie Curie ont accepté d'être membres du jury. MM. Laurent BRUCKLER de l'INRA à Avignon et Jean JOUZEL du CEA à Saclay ont, de leur côté, accepté le rôle difficile de rapporteur. Je remercie sincèrement tous les membres du jury de l'intérêt qu'ils ont bien voulu accorder à cette étude et des critiques qu'ils peuvent apporter.

J'éprouve enfin pour mes parents Jeannine et Roland une profonde reconnaissance pour m'avoir toujours soutenu et encouragé dans mon accomplissement personnel. Je remercie plus particulièrement mon père pour son rôle majeur dans l'édition définitive de cet ouvrage.

Merci aussi à mes amis pour leur soutien moral.

## RESUME

Université Paris 6 - BRGM

Septembre 1993

### APPORTS DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ( $^2\text{H}$ et $^{18}\text{O}$ ) A L'ETUDE DES MOUVEMENTS DE L'EAU DANS LES SOLS ARGILEUX. MODELISATION, ETUDE EXPERIMENTALE ET APPLICATION AU MILIEU NATUREL (BURKINA FASO)

Par Renaud MATHIEU

Thèse de doctorat de l'université Pierre et Marie Curie soutenue le 16 septembre 1993

Cette recherche, qui s'associe aux travaux du BRGM sur la recharge des aquifères de socle fissuré au Burkina Faso, consiste en l'application de la méthode des isotopes stables naturels (deutérium et oxygène 18) à l'étude des mouvements de l'eau dans les sols argileux nus.

Après une présentation de la théorie des mouvements en eau et isotopes dans les sols et de ses applications, est proposé le modèle numérique "MOISE" destiné à la simulation de l'évolution des teneurs en eau et en isotopes en régime évaporatoire permanent ou transitoire. Le modèle, après vérification du code numérique et de la cohérence de ses résultats, a été confronté de façon satisfaisante avec les solutions analytiques de BARNES et ALLISON développées pour des conditions stationnaires isothermes et anisothermes.

Une étude expérimentale de l'évaporation a été menée sur des colonnes de sol argileux naturel non remanié prélevées au Burkina Faso. Le prélèvement destructif successif des cinq colonnes a permis de mettre en évidence le développement progressif d'un enrichissement isotopique caractéristique d'un sol en régime hydrique transitoire.

Le modèle "MOISE" a été appliqué à ces résultats. Une fois obtenu un calage hydrodynamique satisfaisant, différentes hypothèses ont été avancées pour simuler les profils isotopiques expérimentaux. Après discussion a été retenue l'hypothèse de l'existence d'un domaine d'eau immobile, à la composition isotopique constante, déconnecté du domaine des eaux affectées par l'enrichissement isotopique à l'évaporation.

C'est au Burkina Faso que nous avons tenté d'appliquer la démarche isotopique à l'étude des mouvements de l'eau dans les sols en conditions naturelles. Un site principal (Barogo) et trois sites annexes ont été étudiés et suivis en 1988 et en 1989 en ce qui concerne l'hydrogéologie et la géochimie isotopique. A l'étude détaillée de la composition isotopique des pluies des deux saisons humides, mises en relation avec les mécanismes climatiques régionaux, est associée l'interprétation de la composition des eaux du sol et de l'aquifère.

L'enrichissement isotopique à l'évaporation qui se produit dans la partie superficielle des sols durant les saisons sèches permet de disposer d'un signal de traçage du mélange qui se produit lors de l'infiltration des pluies de la saison humide. L'interprétation de l'évolution des compositions isotopiques dans le sol, réalisée avec l'appui d'un modèle simple à réservoirs, a conduit à distinguer deux modes d'infiltration; à l'infiltration "diffuse" des pluies qui se mélangent avec une partie de l'eau du sol (le reste consistant en un domaine d'eau immobile), s'ajoute une infiltration rapide et profonde non fractionnante qui révèle l'existence d'un système conducteur macroporal.

L'étude de la composition isotopique des eaux souterraines a également conduit à distinguer un mode d'alimentation lent à travers le sol et les altérites et un mode d'alimentation rapide par des zones fissurées conductrices, probablement en relation avec le marigot. Enfin, nous proposons une représentation schématique de la recharge dans le bassin versant de Barogo.

Les résultats isotopiques obtenus au laboratoire et en milieu naturel ont été interprétés en faisant à plusieurs reprises l'hypothèse de l'existence de différents domaines d'eaux caractérisés par la spécificité de leurs propriétés hydrodynamiques et isotopiques. Cette image de l'eau dans le sol est à rapprocher des propriétés texturales et structurales particulières des sols argileux à l'espace poral complexe.

## TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.....	10
NOTATIONS.....	16
<b><u>INTRODUCTION GENERALE</u></b>	18
<b><u>1. LA DEMARCHE ISOTOPIQUE</u></b>	25
<b><u>1.1 THEORIE</u></b> .....	26
<b><u>1.1.1 Les isotopes stables <math>^2\text{H}</math> et <math>^{18}\text{O}</math> dans l'eau</u></b> .....	26
1.1.1.1 Nature des espèces isotopiques et notations symboliques.....	26
1.1.1.2 Propriétés.....	27
1.1.1.3 Variations naturelles.....	28
<b><u>1.1.2 Théorie des transferts d'eau dans les sols</u></b> .....	31
1.1.2.1 Etats de l'eau dans les sols et grandeurs caractéristiques.....	31
1.1.2.2 Les mouvements de l'eau dans les sols.....	34
1.1.2.3 L'évaporation de l'eau dans les sols.....	35
<b><u>1.1.3 Etude isotopique de l'évaporation</u></b> .....	37
1.1.3.1 Evaporation des masses d'eau libre.....	37
1.1.3.2 Evaporation des sols saturés.....	40
1.1.3.3 Evaporation des sols en régime hydrique permanent.....	40
1.1.3.3.1 Conditions isothermes.....	40
1.1.3.3.2 Conditions anisothermes.....	42
1.1.3.3.3 Validation expérimentale.....	43
1.1.3.4 Evaporation des sols en régime hydrique transitoire.....	45
1.1.3.4.1 Théorie.....	45
1.1.3.4.2 Expérimentation.....	46
1.1.3.5 Aspects naturels des profils isotopiques.....	47
1.1.3.5.1 Evaluation de l'évaporation.....	47
1.1.3.5.2 Les droites d'évaporation.....	49
1.1.3.5.3 Influence des précipitations.....	49
Conclusion.....	51
<b><u>1.2 LE MODELE "MOISE"</u></b> .....	52
Introduction.....	52
<b><u>1.2.1 Formulation du modèle</u></b> .....	52
1.2.1.1 Formulation hydrodynamique.....	52
1.2.1.1.1 Hypothèses.....	52
1.2.1.1.2 Relations caractéristiques et diffusivités effectives.....	52
1.2.1.1.3 Flux et conservation de la masse.....	54
1.2.1.1.4 Conditions aux limites.....	55
1.2.1.1.5 Bilan massique.....	56
1.2.1.2 Formulation isotopique.....	56

1.2.1.2.1 Hypothèses.....	56
1.2.1.2.2 Diffusivités effectives .....	57
1.2.1.2.3 Flux et conservation de la masse.....	58
1.2.1.2.4 Conditions aux limites .....	59
1.2.1.2.5 Bilan massique .....	61
1.2.1.3 Discrétisation et principe de résolution .....	62
1.2.1.3.1 L'espace et le temps.....	62
1.2.1.3.2 Formulation.....	63
1.2.1.3.3 Principe de résolution.....	65
<b>1.2.2 Validation du modèle .....</b>	<b>67</b>
1.2.2.1 Influence qualitative des paramètres .....	67
1.2.2.1.1 Introduction .....	67
1.2.2.1.2 Critères hydrodynamiques .....	68
1.2.2.1.3 Critères isotopiques.....	70
1.2.2.2 Validation hydrodynamique.....	72
1.2.2.2.1 Le sol.....	72
1.2.2.2.2 Les tests de discrétisation .....	73
1.2.2.2.3 Comportement en $\sqrt{t}$ .....	76
1.2.2.2.4 Vérification du bilan de masse .....	76
1.2.2.3 Validation isotopique .....	78
1.2.2.3.1 Etude qualitative de l'enrichissement isotopique.....	78
1.2.2.3.2 Discrétisation spatiale et bilan de masse.....	79
1.2.2.3.3 Validation par les solutions analytiques.....	81
Conclusion.....	85

## **2. APPLICATION EN MILIEU CONTROLE sur colonnes de sols** 87

<b><u>2.1 MATERIEL ET METHODES</u></b> .....	<b>88</b>
Introduction.....	88
<b><u>2.1.1 Dispositif expérimental et préparation</u></b> .....	<b>88</b>
2.1.1.1 Réalisation des colonnes de sol.....	88
2.1.1.2 Saturation .....	89
<b><u>2.1.2 Mesures et prélèvements</u></b> .....	<b>89</b>
2.1.2.1 Mesures .....	89
2.1.2.2 Eau d'alimentation et de drainage.....	89
2.1.2.3 Vapeur atmosphérique.....	90
2.1.2.4 Prélèvements de sol.....	90
<b><u>2.2 RESULTATS</u></b> .....	<b>91</b>
<b><u>2.2.1 Evolution hydrodynamique</u></b> .....	<b>91</b>
2.2.1.1 Densités et porosité.....	91
2.2.1.2 Teneurs en eau et potentiels .....	93
2.2.1.3 Flux évaporatoire .....	95
<b><u>2.2.2 Données climatiques</u></b> .....	<b>97</b>
2.2.2.1 Température et humidité relative atmosphériques .....	97
2.2.2.2 Températures dans le sol .....	99
<b><u>2.2.3 Résultats isotopiques</u></b> .....	<b>99</b>

2.2.3.1 Vapeur atmosphérique.....	99
2.2.3.2 Eau d'alimentation et de drainage.....	100
2.2.3.3 Profils isotopiques dans le sol.....	100
2.2.3.4 Diagramme $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$ .....	104
2.2.3.4.1 Les effets isotopiques.....	104
2.2.3.4.2 Composition des eaux profondes.....	104
2.2.3.4.3 Interprétation.....	106
<b><u>2.3 MODELISATION DE L'EVAPORATION</u></b> .....	<b>107</b>
Introduction.....	107
<b><u>2.3.1 Paramètres utilisés dans les simulations</u></b> .....	<b>107</b>
2.3.1.1 Discrétisation.....	107
2.3.1.2 Relations caractéristiques.....	108
2.3.1.3 Autres paramètres.....	110
<b><u>2.3.2 Calage hydrodynamique</u></b> .....	<b>110</b>
2.3.2.1 Teneurs en eau.....	110
2.3.2.2 Flux évaporatoire.....	112
<b><u>2.3.3 Calage isotopique</u></b> .....	<b>112</b>
2.3.3.1 Les simulations proposées.....	112
2.3.3.1.1 Simulation 1.....	112
2.3.3.1.2 Simulation 2.....	115
2.3.3.1.3 Simulation 3.....	115
2.3.3.1.4 Simulation 4.....	116
2.3.3.1.5 Simulation 5.....	116
2.3.3.2 Discussion.....	117
2.3.3.2.1 Pic isotopique.....	118
2.3.3.2.2 Pentés des droites d'évaporation.....	118
2.3.3.2.3 Hypothèse d'une phase d'eau immobile.....	119
Conclusion.....	120
<b><u>3. APPLICATION EN MILIEU NATUREL au Burkina Faso</u></b> .....	<b>122</b>
<b><u>3.1 LES SITES D'ETUDE</u></b> .....	<b>123</b>
<b><u>3.1.1 Contexte régional</u></b> .....	<b>123</b>
3.1.1.1 Introduction: Hommes et paysages du Burkina Faso.....	123
3.1.1.2 Esquisse géologique.....	123
3.1.1.3 Esquisse géomorphologique.....	125
3.1.1.4 Esquisse pédologique.....	125
3.1.1.5 Le climat.....	126
3.1.1.5.1 Origine et nature du climat.....	126
3.1.1.5.2 Les deux saisons.....	128
3.1.1.5.3 Température et hygrométrie.....	129
3.1.1.6 Esquisse hydrologique et hydrogéologique.....	129
<b><u>3.1.2 Les sites</u></b> .....	<b>130</b>
3.1.2.1 Introduction: Barogo et les sites annexes.....	130
3.1.2.2 Barogo.....	131
3.1.2.2.1 Introduction.....	131

3.1.2.2.2 Géologie et morphologie .....	134
3.1.2.2.3 Pédologie .....	136
3.1.2.2.4 Climatologie .....	141
3.1.2.2.5 Hydrologie .....	143
3.2.2.2.6 L'aquifère .....	144
3.1.2.3 Gounghin, Nafona et Katchari .....	145
<b>3.2 RESULTATS ET INTERPRETATION</b> .....	<b>146</b>
<b>3.2.1 Données climatiques</b> .....	<b>146</b>
3.2.1.1 Température et humidité relative atmosphériques .....	146
3.2.1.2 Températures dans le sol .....	148
<b>3.2.2 Les pluies et la vapeur atmosphérique</b> .....	<b>150</b>
3.2.2.1 Droite $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$ .....	150
3.2.2.2 Variation temporelle .....	151
3.2.2.3 Variation spatiale .....	156
3.2.2.4 Interprétation de la composition isotopique des pluies .....	158
3.2.2.4.1 Apports de la météorologie régionale .....	158
3.2.2.4.2 Température et effet de masse .....	159
3.2.2.4.3 Compositions isotopiques annuelles .....	162
3.2.2.4.4 Discussion .....	164
3.2.2.5 La vapeur atmosphérique .....	167
<b>3.2.3 Les crues</b> .....	<b>168</b>
<b>3.2.4 Les eaux souterraines</b> .....	<b>170</b>
3.2.4.1 Relation $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$ .....	170
3.2.4.2 Evolution spatio-temporelle .....	171
3.2.4.3 Variation spatiale et contexte hydrogéologique .....	175
3.2.4.4 Les autres sites .....	176
3.2.4.5 Discussion .....	177
<b>3.2.5 Les sols</b> .....	<b>179</b>
3.2.5.1 Présentation des résultats .....	179
3.2.5.1.1 Profils hydriques et isotopiques .....	179
3.2.5.1.2 Graphes isoteneurs .....	182
3.2.5.1.3 Relation $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$ .....	186
3.2.5.2 Influence de l'évaporation .....	188
3.2.5.2.1 Introduction .....	188
3.2.5.2.2 Le profil isotopique de fin de saison sèche 1989 .....	189
3.2.5.2.3 Comparaison des profils isotopiques de fin de saison sèche .....	191
3.2.5.2.4 Effets de l'évaporation en saison humide .....	192
3.2.5.3 Influence de l'infiltration .....	193
3.2.5.3.1 Généralités .....	193
3.2.5.3.2 Modélisation de l'infiltration. I: Description du modèle .....	196
3.2.5.3.3 Modélisation de l'infiltration. II: Application .....	200
3.2.5.3.4 Modélisation de l'infiltration. II: Discussion .....	204
3.2.5.4 Les autres sites .....	205
3.2.5.4.1 Gounghin .....	205
3.2.5.4.2 Nafona .....	207
3.2.5.4.3 Katchari .....	208
3.2.5.5 Discussion .....	209
3.2.5.5.1 L'évaporation .....	209
3.2.5.5.2 L'infiltration .....	212



<b><u>3.2.6 Conclusions</u></b> .....	215
3.2.6.1 Rappels .....	215
3.2.6.2 Recharge de l'aquifère .....	216
3.2.6.3 L'eau et le sol .....	218
<b><u>CONCLUSION GENERALE</u></b>	220
<b><u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u></b>	228
<b><u>ANNEXES</u></b>	239
Annexe 1.1: La méthode analytique.....	240
Annexe 1.2: Programmation du modèle "MOISE" .....	248
Annexe 2.1: Résultats de l'expérimentation sur colonnes.....	262
Annexe 3.1: Matériels et méthodes employés en milieu naturel .....	265
Annexe 3.2: Modèle d'infiltration .....	268
Annexe 3.3: Résultats de l'étude en milieu naturel .....	270

## LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

### FIGURES

- Figure 1.1: Relations de thermodépendance. a: Facteurs de fractionnement à l'équilibre des espèces isotopiques. b: Coefficients de diffusion en phase gazeuse  $d^v$  et liquide  $d^l$  (b).
- Figure 1.2: Diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  schématique des variations naturelles des compositions isotopiques des eaux océaniques et continentales.
- Figure 1.3: Relations de thermodépendance de la masse volumique  $\rho$  et de la densité de vapeur saturante de l'eau  $\rho^s$ .
- Figure 1.4: Relation entre le potentiel matriciel et l'humidité relative.
- Figure 1.5: Evolution hydrodynamique des sols en dessèchement. a: Evolution du flux évaporatoire sous une évaporation potentielle (ou évaporativité) constante ou périodique (HILLEL, 1975). b: Profils de teneurs en eau ou humidités volumiques (HILLEL, 1974).
- Figure 1.6: Profils théoriques  $\delta_{2H}$  vs  $z$  pour des conditions isothermes et anisothermes, et profil de température (BARNES et ALLISON, 1984).
- Figure 1.7: Comparaison des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  pour l'évaporation de l'eau libre et avec différentes épaisseurs de "mulch" (ALLISON et al, 1983).
- Figure 1.8: Evolution des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  lors du dessèchement de colonnes de sol (BOUJAMLAOUI et al, 1991).
- Figure 1.9: Influence théorique de l'humidité relative sur la valeur des facteurs de fractionnement à l'équilibre (d'après STEWART, 1972).
- Figure 1.10: Evolution des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  au cours du temps lors du dessèchement de colonnes de sol selon la teneur en eau en surface (notre expérimentation; d'après BOUJAMLAOUI et al, 1991).
- Figure 1.11: Principe de discrétisation spatiale du modèle, variables principales et flux.
- Figure 1.12: Relations  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  pour le "Yolo light clay" (PHILIP, 1957) et ajustement des fonctions empiriques.
- Figure 1.13: Résultats du test 1 (cf. texte) de discrétisation spatiale. a: Flux évaporatoire et flux cumulé selon le temps. b: Profils de teneur en eau à trois dates.
- Figure 1.14: Relations  $\Sigma f^{ev}$  vs  $\sqrt{t}$ . a: Pour différentes longueurs de colonnes de sol. b: Pour différentes valeurs de l'humidité relative atmosphérique et de la teneur en eau initiale.
- Figure 1.15: Profil  $\delta_{2H}$  vs  $z$  pour différentes discrétisations spatiales.

Figure 1.16: Profils  $\delta_{2H}$  vs  $z$  en conditions isothermes et anisothermes à différentes dates montrant l'établissement d'un état stationnaire isotopique.

Figure 1.17: Profil  $\delta_{2H}$  vs  $z$  théorique en conditions isothermes et anisothermes (BARNES et ALLISON, 1984) et simulation par le modèle "MOISE".

Figure 2.1: Dispositif de prélèvement de la vapeur d'eau atmosphérique

Figure 2.2: Echantillonneur utilisé pour les prélèvements de sol non remanié.

Figure 2.3: Evolution des densités et de la porosité selon la profondeur pour la colonne de sol F prélevée à la station B, Barogo. a: Densité apparente sèche: mesures, ajustement et comparaison avec les mesures in-situ de MILVILLE (1990). b: Densité sèche, densité apparente sèche et porosité totale.

Figure 2.4: Evolution du potentiel matriciel avec le temps à différentes profondeurs pour l'expérimentation sur colonnes ( $t < 0$ : opération de drainage;  $t > 0$ : évaporation libre sans réalimentation).

Figure 2.5: Profils de teneur en eau pour les cinq colonnes.

Figure 2.6: Couples potentiel matriciel-teneur en eau aux cinq profondeurs de mesures.

Figure 2.7: Evolution temporelle du flux évaporatoire cumulé pour les cinq colonnes. a: Valeurs brutes. b: Valeurs corrigées.

Figure 2.8: Evolution au cours de l'expérimentation de la température et de l'humidité relative atmosphériques et de la température dans le sol.

Figure 2.9: Composition isotopique de la vapeur prélevée au cours de l'expérimentation.

Figure 2.10: Profils isotopiques pour les cinq colonnes. a: Teneurs en  $^{18}O$  avec le détail des trente premiers centimètres. b: Teneurs en  $^2H$ .

Figure 2.11: Evolution des droites isotopiques  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  pour les cinq colonnes.

Figure 2.12: Diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  des résultats de l'expérimentation sur colonnes.

Figure 2.13: Diagramme synthétique  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  et interprétation (cf. 2.2.3.4).

Figure 2.14: Relations caractéristiques du sol, mesures et fonctions. a:  $\psi(\theta)$ . b:  $k(\theta)$ .

Figure 2.15: Profils de teneurs en eau mesurés et simulés pour les cinq colonnes.

Figure 2.16: Evolution temporelle du flux évaporatoire cumulé mesuré et simulé.

Figure 2.17: Profils isotopiques en  $^{18}O$  mesurés et simulés. a: Simulation 1. b: Simulation 4. c: Simulation 5.

Figure 3.1: Schéma géologique du Burkina Faso (PEROU et ZALACAIN, 1975).

Figure 3.2: Régime climatique en Afrique de l'ouest (CASENAVE et VALENTIN, 1989).  
 a: Déplacements du front intertropical (FIT). b: Les zones de temps associées au FIT.

Figure 3.3: Pluviométrie et température au Burkina Faso, les trois grands types climatiques (PEROU et ZALACAIN, 1975).

Figure 3.4: Pluviométrie annuelle à Ouagadougou-aérodrome de 1953 à 1988.

Figure 3.5: Evolution du niveau piézométrique (piézomètre CIEH) et de la pluviométrie mensuelle à Ouagadougou de 1978 à 1985.

Figure 3.6: Localisation des sites d'étude au Burkina Faso.

Figure 3.7: Photo aérienne du village de Barogo et de ses environs.

Figure 3.8: Carte du bassin-versant expérimental de Barogo et équipement scientifique.

Figure 3.9: Carte géologique du bassin-versant de Barogo.

Figure 3.10: Composition chimique du sol de la station B. a: Si, Al et Fe. b: Ca, K et Ti. c: Sr et Pb.  
 d: Carbone organique total.

Figure 3.11: Composition granulométrique du sol de la station B.

Figure 3.12: Diagramme triangulaire de texture du sol de la station B pour les trois horizons.

Figure 3.13: Composition minéralogique du sol de la station B aux quatre profondeurs de prélèvement.

Figure 3.14: Profil pédologique à la station B de Barogo.

Figure 3.15: Précipitations journalières et mensuelles à Barogo (station automatique BRGM-AQUATER) de 1985 à 1990.

Figure 3.16: Variation du niveau piézométrique à Barogo (piézomètre PM) d'août 1988 à novembre 1990.

Figure 3.17: Température et humidité relative atmosphérique (d'après MILVILLE, 1990) journalière et mensuelle en 1988 et en 1989 à Barogo.

Figure 3.18: Température journalière dans l'atmosphère et dans le sol à la station B pendant la saison sèche 1988-1989 ( $t_0$  le 27 septembre 1988).

Figure 3.19: Variation nyctémérale moyenne des températures à la station B. a: Relation T vs t dans l'atmosphère et à différentes profondeurs dans le sol. b: Relation T vs z dans le sol à différentes heures.

Figure 3.20: Relation linéaire entre la température journalière dans l'atmosphère et dans le sol à 5 cm de profondeur à la station B.

Figure 3.21: Couples  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$  des précipitations journalières à Barogo en 1988 et 1989, droite météorologique locale (DMB) et comparaison avec les droites régionales (DMR; JOSEPH et ARANYOSSY, 1989) et mondiales (DMM; CRAIG, 1961a).

Figure 3.22: Précipitations journalières à Barogo en 1988 et 1989. a: Lames d'eau. b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ . c: Teneurs en  $^2\text{H}$ .

Figure 3.23: Précipitations décennales, mensuelles et annuelles à Barogo en 1988 et 1989. a: Lames d'eau. b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ . c: Teneurs en  $^2\text{H}$ .

Figure 3.24: Position de la zone intertropicale de convergence à  $28^\circ\text{W}$  de longitude en 1988 et 1989 et évolution caractéristique pour les années sèches et humides (CITEAU et al, 1988-1990)

Figure 3.25: Variabilité spatiale des précipitations à Barogo aux stations B1, B2, C, G et H. a: Hauteurs et teneurs en  $^{18}\text{O}$ . b: Droite  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$ .

Figure 3.26: Relation entre la teneur en  $^{18}\text{O}$  mensuelle des précipitations et la température à Barogo.

Figure 3.27: Relations entre la teneur en  $^{18}\text{O}$  mensuelle et la hauteur des précipitations à Barogo en 1988 et 1989.

Figure 3.28: Relation entre l'excès en deutérium et la hauteur des précipitations journalières à Barogo.

Figure 3.29: Composition isotopique annuelle ( $^{18}\text{O}$ ) des précipitations à Bamako, Kano et N'Djamena de 1961 à 1979 (d'après IAEA, 1992).

Figure 3.30: Probabilité cumulée d'apparition des pluies selon leur intensité à Barogo (91 % des données disponibles en 1988 et 44 % en 1989).

Figure 3.31: Cartes des activités convectives en Afrique de l'ouest en troisième décennie d'août 1988 et 1989.

Figure 3.32: Couples  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$  des eaux souterraines et de la vapeur atmosphérique à Barogo, Gounghin, Nafona et Katchari.

Figure 3.33: Hydrogrammes de trois crues à Barogo (MILVILLE, 1990); teneurs en  $^{18}\text{O}$  dans la pluie et la crue.

Figure 3.34: Relation  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$  dans les eaux souterraines à Barogo en 1988 et 1989 aux forages 772.2, B10, PM, 772.1, B1 et 104 et droite météorologique locale.

Figure 3.35: Evolution de la teneur en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines en 1988 et 1989 à Barogo aux piézomètres PM, B1 et B10 et aux pompes villageoises 772.1, 772.2 et 104.

Figure 3.36: Variation spatiale de la teneur moyenne en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines de la pompe 772.2 au piézomètre B3 et caractéristiques hydrologiques des forages.

Figure 3.37: Variation spatiale de la teneur moyenne en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines dans le bas-fond de Barogo et piézométrie (OCHI, 1990).

Figure 3.38: Profils de teneurs en eau et en  $^{18}\text{O}$  dans le sol de la station B, Barogo. a: Saison sèche 1987-1988. b: Saison humide 1988. c: Saison sèche 1988-1989. d: Saison humide 1989. e: Saison sèche 1989-1990.

Figure 3.39: Graphes isoteneurs à la station B. a:  $\theta(z,t)$ . b:  $\delta_{18\text{O}}(z,t)$ .

Figure 3.40: Relation  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  des eaux du sol à la station B, comparaison avec les précipitations.

Figure 3.41: Composition isotopique dans le sol de la station B, le 24 avril 1989. a: Profils isotopiques ( $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$ ). b: Couples  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  et droites isotopiques d'évaporation.

Figure 3.42: Comparaison de la teneur en  $^{18}\text{O}$  dans les précipitations à l'échelle décadaire et dans le sol de la station B à la profondeur de 0.1 m.

Figure 3.43: Evolution temporelle moyenne dans le sol pour trois horizons. a: Teneurs en eau. b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ .

Figure 3.44: Lames ruissellées Q et précipitations P journalières sur sol nu à la station B de Barogo, mesures (MILVILLE, 1990) et ajustement.

Figure 3.45: Relation entre le facteur de réduction de l'évaporation potentielle et la variation de stock mensuelle pour les deux premiers mètres de sol.

Figure 3.46: Profils de teneurs en eau caractéristiques d'un sol sec et d'un sol humide.

Figure 3.47: Profils isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ) mesurés du 4 mai et du 27 septembre 1988; comparaison avec les profils calculés par le modèle d'infiltration selon différentes hypothèses.

Figure 3.48: Profils isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ) mesurés de début et de fin de saison humide; comparaison avec les résultats des simulations de l'infiltration. a: Pour 1988. b: Pour 1989.

Figure 3.49: Profils d'humidités pondérales et de teneurs en  $^{18}\text{O}$  dans les sols des sites de Gounghin, Nafona, Katchari en 1988 et 1989.

Figure 3.50: Représentation  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  de l'infiltration dans le sol de la station B et de la recharge de l'aquifère en 1988 et 1989.

Figure C.1: Représentation hydrogéologique schématique du mécanisme de la recharge à Barogo.

Figure C.2: Evolution de la teneur en oxygène 18 de l'eau au sein d'une feuille primaire chez le haricot (BARIAC, 1988b). Cette figure illustre de façon remarquable la forte hétérogénéité isotopique que peuvent présenter les systèmes naturels.

Figure A.1: Un élément de la ligne de distillation sous vide

Figure A.2: Evolution dans le temps du rendement de l'expérience de distillation sous vide.

Figure A.3: Relation linéaire  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  de l'expérience de distillation sous vide.

Figure A.4: Ajustement du modèle de Rayleigh sur les résultats de l'expérience de distillation sous vide. a: Teneurs en  $^2\text{H}$ . b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ .

Figure A.5: Robinet à vide modifié pour l'accouplement des tubes de quartz.

Figure A.6: Influence de la masse de zinc sur la composition isotopique de l'hydrogène produit par la réduction de l'eau.

Figure A.7: Organigramme du programme du modèle "MOISE"

Figure A.8: Plan de la station expérimentale B à Barogo et équipement scientifique.

Figure A.9: Dispositif de prélèvement de l'eau dans les piézomètres.

## TABLEAUX

Tableau 1.1: Influence respective de divers paramètres sur les résultats du modèle.

Tableau 1.2: Paramètres utilisés pour les tests de validation hydrodynamique du modèle.

Tableau 1.3: Evolution du pas de temps et de l'erreur sur les bilans en eau et en isotopes au cours d'une simulation.

Tableau 1.4: Tests sur l'enrichissement isotopique; paramètres et résultats.

Tableau 1.5: Paramètres utilisés pour le calcul des profils théoriques  $\delta_{2H}$  vs z (BARNES et ALLISON, 1984) et pour la simulation par le modèle; comparaison des valeurs des pentes isotopiques théoriques avec celles déterminées par le modèle.

Tableau 2.1: Paramètres des relations caractéristiques et discrétisation spatiale utilisés dans les simulations.

Tableau 2.2: Paramètres utilisés pour les simulations 1 à 5 et résultats.

Tableau 3.1: Résultats des analyses du sol de la station B, Barogo.

Tableau 3.2: Evaluation du bilan hydrologique sur le bassin-versant de Barogo par modélisation globale (MILVILLE, 1990).

Tableau 3.3: Caractéristiques climatiques et hydrogéologiques des sites étudiés au Burkina Faso.

Tableau 3.4: Matrice de corrélation des compositions isotopiques ( $^{18}O$ ) aux six forages étudiés à Barogo.

Tableau 3.5: Valeurs mensuelles mesurées et calculées pour 1988 et 1989 des différents termes de la fonction d'entrée du modèle d'infiltration.

Tableau 3.6: Paramètres et résultats des simulations de l'infiltration pour 1988 et 1989.

Tableau 3.7: Comparaison des fractionnements isotopiques entre l'eau en surface du sol et la vapeur atmosphérique en fin de saison sèche 1989 pour les quatre sites étudiés au Burkina Faso.

Tableau A.1: Résultats de l'expérience de distillation sous vide.

## NOTATIONS

SYMBOLE	INTITULE	UNITE
A	Abondance isotopique	s.u. <sup>(1)</sup>
$A_i$ à $D_i$	Coefficients de la matrice de résolution isotopique	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
a à e	Coefficients phénoménologiques des relations caractéristiques $\psi(\theta)$ et $k(\theta)$	
B, $B_I$	Bilan massique en eau et espèces isotopiques	$\text{kg.m}^{-2}$
$D^v$	Coefficient de diffusion effectif en phase vapeur	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
$D_I^v, D_I^l$	Coefficient de diffusion isotopique effectif en phase vapeur et liquide	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
$d^v, d^l$	Coefficient de diffusion théorique en phase vapeur et liquide pour l'eau	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
$d_I^v, d_I^l$	Coefficient de diffusion théorique isotopique en phase vapeur et liquide	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
$d_s, d_a, d_{as}$	Densité sèche, apparente et apparente sèche	$\text{kg.m}^{-3}$
$E_p$	Evaporation potentielle	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
E, $E_I$	Flux évaporatoire pour l'eau et pour les variétés isotopiques	$\text{m.s}^{-1}$
F, $F_I$	Bilan des flux et de la variation de stock à la profondeur z pour l'eau et les espèces isotopiques	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f^l, f^v$	Densité de flux d'eau en phase liquide et vapeur	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f_I^l, f_I^v$	Densité de flux isotopique en phase liquide et vapeur	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f^{lm}, f^{lg}$	Densité de flux liquide matriciel et gravitaire pour l'eau	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f_I^{lm}, f_I^{lg}$	Densité de flux isotopique liquide matriciel et gravitaire	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f^{v\theta}, f^{vT}$	Densité de flux vapeur massique et thermique pour l'eau	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f_I^{v\theta}, f_I^{vT}$	Densité de flux isotopique vapeur massique et thermique	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f_I^{vd}, f_I^{ld}$	Densité de flux isotopique de diffusion moléculaire en phase vapeur et liquide	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f^{ev}, f_{zmax}$	Densité de flux évaporatoire et en bas de profil pour l'eau	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
$f_I^{ev}, f_{I,zmax}$	Densité de flux évaporatoire et en bas de profil pour les espèces isotopiques	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
g	Accélération de la pesanteur	$\text{m.s}^{-2}$
$H_p$	Humidité pondérale	s.u.
h, $h_s$	Humidité relative dans le sol, en surface	s.u.
$h_a$	Humidité relative atmosphérique	s.u.
$h'_a$	Humidité relative atmosphérique ramenée à la température de surface du sol	s.u.
i	Indice de discrétisation spatiale	s.u.
j	Indice de discrétisation temporelle	s.u.
K	Conductivité hydraulique moyenne	$\text{kg.s.m}^{-3}$
k, $k_{sat}$	Conductivité hydraulique, à saturation	$\text{kg.s.m}^{-3}$



M	Masse molaire de l'eau	kg.mol <sup>-1</sup>
n	Exposant du fractionnement cinétique	s.u.
n <sub>a</sub> , n <sub>s</sub>	Exposant du fractionnement cinétique pour l'atmosphère et pour le sol	s.u.
P, P <sub>max</sub>	Nombre d'itération, maximal	s.u.
p, p <sub>t</sub>	porosité, totale	s.u.
R	Constante d'état des gaz parfaits	J.mol <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
R <sup>v</sup> , R <sup>l</sup>	Rapport isotopique en phase vapeur et liquide	s.u.
R <sub>a</sub> <sup>v</sup>	Rapport isotopique de la vapeur atmosphérique	s.u.
R <sub>s</sub> <sup>l</sup> , R <sub>zmax</sub> <sup>l</sup>	Rapport isotopique en phase liquide dans le sol en surface et à la profondeur zmax	s.u.
r, r <sub>l</sub>	Résistance à la diffusion pour l'eau et les espèces isotopiques	s.m <sup>-1</sup>
r <sub>M</sub> , r <sub>T</sub> , r <sub>s</sub>	Résistance à la diffusion moléculaire, turbulente et du "mulch" pour l'eau	s.m <sup>-1</sup>
r <sub>l,M</sub> , r <sub>l,T</sub> , r <sub>l,s</sub>	Résistance à la diffusion isotopique moléculaire, turbulente et du "mulch"	s.m <sup>-1</sup>
S, S <sub>l</sub>	Stock en eau et en espèces isotopiques	kg.m <sup>-3</sup>
T, T <sub>a</sub>	Température, dans l'atmosphère	°C
T <sub>z,t</sub> , T <sub>s</sub>	Température dans le sol, en surface	°C
t	Temps	s
t <sub>0</sub> , t <sub>final</sub>	Date initiale et finale	s
v	Volume molaire	m <sup>3</sup> .mol <sup>-1</sup>
z, z <sub>max</sub>	Profondeur, maximale	m
α	Facteur de fractionnement à l'équilibre	s.u.
α <sub>K</sub>	Facteur de fractionnement cinétique	s.u.
β	Facteur de rehaussement du flux de vapeur thermique	s.u.
ΔB, ΔB <sub>l</sub>	Variation de bilan pendant Δt pour l'eau et les espèces isotopiques	kg.m <sup>-2</sup>
ΔB <sub>min</sub> , ΔB <sub>max</sub>	Variation de bilan minimale et maximale	kg.m <sup>-2</sup>
Δt	Pas de temps	s
Δt <sub>courant</sub>	Pas de temps minimal et maximal	s
δ <sup>v</sup> , δ <sup>l</sup>	Composition isotopique (δ‰) en phase vapeur et liquide	s.u.
θ, θ <sub>s</sub>	Teneur en eau (humidité volumique), en surface du sol	s.u.
θ <sub>sat</sub> , θ <sub>rés</sub>	Teneur en eau à saturation, résiduelle	s.u.
ρ	Masse volumique (densité) de l'eau	kg.m <sup>-3</sup>
ρ <sup>v</sup> , ρ <sup>s</sup>	Densité de vapeur d'eau, à saturation	kg.m <sup>-3</sup>
Σf <sup>ev</sup> , Σf <sub>zmax</sub> <sup>f</sup>	Densité de flux cumulé évaporatoire et en bas de profil	kg.m <sup>-2</sup>
τ	Tortuosité	s.u.
ψ <sub>t</sub> , ψ, ψ <sub>g</sub>	Potentiel massique total, matriciel et gravitaire	J.kg <sup>-1</sup>
ψ <sub>a</sub> , ψ <sub>e</sub>	Potentiel matriciel en équilibre avec l'atmosphère, d'entrée d'air	J.kg <sup>-1</sup>

(1) sans unité

## **INTRODUCTION GENERALE**

---

---

Planète Terre, ou plutôt Planète Eau?  
 Planète bleue sur fond noir scintillant,  
 la Terre se pare de son manteau liquide source de vie.

Chaque année, environ 400000 km<sup>3</sup> d'eau se transforment en vapeur sous les rayons du soleil. La plus grande partie (84 %) provient des océans, le reste montant des lacs, des rivières des sols et des végétaux. Rapidement, cette vapeur se condense en pluie qui retombe dans l'océan (75 %) et sur les continents où elle ruisselle (9 %) et s'infiltré dans le sol (16 %). Ce cycle hydrologique maintient un équilibre à l'échelle terrestre mais de grandes disparités existent à l'échelle locale, des déserts à l'Inde de la mousson.

Le sol est une "interface" au rôle hydrologique essentiel: l'infiltration de l'eau de pluie à travers la zone non saturée des sols (dite aussi zone d'aération) permet d'alimenter les réserves souterraines (recharge) et la soustrait à l'action évaporante de l'atmosphère. Le sol est un milieu complexe aux propriétés physiques, chimiques, mécaniques et biologiques étroitement imbriquées.

L'étude de l'eau dans les sols conduit à en distinguer différents types. Elle se trouve d'abord sous les trois états : solide, liquide et vapeur. L'eau de constitution fait partie intégrante de la structure moléculaire de certains minéraux du sol. L'eau liquide des milieux poreux forme plusieurs couches successives, d'autant moins liées aux particules solides qu'on s'en éloigne. L'eau hygroscopique et pelliculaire est adsorbée sur les particules et y est fortement liée. L'eau capillaire est soumise au champ d'attraction moléculaire du solide mais peut être déplacée par de fortes pressions, en particulier de succion. L'eau gravitaire occupe les vides les plus grands et est seule capable de s'écouler librement. L'importance respective de ces différents types d'eau est en relation étroite avec la porosité qui définit les caractéristiques de l'espace des vides que l'eau peut occuper. Selon la taille de ces vides, on distingue une micro-, une méso- et une macroporosité. La porosité dépend autant de la taille des particules solides et de leur répartition (granulométrie) que de leur forme et de leur arrangement spatial. Les propriétés hydriques des sols sont finalement en relation avec leur composition minéralogique: la structure fine en feuillets des minéraux argileux et leurs propriétés gonflantes permet la rétention d'eau fortement liée alors que les sables favorisent l'eau capillaire. Les sols mixtes argilo-sableux présentent une grande variété porale et des proportions potentiellement comparables d'eau adsorbée, capillaire, et gravitaire. A une plus grande échelle, on distingue des hétérogénéités dans les sols qui peuvent avoir un rôle considérable sur les mouvements de l'eau: l'effet des phénomènes de surface, tels la rugosité, l'accumulation d'eau en préalable à l'infiltration, le cheminement du ruissellement ou le comportement des fissures; la variabilité verticale de la nature et des propriétés du sol (horizons) à laquelle s'ajoute une variabilité latérale; l'existence de chemins préférentiels d'écoulements (fentes et fissures, racines, galeries d'origine biologique).

L'étude physique des transferts d'eau dans les sols ignore souvent ces distinctions entre différentes catégories d'eau ou de porosités pour considérer de façon globale la phase liquide en formalisant ses propriétés par des relations comme celles qu'on peut établir entre la pression et la teneur en eau ou entre la conductivité et la teneur en eau. Par contre, l'étude du transport par l'eau des solutés dans les sols naturels doit faire la distinction entre chaque type d'eau et considérer leurs propriétés hydrodynamiques particulières, leur concentration propre et les échanges pouvant éventuellement les affecter.

Rares sont les problèmes posés par le monde réel qui soient le domaine exclusif d'une seule discipline ou d'une seule méthode. L'étude des mouvements de l'eau dans les sols n'échappe pas à ce constat. Elle intéresse et mobilise de nombreux spécialistes: physiciens, chimistes, pédologues, biologistes, climatologues, etc. La géochimie, de son côté, offre la possibilité d'étudier les mouvements de l'eau dans les sols grâce à ses divers solutés qui en constituent autant de traceurs potentiels.

Les isotopes stables naturels, deutérium ( $^2\text{H}$ ) et oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ ), sont des traceurs idéaux dans la mesure où ils sont intrinsèques à la molécule d'eau. Ils possèdent de plus certaines propriétés très intéressantes pour l'étude des mécanismes d'infiltration, de mélange et d'évaporation qui se produisent dans la zone non saturée et pour l'estimation des gains et des pertes en eau des aquifères. Ces deux dernières décennies ont apporté des progrès considérables dans l'usage de la géochimie des isotopes stables en hydrologie (BARNES et ALLISON, 1988).

En pratique, des fractionnements accompagnant les changements de phase sont majoritairement responsables des variations de teneurs en isotopes rencontrées dans la nature. La répartition des isotopes entre les phases (vapeur, liquide et solide) est régie par l'aptitude respective des différentes espèces de molécule d'eau à changer d'état. Le facteur de fractionnement qui exprime cette répartition dépend de la température. Deux mécanismes naturels de changement de phase sont utiles en hydrologie: la condensation et l'évaporation. La condensation, processus à l'origine des précipitations météoriques, provoque un appauvrissement isotopique progressif des masses de vapeur au cours de leur refroidissement. Ce mécanisme est la source de la variation spatio-temporelle importante de la composition isotopique des pluies qui fournit ainsi un signal de traçage hydrologique contrasté. L'évaporation, phénomène cinétique, est à l'origine d'un enrichissement en isotopes lourds de la fraction liquide résiduelle. Cet enrichissement dépend largement des conditions atmosphériques locales (température, humidité relative, composition isotopique de la vapeur). L'étude simultanée des variations des teneurs en deutérium et en oxygène 18, qui obéissent aux mêmes types de fractionnement, permet d'établir des relations linéaires caractéristiques. Les eaux évaporées sont caractérisées par des droites de pentes inférieures à celle de la droite des eaux de précipitation, ce qui permet de les distinguer au-delà de leur simple composition (FONTES, 1974).

A l'occasion de l'étude du comportement isotopique à l'évaporation de l'eau libre, CRAIG et GORDON (1965) appliquent la loi de diffusion de Fick à la modélisation des transferts isotopiques en phase liquide et vapeur à travers l'interface sol-atmosphère. ZIMMERMANN et al (1967) montrent que ce modèle s'applique à l'évaporation des sols saturés; les profils isotopiques résultent des effets conjugués du flux évaporatoire ascendant qui provoque un enrichissement en surface et du flux descendant de diffusion en phase liquide qui le propage en profondeur. Les travaux de BARNES et

ALLISON (1983 et 1984) étendent ces considérations aux sols non saturés en régime hydrique permanent. Ils établissent un système d'équations exprimant la variation de la composition isotopique avec la profondeur. Ils distinguent pour cela une zone superficielle sèche où les transferts se font essentiellement en phase vapeur et une zone sous-jacente à transferts mixtes liquide-vapeur. Cette hypothèse, établie pour les sols sableux nus, n'est plus valable pour les sols argileux car il peut demeurer une phase liquide continue dans la partie superficielle du sol, même pour des dessèchements importants. Le profil isotopique prend la forme d'un pic dissymétrique caractéristique (cf. 1.1.3.3.1; figure 1.6). D'autres travaux complètent ces connaissances théoriques, en particulier sur le régime hydrique transitoire pour lequel on ne dispose pas à ce jour d'équations analytiques directement utilisables. Il s'y ajoute de nombreuses études expérimentales de validation ainsi que des applications en milieu naturel. La plupart considèrent (judicieusement) des sols non argileux, sauf ALLISON et al (1983) et VACHIER et al (1991) qui mettent en évidence des effets isotopiques particuliers dans des sols argileux, effets en relation avec la spécificité de leur espace poral.

L'intérêt de ces recherches, c'est qu'elles permettent d'étudier le phénomène d'évaporation mais aussi celui d'infiltration. En effet, les eaux de la partie superficielle des sols acquièrent par évaporation en période sèche une composition isotopique particulière qui se distingue de celle des pluies. Les lames d'eau qui s'infiltrent dans les sols se mélangent plus ou moins avec ces eaux résiduelles, ce qui conduit à une modification du signal isotopique météorique. La comparaison des compositions isotopiques dans les eaux souterraines et les précipitations apparaît aussi comme un moyen de distinguer la recharge par infiltration à travers la zone non saturée et la recharge localisée (lacs, lits de cours d'eau, karsts, ...).

BARNES et ALLISON (1988) soulignent que les solutions analytiques partielles de leur modèle rendent difficile sa vérification expérimentale pour des conditions évaporatoires non stationnaires ou anisothermes. Certaines hypothèses, comme la constance des paramètres atmosphériques ou l'existence d'un état stationnaire, limitent ses applications en milieu naturel. Ils précisent enfin qu'un modèle numérique réduirait considérablement l'effort expérimental nécessaire pour enrichir notre compréhension du développement des profils naturels.

L'ère récente de l'ordinateur a permis l'accès à des moyens très puissants de calcul, capables de trouver des solutions à des équations jusque là considérées comme insolubles. Divers types de modèles existent en hydrologie; ils se répartissent entre un pôle empirique et un pôle physique. Les modèles stochastiques sont conçus pour reproduire le comportement d'une ou de plusieurs variables hydrologiques à partir de la loi de comportement statistique de la variable d'entrée, le milieu étant généralement considéré comme une boîte noire. Les modèles physiques (ou déterministes) tentent d'appréhender et de formaliser par des fonctions mathématiques la totalité des caractéristiques du milieu. La plupart des modèles usuels, tels ceux utilisés par MILVILLE (1990), sont des modèles physiques auxquels on a fait subir certaines simplifications (découpage du domaine d'étude, limitation du nombre de dimensions de l'espace).

Le danger des modèles numériques réside dans l'image préfabriquée du monde réel qui est produite par l'ordinateur. Le coût en baisse du calcul peut inciter à se détourner des démarches expérimentales et

naturelles. Enfin, les prédictions réalisées souffrent de la nature partielle et aléatoire des observations qui ne prennent pas toujours en compte la variabilité spatio-temporelle naturelle et son effet sur les processus à grande échelle. Mais le modèle devient parfaitement légitime dès lors qu'il donne à l'utilisateur quelques idées pour aborder plus intelligemment sa problématique et aiguise sa curiosité envers la nature.

Nous proposons dans cette étude deux modèles isotopiques destinés à l'étude des mouvements de l'eau dans les sols.

Le premier de ces modèles, baptisé "MOISE" (MODélisation Isotopique des Sols sous Evaporation), est une tentative de reformulation des bases théoriques introduites par BARNES et ALLISON (1983-1984) dans le but d'une résolution par les méthodes numériques des équations de transferts en eau et isotopes dans les sols nus non saturés. Ce modèle physique possède certaines limitations coutumières aux modèles hydrologiques auxquels il peut être comparé: il est unidimensionnel et fait des hypothèses simplifiées aux limites. Un formalisme plus rigoureux est possible, par exemple pour les échanges sol-atmosphère, mais cela implique l'introduction de nombreux paramètres supplémentaires. Ce modèle permet néanmoins de considérer un état initial hydrique et isotopique non uniforme, de prendre en compte des variations climatiques et de différencier des horizons dans le sol. Son principal intérêt réside dans le fait qu'il permet de considérer l'évolution des compositions isotopiques au cours d'un régime hydrique transitoire et donc de s'affranchir de la limitation inhérente à la condition d'état stationnaire dont dépendent les solutions analytiques de BARNES et ALLISON. La validation du modèle se fera néanmoins sur des profils calculés par ces formulations qui constituent la seule référence théorique utilisable.

Le deuxième modèle est de nature plus empirique. Il s'agit d'un modèle isotopique à réservoirs destiné à simuler l'infiltration diffuse des pluies dans les sols. Ce modèle, où les transferts sont régis par un formalisme très simplifié, ne permet pas d'établir un bilan rigoureux des variations du bilan hydrique dans le sol. Il nous permettra par contre d'étudier le comportement du mélange qui se produit entre les eaux de pluies qui s'infiltrent et l'eau initialement contenue dans le sol. La modification de la composition isotopique des eaux d'infiltration qui résulte de ce mélange sera utile dans l'optique de l'étude des mécanismes de la recharge des réserves souterraines.

C'est au Burkina Faso que nous avons tenté d'appliquer la méthode des isotopes stables à l'étude des mouvements de l'eau dans les sols et à la caractérisation de la recharge de l'aquifère.

L'Afrique est un continent où s'illustre pleinement le lien entre ressource en eau et développement. Dans la zone saharienne où l'eau est rare, la faible population pratique l'élevage transhumant ou est localisée autour des rares points d'eau. En zone sahélienne, le régime aléatoire des pluies n'autorise qu'une agriculture et un pâturage précaires. Enfin, l'eau abondante des régions tropicales leur confère un bon potentiel agricole. Aux problèmes environnementaux liés à l'explosion démographique que

connaît le continent, s'ajoutent les effets d'une période de sécheresse qui a débuté dans les années 60 avec deux graves accidents climatiques en 1972-1973 et 1983-1984. La faible capacité des aquifères des régions de socle ancien de l'Afrique de l'ouest pose le problème de leur réalimentation ou recharge, non pas réellement pour la satisfaction des besoins de la population rurale, mais plutôt pour le développement des centres urbains ou celui de la culture irriguée.

Le climat semi-aride du Burkina Faso en fait un champ d'étude tout à fait approprié à l'application de la méthode des isotopes stables de l'eau. Il comporte deux saisons de longueur équivalente: une saison sèche dominée par un air sec et l'absence de précipitations et une saison humide aux pluies tropicales. Ce climat tranché nous permet d'envisager l'étude du phénomène d'évaporation en saison sèche. En saison humide la nature souvent orageuse du temps, qui se manifeste par de fortes variations de l'humidité relative entre deux averses, est susceptible de favoriser l'expression isotopique conjuguée des phénomènes d'évaporation et d'infiltration. L'évaporation particulièrement intense dans ces régions proches de l'équateur permet l'apparition d'un enrichissement isotopique important dans la zone superficielle des sols. En outre, la composition isotopique des précipitations régionales est caractérisée par de fortes variations au cours de la saison humide et d'une année à l'autre. Ces deux propriétés nous permettent de disposer de signaux isotopiques particulièrement bien contrastés d'un intérêt considérable pour une étude hydrologique.

Le site principal de notre étude, Barogo, est un petit bassin versant expérimental situé dans la partie centrale du BURKINA FASO et étudié par le BRGM depuis 1984. Il est équipé pour l'étude classique de la recharge (MILVILLE, 1990) avec station météorologique, station de jaugeage de crues, une douzaine de stations de suivi hydrique de la zone non saturée et plusieurs piézomètres. Le sol occupe la partie supérieure de la couche d'altérites (jusqu'à une quarantaine de mètres d'épaisseur) qui surmonte le socle à dominante schisteuse. Le sol plus particulièrement étudié ici (station B) est du type ferrugineux tropical très fréquent dans ces régions. Il se distingue par sa richesse en minéraux argileux (environ 50 %), ce qui implique une structure complexe de l'espace poral. L'aquifère est de type fissuré et est caractérisé par de faibles capacités et vitesses d'écoulement. La surface de l'aquifère (ou niveau statique) se trouve généralement à proximité de la limite socle-altérite et ses oscillations annuelles en relation avec la pluviosité indiquent que la recharge y est relativement efficace.

Nous avons également étudié trois autres sites burkinabes choisis pour leurs particularités climatiques et hydrologiques et pour la nature différente de leurs sols.

L'objectif de cette étude est donc d'utiliser la méthode isotopique pour l'étude des mouvements de l'eau dans les sols argileux.

Dans une première partie, après une présentation de la théorie isotopique de l'évaporation et de ses applications, nous proposerons le modèle numérique "MOISE" destiné à la simulation des profils isotopiques qui se développent dans les sols sous évaporation. Le modèle est validé sur les aspects hydrodynamiques et isotopiques par confrontation avec la théorie.

La deuxième partie consiste en l'étude expérimentale au laboratoire du dessèchement de colonnes de sol non remanié prélevées in-situ à Barogo. Ces colonnes sont préalablement saturées en eau puis placées sous l'effet évaporant naturel de l'atmosphère sans réalimentation en eau. Le modèle développé dans la première partie sera calé sur les résultats hydrodynamiques et isotopiques obtenus. Des hypothèses seront avancées et discutées pour expliquer d'éventuels désaccords entre les résultats des simulations et les mesures.

Dans la troisième partie, nous aborderons l'étude du milieu naturel pour les années 1988 et 1989. Après une présentation générale des caractéristiques des sites burkinabes (climat, pédologie, hydrogéologie), et en particulier de Barogo, nous nous intéresserons aux différents éléments du cycle hydrologique. La composition isotopique et l'abondance des précipitations des deux saisons humides seront mise en relation avec les mécanismes climatiques régionaux. La variation annuelle et inter-annuelle des compositions isotopiques des précipitations constitue le signal de traçage du système hydrologique. Deux courts chapitres traiteront de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique en saison sèche et des crues occasionnelles du marigot. Nous étudierons ensuite la composition des eaux souterraines pour déterminer les mécanismes de leur alimentation par les pluies. Puis, une chronique de profils isotopiques réalisés sur deux ans et demi à la station B de Barogo nous servira de base à l'étude des phénomènes d'évaporation et d'infiltration en conditions naturelles. Le signal isotopique caractéristique qui se développe en saison sèche permettra l'étude des mécanismes du mélange qui se produit lors de l'infiltration des eaux de pluie en saison humide. Ceci sera réalisé à l'aide d'un modèle simple à réservoirs. Enfin, ces résultats seront discutés selon les deux aspects suivants: d'une part l'effet de la nature argileuse des sols sur les mouvements en eau et isotopes et d'autre part l'importance relative des eaux qui s'infiltrent à travers le sol dans l'alimentation de l'aquifère.

En conclusion, après une revue des processus isotopiques propres aux sols argileux, nous tenterons de dégager les perspectives qu'offre cette méthode pour améliorer notre compréhension du comportement et de la nature de l'eau dans les sols.



## **1. LA DEMARCHE ISOTOPIQUE**

---

---

## 1.1 THEORIE

On envisagera ici l'application du traçage par les isotopes stables  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  à l'hydrologie et en particulier à la caractérisation des mouvements de l'eau dans les sols.

### 1.1.1 Les isotopes stables $^2\text{H}$ et $^{18}\text{O}$ dans l'eau

#### 1.1.1.1 Nature des espèces isotopiques et notations symboliques

A coté de l'hydrogène "banal" ( $^1\text{H}$ ) et de l'oxygène "banal" ( $^{16}\text{O}$ ) coexistent les isotopes stables  $^2\text{H}$  (souvent noté D ou deutérium),  $^{17}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ . L'oxygène 17 est délaissé au profit de l'oxygène 18 cinq à six fois plus abondant dans la nature et aux effets isotopiques plus marqués. La molécule d'eau la plus abondante est  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ . Elle possède les variétés isotopiques intéressantes  $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$  et  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ ; les espèces croisées sont d'abondance négligeable.

Ces variétés de la molécule d'eau ont des propriétés chimiques pratiquement identiques mais leurs propriétés physiques comme la masse volumique ou la pression de vapeur saturante varient en raison de leurs différences relatives de masse et leurs géométries moléculaires différentes. Les abondances moyennes dans le milieu naturel de  $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$  et de  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  sont respectivement de 150 et 2000 ppm.

On définit le rapport isotopique de la façon suivante: soit un ensemble de molécules contenant N molécules de l'isotope léger et  $N_I$  molécules de l'isotope lourd avec  $N \gg N_I$ , le rapport isotopique  $R_I$  vaut  $R_I = N_I/N$ . On considérera également l'abondance isotopique:  $A_I = N_I/(N+N_I)$ .

La notation delta a été introduite pour mieux traduire les variations relatives des compositions par rapport à un étalon. Le delta isotopique se définit comme suit:

$$\delta = 1000 \left( \frac{R_I}{R_{\text{étalon}}} - 1 \right) \quad (1)$$

Il s'exprime en part pour mille (‰). L'étalon usuel en géochimie isotopique est le VSMOW (Vienna Standard Mean Oceanic Water), version réactualisée (GONFIANTINI, 1978) du SMOW introduit par CRAIG (1961b):

$$\begin{aligned} R_{2\text{H},\text{VSMOW}} &= 1.5576 \cdot 10^{-4} \\ R_{18\text{O},\text{VSMOW}} &= 1.9934 \cdot 10^{-3} \end{aligned}$$

Remarque: Les méthodes analytiques employées dans cette étude sont décrites dans l'annexe 1.1.

### 1.1.1.2 Propriétés

Dans le cas d'un changement partiel de phase d'une masse d'eau, la répartition des espèces isotopiques entre les phases dépend de leur aptitude respective au changement d'état. Dans le cas de l'équilibre adiabatique liquide-vapeur, on définit le facteur de fractionnement à l'équilibre:

$$\alpha = \frac{R^l}{R^v} \quad (2)$$

avec  $R^l$  et  $R^v$  rapports isotopiques en phase liquide et vapeur. Ce facteur de fractionnement à l'équilibre est aussi le rapport des tensions de vapeur saturante de l'espèce lourde sur l'espèce légère. Comme les tensions de vapeur,  $\alpha$  est thermodépendant (MAJOUBE, 1971; figure 1.1-a):

$$\alpha_{18O} = e \left[ \frac{1.137 \cdot 10^3}{(T+273.16)^2} - \frac{0.4156}{(T+273.16)} - 2.0667 \cdot 10^{-3} \right]$$

$$\alpha_{2H} = e \left[ \frac{24.844 \cdot 10^3}{(T+273.16)^2} - \frac{76.248}{(T+273.16)} + 52.612 \cdot 10^{-3} \right] \quad (3)$$

Remarque: Les relations de thermodépendance données dans ce chapitre sont exprimées en °C et sont valables pour un intervalle de température usuel de 0 à +50 °C.

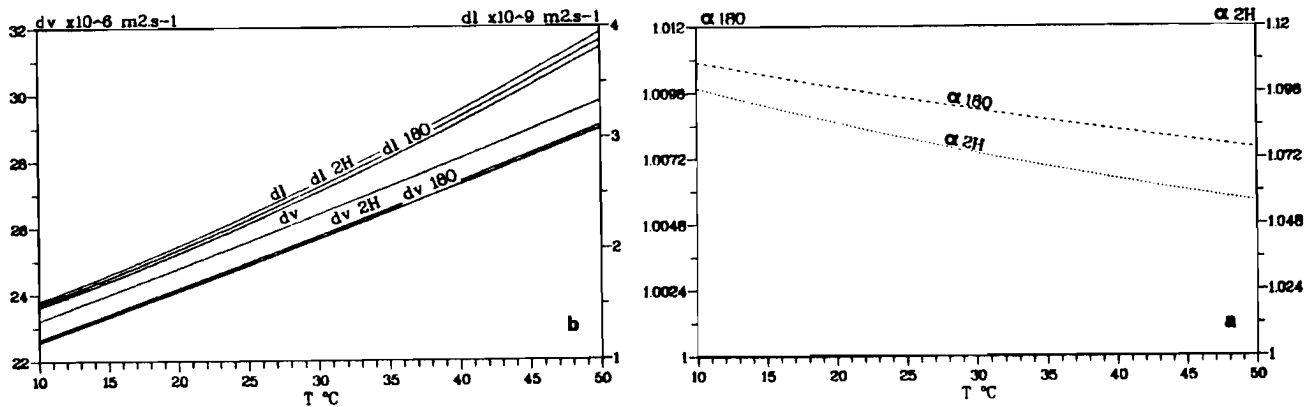


Figure 1.1: Relations de thermodépendance. a: Facteurs de fractionnement à l'équilibre des espèces isotopiques. b: Coefficients de diffusion en phase gazeuse  $d^v$  et liquide  $d^l$ .

Les coefficients de diffusion (en  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) des espèces isotopiques en phase liquide et vapeur diffèrent du coefficient d'auto-diffusion de l'eau pure. Le coefficient d'auto-diffusion de l'eau,  $d^l$ , a été déterminé (MILLS, 1973) à partir des coefficients de diffusion des espèces isotopiques,  $^2\text{H}$  (LONGSWORTH, 1954) et  $^3\text{H}$ , utilisées comme traceurs. HARRIS et WOOLF (1980) mesurent directement  $d^l$  et confirment ces résultats. On a repris ici la méthode développée dans MILLS (1973) et MILLS et

HARRIS (1976) pour obtenir le coefficient de diffusion  $d_{18O}^l$  de  $H_2^{18}O$  en tant que traceur. On obtient finalement les relations de thermodépendance par un ajustement sur les mesures ponctuelles grâce à une transformation de type loi d'Arrhenius (figure 1.1-b).

$$d^l = 10^{-9} e \left[ -\frac{535400}{(T+273.16)^2} + \frac{1393.3}{(T+273.16)} + 2.1876 \right] \quad (4)$$

$$d_{18O}^l = 0.9669d^l$$

$$d_{2H}^l = 0.9833d^l \quad (5)$$

Pour la phase vapeur on prend en compte  $d^v$ ,  $d_{18O}^v$  et  $d_{2H}^v$  coefficients de diffusion de l'eau banale et des variétés isotopiques dans l'air (DE VRIES et KRUGER, 1967 et MERLIVAT, 1978; figure 1.1-b):

$$d^v = 2.17 \cdot 10^{-5} \left[ \frac{T + 273.16}{273.16} \right]^{1.88} \quad (6)$$

$$d_{18O}^v = 0.9723d^v$$

$$d_{2H}^v = 0.9755d^v \quad (7)$$

### 1.1.1.3 Variations naturelles

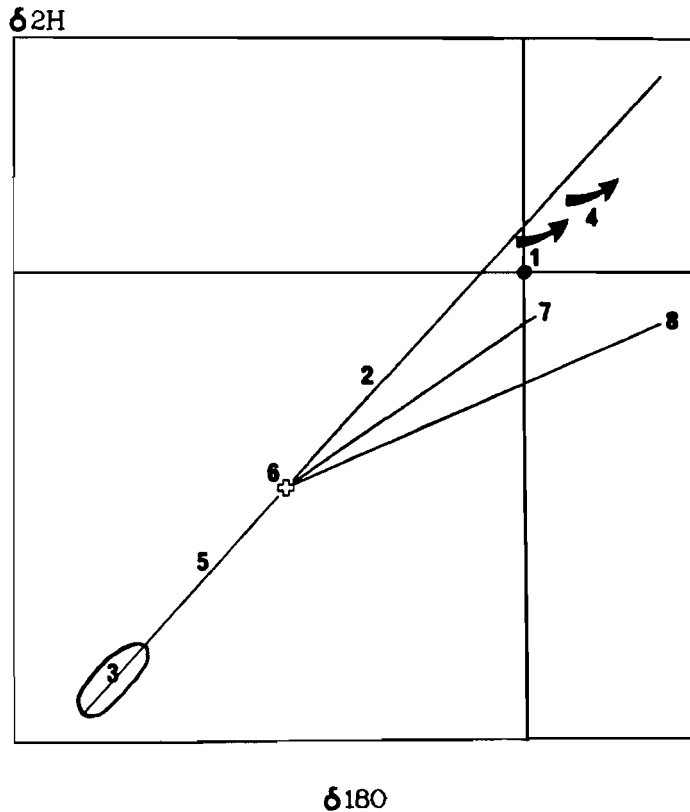
L'océan qui représente 98 % du volume de l'hydrosphère est la source et l'aboutissement de toute eau atmosphérique ou continentale (en négligeant la contribution des activités volcaniques). Il ne connaît que des variations négligeables dans ses compositions en isotopes stables, ce qui traduit l'équilibre global des cycles hydrologiques.

Le cycle isotopique continental de l'eau est placé sous le contrôle dominant des phénomènes de condensation, d'évaporation et de mélange. Un diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  (figure 1.2) permet de représenter les compositions isotopiques et leur évolution dans les grands ensembles hydrologiques.

Eaux de condensation: La composition isotopique des précipitations est contrôlée par le processus de condensation et par la composition initiale de la vapeur atmosphérique. La première fraction de condensat est en équilibre isotopique avec la vapeur. Puis la vapeur perd préférentiellement ses molécules les plus lourdes au cours des épisodes successifs de condensation et engendre ainsi finalement des précipitations progressivement de plus en plus appauvries en isotopes lourds.

Les études théoriques portant sur la composition isotopique des précipitations utilisent le plus souvent une loi de distillation de Rayleigh associée à un mécanisme de condensation par refroidissement des masses de vapeur (DANSGAARD, 1964; ERIKSSON, 1965; YAPP, 1982). Ces études ont permis d'expliquer l'appauvrissement progressif en isotopes lourds des précipitations au cours de la vidange des

nuages. Elles ont également souligné le rôle limitant de l'échange avec une phase liquide résiduelle dans la vapeur et l'effet modérateur du transport tourbillonnaire sur le fractionnement.



- 1: VSMOW (Standard Mean Oceanic Water, GONFIANTINI, 1978)
- 2: Droite météorologique mondiale (DMM, CRAIG 1961a)
- 3: Vapeur atmosphérique d'origine océanique (CRAIG et GORDON, 1965)
- 4: Pluies évaporées au cours de leur chute (STEWART, 1975)
- 5: Pluies appauvries en isotopes lourds ("effet de masse"; DANSGAARD, 1964)
- 6: Composition moyenne locale des pluies
- 7: Droite isotopique d'évaporation de l'eau libre
- 8: Droite isotopique d'évaporation de l'eau dans les sols non saturés (MUNNICH et al, 1980)

Figure 1.2: Diagramme  $\delta^{2H}$ - $\delta^{18O}$  schématisant des variations naturelles des compositions isotopiques des eaux océaniques et continentales.

Les compositions isotopiques sont de façon générale en relation quasi linéaire avec la température de condensation, en conséquence du refroidissement à l'origine des précipitations. Cette relation peut être étendue à la température au sol car il existe une bonne corrélation entre cette température et celle du nuage, par l'intermédiaire du profil thermique atmosphérique. DANSGAARD (1964) a déterminé à l'échelle mondiale une relation entre les compositions isotopiques moyennes pondérées ( $\delta\%$ ) et la température moyenne annuelle ( $^{\circ}C$ ) pour des précipitations d'origine océanique:

$$\delta^{18O} = 0.69T_{\text{moy}} - 13.6$$

$$\delta^{2H} = 5.6T_{\text{moy}} - 100$$

(8)

Les causes du fractionnement à la condensation étant identiques pour les deux isotopes, il existe une relation linéaire entre les teneurs isotopiques en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  dans les eaux météoriques, relation établie à l'échelle mondiale par CRAIG (1961a) à partir de mesures dans les stations océaniques. C'est la droite météorique mondiale:

$$\text{DMM: } \delta_{2\text{H}} = 8\delta_{18\text{O}} + 10 \quad (9)$$

La pente invariable est caractéristique du phénomène de condensation. L'ordonnée à l'origine non nulle traduit le fait que l'évaporation des eaux océaniques produit une vapeur qui n'est pas en équilibre. La valeur de l'ordonnée à l'origine est fonction de l'humidité relative initiale des masses d'air (MERLIVAT et JOUZEL, 1979).

Le recyclage de l'eau précipitée par la transpiration des végétaux et l'évaporation des surfaces d'eau libre peut modifier la composition isotopique des masses de vapeur et exercer ainsi une influence sur la composition des pluies ultérieures.

L'évaporation des gouttes d'eau qui traversent une colonne d'air non saturée en humidité se traduit par un changement de la composition isotopique de la pluie au sol. Ce processus met en jeu un fractionnement cinétique dû à la diffusion différentielle des espèces isotopiques à l'interface liquide-vapeur. Il en résulte un enrichissement relatif en isotopes lourds caractérisé par une relation linéaire entre les teneurs en  $^2\text{H}$  et en  $^{18}\text{O}$  comme pour le processus de condensation, mais avec une pente de valeur généralement comprise entre 4 et 6 dépendant des conditions météorologiques locales (STEWART, 1975). Les points représentant ces pluies se trouveront donc placés sous la droite météorique dans un diagramme  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$ .

La combinaison des différents phénomènes isotopiques mentionnés se traduit par un effet global, "l'effet de masse", qui associe aux pluies les plus importantes un net appauvrissement en isotopes lourds et aux pluies faibles des concentrations plus élevées. Cet effet de masse résulte de la diminution de la teneur isotopique des condensats au fur et à mesure de la vidange du nuage et de son refroidissement. Des échanges avec la vapeur affectent surtout les pluies faibles et limitent l'appauvrissement en isotopes lourds. Enfin, l'évaporation des gouttes de pluies dans une atmosphère non saturée peut provoquer un enrichissement (DANSGAARD, 1964).

Eaux d'évaporation: L'évaporation des surfaces d'eau libre ou de l'eau des sols met en jeu les phénomènes d'enrichissement isotopique à l'équilibre et cinétique. L'oxygène 18 y est relativement plus sensible que le deutérium, les valeurs des coefficients de diffusion étant équivalentes pour des valeurs des facteurs de fractionnement à l'équilibre nettement différentes (cf. 1.1.1.2). Les valeurs des pentes des droites  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  qui en résultent, inférieures à celle de la DMM (figure 1.2), dépendent des conditions météorologiques locales. Elles sont comprises entre 4 et 6 pour l'eau libre (FONTES, 1974).

Dans les sols, le développement d'une couche sèche favorise la diffusion et les pentes sont encore plus faibles, jusqu'à 1.5 (cf. 1.1.3.5.2). Enfin, l'influence de la vapeur d'eau atmosphérique très appauvrie en isotopes lourds limite généralement par effet rétrodiffusif l'enrichissement maximal que peuvent atteindre les systèmes en évaporation.

On dispose ainsi par les isotopes stables d'un traçage intime de la molécule d'eau et d'un marquage des changements de phase, de l'influence de la température et du rôle joué par la diffusion aux interfaces liquide-vapeur.

## 1.1.2 Théorie des transferts d'eau dans les sols

### 1.1.2.1 Etats de l'eau dans les sols et grandeurs caractéristiques

Le sol est un milieu triphasique: il comprend une phase solide S formée par des particules minérales et des éléments organiques, une phase liquide L, eau et substances dissoutes, et une phase gazeuse G comprenant l'air du sol et de la vapeur d'eau (masse de la phase gazeuse négligeable). On définit les grandeurs caractéristiques suivantes (HILLEL, 1980) pour les trois phases:

#### Phase solide:

$$\text{* densité sèche : } d_s = \frac{m_S / V_S}{\rho}$$

$$\text{* densité apparente : } d_a = \frac{m_{\text{totale}} / V_{\text{total}}}{\rho}$$

$$\text{* densité apparente sèche : } d_{as} = \frac{m_S / V_{\text{total}}}{\rho}$$

$$\text{* porosité totale : } p_t = \frac{V_L + V_G}{V_{\text{total}}}$$

m représente la masse, V le volume. Les densités, rapports des masses volumiques correspondantes sur  $\rho$ , masse volumique de l'eau à la même température (cf. ci-dessous), s'expriment sans unités. Il existe également la porosité efficace p (inférieure ou égale à la porosité totale) qui mesure la fraction de volume ouverte à la circulation des fluides, une partie des pores pouvant ne pas être connectée. Cette notion schématique dépend non seulement de la géométrie du milieu poreux, mais aussi des caractéristiques de l'écoulement.

Phase liquide:

$$* \text{ masse volumique de l'eau : } \rho = \frac{m_L}{V_L}$$

C'est une grandeur thermodépendante (figure 1.3; COLL., 1988).  $\rho$  s'exprime en  $\text{kg.m}^{-3}$ .

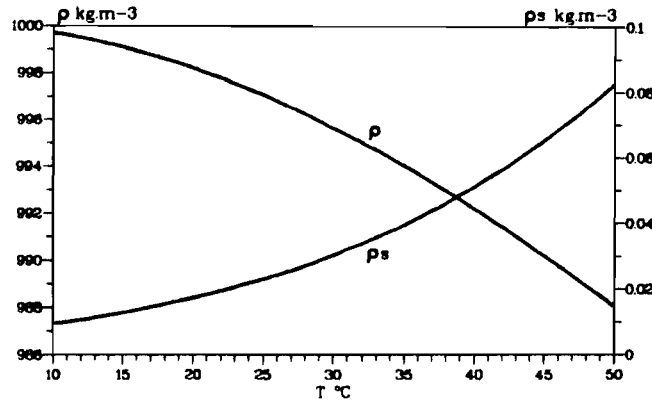


Figure 1.3: Relations de thermodépendance de la masse volumique  $\rho$  et de la densité de vapeur saturante de l'eau  $\rho^s$ .

$$* \text{ humidité pondérale : } H_p = \frac{m_L}{m_{\text{totale}}}$$

$$* \text{ teneur en eau : } \theta = \frac{V_L}{V_{\text{total}}}$$

$$* \text{ potentiel massique total : } \psi_t = \psi + \psi_g \quad (10)$$

$$* \text{ potentiel gravitaire : } \psi_g = -gz \quad (11)$$

avec  $g$  constante de gravité ( $9.8 \text{ m.s}^{-2}$ ) et  $z$  profondeur par rapport à une altitude de référence (ici la surface du sol). On prend par convention  $z$  positif vers le bas.  $\psi_t$ , ou potentiel massique total, est l'énergie potentielle par unité de masse de l'eau dans le sol par rapport à celle de l'eau pure et libre. Il se décompose en une somme de 6 termes: les potentiels matriciel, osmotique, hydrostatique, pneumatique, lithostatique et gravitationnel. La composante principale dans les sols non saturés du potentiel total est le potentiel matriciel  $\psi$  (toujours négatif) qui résulte des forces capillaires qui lient l'eau et la matrice.

Le potentiel gravitaire est l'autre terme important ici, il est dû à l'action du champ de gravité sur l'eau (équation 11).

L'unité utilisée pour les potentiels est le  $\text{J.kg}^{-1}$ . Cette unité est cohérente avec les usages du Système International et est indépendante de la pression de l'air ou de la température dans le sol. Elle équivaut au rapport de la pression "négative" ou succion par la masse volumique de l'eau ( $1 \text{ J.kg}^{-1} = 10 \text{ mbar}$ ).



Phase gazeuse:

$$* \text{ densité de vapeur : } \rho^v = \frac{m_{\text{vapeur d'eau}}}{V_G}$$

$$* \text{ dens. de vap. saturante : } \rho^s = \frac{m_{\text{vap. saturante}}}{V_G}$$

Ces grandeurs usuellement appelées densités sont en fait des masses volumiques. Elles s'expriment en  $\text{kg.m}^{-3}$ . La densité de vapeur saturante est thermodépendante (HAMMEL et PAPENDICK, 1981; figure 1.3):

$$\rho^s = 1.323 \frac{e^{\left[ \frac{17.27T}{237.3 + T} \right]}}{273.16 + T} \quad (12)$$

$$* \text{ humidité relative : } h = \frac{\rho^v}{\rho^s} \quad (13)$$

Cette grandeur sans dimension est définie dans le sol et dans l'atmosphère libre (notée  $h_a$ ).

On déduit également de ces définitions les relations suivantes:

$$* p_t = 1 - \frac{d_{as}}{d_s}$$

$$* d_{as} = (1 - H_p)d_a$$

$$* \theta = d_{as} \frac{H_p}{1 - H_p}$$

Remarque: On trouve également dans la littérature  $H_p$  défini par rapport à  $m_s$ :  $H_p = m_l/m_s$ . Dans ce cas, l'égalité ci-dessus exprimant  $\theta$  selon  $H_p$  devient  $\theta = H_p d_{as}$ .

Une autre expression de l'humidité relative est:

$$* h = e^{\left[ \frac{M\psi}{R(T + 273.16)} \right]} \quad (14)$$

avec  $M$  masse molaire de l'eau ( $0.018 \text{ kg.mol}^{-1}$ ) et  $R$  constante d'état des gaz parfaits ( $8.31 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Cette dernière relation découle de l'application de la première loi de la thermodynamique et de l'équation d'état des gaz parfaits pour un système adiabatique d'équilibre entre l'eau et sa vapeur (CAMPBELL, 1977). On remarquera (figure 1.4) que l'humidité relative reste à 100 % pour des potentiels compris entre 0 et environ  $-1000 \text{ J.kg}^{-1}$  (soit 10 bars) et chute ensuite rapidement jusqu'à 0.

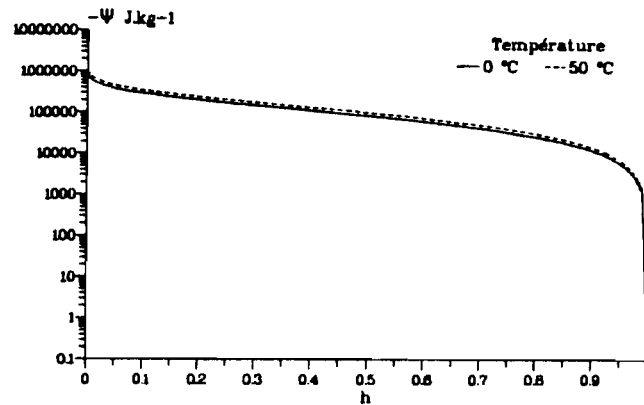


Figure 1.4: Relation entre le potentiel matriciel et l'humidité relative.

### 1.1.2.2 Les mouvements de l'eau dans les sols

On considérera ici le sol comme un milieu homogène et on prendra en compte uniquement les transferts sur l'axe vertical ( $z$  positif vers le bas) avec l'origine à la surface du sol.

Flux en phase liquide: DARCY a montré expérimentalement en 1856 que la quantité d'eau percolant dans une colonne de sable était proportionnelle au gradient de pression ou potentiel. La loi de Darcy a reçu ensuite des justifications théoriques (NIELSEN et al, 1972). Elle s'exprime:

$$f^l = -k \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \quad (15)$$

où  $f^l$  est la densité de flux d'eau liquide en  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et  $k$  la conductivité hydraulique en  $\text{kg.s.m}^{-3}$ . La conductivité est caractéristique du milieu poreux et montre une très forte dépendance à la teneur en eau. Elle diminue à mesure que le sol se dessèche, les pores les plus larges et donc les plus aptes au transfert se vidant en premier.

On a vu que le potentiel se décompose en deux termes principaux, les potentiels matriciel et gravitaire. On déduit de la loi de Darcy (équations 10, 11 et 15) l'expression suivante:

$$f^l = f^{lm} + f^{lg}$$

$$\text{avec } f^{lm} = -k \frac{\partial \psi}{\partial z}$$

$$f^{lg} = gk \quad (16)$$

où  $f^{lm}$  est la densité de flux d'eau liquide matriciel et  $f^{lg}$  la densité de flux d'eau liquide gravitaire.

Flux en phase vapeur: Le flux de vapeur d'eau dans les sols est proportionnel au gradient de densité de vapeur:

$$f^v = -D^v \frac{\partial \rho^v}{\partial z} \quad (17)$$

avec  $f^v$  densité de flux de vapeur en  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et  $D^v$  coefficient de diffusion effectif de la vapeur d'eau dans le sol.  $f^v$  se décompose en deux termes (équations 13 et 17),  $f^{v\theta}$  et  $f^{vT}$  densités de flux de vapeur massique et thermique.

$$f^v = f^{v\theta} + f^{vT}$$

$$\text{avec } f^{v\theta} = -D^v \rho^s \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$f^{vT} = -D^v h \frac{\partial \rho^s}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (18)$$

On négligera ici le flux d'eau liquide thermique induit par la variation de la conductivité hydraulique avec la température. Ce terme peut éventuellement être significatif dans les sols humides (ordre de grandeur 1 % de la conductivité à saturation; CAMPBELL, 1985 et JACKSON et al, 1974). De même, le flux de vapeur convectif dû aux gradients de pression de l'air dans le sol est négligeable si on fait l'hypothèse que l'atmosphère du sol est en tout point à la pression atmosphérique.

Conservation de la masse: Le principe de conservation de la masse au cours du temps  $t$  s'exprime pour les phases liquides et vapeur de la façon suivante:

$$\frac{\partial [\rho\theta + \rho^v(p - \theta)]}{\partial t} + \frac{\partial f^l}{\partial z} + \frac{\partial f^v}{\partial z} = 0 \quad (19)$$

La combinaison des équations 16 et 18 exprimant les flux avec l'équation 19 définie ci-dessus et l'expression analytique des conditions aux limites à la base du profil et à l'interface sol-atmosphère permettent de résoudre l'équation de transfert. On a également besoin de connaître les relations caractéristiques du sol  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  ainsi que  $D^v(\theta)$ . L'humidité relative  $h$  s'exprime directement en fonction du potentiel matriciel (équation 14). Les relations  $\psi(\theta)$ ,  $\kappa(\theta)$  et  $D^v(\theta)$  sont propres au milieu poreux considéré et déterminent largement les transferts, également affectés par les conditions atmosphériques.

### 1.1.2.3 L'évaporation de l'eau dans les sols

L'évaporation d'un sol nu est conditionnée par les propriétés hydrodynamiques de sa matrice porale

et les conditions climatiques locales.

Le rayonnement solaire procure l'énergie nécessaire pour satisfaire la chaleur latente d'évaporation de l'eau. Les processus de diffusion et de convection dans l'atmosphère au voisinage de la surface du sol permettent l'évacuation de la vapeur produite. Ce processus maintient durant la plus grande partie du cycle nyctéméral la vapeur atmosphérique à une densité inférieure à celle dans le sol en surface. Les transferts d'eau à travers le sol permettent l'alimentation de la couche superficielle et la poursuite du processus évaporatoire. Cette alimentation dépend des teneurs en eau et des propriétés conductrices du sol.

Finalement, le régime d'évaporation est régi par le facteur le plus contraignant, soit l'évaporation potentielle, soit l'aptitude du sol à la réalimentation de sa partie superficielle (HILLEL, 1974).

Dans le cas d'un régime hydrique non permanent, l'évaporation résulte en une perte nette en eau, c'est à dire en un dessèchement progressif du profil. L'étude du flux évaporatoire instantané  $f^{ev}$  et du flux évaporatoire cumulé  $\Sigma f^{ev}$  au cours du temps à partir d'un sol initialement saturé montre qu'il existe 2 stades évaporatoires principaux (figure 1.5-a):

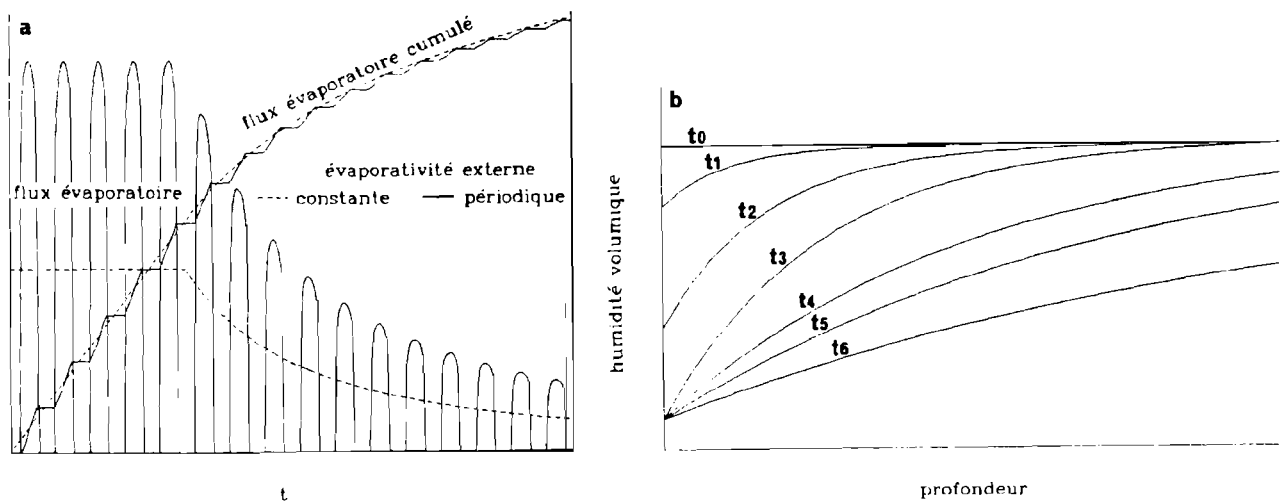


Figure 1.5: Evolution hydrodynamique des sols en dessèchement. **a**: Evolution du flux évaporatoire sous une évaporation potentielle (ou évaporativité) constante ou périodique (HILLEL, 1975). **b**: Profils de teneurs en eau ou humidités volumiques (HILLEL, 1974).

- Le premier stade évaporatoire  $E_1$  est caractérisé par un flux constant pour une évaporation potentielle constante et un flux périodique mais d'intensité moyenne maximale pour une évaporation potentielle périodique. Durant cette phase le sol est encore humide en surface et il compense aisément la perte en eau (figure 1.5-b,  $t_0$  à  $t_2$ ).

- Le deuxième stade évaporatoire  $E_2$  débute alors que la couche superficielle du sol approche l'équilibre avec l'atmosphère, c'est à dire qu'elle atteint la teneur en eau hygroscopique (ou résiduelle)

qui correspond à un potentiel équivalent à l'humidité relative atmosphérique (cf. 1.2.1.1, équation 6). A ce moment les gradients de potentiel vers la surface ne peuvent plus augmenter, la conductivité du sol diminue à mesure que le dessèchement progresse et finalement le flux évaporatoire décroît (figure 1.5-b,  $t_3$  à  $t_6$ ).

Une étude théorique du deuxième stade évaporatoire (GARDNER, 1959) montre que le flux évaporatoire instantané est alors inversement proportionnel à la racine carré du temps. Le coefficient de proportionnalité dépend de la diffusivité moyenne et de la diminution de la teneur en eau en surface du profil.

Au cours du dessèchement le volume de pore disponible pour la phase gazeuse s'accroît ainsi que le gradient d'humidité relative et le flux de vapeur augmente. Le flux de vapeur massique contribue au dessèchement car le gradient d'humidité relative dans le sol est positif.

L'existence d'un gradient thermique dans le sol va se traduire par l'influence de la composante thermique du flux de vapeur (équation 18) entre les zones froides et chaudes du profil. Dans le cas d'une évaporation potentielle influencée par la variation journalière de l'ensoleillement, ce flux va contrarier le flux de vapeur massique le jour quand la surface du sol est plus chaude qu'en profondeur et inversement va l'augmenter la nuit.

Les principaux facteurs internes ou externes pouvant agir sur l'évaporation de l'eau dans les sols sont les suivants:

- La présence d'une nappe phréatique permanente à une faible profondeur. Ceci peut permettre l'établissement d'un régime d'écoulement permanent à travers le sol et donc conduire à des profils quasi-stationnaires de teneur en eau.

- Les gradients thermiques qui sont susceptibles d'affecter le flux de vapeur.

- La redistribution de l'eau dans le sol (consécutive par exemple à un épisode d'infiltration) qui peut modifier le profil de teneur en eau et donc le processus de réalimentation de la surface.

- Les fluctuations de l'évaporation potentielle qui modulent l'évaporation de l'eau des sols. Le facteur principal est la variation journalière de l'ensoleillement qui induit des oscillations sur 24 heures et le facteur secondaire réside dans les variations climatiques (vent, nébulosité, humidité relative atmosphérique, ...), agissant sur des périodes généralement plus longues.

### **1.1.3 Etude isotopique de l'évaporation**

#### **1.1.3.1 Evaporation des masses d'eau libre**

CRAIG et GORDON (1965), lors d'une étude expérimentale et théorique des variations des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  dans l'eau de mer et l'atmosphère, ont établi un modèle isotopique des échanges moléculaires entre les masses d'eau libre et pure et l'atmosphère. L'évolution des compositions isotopiques de l'eau traduit les processus de condensation et d'évaporation et de diffusion moléculaire et turbulente à travers la couche d'interface eau-atmosphère.

Le modèle proposé considère des couches superposées affectées chacune par un seul mécanisme de transport et où les flux sont simplement proportionnels à la différence des densités de vapeur aux limites (loi de Fick). Dans le cas d'un flux évaporatoire stationnaire, les flux sont égaux dans chaque couche et on en déduit les expressions du flux évaporatoire d'eau pure  $E = -dN/dt$  et du flux évaporatoire isotopique  $E_I = -dN_I/dt$ :

$$E = \frac{1 - h'_a}{r} \quad (20)$$

$$E_I = \frac{\frac{R_s^I}{\alpha} - h'_a R_a^V}{r_I} \quad (21)$$

avec  $h'_a$  humidité relative atmosphérique normalisée par rapport à la température de l'interface (cf. 1.2.1.1, équation 31),  $R_s^I$  composition isotopique de l'eau en surface,  $R_a^V$  composition isotopique de la vapeur atmosphérique et enfin  $r$  et  $r_I$  résistances atmosphériques totales sommes de trois termes: les résistances interfaciales pures, les résistances à la diffusion moléculaire  $r_M$  et  $r_{I,M}$ , et les résistances à la diffusion turbulente  $r_T$  et  $r_{I,T}$ . Les auteurs déduisent finalement de ces relations l'expression de l'évolution isotopique de l'eau en fonction de la fraction de liquide restante et sa composition théorique à l'état stationnaire (cf. équations 17 et 20; CRAIG et GORDON, 1965).

Le rapport des résistances atmosphériques totales  $r$  et  $r_I$  entre l'eau pure et les espèces isotopiques permet d'introduire  $\alpha K$ , le facteur de fractionnement isotopique cinétique (noté  $\alpha_i$  chez BARNES et ALLISON):

$$\alpha K = \frac{r_I}{r} \quad (22)$$

$\alpha K$  exprime le fractionnement isotopique dû à la diffusion de la vapeur de la même façon que le coefficient de fractionnement à l'équilibre  $\alpha$  exprime le fractionnement issu de l'équilibre entre les phases liquide et vapeur.

MERLIVAT (1970) a réalisé des expériences d'évaporation en laboratoire qui confirment pour l'oxygène 18 les théories de BRUTSAERT, CRAIG et GORDON, et EHHALT et KNOTT (cités dans MERLIVAT, 1970) exprimant le transfert de la vapeur dans la couche limite. Le fractionnement isotopique cinétique est défini par:

$$\alpha K = \left( \frac{d^V}{d_I^V} \right)^{1/2}$$

Par contre, le deutérium montre un effet cinétique mesuré supérieur à la valeur théorique alors que les effets isotopiques pour le deutérium et l'oxygène 18 restent proportionnels. De nouvelles mesures de  $\alpha$  et de  $d_I^v/d^v$  (MAJOUBE, 1971; MERLIVAT, 1978) ont permis de réconcilier la théorie et l'expérimentation pour les deux espèces isotopiques (STEWART, 1975; MÜNNICH et al, 1977).

L'hypothèse d'une composante cinétique au fractionnement isotopique associée au terme interfacial pur de la résistance atmosphérique totale a été progressivement abandonnée (STEWART, 1975).

MERLIVAT et COANTIC (1975), MERLIVAT et JOUZEL (1979) et BARIAC (1988b) expriment le fractionnement cinétique en fonction des résistances à la diffusion (équation 22):

$$\alpha_K = \frac{r_{I,M} + r_{I,T}}{r_M + r_T}$$

Le transport turbulent est supposé non fractionnant:  $r_{I,T} = r_T$ . De plus, les résistances à la diffusion moléculaire  $r_M$  et  $r_{I,M}$  sont proportionnelles à la puissance  $n$  des coefficients de diffusion  $d^v$  et  $d_I^v$ .

Il vient:

$$\alpha_K = \frac{\left(\frac{d^v}{d_I^v}\right)^n + \frac{r_T}{r_M}}{1 + \frac{r_T}{r_M}} \quad (23)$$

$n$  traduit la nature du régime diffusif dans la couche atmosphérique (1/2 pour un régime turbulent, 2/3 pour un écoulement laminaire et 1 pour un régime de diffusion moléculaire pur; DONGMANN et al, 1974) et il est indépendant de l'espèce isotopique.

Mais le facteur de fractionnement cinétique est usuellement exprimé de la façon suivante qui prend en compte l'influence des résistances moléculaires et turbulentes par l'intermédiaire d'une redéfinition de l'exposant  $n$  (STEWART, 1975; MÜNNICH et al, 1977):

$$\alpha_K = \left(\frac{d^v}{d_I^v}\right)^n \quad (24)$$

Cette dernière formulation est en fait un cas particulier du modèle de MERLIVAT et JOUZEL, valable lorsque la valeur de la résistance  $r_T$  est négligeable devant  $r_M$  (BARIAC, 1988b). Par contre quand  $r_T/r_M$  devient significatif le fractionnement cinétique diminue, ce qui se traduit par une valeur équivalente de  $n$  dans l'équation 24 comprise entre 0 et la vraie valeur de  $n$ .

Les applications de la théorie de CRAIG et GORDON à l'étude de l'évaporation de l'eau libre sont nombreuses: étude des échanges océan-atmosphère (MERLIVAT et JOUZEL, 1979), évaporation des lacs (DINCER, 1968; FONTES et GONFIANTINI, 1967), évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute (STEWART, 1975), ... Ces études établissent des relations linéaires entre les teneurs en  $^2\text{H}$  et celles en  $^{18}\text{O}$  avec des valeurs de pente comprises entre 4 et 6, ce qui est en accord avec la théorie (GAT, 1971). D'autres applications concernent la transpiration foliaire BARIAC, 1988a) ou l'évaporation de l'eau des sols saturés et non saturés (cf. ci-après).

### 1.1.3.2 Evaporation des sols saturés

ZIMMERMANN et al (1967) ont étudié l'évolution avec la profondeur des compositions isotopiques de l'eau porale de colonnes de sol uniforme sableux saturé placées en évaporation sous conditions constantes. Ils montrent qu'à l'état stationnaire le flux diffusif descendant de l'excès en deutérium produit par l'évaporation est exactement compensé par le flux d'eau ascendant alimentant la surface. Ils en déduisent que les teneurs isotopiques diminuent exponentiellement avec la profondeur de  $R_s^1$  (composition de l'eau en surface) à  $R_{a\text{lim}}^1$  (composition de l'eau d'alimentation). La profondeur moyenne de pénétration est inversement proportionnelle à  $E$ , le taux évaporatoire.

BARNES et ALLISON (1983) font l'analogie entre la couche superficielle d'un sol saturé et la surface d'un corps d'eau libre. Ils déterminent la valeur stationnaire de  $R_s^1$  d'après la théorie de CRAIG et GORDON.

La pente de la droite  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  pour les sols saturés est identique à celle des corps d'eau libre (ALLISON, 1982). En effet l'enrichissement est déterminé par l'évaporation en surface et la diffusion en phase liquide des espèces isotopiques n'entraîne pas de fractionnement supplémentaire. On remarquera à cet égard que les coefficients de diffusion sont peu différents pour les deux isotopes (cf. figure 1.1-b) et proches du coefficient d'auto-diffusion de l'eau pure.

### 1.1.3.3 Evaporation des sols en régime hydrique permanent

#### 1.1.3.3.1 Conditions isothermes

Les faibles pentes des droites  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  rencontrées pour les sols non saturés ont conduit MÜNNICH et al (1980) à envisager une influence accrue du fractionnement cinétique due à une couche sèche à la surface du sol augmentant l'importance relative des transferts diffusifs. BARNES et ALLISON (1983) ont développé une formulation analytique décrivant l'évolution des compositions isotopiques avec la profondeur. Ils considèrent un système isotherme à l'état stationnaire, ce qui implique l'existence d'une alimentation continue en eau du profil par une nappe phréatique permanente.

Le modèle consiste en une couche superficielle sèche, où les transferts se font exclusivement en



phase vapeur, qui surmonte une zone profonde humide, siège uniquement de transferts en phase liquide. Les auteurs soulignent que cette hypothèse n'est pas valable dans le cas des sols argileux pour lesquels la zone de transfert mixte liquide-vapeur n'est pas négligeable.

Dans la couche superficielle à transferts en phase vapeur, les résistances au transfert  $r$  et  $r_l$  comportent les termes supplémentaires  $r_s$  et  $r_{l,s}$  dus à la couche sèche. Ces termes peuvent devenir prépondérants dès que la couche sèche atteint une épaisseur suffisante. Comme la diffusion est uniquement moléculaire (on suppose que les turbulences atmosphériques ne pénètrent pas dans le sol),  $r_{l,s}$  et  $r_s$  sont inversement proportionnelles aux diffusivités et on a  $r_{l,s}/r_s = d^v/d_l^v$  (cf. équations 22 et 24).

Les auteurs établissent les relations exprimant l'évolution des compositions pour les deux zones de transferts considérées, "zone liquide" et "zone vapeur". En "zone vapeur", ils appliquent la loi de Fick à la diffusion de la vapeur (équation 17). En "zone liquide", ils reprennent la formulation établie par ZIMMERMANN et al (1967) pour les sols saturés, qu'ils modifient pour prendre en compte l'effet de la variation de la teneur en eau sur la diffusion isotopique.

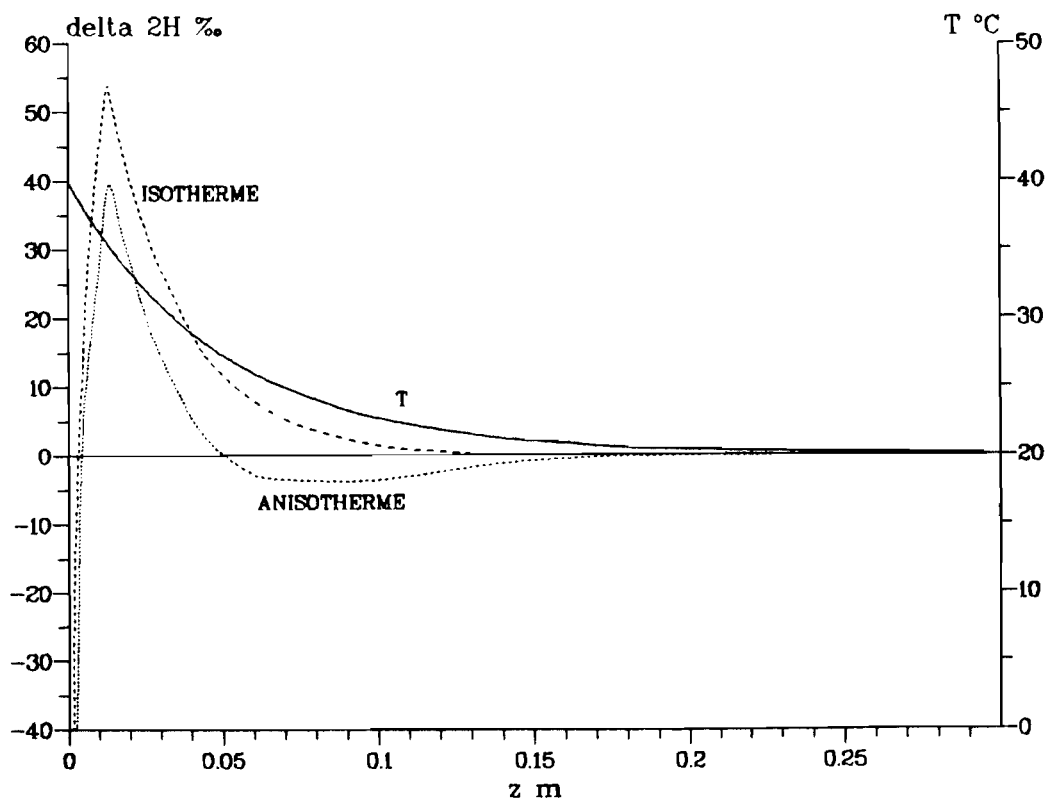


Figure 1.6: Profils théoriques  $\delta_{2H}$  vs  $z$  pour des conditions isothermes et anisothermes, et profil de température (BARNES et ALLISON, 1984).

Le profil isotopique théorique ainsi obtenu (figure 1.6) prend la forme d'un pic peu profond dû à l'enrichissement isotopique à l'évaporation. Les teneurs en isotopes lourds diminuent jusqu'en surface par le jeu de la diffusion qui se fait essentiellement en phase vapeur entre la vapeur atmosphérique très appauvrie en isotopes et la vapeur dans le sol. Le profil présente enfin une décroissance exponentielle de la teneur à partir du maximum d'enrichissement jusqu'à la teneur isotopique de l'eau d'alimentation

profonde par la diffusion en phase liquide et, dans une moindre mesure, en phase vapeur.

Considérant à nouveau que les coefficients de diffusion des espèces isotopiques dans l'eau pure sont d'influence négligeable (cf. 1.1.3.2), les auteurs déterminent les expressions théoriques des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  en "zone vapeur" et "liquide". Ces expressions dépendent des compositions isotopiques de l'eau d'alimentation et de la vapeur atmosphérique, de l'humidité relative atmosphérique (seulement en "zone liquide") et des fractionnements  $\alpha$  et  $\alpha_K$ . Dans le cas d'une couche de diffusion vapeur bien développée, le paramètre  $n$  prend une valeur proche de 1 (équation 24) et on obtient des pentes en "zone liquide" de valeurs proches de 3. Pour une valeur de  $n$  plus faible, soit 0.5, le fractionnement cinétique se fait moins sentir et les valeurs théoriques de la pente atteignent 4 à 4.5.

### 1.1.3.3.2 Conditions anisothermes

BARNES et ALLISON (1984) étendent cette formulation théorique à l'évaporation anisotherme dans le cas d'un profil stationnaire de température.

Les auteurs écrivent les expressions des flux liquides  $f^l$  et vapeur  $f^v$  (équations 16 et 18) pour l'eau pure et les flux isotopiques associés  $f_I^l$  et  $f_I^v$ :

$$\text{liquide } f_I^l = R^l \cdot f^l + f_I^{ld}$$

$$\text{avec } f_I^{ld} = -D_I^l \rho \frac{\partial R^l}{\partial z} \quad (25)$$

$$\text{vapeur } f_I^v = -D_I^v \frac{\partial (R^v h \rho^s)}{\partial z} = f_I^{v\theta} + f_I^{vT} + f_I^{vd}$$

$$\text{avec } f_I^{v\theta} = \frac{D_I^v}{D^v} f^{v\theta} \cdot R^v$$

$$f_I^{vT} = \frac{D_I^v}{D^v} f^{vT} \cdot R^v$$

$$f_I^{vd} = -D_I^v h \rho^s \frac{\partial R^v}{\partial z} \quad (26)$$

$D_I^l$  et  $D_I^v$  sont les coefficients de diffusion effectifs de l'espèce isotopique en phase liquide et vapeur.  $R^l \cdot f^l$ ,  $f_I^{v\theta}$  et  $f_I^{vT}$  sont les flux isotopiques liés aux flux d'eau pure alors que  $f_I^{ld}$ ,  $f_I^{vd}$  représentent les flux de diffusion moléculaire.

Le profil isotopique est déterminé dans la couche superficielle de transfert vapeur en négligeant  $f^1$ , comme dans le cas isotherme. Pour la région où cohabitent flux de liquide et de vapeur, les auteurs établissent une équation différentielle du premier ordre entre la composition isotopique et la profondeur sous la dépendance de la température. Une solution approchée permet de calculer aisément le profil. Pour une température constante dans le sol, la formulation en "zone liquide" est équivalente à celle de BARNES et ALLISON (1983).

On constate (figure 1.6) qu'en conditions théoriques anisothermes stationnaires (avec une température décroissant de façon exponentielle avec la profondeur), le profil  $\delta_{2H}(z)$  présente un pic moins accentué qu'en conditions isothermes. La "zone vapeur" plus développée est associée à une profondeur de pic plus importante. On remarque enfin un appauvrissement en isotopes lourds à la base de la courbe de décroissance du pic, jusqu'à des teneurs isotopiques inférieures à celle de l'eau d'alimentation. En effet la composante thermique du flux de vapeur  $f^{vT}$  a tendance, pour le profil de température choisi, à contrarier le flux évaporatoire. Ce flux met en jeu de la vapeur appauvrie en isotopes lourds qui contribue à appauvrir la phase liquide. Cet effet caractéristique de l'anisothermie a été reproduit en laboratoire mais il n'y a pas à notre connaissance d'exemple naturel vraisemblable de ce phénomène, par manque en général de confirmation de l'existence de gradients thermiques par des mesures de la température dans le sol (BARNES et al, 1989; BARNES et ALLISON, 1988).

Les auteurs déduisent de leur formulation les expressions théoriques des pentes des droites isotopiques en "zone vapeur" et "liquide" qui diffèrent (indépendamment de l'hypothèse isotherme ou anisotherme) de celles introduites dans BARNES et ALLISON (1983). La nouvelle expression de la pente en "zone liquide" ne dépend plus de l'humidité relative atmosphérique et donne en général des valeurs légèrement plus petites. Ils soulignent enfin que les équations isotopiques sont linéaires et aisées à résoudre alors que les équations décrivant le mouvement de l'eau sont non linéaires et dépendent largement de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique.

#### 1.1.3.3.3 Validation expérimentale

En complément de leur étude théorique, BARNES et ALLISON ont réalisé des expériences en laboratoire (ALLISON et al, 1983) pour vérifier la validité de leurs hypothèses et formulations analytiques.

Des colonnes de longueurs variées, emplies de matériaux divers et alimentées de façon continue par la base s'évaporent librement dans l'atmosphère. Les auteurs estiment le flux évaporatoire à partir des profils isotopiques en "zone liquide" et trouvent des valeurs égales ou inférieures, de 10 % maximum, au flux mesuré, ce qui montre la validité de la méthode pour quantifier l'évaporation.

Les pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  rencontrées sont comprises entre 4.2 pour la colonne saturée et 2.6 pour les colonnes sèches en surface. Les valeurs théoriques du paramètre  $n$  déduites des pentes sont de 0.63 pour le sol saturé (conditions turbulentes non pures), 0.7 pour un sol non saturé mais humide en surface (influence accrue de la diffusion moléculaire) à 1 ou plus, jusqu'à 1.56, pour les sols secs en sur-

face (diffusion moléculaire dominante). Les valeurs aberrantes de  $n$ , supérieures à 1, sont supposées provenir d'une mauvaise évaluation de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique. Une minoration d'environ 10 % de cette composition (en  $\delta\text{‰}$ ) permet d'obtenir des valeurs de  $n$  convenables, c'est à dire égales à 1.

Pour étudier l'influence de la couche sèche superficielle sur la pente, les auteurs réalisent une expérience d'évaporation sur une surface d'eau libre couverte d'une plaque perforée et d'un lit de sphères en polyuréthane d'épaisseur variable ("mulch"). Les pentes obtenues varient de 4.3 pour l'eau libre à 2.6 pour un "mulch" de 12 mm (figure 1.7). Les pentes calculées en combinant un paramètre  $n = 0.5$  pour la couche limite atmosphérique et  $n = 1$  pour le "mulch" en fonction de l'épaisseur de ce dernier, montrent une bonne adéquation avec les valeurs expérimentales.

Remarque: Les auteurs mettent également en évidence le fait que pour l'attapulгите les teneurs en deutérium des couches profondes du sol, non influencées par l'évaporation, sont inférieures à celles de l'eau d'alimentation. Ils y voient l'effet d'un échange isotopique avec l'attapulгите qui conserve, bien que séchée à l'air, une eau résiduelle de composition très appauvrie en deutérium ( $-78 \delta\text{‰}$ ). L'oxygène 18 ne présente pas ce phénomène.

MÜNNICH et al (1980) étudient expérimentalement l'influence de la texture du sol sur les pentes des droites d'évaporation en "zone liquide". Dans le cas des matériaux fins, la théorie reproduit de façon satisfaisante les pentes observées, alors qu'elle les sous-estime pour les matériaux plus grossiers. Cet effet est mis sur le compte de la pénétration des turbulences atmosphériques dans la partie superficielle du sol, phénomène contrecarré par la friction moléculaire importante de l'air dans les matériaux fins.

SONNTAG et al (1984) reprennent ces travaux et mettent en évidence une influence de l'humidité relative atmosphérique sur les pentes des relations  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$ , effet en désaccord avec leur analyse théorique.

BARNES et al (1989) réalisent le même type d'expérience sur colonne que ci-dessus mais dans le cas d'un gradient de température stationnaire décroissant obtenu par chauffage radiatif de la surface. Les

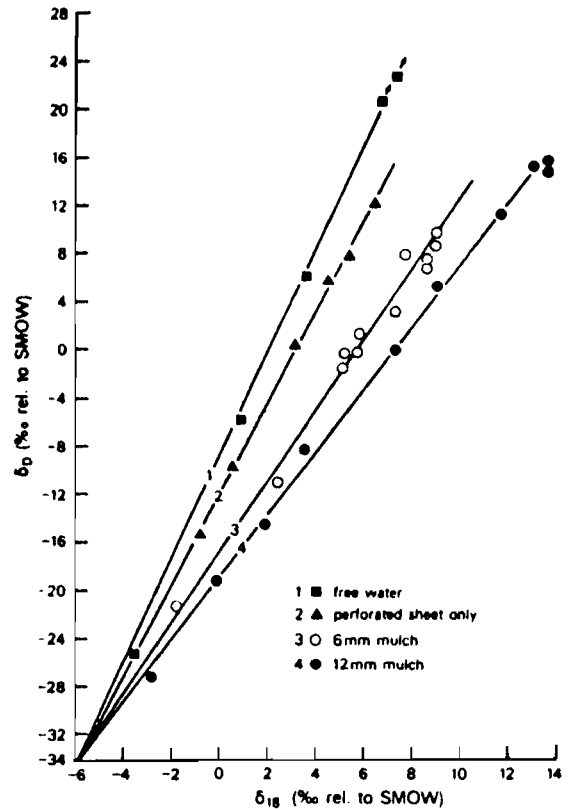


Figure 1.7: Comparaison des pentes des droites  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  pour l'évaporation de l'eau libre et avec différentes épaisseurs de "mulch" (ALLISON et al, 1983).

profils isotopiques obtenus montrent un net appauvrissement isotopique (jusqu'à 1.5  $\delta_{18O}\text{‰}$  et 4.2  $\delta_{2H}\text{‰}$ ) à la base de la zone de diffusion en phase liquide, identique à celui prédit par la théorie (figure 1.6). Le flux de vapeur thermique provoque un mouvement descendant de vapeur appauvrie en isotopes lourds produite au front évaporatoire. Ce flux est contrebalancé par le mouvement général ascendant de l'eau dans le profil. Il en résulte finalement un appauvrissement de la phase liquide en isotopes lourds par rapport à l'eau d'alimentation.

#### 1.1.3.4 Evaporation des sols en régime hydrique transitoire

Ce chapitre traite des sols se desséchant sous conditions hydriques non permanentes. Cela implique qu'il n'existe pas de source d'alimentation assez proche de la surface pour assurer un régime hydrique permanent (par remontées capillaires) en un délai raisonnable. C'est le cas le plus généralement rencontré dans la nature où pendant les périodes sèches le sol restitue à l'atmosphère tout ou partie de l'eau des précipitations infiltrées.

##### 1.1.3.4.1 Théorie

WALKER et al (1988) étudient le deuxième stade évaporatoire (cf. 1.1.2.3) des sols en régime transitoire.

Ils développent les équations qui régissent les mouvements de l'eau et des espèces isotopiques en fonction de la variable de Boltzmann  $z.t^{-1/2}$ . Les conditions atmosphériques sont considérées comme constantes et les profils initiaux de teneurs en eau et en isotopes sont uniformes. Ils introduisent à cette occasion la formulation du principe de conservation de la masse pour les espèces isotopiques:

$$\frac{\partial [\rho\theta R^l + \rho^v(p - \theta)R^v]}{\partial t} + \frac{\partial f_1^l}{\partial z} + \frac{\partial f_1^v}{\partial z} = 0 \quad (27)$$

Les formulations approchées des profils isotopiques sont déterminées en "zone vapeur" et en "zone liquide".

BARNES et WALKER (1989) reprennent cette base théorique et obtiennent un couple d'équations (eau et isotopes) différentielles couplées et exprimées en fonction de la variable de Boltzmann. Ils soulignent à cette occasion que l'effet cinétique va dépendre du développement en épaisseur de la couche sèche et donc du temps, ce qui restreint leur analyse aux cas où la couche sèche est déjà bien développée.

Les auteurs résolvent ce système d'équation pour un sol aux "zones vapeur" et "zone liquide" bien délimitées. La comparaison entre des profils isotopiques obtenus pour des conditions identiques mais sous des régimes hydriques respectivement permanent et transitoire montre que les profils en "zone vapeur" ont des formes dissemblables. Le comportement de la zone de diffusion liquide est par contre

peu différent. De plus, alors qu'en régime permanent la valeur de l'enrichissement maximal au pic dépend des compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique et de l'eau d'alimentation, en régime transitoire elle dépend aussi du profil de teneur en eau et des propriétés hydrodynamiques du milieu.

En pratique, les solutions analytiques de ces équations sont impossibles et les solutions numériques difficiles d'usage car instables (BARNES et ALLISON, 1988).

SHIMOJIMA et al (1990) complètent cette étude par la prise en compte d'un coefficient de diffusion turbulente dans le sol pour évaluer l'influence de la pénétration des turbulences sur le profil isotopique. Ils distinguent les "zone vapeur", "zone liquide-vapeur" et "zone liquide" pour lesquelles ils tentent de résoudre les équations de transfert. On retrouve à cette occasion des formulations proches de celles établies par BARNES et ALLISON en 1984. Ils remarquent enfin qu'en régime hydrique transitoire on ne peut pas atteindre un profil isotopique stationnaire!

#### 1.1.3.4.2 Expérimentation

Les expériences d'évaporation en régime transitoire ont lieu sur des colonnes saturées puis drainées. Elles sont ensuite laissées se dessécher librement et sans réalimentation. L'évaporation cumulée est mesurée par pesées régulières des colonnes.

WALKER et al (1988) vérifient l'hypothèse de Boltzmann (similarité en  $z.t^{-1/2}$ ) pour la teneur en eau et en isotopes, ainsi que la linéarité de l'évaporation cumulée fonction de  $t^{1/2}$ . Le premier stade évaporatoire est de courte durée dans leur expérience (3 jours) et ils étudient donc exclusivement le deuxième stade. La similarité est correcte sauf pour leur dernier profil où le deutérium présente un enrichissement global excessif. Ils mettent en évidence le fait que l'évaluation de l'évaporation nécessite des données très précises car le système est mathématiquement mal conditionné. En effet les compositions isotopiques calculées sont très sensibles à  $t$ . De plus la valeur de l'enrichissement du pic est surtout déterminée par les paramètres atmosphériques et la composition de l'eau d'alimentation. Comme cet enrichissement est la source de l'excès en isotopes lourds en profondeur, la forme du profil dépendra finalement plus du temps d'exposition aux conditions évaporatoires que du flux évaporatoire cumulé.

SHIMOJIMA et al (1990) réalisent une expérience identique pour des régimes permanents et transitoires et ajustent les profils théoriques en "zone liquide" sur leurs résultats (deutérium). Les droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  ne sont pas présentées à l'occasion de ces travaux!

BOUJAMLAOUI et al (1991) reprennent ces expériences sur colonnes et l'analyse de similarité. Comme WALKER et al (1988) leur dernier profil isotopique montre un enrichissement excessif. La valeur des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  décroît à l'occasion de l'intensification du dessèchement: 6.1, 3.7, 2.4, 2.1 et 1.8 pour une teneur en eau en surface valant respectivement 0.39, 0.34, 0.17, 0.05, et 0.01

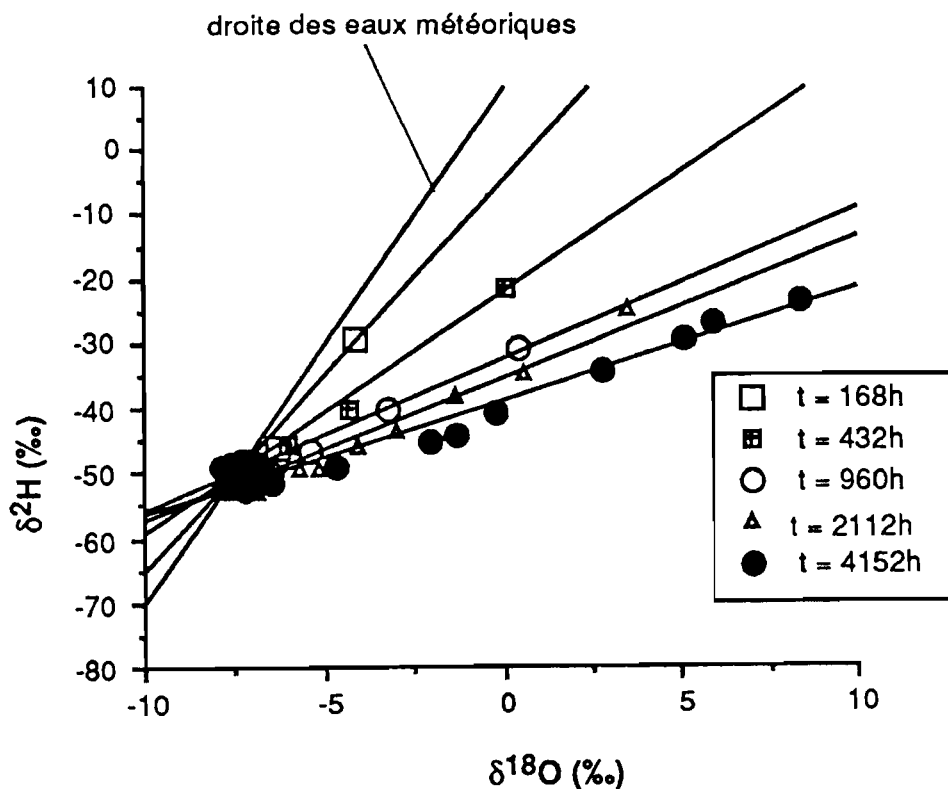


Figure 1.8: Evolution des pentes des droites  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  lors du dessèchement de colonnes de sol (BOUJAMLAOUI et al, 1991).

(figures 1.8 et 1.10). Ces résultats soulignent de nouveau l'importance du développement de la couche vapeur superficielle sur le fractionnement isotopique cinétique.

### 1.1.3.5 Aspects naturels des profils isotopiques

Bien plus que l'expérimentation, l'étude des variations isotopiques dans les sols en milieu naturel démontre l'intérêt de la méthode mais aussi le caractère contraignant de certaines hypothèses à la base des formulations analytiques. Elle permet également de mettre à jour divers phénomènes nouveaux.

#### 1.1.3.5.1 Evaluation de l'évaporation

Les tentatives d'évaluation de l'évaporation à partir des profils isotopiques en régime permanent ou pseudo-permanent sont relativement nombreuses (BARNES et ALLISON, 1982; ARANYOSSY et al, 1991; COLIN KACZALA, 1986). Certaines études ont donné lieu à comparaison avec une autre méthode de calcul de l'évaporation, la théorie hydrodynamique simplifiée de décharge de nappe (GARDNER, 1958).

SONNTAG et al (1984) effectuent des estimations hydrodynamiques du flux évaporatoire qui représentent jusqu'à 9 fois l'estimation par la méthode isotopique. Ils expliquent ces différences par leur méconnaissance des paramètres hydrodynamiques des sols étudiés. La comparaison qu'ils font entre les

méthodes de la profondeur du pic isotopique et de l'ajustement en zone de diffusion liquide montre des différences au maximum de 80 % sur l'estimation de l'évaporation. Il faut signaler que ce travail a porté sur des dunes en Egypte présentant des phénomènes de salinisation qui n'ont pas été pris en compte dans l'étude isotopique (une forte salinité réduit la densité de vapeur de l'eau et donc le facteur de fractionnement à l'équilibre).

CHRISTMANN et SONNTAG (1987) considèrent la relation théorique existant entre l'évaporation et la profondeur de la nappe (pour une évaporativité donnée et selon la texture du sol) et montrent que leurs évaluations isotopiques du flux évaporatoire sont réalistes.

Les calages effectués sur les profils isotopiques imposent parfois une surestimation de l'humidité relative ou des compositions isotopiques atmosphériques qui conduisent finalement à des évaluations de l'évaporation peu différentes de celles obtenues avec les paramètres mesurés (YOUSFI et al, 1984).

Le choix de la valeur de la composition de l'eau d'alimentation est souvent délicat, les profils naturels n'étant pas souvent uniformes en profondeur. BARNES et ALLISON (1982) proposent de prendre comme composition de l'eau d'alimentation l'intersection de la droite isotopique caractéristique des eaux profondes avec la droite d'évaporation en "zone liquide".

FONTES et al (1986) et BARNES et ALLISON (1988) évaluent de façon théorique les temps caractéristiques d'établissement des profils isotopiques en zones de transfert liquide et vapeur ( $t_c = D_I/E^2$ , avec  $D_I$  diffusivité effective isotopique en  $m^2.s^{-1}$  et  $E$  taux évaporatoire en  $m.s^{-1}$ ).

En régime permanent, le temps caractéristique de la "zone liquide" peut atteindre des millénaires pour de faibles taux d'évaporation (quelques mm par an) à quelques jours pour des évaporations fortes (de l'ordre du m par an). Le temps caractéristique d'établissement du profil en "zone vapeur" est beaucoup plus faible. En régime transitoire les temps caractéristiques sont d'un à deux ordres de grandeur inférieurs à ceux du régime permanent. Ces considérations imposent la prudence quand à l'usage de la théorie isotopique en régime permanent dans le cas des faibles évaporations.

L'hypothèse de la seule dépendance de  $\alpha$  avec la température (et la salinité) est systématiquement adoptée. COLIN KACZALA (1986) présente les résultats d'une expérience d'équilibration en milieu clos entre la phase liquide d'échantillons de sol et la phase vapeur pour des humidités relatives variables.

L'enrichissement à l'équilibre calculé pour l'oxygène 18 est indépendant de l'humidité relative. La valeur moyenne obtenue pour un sable est très proche de la valeur théorique ( $9.3 \delta_{18O}\text{‰}$ ) alors que pour une craie l'enrichissement est inférieur ( $7.5 \pm 0.7 \delta_{18O}\text{‰}$ ). Ce phénomène serait la conséquence des forts potentiels matriciels rencontrés dans la craie.

L'effet de l'anisothermie a été plus largement étudié sur le plan expérimental que dans le milieu naturel, il n'y a pas par exemple de modélisation de profils naturels en conditions anisothermes. Des minima à la base des pics d'enrichissement isotopique ont été remarqués à plusieurs reprises mais ALLISON et al (1984b) remarquent dans leur étude qu'ils sont trop accentués pour être mis



exclusivement sur le compte des gradients de température et invoquent ultérieurement l'infiltration de pluies appauvries (BARNES et ALLISON, 1988).

#### 1.1.3.5.2 Les droites d'évaporation

On a vu que les pentes des droites d'évaporation caractéristiques des sols secs dépendent essentiellement des conditions atmosphériques locales et de la composition isotopique de l'eau d'alimentation. La similarité des pentes associées aux profils isotopiques naturels établis dans une même région confirme cette analyse (CHRISTMANN et SONNTAG, 1987; YOUSFI et al, 1984).

La chronique de profils isotopiques réalisée sur 10 mois par ALLISON et al (1984b) montre des droites d'évaporation dont les pentes ont des valeurs comprises entre 4.1 en période pluvieuse et 1.9 en période sèche. Ce comportement est tout à fait comparable à celui des résultats expérimentaux. Il est pris en compte au niveau théorique par l'influence du développement de la "zone vapeur" sur  $\alpha_K$ .

Il a souvent été mis en évidence en milieu naturel des droites d'évaporation de pentes aux valeurs très faibles, proches de 2 (EDMUNDS et al, 1991; MÜNNICH et al, 1980; cf. 3.2.5.2.2), inexpliquées par la théorie (ARANYOSSY et al, 1991). FONTES et al (1986) supposent que ces faibles pentes sont la conséquence d'un mélange avec des eaux infiltrées appauvries en isotopes lourds. Ceci est possible car les eaux les plus enrichies sont les moins abondantes donc l'effet de la dilution sera relativement plus important et finalement la pente plus faible.

Il faut rappeler à cette occasion que BARNES et ALLISON donnent deux formulations théoriques différentes de la pente des droites d'évaporation (cf. équation 25 de BARNES et ALLISON, 1983; équation 32 de BARNES et ALLISON, 1984). La deuxième formulation néglige les compositions isotopiques de l'eau d'alimentation et de l'atmosphère et donne des valeurs en général plus faibles. L'influence de la composition de l'eau d'alimentation sur la valeur de la pente a été étudiée par SONNTAG et al (1984).

#### 1.1.3.5.3 Influence des précipitations

Le problème du choix de la composition de l'eau d'alimentation, apparu à l'occasion des modélisations de l'évaporation, nous conduit à considérer les phénomènes isotopiques liés à l'infiltration des pluies. Le mélange entre les eaux de pluie infiltrantes et les eaux superficielles des sols ayant subi un enrichissement isotopique à l'évaporation est un phénomène complexe.

La rétention d'eau en surface des sols dans des dépressions est un phénomène préalable à l'infiltration. Il conduit à leur enrichissement isotopique par évaporation du type eau libre (cf. 1.1.3.1) ce qui abaisse la valeur des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  des eaux d'infiltration de 8 à environ 5. GAT et TZUR (1970) modélisent ce phénomène en modifiant les formulations introduites par CRAIG et

GORDON (1965) pour l'évolution isotopique d'une masse d'eau libre par l'introduction d'un terme exprimant la balance des taux d'évaporation et d'infiltration potentiels. Ils trouvent un enrichissement de 6 ‰ maximum en oxygène 18. Cet enrichissement sera surtout sensible pour les sols argileux où les faibles taux d'infiltration contribueront à augmenter la durée d'exposition de l'eau aux conditions atmosphériques évaporantes.

L'usage des variations en isotopes stables (et en tritium) dans les pluies comme traceurs de l'infiltration est fréquent. ZIMMERMANN et al (1967) trouvent en milieu tempéré (évaporation négligeable) des variations isotopiques saisonnières dans les couches superficielles du sol bien corrélées avec celles des pluies. Le déphasage des signaux dans deux couches successives permet alors une évaluation de la vitesse d'infiltration superficielle.

EDMUNDS et al (1991) observent également ces variations saisonnières jusqu'à 35 m dans des dunes au Sénégal. Ils relient les compositions isotopiques relativement enrichies aux années déficitaires en pluie et inversement.

ALLISON et al (1984b) remarquent dans le cas des sites les plus arides que l'eau infiltrée est appauvrie en isotopes lourds par rapport à la composition moyenne des pluies. Ceci s'explique par le fait que les pluies les plus importantes, et donc les plus propices à une infiltration profonde, sont généralement les plus appauvries en isotopes lourds (effet de masse, cf. 1.1.1.3).

Des épisodes alternés d'infiltration et d'évaporation peuvent donner naissance à des profils complexes qui prennent la forme d'une succession de pics isotopiques atténués (YOUSFI et al, 1984). En zone aride, le lessivage par l'infiltration des pluies de l'eau enrichie de la partie superficielle du sol peut conduire, s'il y a recharge, à des eaux souterraines caractérisées par un enrichissement isotopique par rapport aux pluies. Mais les faibles pentes des relations linéaires  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  ne sont pas préservées à cause du mélange diffusif produit par la "compression" du pic isotopique par l'eau d'infiltration (BARNES et ALLISON, 1988). En effet les fortes valeurs d'enrichissement isotopique qu'on trouve au niveau du pic correspondent à de faibles teneurs en eau qui sont largement diluées par la lame d'eau infiltrante.

En milieu semi-aride, BARNES et ALLISON (1982) mettent en évidence dans des dunes que la droite  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  des eaux profondes a une pente de valeur égale à 8, c'est à dire caractéristique de pluies non affectées par l'évaporation, mais qu'elle se situe à droite de la droite locale des précipitations. Ils expliquent cet effet (appelé "deutérium déficit" ou d.d) par le mélange entre les eaux de pluies et les eaux superficielles enrichies par évaporation.

Un calcul simple montre que pour un enrichissement constant entre deux épisodes pluvieux consécutifs et un rapport de mélange constant on obtient bien la droite en question. Ce d.d. est caractéristique de la localité et un modèle conceptuel très schématique suggère que pour un régime climatique caractérisé par une fréquence régulière des épisodes pluvieux, il soit inversement proportionnel à la racine carrée de la recharge.

Cette hypothèse a été vérifiée de façon satisfaisante par des évaluations de la recharge par le bilan du

chlore (ALLISON et al, 1984b). Cette méthode a priori intéressante pour évaluer les faibles recharges n'a pas été exploitée (BARNES et ALLISON, 1988).

## Conclusion

On constate finalement que certaines hypothèses à la base des formulations analytiques des profils isotopiques ne sont pas toujours transposables au milieu naturel:

- Les valeurs de l'humidité relative et des compositions isotopiques atmosphériques doivent souvent être surestimées pour obtenir des modélisations correctes. Il est possible de mettre ceci sur le compte de la couche limite atmosphérique qui impose des gradients de concentration de vapeur (densité et compositions isotopiques) conduisant à des valeurs différentes des paramètres dans l'atmosphère libre et à l'interface sol-atmosphère.

- Les profils isotopiques profonds sont rarement uniformes, ce qui pose des problèmes pour le choix de la composition de l'eau d'alimentation.

- Les temps caractéristiques d'établissement des profils stationnaires peuvent être considérables, ce qui met en doute la validité de certaines évaluations de l'évaporation en régime permanent, surtout pour les nappes profondes.

- Le facteur de fractionnement à l'équilibre  $\alpha$  pourrait être influencé par les forts potentiels matriciels qu'on trouve dans les sols secs de type argileux et conduire à des enrichissements réels différents des enrichissements calculés.

- Le calcul théorique des pentes des droites d'évaporation n'explique pas certaines valeurs très faibles souvent rencontrées dans la nature.

Malgré ces limitations, la méthode isotopique a montré son utilité dans le traçage des mouvements de l'eau de la zone non saturée, en particulier à l'évaporation. Son avantage principal réside dans la faible variabilité des diffusivités isotopiques avec les teneurs en eau en comparaison de la variation exponentielle de la conductivité pour l'eau.

BARNES et ALLISON (1988) soulignent que le manque de solutions analytiques plus générales à leur formulation théorique empêche des vérifications expérimentales globales. Ils ajoutent finalement qu'un modèle numérique efficace réduirait considérablement l'effort nécessaire pour compléter notre connaissance du développement des profils isotopiques en conditions naturelles.

## 1.2 LE MODELE "MOISE"

### Introduction

Le modèle "MOISE" (MODélisation Isotopique des Sols sous Evaporation), que nous proposons à l'occasion de cette étude, est un modèle numérique monodimensionnel destiné à résoudre les équations différentielles qui régissent les mouvements de l'eau et des espèces isotopiques dans les sols en dessèchement. En ce qui concerne la partie hydrodynamique, il est basé sur les principes généraux dégagés par CAMPBELL (1985). La partie isotopique consiste en un couplage des formulations de BARNES et ALLISON (1983 et 1984) avec les équations hydrodynamiques présentées au chapitre 1.1.2.2.

### 1.2.1 Formulation du modèle

#### 1.2.1.1 Formulation hydrodynamique

##### 1.2.1.1.1 Hypothèses

- L'atmosphère est caractérisée par son humidité relative  $h_a$  et sa température  $T_a$ .
- On considère que les mouvements des fluides se font exclusivement sur un axe (O,z) vertical. On choisit de prendre l'origine O à la surface du sol, z positif vers le bas et  $z_{max}$  profondeur maximale.
- On suppose que la température dans le sol  $T_{z,t}$  est connue dans le temps et dans l'espace, soit par des mesures, soit à partir d'un modèle de propagation d'onde thermique (cf. 3.2.1.2). Ceci nous permet, comme le soulignent BARNES et ALLISON (1984), de découpler les équations régissant les transferts d'eau de celles régissant les transferts de chaleur.

##### 1.2.1.1.2 Relations caractéristiques et diffusivités effectives

- On a choisi comme relations potentiel matriciel-teneur en eau  $\psi(\theta)$  et conductivité hydraulique-teneur en eau  $k(\theta)$  (cf. 1.1.2.2, équation 16) des lois polynomiales (LALIBERTE et al, 1966; KLUTE, 1972). Les lois de type homograpique sont plus réalistes, en particulier pour des conditions hydriques proches de la saturation mais elles impliquent un paramètre supplémentaire (THIERY, 1990).

$$\psi(\theta) = a(\theta-b)^c \quad \text{avec } \psi \leq \psi_c, \quad \theta \leq \theta_{sat} \quad (28)$$

$$k(\theta) = d(\theta-b)^e \quad \text{et } k \leq k_{sat} \quad (29)$$

$\psi_c$  est le potentiel matriciel d'entrée d'air, c'est à dire le potentiel pour lequel l'eau contenue dans le pore le plus grand s'évapore.  $\theta_{sat}$  est la teneur en eau à saturation constante et  $k_{sat}$  la conductivité

hydraulique à saturation.  $a$ ,  $b$ ,  $c$  sont des coefficients phénoménologiques propres au sol.

- On définit également à cette occasion le potentiel matriciel atmosphérique équivalent  $\psi_a$  (AHO, 1981). On y associe la teneur en eau résiduelle (ou humidité hygroscopique, cf. 1.1.2.3)  $\theta_{rés} = \theta(\psi_a)$ , avec  $\psi_a$  potentiel matriciel en équilibre avec la vapeur atmosphérique (équation 14) à la température du sol en surface,  $T_s$ :

$$\psi_a = \frac{RT_s}{M} \ln(h'_a) \quad (30)$$

avec  $h'_a$ , humidité relative atmosphérique ramenée à la température du sol:

$$h'_a = h_a \frac{\rho^s(T_a)}{\rho^s(T_s)} \quad (31)$$

- La diffusivité effective en phase gazeuse dans le milieu poreux  $D^v$  (cf. 1.1.2.2, équation 17) est proportionnelle à la diffusivité moléculaire  $d^v$  (cf. 1.1.1.2). Elle dépend également de facteurs géométriques propres au milieu poreux.

Les études portant sur  $D^v$  (PENMAN, 1940; TROEH et al, 1982) dégagent deux facteurs principaux. La section disponible pour la diffusion, ou porosité ouverte au gaz, peut s'exprimer par la différence entre la porosité  $p$  et la teneur en eau  $\theta$ . La tortuosité  $\tau$  est le carré du rapport des longueurs entre la ligne droite et le cheminement réel (HOUPEURT, 1956; PORTER et al, 1960). Pour un sol sableux, PENMAN (1940) détermine expérimentalement une tortuosité de 0.66 mais dans les sols argileux à structure plus complexe la tortuosité peut être beaucoup plus faible (jusqu'à 0.2-0.1; BARNES et ALLISON, 1988).

PHILIP (1955) choisit de définir  $D^v$  de la façon suivante:

$$D^v = \tau(p-\theta)d^v \quad (32)$$

A l'occasion d'un bilan des études portant sur  $D^v/d^v$ , TROEH et al (1982) montrent l'imperfection de cette formulation. En effet le facteur de tortuosité présente des variations avec la teneur en eau. De plus  $D^v$  s'annule pour des teneurs en eau inférieures à la porosité, ce qui signifie que la phase gazeuse est présente, mais sous forme de poches déconnectées, et donc inaptés à la conduction de la vapeur. Les auteurs envisagent d'autres expressions plus sophistiquées de la relation entre  $D^v/d^v$  et la teneur en eau mais nous suivons ici la pratique usuelle en géochimie isotopique qui utilise l'équation 32 de façon semble-t-il satisfaisante (BARNES et ALLISON, 1988).

### 1.2.1.1.3 Flux et conservation de la masse

Les flux que l'on définit ci-après sont en fait des densités de flux et s'expriment en  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . On choisit  $\psi$  comme variable principale; en effet le potentiel donne de bons résultats pour la modélisation des sols en dessèchement (CAMPBELL, 1985). Le choix du potentiel matriciel comme variable hydrodynamique principale est approprié à la simulation des sols hétérogènes pour lesquels le potentiel est une fonction continue de la profondeur, contrairement à la teneur en eau. Ce choix posera néanmoins des problèmes pour le calage des résultats du modèle sur les profils de teneur en eau (cf. 2.3.2.1).

- Le flux total d'eau dans le sol  $f$  est la somme d'une composante en phase liquide  $f^l$  et d'une composante en phase vapeur  $f^v$ . Ces flux se décomposent respectivement en  $f^{lm}$ , flux d'eau liquide matriciel,  $f^{lg}$ , flux d'eau liquide gravitaire,  $f^{v0}$ , flux de vapeur massique, et  $f^{vT}$ , flux de vapeur thermique (cf. 1.1.2.2). Il vient (équations 14, 16, 18 et 32):

$$f^{lm} = -k \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (33)$$

$$f^{lg} = gk \quad (34)$$

$$f^{v0} = -\tau(p - \theta)d^v \rho^s \frac{Mh}{RT} \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (35)$$

$$f^{vT} = -\beta \tau(p - \theta)d^v h \frac{\partial \rho^s}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (36)$$

Les équations 35 et 36 ne prennent pas en compte l'influence de la thermodépendance du volume d'air à pression constante (effet sur  $\rho$ ) ni celle du facteur de flux massique (PHILIP et DE VRIES, 1957) qui conduit à des déviations généralement inférieures à 6 % (CASS et al, 1984).

Le facteur de rehaussement du flux de vapeur thermique  $\beta$  est introduit (équation 36) pour prendre en compte les effets supplémentaires associés au gradient thermique mis en évidence par PHILIP et DE VRIES (1957). Les micro-gradients thermiques (échelle du pore), plus importants que les gradients macroscopiques, ainsi que des phénomènes de condensation-évaporation qui permettent un transfert de vapeur à travers les ménisques liquides, sont à l'origine d'une diffusion accrue de la vapeur dans le milieu poreux non saturé. Le facteur  $\beta$  dépend essentiellement de la teneur en eau (CASS et al, 1984). CARY (1966) dans son approche thermodynamique du transport de la vapeur dans les milieux poreux, introduit également ce facteur  $\beta$  mais en tant que simple coefficient phénoménologique. JURY et LETEY (1979) reprennent les résultats expérimentaux des nombreuses études concernant ce phénomène et trouvent des valeurs de  $\beta$  comprises entre 0.75 et 3.8 pour une moyenne de  $1.83 \pm 0.79$ . Ils soulignent enfin que le choix d'une valeur de 2 pour  $\beta$  peut être suffisante pour la prédiction de  $f^{vT}$ .

- L'application du principe de conservation de la masse (équation 19) aux flux définis ci-dessus (équations 33 à 36) conduit à l'expression différentielle régissant les mouvements de l'eau dans le sol:

$$\frac{\partial[\rho\theta + h\rho^s(p - \theta)]}{\partial t} + \frac{\partial f^{lm}}{\partial z} + \frac{\partial f^{lg}}{\partial z} + \frac{\partial f^{v\theta}}{\partial z} + \frac{\partial f^{vT}}{\partial z} = 0 \quad (37)$$

#### 1.2.1.1.4 Conditions aux limites

- Le flux évaporatoire en surface est proportionnel à la différence des densités de vapeur entre la surface du sol et l'atmosphère (cf. équations 20 et 17 chapitre 1.1.3.1; SHIMOJIMA et al, 1990):

$E\rho_s^s = (\rho_s^v - \rho_a^v) / r$ . Si on fait l'hypothèse que l'évaporation de l'eau d'un sol saturé et à la température de l'atmosphère est équivalente à l'évaporation potentielle  $E_p$  (cf. 1.1.2.3), on peut exprimer la densité de flux évaporatoire  $f^{ev}$  de la façon suivante (équations 13 et 31; équation 9.14 de CAMPBELL, 1985):

$$f^{ev} = -E_p \frac{h_s - h'_a}{1 - h_a} \quad (38)$$

avec  $h_s$  humidité relative en surface du sol. On remarque effectivement que  $f^{ev} = -E_p$  pour les sols saturés (où l'humidité relative en surface est très proche de 1) à la température de l'atmosphère.

- La définition du flux d'eau  $f_{z_{max}}$  s'écoulant à la base du profil de sol (profondeur  $z_{max}$ ) dépend du type de condition choisie:

Limite constante: elle permet de simuler en conditions évaporatoires la réalimentation du profil par une nappe d'eau souterraine:

$$\psi_{z_{max}} = \text{constante}$$

Limite drainée: elle correspond au cas d'un élément de sol fini autorisé à percoler sans réalimentation:

$$f_{z_{max}}^{lm} = f_{z_{max}}^{v\theta} = 0$$

Limite étanche: elle autorise la simulation d'un profil fini à base étanche:

$$f_{z_{max}}^{lm} = f_{z_{max}}^{lg} = f_{z_{max}}^{v\theta} = 0$$

Dans tous les cas le gradient de température à la profondeur  $z_{\max}$  est considéré comme nul, ce qui implique que:

$$f_{z_{\max}}^{vT} = 0$$

#### 1.2.1.1.5 Bilan massique

- Le bilan massique B (le stock en eau S égale  $B/z_{\max}$ ), s'exprime de la façon suivante:

$$B = \int_0^{z_{\max}} [\rho\theta + h\rho^s(p - \theta)] \cdot \partial z \quad (39)$$

- Le principe de conservation de la masse (équation 19) impose l'équilibre entre les flux entrant et sortant et les variations du bilan massique de l'élément de sol considéré:

$$\frac{\partial B}{\partial t} - f^{ev} + f_{z_{\max}} = 0$$

#### 1.2.1.2 Formulation isotopique

##### 1.2.1.2.1 Hypothèses

- On fait l'hypothèse, usuelle en géochimie isotopique, que l'équilibre isotopique entre la phase liquide et vapeur (équation 2) est assuré quelle que soit la profondeur dans le sol.

THOMA et al (1978) déduisent d'une expérience de diffusion de vapeur enrichie en tritium que la durée moyenne de l'échange entre la phase vapeur et liquide est de l'ordre de  $5 \cdot 10^{-3}$  s. Ce résultat nous suggère que la "cinétique" de la mise à l'équilibre est très rapide et peut donc être considérée comme instantanée dans le cadre de nos considérations.

Des profils isotopiques simultanés ( $^{18}\text{O}$ ) en phase vapeur et liquide dans des sols sableux montrent que l'hypothèse de l'équilibre isotopique est valable pour des humidités relatives proches de 1. Pour les valeurs plus faibles de h (zone superficielle du sol), l'effet perturbateur du fractionnement cinétique empêche de vérifier la réalité de l'équilibre (ALLISON et al, 1987; COLIN-KACZALA, 1986). L'expérience de COLIN-KACZALA (1986) en milieu clos suggère que l'équilibre isotopique ne dépend pas de l'humidité relative dans le cas d'un sable. Néanmoins, il semblerait que le facteur de fractionnement à l'équilibre  $\alpha_{18\text{O}}$  soit réduit (d'environ 20 %) pour un échantillon de craie, effet mis sur le compte du fort potentiel matriciel, sans qu'il apparaisse de relation entre  $\alpha$  et h (cf. 1.1.3.5.1).



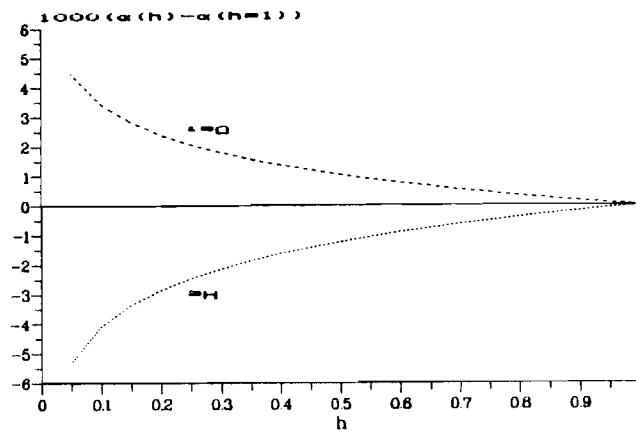


Figure 1.9: Influence théorique de l'humidité relative sur la valeur des facteurs de fractionnement à l'équilibre (d'après STEWART, 1972).

STEWART (1972) envisage de façon théorique l'influence du potentiel matriciel  $\psi$  sur  $\alpha$  à travers l'expression thermodynamique de l'équilibre liquide-vapeur (cf. 1.1.2.1, équation 14):

$$\alpha(\psi) = \alpha e^{\left[ \frac{(v_1 - v)\rho\psi}{RT} \right]} \quad (41)$$

avec  $v$  et  $v_1$  volumes molaires de l'eau pure et de l'espèce isotopique ( $v(^1\text{H}_2^{16}\text{O}) = 18.0991$ ,  $v(^1\text{H}_2^{18}\text{O}) = 18.1290$  et  $v(^2\text{H}_2^{16}\text{O}) = 18.0724 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$  à 30 °C; IAEA, 1981). La figure 1.9 nous montre l'importance de cet effet à 30 °C pour les deux variétés isotopiques en fonction de l'humidité relative (en équilibre avec le potentiel matriciel). Le facteur de fractionnement à l'équilibre augmente pour  $^{18}\text{O}$  lorsque l'humidité relative diminue et inversement pour  $^2\text{H}$ . L'effet est d'amplitude équivalente pour les deux espèces isotopiques et reste relativement modéré: 1 ‰ pour une humidité relative moyenne de 0.5-0.6 (soit un potentiel d'environ  $-80000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ).

On considérera finalement que l'équation 2 d'équilibre liquide-vapeur reste toujours valable. L'influence éventuelle du potentiel matriciel se fera à travers  $\alpha$ . Comme le rapport isotopique  $R^v$  (phase vapeur) peut toujours être exprimé selon  $R^l$  (phase liquide), on choisit  $R^l$  comme variable principale.

#### 1.2.1.2.2 Diffusivités effectives

Les diffusivités isotopiques effectives  $D_I^l$  et  $D_I^v$  (équations 25 et 26) sont proportionnelles aux diffusivités moléculaires  $d_I^l$  et  $d_I^v$  (cf. 1.1.1.2). L'influence du milieu poreux sur les transferts hydrodynamiques se fait sentir de la même façon pour l'eau pure et pour les espèces isotopiques.

- La diffusivité isotopique effective en phase gazeuse  $D_I^v$  s'exprime alors (équation 32):

$$D_I^v = \tau(p-\theta)d_I^v \quad (42)$$

- L'influence du milieu poreux sur la diffusivité isotopique effective en phase liquide se compose de la tortuosité et de la section disponible à la diffusion (cf. 1.2.1.1.2). Comme il est d'usage en géochimie isotopique (MÜNNICH et al, 1980; BARNES et ALLISON, 1988), on choisit la formulation suivante:

$$D_I^l = \tau\theta d_I^l \quad (43)$$

Comme pour  $D^v$ , la tortuosité dépend de la teneur en eau. Dans les sols les plus secs, la continuité de la phase liquide disparaît ce qui entraîne des valeurs quasiment nulles de  $D^l$  pour des teneurs en eau non nulles. L'équation 43 est donc relativement grossière mais il semble qu'elle donne de bons résultats (BARNES et ALLISON, 1988).

### 1.2.1.2.3 Flux et conservation de la masse

- Les densités de flux isotopiques ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ) se déduisent des équations 25 et 26 introduites par BARNES et ALLISON (1984) (cf. 1.1.3.3.2), des équations 33 à 36 régissant les mouvements de l'eau pure, des équations 42 et 43 exprimant les diffusivités effectives et de l'équation 2 exprimant l'équilibre isotopique. On distingue les flux d'entraînement en phase liquide,  $f_I^{lm}$  et  $f_I^{lg}$ , les flux de diffusion dans l'air,  $f_I^{v\theta}$  et  $f_I^{vT}$ , et les flux de diffusion moléculaire des variétés isotopiques,  $f_I^{ld}$  et  $f_I^{vd}$ .

$$f_I^{lm} = f^{lm} \cdot R^l \quad (44)$$

$$f_I^{lg} = f^{lg} \cdot R^l \quad (45)$$

$$f_I^{ld} = -\tau\theta d_I^l \rho \frac{\partial R^l}{\partial z} \quad (46)$$

$$f_I^{v\theta} = \frac{\left( \frac{d_I^v}{d^v} \right) f^{v\theta} \cdot R^l}{\alpha} \quad (47)$$

$$f_I^{vT} = \frac{\left( \frac{d_I^v}{d^v} \right) f^{vT} \cdot R^l}{\alpha} \quad (48)$$

$$f_I^{vd} = -\frac{\tau(p-\theta)d_I^v h \rho^s \frac{\partial R^l}{\partial z}}{\alpha} \quad (49)$$

On néglige ici l'influence de la température sur  $\alpha$  dans l'équation 49. En effet, on montre que  $\partial R^v / \partial z = \partial(R^l / \alpha) / \partial z = \partial R^l / \partial z + A(\partial T / \partial z)$ . Le coefficient A présente des valeurs très faibles (environ  $10^{-8}$  pour  $^{18}\text{O}$  et  $10^{-7}$  pour  $^2\text{H}$ ) qui rendent le deuxième terme tout à fait négligeable devant les variations de  $R^l$  dans les conditions habituellement rencontrées dans la nature.

- On obtient finalement l'expression différentielle qui traduit l'évolution des compositions isotopiques en appliquant le principe de conservation de la masse (équations 2, 27 et 37) aux flux isotopiques (équations 44 à 49):

$$\frac{\partial \left[ \left( \rho\theta + \frac{h\rho^s(p-\theta)}{\alpha} \right) \cdot R^l \right]}{\partial t} + \frac{\partial f_I^{lm}}{\partial z} + \frac{\partial f_I^{lg}}{\partial z} + \frac{\partial f_I^{ld}}{\partial z} + \frac{\partial f_I^{v\theta}}{\partial z} + \frac{\partial f_I^{vT}}{\partial z} + \frac{\partial f_I^{vd}}{\partial z} = 0 \quad (50)$$

#### 1.2.1.2.4 Conditions aux limites

- Le flux évaporatoire isotopique entre la surface du sol et l'atmosphère est proportionnel à la différence des concentrations en espèces isotopiques (cf. équations 21 et 18 chapitre 1.1.3.1; SHIMOJIMA et al, 1990):  $E_I \rho_s^s = (\rho_s^v R_s^l / \alpha - \rho_a^v R_a^v) / r_I$ . On en déduit, avec l'équation 38 exprimant le flux évaporatoire d'eau pure  $f^{ev}$  et l'expression du facteur de fractionnement cinétique  $\alpha K$  (équations 22 et 24):

$$f_I^{ev} = -E_p \left( \frac{d_I^v}{d^v} \right)^n \frac{h_s R_s^l - h_a' R_a^v}{1 - h_a} \quad (51)$$

Le développement de la couche sèche superficielle qui se produit à l'occasion du dessèchement des sols ajoute aux résistances atmosphériques les termes supplémentaires  $r_s$  et  $r_{I,s}$  qui traduisent la résistance à la diffusion du "mulch" (cf. 1.1.3.3.1). L'évolution des valeurs des pentes isotopiques en zone de diffusion liquide selon l'épaisseur du "mulch" (cf. 1.1.3.3.3) ou le degré de saturation du sol en surface (cf. 1.1.3.4.2 et 1.1.3.5.2) est à relier directement avec le fractionnement cinétique  $\alpha K$  à travers le paramètre n (cf. 1.1.3.1, équation 24). Considérer l'influence de la résistance du "mulch" aux transferts revient à choisir une valeur appropriée de n qui confond l'effet des différentes résistances sur  $\alpha K$  à travers l'équation 24.

Un sol saturé sous évaporation a un "mulch" inexistant. Dans ce cas, les transferts sont régis par l'atmosphère et le paramètre  $n = n_a$  a la même signification que pour l'évaporation des surfaces d'eau libre. Lors du dessèchement de ce sol, la couche de diffusion vapeur se développe progressivement au fur et à mesure de l'ouverture de la porosité aux transferts en phase gazeuse. Le paramètre  $n = n_s$  que

l'on peut associer à un "mulch" évolué traduit la prédominance de la composante diffusive moléculaire dans la résistance totale au transfert. Au cours du dessèchement en conditions non turbulentes, les valeurs du paramètre  $n$  évolueront finalement de  $n_a \# 0.5$  à  $n_s \# 1$ .

On suggère ici, pour simuler l'évolution du paramètre  $n$ , de considérer la teneur en eau en surface  $\theta_s$  comme critère de développement de la couche sèche superficielle.

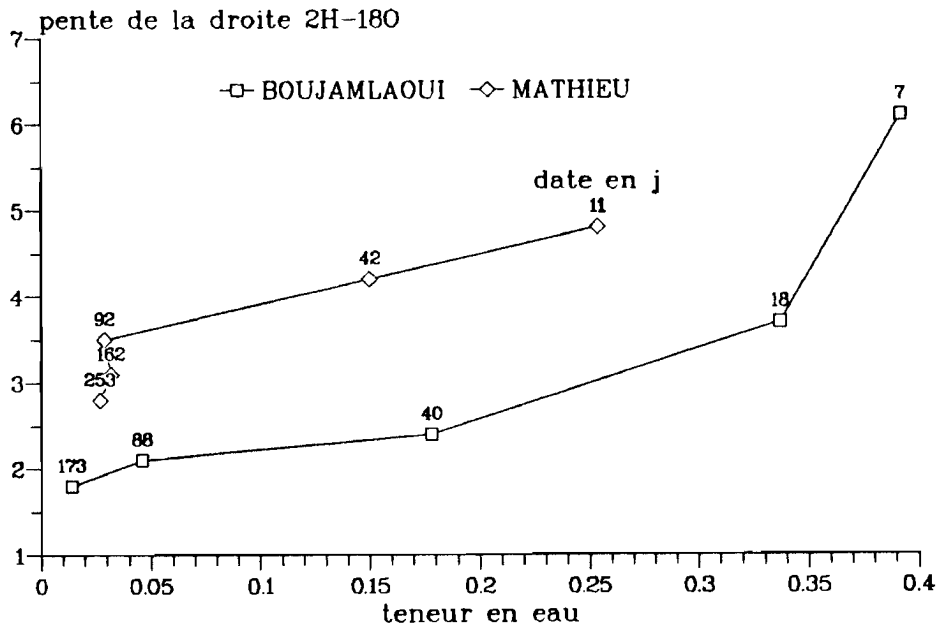


Figure 1.10: Evolution des pentes des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  au cours du temps lors du dessèchement de colonnes de sol selon la teneur en eau en surface (notre expérimentation; d'après BOUJAMLAOUI et al, 1991).

La figure 1.10 montre la relation entre les valeurs de la pente de la relation  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  et  $\theta_s$  pour les expériences d'évaporation sur colonnes réalisées par BOUJAMLAOUI et al (1991) et à l'occasion de notre étude (cf. chapitre 2, figure 2.16). On voit qu'à l'exception du profil isotopique à la date 7 jours de BOUJAMLAOUI (pour lequel on ne dispose que d'une seule valeur en surface montrant un enrichissement isotopique) la pente de la relation  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  décroît de façon relativement monotone en rapport avec la teneur en eau en surface (figure 1.8). Les formulations théoriques des pentes isotopiques (BARNES et ALLISON, 1983 et 1984) en régime permanent montrent également une diminution progressive de la pente quand  $n$  varie de  $n_a$  à  $n_s$ .

On propose finalement l'expression suivante pour le paramètre  $n$ , en relation avec la teneur en eau en surface  $\theta_s$ :

$$n = \left( \frac{\theta_s - \theta_{rés}}{\theta_{sat} - \theta_{rés}} \right) n_a + \left( 1 - \frac{\theta_s - \theta_{rés}}{\theta_{sat} - \theta_{rés}} \right) n_s \quad (52)$$

On vérifie que pour un sol saturé ( $\theta_s = \theta_{sat}$ ) le paramètre  $n$  vaut  $n_a$ , ce qui est caractéristique d'un

transfert régi par l'atmosphère. De même pour un sol dont la teneur en eau en surface a atteint son minimum ( $\theta_s = \theta_{rés}$ ) en équilibre avec l'atmosphère (cf. 1.1.1.2) le paramètre  $n$  vaut  $n_s$ , ce qui traduit un transfert dominé par la résistance du "mulch".

Cette approche, qui combine la résistance atmosphérique à celle du "mulch", est comparable à celle employée par ALLISON et al (1983) pour calculer les pentes isotopiques de leur expérience d'évaporation à travers des lits de sphères (figure 1.7). Les auteurs emploient l'épaisseur de la couche de sphères comme critère de calcul du fractionnement cinétique. Notre critère pour les sols,  $\theta_s$ , a été choisi de façon empirique. En effet, il semble très difficile dans notre cadre théorique de déterminer l'importance respective des résistances aux transferts à travers le sol et l'atmosphère en fonction du développement de la couche sèche.

- Le flux isotopique  $f_{I,z_{max}}$  à travers la base du profil de sol dépend du type de limite (cf. 1.2.1.1.4):

Limite constante:  $R_{z_{max}}^l = \text{constante}$

Limite drainée ou étanche:  $f_{I,z_{max}}^{vd} = f_{I,z_{max}}^{ld} = 0$

Les flux isotopiques liés aux flux d'eau pure,  $f_{I,z_{max}}^{lm}$ ,  $f_{I,z_{max}}^{lg}$ ,  $f_{I,z_{max}}^{v\theta}$  et  $f_{I,z_{max}}^{vT}$  (équations 44, 45, 47, 48), se déduisent implicitement de la définition de  $f_{z_{max}}^{lm}$ ,  $f_{z_{max}}^{lg}$ ,  $f_{z_{max}}^{v\theta}$  et  $f_{z_{max}}^{vT}$  selon la limite choisie (cf. 1.2.1.1.4).

#### 1.2.1.2.5 Bilan massique

- Le bilan massique isotopique  $B_I$  (le stock en isotopes  $S_I = B_I/z_{max}$ ) vaut (équations 2, 39 et 50):

$$B_I = \int_0^{z_{max}} \left[ \rho\theta + \frac{h\rho^s(p-\theta)}{\alpha} \right] R^l \cdot dz \quad (53)$$

- Le principe de conservation de la masse appliqué aux variétés isotopiques sur l'élément de sol s'exprime (équation 40):

$$\frac{\partial B_I}{\partial t} - f_I^{ev} + f_{I,z_{max}} = 0 \quad (54)$$

### 1.2.1.3 Discrétisation et principe de résolution

#### 1.2.1.3.1 L'espace et le temps

- La figure 1.11 illustre le principe de discrétisation spatiale que nous avons adopté.

Les variables principales hydrodynamique  $\psi_i$  et isotopique  $R_i^l$  sont définies à chaque profondeur  $z_i$  avec  $z_0 = 0$  en surface et  $z_n = z_{\max}$  profondeur maximale. La température  $T_i$  suit également ce principe. Les gradients de ces variables qui permettent de déterminer les flux d'échange  $f_i$  et  $f_{i,i}$  sont calculés entre les couches  $i$  et  $i+1$ .

L'atmosphère libre est caractérisée par son humidité relative  $h_a$  et la composition isotopique de la vapeur d'eau  $R_a^v$ . Les flux évaporatoires  $f^{ev}$  et  $f_I^{ev}$  sont déterminés par les différences de concentration en eau et en espèces isotopiques entre l'atmosphère et la surface ( $i = 0$ ).

Une tranche supplémentaire à la base du profil ( $i = n+1$ ) permet de définir le type de condition hydrodynamique à la profondeur  $z_{\max}$ .

- La discrétisation temporelle est caractérisée par le pas de temps  $\Delta t$ . La date du début du pas de temps est notée par l'indice  $j$  et la fin par  $j+1$ .

- On suppose connues à  $t = 0$  et quel que soit  $i$  les valeurs des variables principales  $\psi_i^0$  et  $R_i^0$ . La température  $T_i^j$  est un paramètre indépendant qui est connu quelle que soit la date ou la profondeur (cf. 1.2.1.1.1).

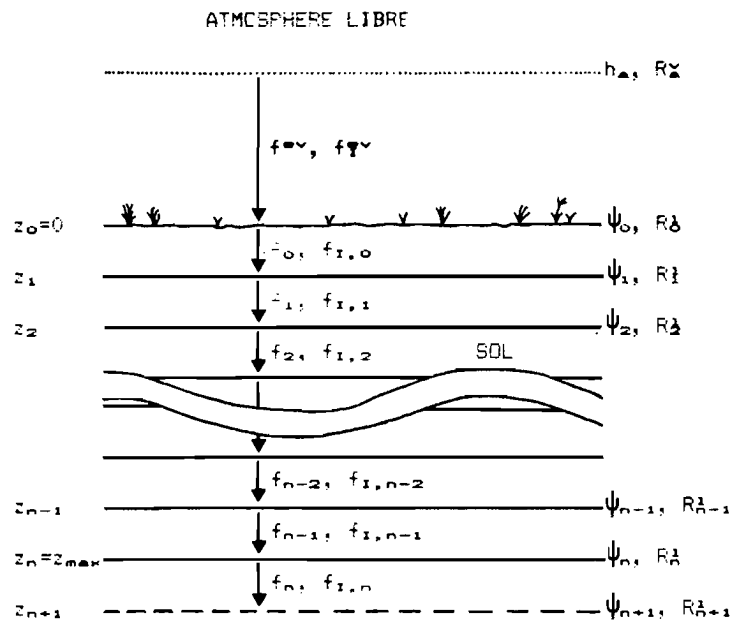


Figure 1.11: Principe de discrétisation spatiale du modèle, variables principales et flux.

### 1.2.1.3.2 Formulation

Le calcul, par exemple, du flux de diffusion moléculaire isotopique en phase liquide  $f_I^{ld} = -\tau\theta d_I^l \cdot \partial R^l / \partial z$  entre deux dates successives  $j$  et  $j+1$  impose le choix d'une valeur appropriée des paramètres  $\theta$  et  $T$  (car  $d_I^l$  est thermodépendant) qui varient au cours du temps. Cette valeur, par exemple  $\theta$ , est comprise entre  $\theta^j$  au début du pas de temps et  $\theta^{j+1}$  à la fin du pas de temps. On a choisi de prendre ces variables à la fin du pas de temps, soit ici  $\theta^{j+1}$ . Ce schéma implicite de calcul ("backward difference" chez les Anglo-saxons) nous assure une stabilité optimale au détriment peut-être de la précision. On omettra dorénavant de noter l'indice de temps  $j+1$  pour alléger l'écriture des équations.

- Les **flux** définis aux chapitres 1.2.1.1.3 et 1.2.1.2.3 (équations 33 à 36 et 44 à 49) s'expriment selon le mode de discrétisation choisi:

$$f_i^{lm} = -K_i \frac{(\psi_{i+1} - \psi_i)}{z_{i+1} - z_i} \quad (55)$$

$$f_i^{lg} = gk_i \quad (56)$$

$$f_i^{v\theta} = -\tau_i (p_i - \theta_i) d_i^v \rho_i^s \frac{Mh_i}{RT_i} \frac{\psi_{i+1} - \psi_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (57)$$

$$f_i^{vT} = -\beta_i \tau_i (p_i - \theta_i) d_i^v h_i \frac{\partial \rho_i^s}{\partial T} \frac{T_{i+1} - T_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (58)$$

$$f_{L,i}^{lm} = f_i^{lm} \cdot R_i^l \quad (59)$$

$$f_{L,i}^{lg} = f_i^{lg} \cdot R_i^l \quad (60)$$

$$f_{L,i}^{ld} = -\tau_i \theta_i d_{L,i}^l \rho_i \frac{R_{i+1}^l - R_i^l}{z_{i+1} - z_i} \quad (61)$$

$$f_{L,i}^{v\theta} = \frac{\left( \frac{d_I^v}{d^v} \right) f_i^{v\theta} R_i^l}{\alpha_i} \quad (62)$$

$$f_{L,i}^{vT} = \frac{\left( \frac{d_I^v}{d^v} \right) f_i^{vT} R_i^l}{\alpha_i} \quad (63)$$

$$f_{i,l}^{vd} = - \frac{\tau_i(p_i - \theta_i) d_{l,i}^v h \rho_i^s \frac{R_{i+1}^1 - R_i^1}{z_{i+1} - z_i}}{\alpha_i} \quad (64)$$

Les forts gradients de potentiel matriciel que l'on peut trouver dans les sols en dessèchement conduisent à définir une conductivité hydraulique moyenne (moyenne géométrique pondérée; THIERY, 1990) pour le calcul de  $f^{lm}$ .

$$K_i = k_i \left[ \frac{z_i - z_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}} \right] \cdot k_{i+1} \left[ \frac{z_{i+1} - z_i}{z_{i+1} - z_{i-1}} \right] \quad (65)$$

- Le principe de conservation de la masse (équations 37 et 50) devient:

$$F_i = f_{i-1}^{lm} - f_i^{lm} + f_{i-1}^{lg} - f_i^{lg} + f_{i-1}^{v\theta} - f_i^{v\theta} + f_{i-1}^{vT} - f_i^{vT} - \left\{ \rho_i(\theta_i - \theta_i^j) + \rho_i^s \left[ h_i(p_i - \theta_i) - h_i^j(p_i - \theta_i^j) \right] \right\} \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2\Delta t} = 0 \quad (66)$$

$$F_{l,i} = f_{l,i-1}^{lm} - f_{l,i}^{lm} + f_{l,i-1}^{lg} - f_{l,i}^{lg} + f_{l,i-1}^{ld} - f_{l,i}^{ld} + f_{l,i-1}^{v\theta} - f_{l,i}^{v\theta} + f_{l,i-1}^{vT} - f_{l,i}^{vT} + f_{l,i-1}^{vd} - f_{l,i}^{vd} - \left( \rho_i(\theta_i R_i^1 - \theta_i^j R_i^{1,j}) + \rho_i^s \left[ \frac{h_i(p_i - \theta_i) R_i^1 - h_i^j(p_i - \theta_i^j) R_i^{1,j}}{\alpha_i} \right] \right) \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2\Delta t} = 0 \quad (67)$$

La formulation choisie pour l'épaisseur de la tranche considérée dans le bilan,  $(z_{i+1} - z_{i-1})/2 = z_{i+1/2} - z_{i-1/2}$ , nous permet de prendre en compte un pas d'espace variable.

On néglige dans ces deux dernières expressions l'influence des variations temporelles de la température sur  $\rho$ ,  $\rho^s$  et  $\alpha$ . L'effet de ces variations sur  $\rho$  et  $\alpha$  est faible et  $\rho^s$ , qui montre une forte thermodépendance, est associé au terme vapeur minoritaire (d'un ordre de grandeur d'environ  $10^{-5}$ ) sur le stock d'eau. Cette hypothèse impose néanmoins de choisir un pas de temps adapté à la variation temporelle de la température pour minimiser l'erreur qu'elle est susceptible d'introduire.



- Les **conditions aux limites** en surface du sol (équations 38 et 51) et à la base du profil (condition cal = 1, 2 ou 3) s'expriment de la façon suivante (cf. 1.2.1.1.4 et 1.2.1.2.4):

$$z=z_0 \quad f^{ev} = -E_p \frac{h_0 - h'_a}{1 - h_a} \quad (68)$$

$$f_I^{ev} = -E_p \left( \frac{d_I^v}{d^v} \right)^n \frac{\frac{h_0 R_0^l}{\alpha_0} - h'_a R_a^v}{1 - h_a} \quad (69)$$

Le paramètre  $n$  est donné par l'équation 52 avec  $\theta_s = \theta_0$ ,  $\theta_{sat}$  et  $\theta_{rés}$  étant définis chapitre 1.2.1.1.2.

$z=z_{max}$  cal = 1, limite constante:  $\psi_{n+1} = \text{constante}$

$$R_{n+1}^l = \text{constante}$$

$$f_n^{vT} = 0$$

cal = 2, limite drainée:  $f_n^{lm} = 0$

$$f_n^{v\theta} = 0$$

$$f_n^{vT} = 0$$

$$f_{I,n}^{vd} = 0$$

$$f_{I,n}^{ld} = 0$$

cal = 3, limite étanche:  $f_n = 0$

$$f_{I,n} = 0$$

### 1.2.1.3.3 Principe de résolution

Le principe de résolution des équations hydrodynamiques consiste à déterminer les valeurs de  $\psi_i$ , variable principale, à la fin du pas de temps. Pour cela il faut résoudre le système des  $F_i = 0$  (équation 66) pour  $i = 0$  à  $n$ , soit  $n+1$  équations. Les conditions aux limites s'expriment pour la surface dans  $F_0$ , où les flux  $f_{i-1}$  sont remplacés par le flux évaporatoire  $f^{ev}$ , et en bas de profil dans  $F_n$  où les flux  $f_n$  sont définis selon le type de limite.

Le système des  $F_i$  est non linéaire en  $\psi_i$ . Nous avons choisi la méthode de résolution itérative de Newton-Raphson basée sur le développement en série de Taylor de chacune des  $n+1$  équations.

On calcule les dérivées partielles  $\partial F_i / \partial \psi_j$ , sachant que  $\theta$ ,  $h$ ,  $k$  et  $K$  sont des fonctions de  $\psi$  (on omet volontairement de développer ici ces expressions compliquées qu'on pourra néanmoins retrouver

dans le logiciel, cf. annexe 1.2). Les seuls termes non nuls sont  $\partial F_i / \partial \psi_{i-1}$ ,  $\partial F_i / \partial \psi_i$  et  $\partial F_i / \partial \psi_{i+1}$ . Le système itératif s'écrit:

$$\begin{array}{cccccc|c|c|c}
 \frac{\partial F_0}{\partial \psi_0} & \frac{\partial F_0}{\partial \psi_1} & 0 & 0 & \cdot & & \psi_0^{P+1} - \psi_0^P & -F_0 \\
 \frac{\partial F_1}{\partial \psi_0} & \frac{\partial F_1}{\partial \psi_1} & \frac{\partial F_1}{\partial \psi_2} & 0 & \cdot & \mathbf{0} & \psi_1^{P+1} - \psi_1^P & -F_1 \\
 0 & \frac{\partial F_2}{\partial \psi_1} & \frac{\partial F_2}{\partial \psi_2} & \frac{\partial F_2}{\partial \psi_3} & \cdot & & \psi_2^{P+1} - \psi_2^P & -F_2 \\
 \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\
 \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\
 \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\
 & & \dots & & & & & = \\
 \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\
 \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\
 \cdot & \frac{\partial F_{n-2}}{\partial \psi_{n-3}} & \frac{\partial F_{n-2}}{\partial \psi_{n-2}} & \frac{\partial F_{n-2}}{\partial \psi_{n-1}} & 0 & & \psi_{n-2}^{P+1} - \psi_{n-2}^P & -F_{n-2} \\
 \mathbf{0} & \cdot & 0 & \frac{\partial F_{n-1}}{\partial \psi_{n-2}} & \frac{\partial F_{n-1}}{\partial \psi_{n-1}} & \frac{\partial F_{n-1}}{\partial \psi_n} & \psi_{n-1}^{P+1} - \psi_{n-1}^P & -F_{n-1} \\
 \cdot & 0 & 0 & \frac{\partial F_n}{\partial \psi_{n-1}} & \frac{\partial F_n}{\partial \psi_n} & & \psi_n^{P+1} - \psi_n^P & -F_n
 \end{array}$$

Les  $\psi^P$  représentent les potentiels de l'itération  $P$ , alors que les  $\psi^{P+1}$  sont les nouveaux potentiels à la fin de l'itération  $P+1$ . La matrice des dérivées partielles est tridiagonale ce qui permet l'usage d'un algorithme simple pour résoudre le système. Le calcul est répété jusqu'à ce que les résidus ( $F_i$ , pour  $i = 0$  à  $n$ ) soient très petits et finalement on obtient les potentiels à la fin du pas de temps  $\psi_i^{j+1}$ .

La résolution des équations isotopiques  $F_{L,i} = 0$  est plus simple. En effet, une fois les  $\psi_i^{j+1}$  connus, le système est linéaire en  $R_i^{1,j+1}$  et la matrice tridiagonale:

$$F_{L,i} = A_i R_{i-1}^{1,j+1} + B_i R_i^{1,j+1} + C_i R_{i+1}^{1,j+1} + D_i = 0$$

avec  $A_i$ ,  $B_i$ ,  $C_i$  et  $D_i$  coefficients (non développés ici, cf. logiciel annexe 1.2). Comme pour le système hydrodynamique les conditions aux limites sont appliquées sur  $F_{L,0}$  et  $F_{L,z_{\max}}$ . Le système se

résout aisément, ce qui nous donne les compositions isotopiques à la fin du pas de temps  $R_i^{l,j+1}$ .

La comparaison des variations de bilan de l'élément de sol pendant  $\Delta t$  avec les flux en surface et en bas de profil permet de vérifier qu'il ne se crée ni se détruit d'eau (équations 39, 40, 53, 54):

$$B^j = \sum_0^{z_{\max}} \left[ \rho_i^j \theta_i^j + h_i^j \rho_i^{s,j} (p_i - \theta_i^j) \right] \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2}$$

$$\frac{B^{j+1} - B^j}{\Delta t} - f^{ev} + f_{z_{\max}} = 0 \quad (70)$$

$$B_I^j = \sum_0^{z_{\max}} \left[ \rho_i^j \theta_i^j + \frac{h_i^j \rho_i^{s,j} (p_i - \theta_i^j)}{\alpha_i} \right] R_i^{l,j} \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2}$$

$$\frac{B_I^{j+1} - B_I^j}{\Delta t} - f_I^{ev} + f_{I,z_{\max}} = 0 \quad (71)$$

Le programme "MOISE" a été écrit en FORTRAN 77 (ISO 1539-1980) sur un ordinateur VAX du BRGM. On trouvera développés à l'annexe 1.2 les aspects concernant la programmation du modèle ainsi que le texte du programme (version utilisée pour la simulation de l'expérience sur colonnes, cf. 2.3).

## 1.2.2 Validation du modèle

### 1.2.2.1 Influence qualitative des paramètres

#### 1.2.2.1.1 Introduction

L'étude qualitative de l'influence de chaque paramètre, toutes choses égales par ailleurs, sur les résultats d'une simulation permet d'examiner dans le détail la cohérence de nombreux éléments de la formulation. Un aperçu semi-quantitatif de cette influence sera utile afin de réaliser un calage du modèle sur des données expérimentales ou naturelles.

C'est pourquoi on a choisi pour ces tests de variation une version du programme dimensionnée pour l'expérience réalisée sur colonnes (cf. 2.3), c'est à dire en conditions hydriques transitoires (limite drainée sans réalimentation) quasi isothermes (faibles variations de la température dans ce cas). On considérera les résultats aux dates  $t_1$  à  $t_5$ , dates de prélèvements de nos colonnes (respectivement 11, 42, 92, 162 et 253 jours).

Les paramètres étudiés ici (tableau 1.1) sont la porosité  $p$ , la tortuosité  $\tau$ , la teneur en eau initiale du profil  $\theta^0$ , l'évaporation potentielle  $E_p$ , le paramètre  $n$ , la composition isotopique de la vapeur atmosphérique  $\delta_{18O,a}^v$  et  $\delta_{2H,a}^v$ , le type de limite de bas de profil ( $cal = 1$ : constante,  $cal = 2$ : drainée), la composition isotopique initiale de l'eau du sol  $\delta_{2H}^0$ , l'humidité relative atmosphérique  $h_a$  et enfin la température de l'atmosphère et du sol  $T_a = T_i$  qui agit à travers les grandeurs thermodépendantes.

L'étude de l'influence des relations  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  ne peut se faire sur leurs coefficients (équations 28 et 29) qui sont largement interdépendants. Seules des mesures ou hypothèses sur les valeurs ponctuelles de couples  $(\psi, \theta)$  ou  $(k, \theta)$  peuvent permettre de telles investigations à travers les relations ajustées. On ne présente donc pas ici cet aspect, qui prend par contre toute son importance lors de l'opération de calage du modèle sur des données expérimentales ou naturelles.

#### 1.2.2.1.2 Critères hydrodynamiques

- Transition  $E_1/E_2$ : La transition entre le premier et le second stade évaporatoire (ou durée de  $E_1$ ) est caractérisée (en conditions évaporatoires constantes) par la diminution brutale du flux évaporatoire consécutive au dessèchement de la surface du sol (cf. 1.1.2.3). Cette transition se situe dans notre cas entre les dates  $t_2$  et  $t_3$  (figure 2.8).

On vérifie que la durée du premier stade évaporatoire diminue quand la teneur en eau initiale  $\theta^0$  est plus faible, la surface du sol se desséchant plus vite. Un accroissement de l'évaporation potentielle  $E_p$  agit de façon identique. Les autres paramètres étudiés ont une influence négligeable. Ajoutons finalement que l'élément dominant pour la transition  $E_1/E_2$  réside dans les propriétés hydrodynamiques de la matrice poreuse.

- Flux évaporatoire cumulé: Le flux évaporatoire  $f^{ev}$  est proportionnel à  $E_p$  durant le premier stade évaporatoire ( $t_1$  et  $t_2$  ici) car la teneur en eau est encore élevée en surface et l'humidité relative de l'atmosphère du sol peu différente de 1 (équation 38). On vérifie bien en effet que  $\Sigma f^{ev}$  à  $t_1$  et  $t_2$  augmente quand  $E_p$  augmente, cet effet se maintenant aux dates  $t_3$ ,  $t_4$  et  $t_5$ . On remarque également une influence de la teneur en eau dont une diminution conduit à une transition  $E_1/E_2$  plus précoce.

Le deuxième stade évaporatoire est plus largement sous la dépendance des propriétés de la matrice poreuse. On remarque qu'un accroissement de la porosité  $p$  ou de la tortuosité  $\tau$  augmente  $f^{ev}$ , et donc  $\Sigma f^{ev}$ , par l'intermédiaire du coefficient effectif de diffusion en phase gazeuse (équation 32) qui agit directement sur le flux de vapeur massique (équation 35). L'influence de ces paramètres sur le flux évaporatoire reste modérée. Une diminution de la teneur en eau initiale diminue  $\Sigma f^{ev}$  car il y a moins d'eau disponible pour l'évaporation et le sol plus sec atteint plus rapidement l'effet limitant de la réalimentation de la couche superficielle (cf. 1.1.2.3).

Une humidité relative atmosphérique plus faible contribue à accentuer le dessèchement en surface (équation 30) et donc sur tout le profil, ce que l'on vérifie bien ici. L'influence de la température se fait de façon complexe à travers les nombreux paramètres thermodépendants. Néanmoins, de façon

PARAMETRE	p	$\tau$	$\theta^0$	$10^5 E_p$	n	$\delta_{2H,a}^v$	$\delta_{18O,a}^v$	cal	$\delta_{2H}^0$	$h_a$	$T_a=T_i$	
valeur de base	0.5	0.67	0.42	1.5	1	-112	-15	2	-65	0.45	19	
valeur test	0.6	0.4	0.39	2	0.5	-130	-17	1	-53	0.35	22	(1)
<b>RESULTATS</b>												
transition $E_1/E_2$												
$\Sigma f^{ev}$												
t1			-	--								3
t2			-	+								1
t3	+ $\epsilon$	- $\epsilon$	-	+ $\epsilon$						+ $\epsilon$	- $\epsilon$	2
t4	+ $\epsilon$	- $\epsilon$	--	+ $\epsilon$				+ $\epsilon$		+ $\epsilon$	+ $\epsilon$	2
t5	+ $\epsilon$	- $\epsilon$	--	+ $\epsilon$				+		+ $\epsilon$	+ $\epsilon$	2
$\Sigma f_{zmax}$			--									2
$\delta_{18O}$ pic		+ $\epsilon$	+ $\epsilon$	-	--	-				++	- $\epsilon$	4
t2	+ $\epsilon$	- $\epsilon$		--	--	-				++		2
t3	+ $\epsilon$			- $\epsilon$	--	-				++		2
t4	+ $\epsilon$			- $\epsilon$	-	-				++		2
t5	+ $\epsilon$			- $\epsilon$	--	-		+		++		2
largeur du pic		--		-	-							.01
t2		--			-					+	+ $\epsilon$	.01
t3	+ $\epsilon$	--			-					+	+ $\epsilon$	.01
t4	+	--	+ $\epsilon$	+ $\epsilon$	-	+ $\epsilon$				+	+	.02
t5	+	--			-	-				+	+	.02
profondeur pic	+ $\epsilon$	-	+ $\epsilon$							+ $\epsilon$	+ $\epsilon$	.01
pente $\delta_{2H}-\delta_{18O}$					++	-	+ $\epsilon$		- $\epsilon$	- $\epsilon$		.4
"zone liquide"					++	-	+ $\epsilon$		- $\epsilon$			.4
t3					++	--	+		- $\epsilon$	- $\epsilon$		.4
t4					+	--	+ $\epsilon$		-	- $\epsilon$	- $\epsilon$	.4
t5					+ $\epsilon$	--	+ $\epsilon$		-	- $\epsilon$	- $\epsilon$	.4
"zone vapeur"					- $\epsilon$	++	- $\epsilon$	+ $\epsilon$	++			.2

(1) CRITERES DE VARIATION (en j pour la date de transition  $E_1/E_2$ , en  $kg.m^{-2}$  pour les flux cumulés, en  $\delta_{18O}$  ‰ pour les compositions isotopiques et en m pour la largeur et la profondeur du pic)

++ / -- : résultat du test supérieur/inférieur à celui du test de base, écart absolu supérieur ou égal à la valeur du critère.

+ / - : résultat du test supérieur/inférieur à celui du test de base, écart absolu supérieur ou égal à la moitié de la valeur du critère.

+ $\epsilon$  / - $\epsilon$  : résultat du test supérieur/inférieur à celui du test de base, écart absolu inférieur à la moitié de la valeur du critère.

Tableau 1.1: Influence respective de divers paramètres sur les résultats du modèle.

générale, un accroissement de la température contribue globalement à augmenter le flux évaporatoire.

La présence d'une source de réalimentation à la base peut conduire le profil à un état stationnaire. Dans ce cas  $f^{ev}$  tend vers une valeur constante égale au flux de réalimentation. En conditions transitoires  $f^{ev}$  diminue de façon monotone jusqu'à s'annuler dans une situation de dessèchement extrême. On remarque bien ici que dans le cas d'une réalimentation ( $cal = 1$ )  $\Sigma f^{ev}$  continue à augmenter ( $t_4$  et  $t_5$ ).

- Flux à  $z_{max}$ : Dans notre cas ( $cal = 2$ , soit une limite de bas de profil drainée)  $\Sigma f_{z_{max}}$  est composé du seul flux liquide gravitaire  $f^{lg}$  (équation 34). On constate qu'une teneur en eau initiale plus faible diminue ce flux, en effet la conductivité hydraulique  $k$  diminue rapidement avec la teneur en eau. Les autres paramètres n'ont aucune influence sur ce critère.

### 1.2.2.1.3 Critères isotopiques

L'interprétation qualitative des résultats isotopiques nous conduit à établir un parallèle entre nos résultats et la théorie.

La théorie en régime transitoire (WALKER et al, 1988; BARNES et WALKER, 1989) est inutilisable dans cette optique par manque de solutions analytiques. On fera alors l'hypothèse que la théorie en régime permanent (BARNES et ALLISON, 1983 et 1984) convient à notre étude qualitative pour des durées d'évaporation importante, ce qui exclue évidemment le premier stade évaporatoire. MÜNNICH et al (1980) suggèrent à cet égard que le flux évaporatoire évolue peu passé un certain délai et que les profils isotopiques peuvent être considérés en régime "quasi permanent". Les travaux de BARNES et WALKER (1989) nous montrent les limites du parallèle établi entre le régime permanent et le régime transitoire (cf. 1.1.3.4.1).

- Amplitude du pic  $^{18}O$ : L'amplitude du pic est définie comme la teneur isotopique maximale au front évaporatoire. Les équations 5 et 18 de BARNES et ALLISON (1983) nous en donnent une expression théorique. L'enrichissement isotopique à l'évaporation dépend directement des paramètres ayant une influence sur les fractionnements à l'équilibre et cinétique, c'est à dire  $\alpha$ ,  $h_a$ ,  $\alpha K$  et les compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique et de l'eau d'alimentation.

Une augmentation de la composition isotopique de l'eau profonde du profil ou de la vapeur atmosphérique, une diminution de l'humidité relative atmosphérique, un paramètre  $n$  qui tend vers 1 ( $\alpha K$  augmente) ou une diminution de la température (qui joue à travers  $\alpha$ ) accroissent l'amplitude du pic isotopique. Les résultats de nos tests vérifient bien ces variations. On remarquera d'ailleurs que  $h_a$ ,  $n$  et dans une moindre mesure  $\delta_a^v$  sont les plus influents.

Les paramètres en relation avec les diffusivités,  $p$ ,  $\tau$  et  $\theta$  ont peu d'effet sur l'amplitude du pic. Une augmentation de la porosité, qui contribue à accroître sélectivement le flux de vapeur, augmente légèrement le fractionnement cinétique et donc l'enrichissement isotopique total.

- Largeur du pic  $^{18}\text{O}$ : La largeur du pic est définie comme la profondeur où la composition isotopique atteint une valeur donnée qui représente ici environ le tiers (le quart pour  $t_1$ ) de l'enrichissement global (entre le pic et l'eau profonde de composition  $\delta_{18}^0$ ). L'étalement du pic est le résultat des effets conjugués de l'enrichissement isotopique superficiel et de la diffusion en phase liquide et vapeur.

L'influence du paramètre  $n$ , de  $\delta_a^v$  et de  $h_a$  sur la largeur du pic est une conséquence indirecte de leur influence sur l'enrichissement superficiel. Dans ce cas une augmentation de l'enrichissement induit un pic plus large.

Les paramètres  $p$ ,  $\tau$ , et  $\theta$  ainsi que la température, par l'intermédiaire des coefficients de diffusion (figure 1.1-b), contrôlent les diffusivités isotopiques et ont une influence directe sur l'étalement du pic (équations 42 et 43). Nos tests montrent un comportement cohérent de ces paramètres.

- Profondeur du pic  $^{18}\text{O}$ : L'équation 13 de BARNES et ALLISON (1983) nous donne une expression de la profondeur du pic en régime permanent.

Cette profondeur s'accroît à l'occasion d'une diminution de  $h_a$  ou de  $\theta$  ou d'une augmentation de  $\tau$  ou  $p$ . La température agit par l'intermédiaire des densités  $\rho$  et  $\rho^s$  et des coefficients de diffusion  $d^v$  et  $d_l^v$  thermodépendants. Une augmentation de la température contribue finalement à accroître la profondeur du pic. Ce comportement qualitatif est tout à fait vérifié par nos tests, les autres paramètres ayant une influence négligeable.

- Pentes des droites isotopiques: On vérifie les valeurs des pentes calculées pour nos tests de variation grâce aux formulations développées pour les "zones liquide" et "vapeur" (cf. 1.1.3.5.2) par BARNES et ALLISON (1983 et 1984).

On constate de prime abord que les paramètres pris en compte dans ces formulations, en particulier celle de 1983, soit  $n$ ,  $\delta_a^v$ ,  $\delta^0$ ,  $h_a$  et  $T_a$  (à travers  $\alpha$  thermodépendant) sont les seuls ayant une influence significative sur les valeurs des pentes isotopiques. Les variations déduites de nos tests pour ces paramètres sont qualitativement identiques à celles déduites des formulations.

Le paramètre  $n$  ne satisfait pas totalement à ce constat général. En effet, son influence sur les pentes isotopiques en "zone liquide" pour nos tests de  $t_1$  à  $t_3$  est relativement importante et de même amplitude que celle déduite des formulations théoriques mais elle décroît à  $t_4$  et  $t_5$ . De plus l'effet de  $n$  sur la pente en "zone vapeur" est faible pour nos tests et se fait de façon inverse par rapport aux formulations de BARNES et ALLISON (1983) et BARNES et ALLISON (1984) qui montrent respectivement une forte et une faible influence de  $n$ .

Il faut souligner à cette occasion que les formulations théoriques de BARNES et ALLISON supposent deux couches indépendantes dans le sol, l'une superficielle de transferts en phase vapeur uniquement et l'autre sous-jacente de transferts en phase liquide (cf. 1.1.3.3.1). Notre modèle ne fait pas

cette discrimination et nous permet d'envisager une influence des transferts en phase liquide dans la zone superficielle et inversement, d'autant plus que le sol considéré ici est argileux (alors que BARNES et ALLISON soulignent que leurs hypothèses sont valides pour les sols sableux).

De plus nous nous sommes placés en régime transitoire et il est clair que l'évolution du profil isotopique durant  $E_1$  contribue aux compositions calculées durant  $E_2$ . On remarquera à cet égard que le test sur le type de condition en bas de profil "cal" qui nous rapproche du régime permanent présente une valeur accrue de la pente vapeur à  $t_5$ , ce qui souligne l'influence du régime hydrique et donc à notre avis les limites des comparaisons entre nos tests en régime transitoire et la théorie en régime permanent.

### 1.2.2.2 Validation hydrodynamique

On s'est basé pour la validation hydrodynamique de "MOISE" sur la méthode utilisée par REYNOLDS et WALKER (1984) pour leur modèle d'évaporation à partir de colonnes de sol.

Les auteurs considèrent un sol uniforme, isotherme, fini et sans réalimentation placé sous des conditions d'évaporation potentielle constantes. Ils vérifient successivement l'influence de la discrétisation spatiale sur le flux évaporatoire et les profils de teneur en eau puis les relations  $\Sigma F^{ev}$  vs  $\sqrt{t}$  (cf. 1.1.2.3) et enfin le contrôle du bilan de masse.

#### 1.2.2.2.1 Le sol

Le sol considéré par REYNOLDS et WALKER est le "Yolo light clay" utilisé par PHILIP (1957) dans leur étude théorique de l'évaporation à partir des sols nus. Ce sol, placé dans des conditions évaporatoires appropriées (tableau 1.2), produit un gradient important de teneur en eau près de la surface et permet donc un test précis de l'influence de la discrétisation spatiale.

La figure 1.12 représente les courbes des relations  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  données par la figure 1 de PHILIP (1957) ainsi que l'ajustement de nos fonctions (équations 28 et 29). L'ajustement se fait par régression linéaire (méthode des axes majeurs) sur les couples  $(\ln(\psi), \ln(\theta-b))$  et  $(\ln(k), \ln(\theta-b))$  en optimisant la valeur de  $b$  (ici 0) par maximisation des coefficients de corrélation. On obtient ainsi:

$$\begin{array}{lll} \psi(\theta) = -0.09312\theta^{-4.306} & \theta_{\text{sat}} = 0.5 & \psi_e = -1.84 \\ k(\theta) = 0.005587\theta^{8.984} & k_{\text{sat}} = 1.1 \cdot 10^{-5} & \end{array}$$



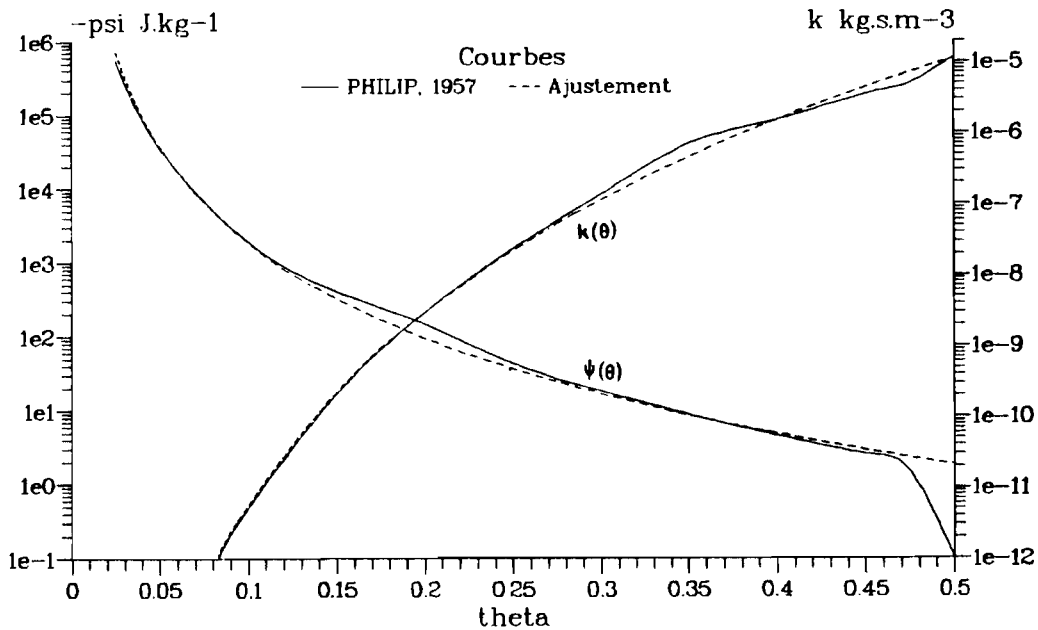


Figure 1.12: Relations  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  pour le "Yolo light clay" (PHILIP, 1957) et ajustement des fonctions empiriques.

La figure 2 de PHILIP (1957) nous montre l'évolution des diffusivités en phase vapeur et liquide. Le rapprochement entre la diffusivité vapeur définie par PHILIP (1957) avec notre propre définition (équations 18 et 32) nous permet de déterminer des valeurs de  $p$  et  $\tau$  compatibles avec ces données, soit  $p = 0.55$  et  $\tau = 0.49$ .

#### 1.2.2.2.2 Les tests de discrétisation

Les tests 1 à 5 constituent l'analyse de discrétisation. Le tableau 1.2 nous montre les valeurs des paramètres utilisés dans les différents tests.

N° test	$\Delta z$				cal			$\Delta t$		$10^5 E_p$		$z_{max}$			$h_a$		$\theta^0$			
	A	B	C	D	1	2	3	$\Delta t$	$\Delta t/2$	7.4	22	.05	.1	.2	.51	.26	.1	.2	.4	
Discrétisation	1	X	X	X	X															X
	2	X	X	X	X						X									X
	3	X		X	X	X					X									X
	4	X	X	X	X			X			X									X
	5	X						X	X		X									X
Relation $E-\sqrt{t}$	6	X				X		X		X		X	X	X	X					X
	7	X				X		X		X		X			X	X	X	X	X	X

Tableau 1.2: Paramètres utilisés pour les tests de validation hydrodynamique du modèle.

Pour étudier l'influence de la discrétisation spatiale, on définit les 4 découpages suivants pour le sol:

<b>A:</b>	bloc 1: $\Delta z / z_{\max} = 1/50$	nb de tranches = 5
	bloc 2: $\Delta z / z_{\max} = 1/20$	nb de tranches = 8
	bloc 3: $\Delta z / z_{\max} = 1/10$	nb de tranches = 5
		total = 18
<b>B:</b>	1 bloc: $\Delta z / z_{\max} = 1/40$	nb de tranches = 40
<b>C:</b>	1 bloc: $\Delta z / z_{\max} = 1/20$	nb de tranches = 20
<b>D:</b>	1 bloc: $\Delta z / z_{\max} = 1/10$	nb de tranches = 10

Seul le découpage A est à pas variable (resserré en surface) alors que B, C et D sont à pas constant avec un nombre de tranches variable.

Les tests 1 et 2 prennent en compte des valeurs différentes de  $E_p$  dans le cas d'une limite de bas de profil drainée (comme REYNOLDS et WALKER) alors que les tests 3 et 4 étendent ces considérations aux limites constantes et étanches (tableau 1.2).

La figure 1.13-a nous montre l'influence des découpages sur l'évolution de  $f^{ev}$  et de  $\Sigma f^{ev}$  au cours du temps pour le test 1. On remarque de prime abord que les courbes correspondantes sont peu différentes les unes des autres et qu'elles représentent bien les deux stades évaporatoires (cf. 1.1.2.3, figure 1.5-a). La différence majeure réside dans la date et le comportement de la transition  $E_1/E_2$  (cf. 1.1.2.3). Le découpage A, qui a la couche de surface la plus fine, présente la transition la plus brutale et la plus retardée, ce qui correspond à la chute plus rapide de l'humidité relative en surface. Ces considérations nous montrent finalement que l'erreur de discrétisation est peu importante et que le découpage de type A est le plus efficace (REYNOLDS et WALKER, 1984). Ajoutons que pour des sols homogènes de teneur en eau initiale uniforme on peut obtenir une simulation correcte de l'évaporation avec relativement peu de tranches.

La figure 1.13-b qui présente les profils de teneurs en eau à 12 h ( $E_1$ ), 46 h (transition  $E_1/E_2$ ) et 278 h ( $E_2$ ) pour les découpages A, B et D (test 1) confirment ces remarques. On constate en effet que l'erreur de discrétisation provient essentiellement de la couche de surface. Le découpage à pas variable A se montre aussi performant que le découpage B malgré moitié moins de tranches de sol et ce grâce à un pas bien adapté aux variations de teneur en eau avec la profondeur.

On a pu vérifier que les tests 2, 3 et 4 (non représentés ici) montrent un comportement tout à fait comparable.

Comme l'illustre la figure 1.13 (test 1) et également les autres tests, "MOISE" ne présente pas de phénomène d'oscillation numérique. Cette constatation, toujours vérifiée par notre modèle, nous montre que le choix du schéma de calcul (implicite) est approprié (cf. 1.2.1.3.2) et que notre formulation est homogène.

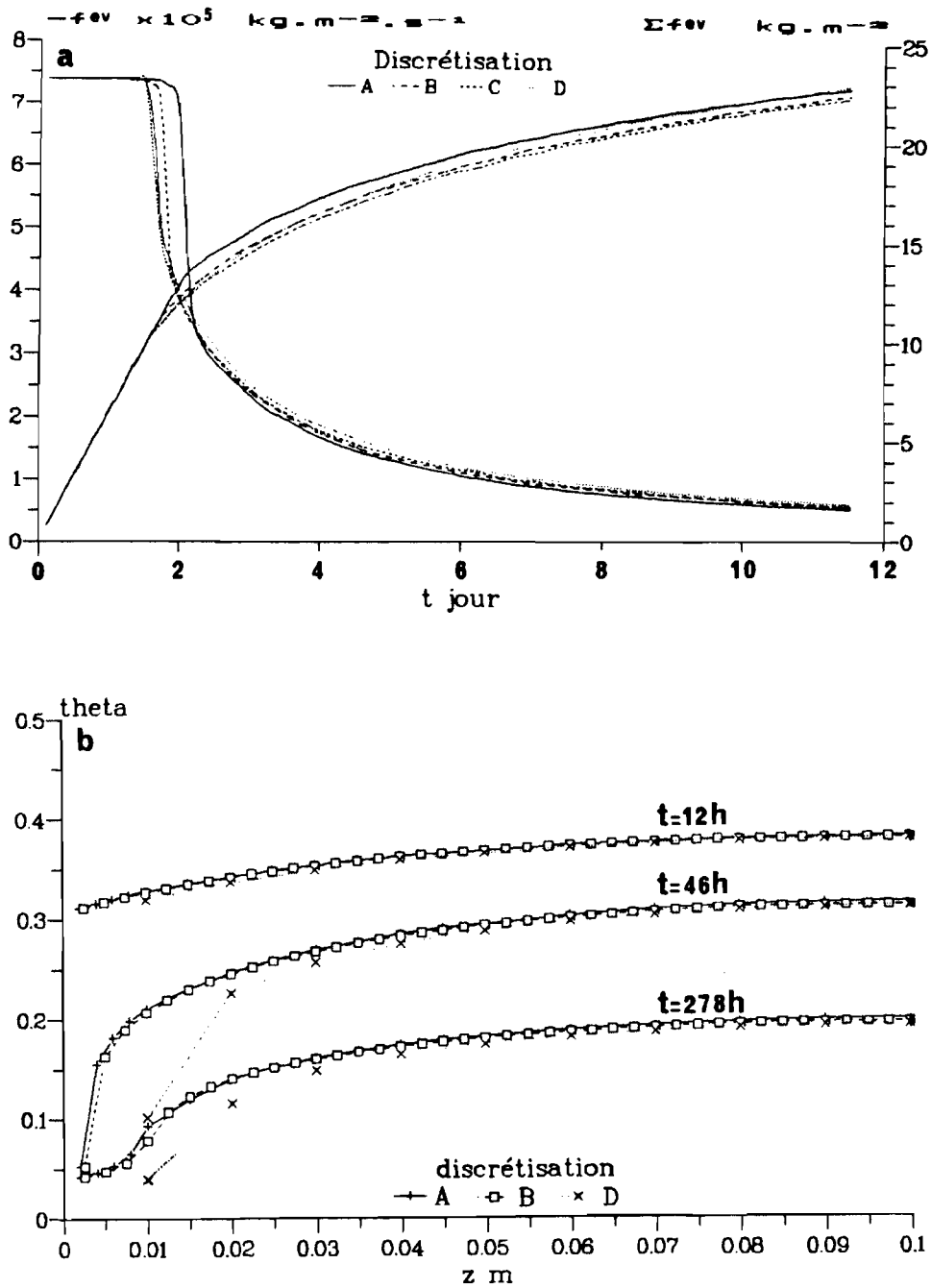


Figure 1.13: Résultats du test 1 (cf. texte) de discrétisation spatiale. a: Flux évaporatoire et flux cumulé selon le temps. b: Profils de teneur en eau à trois dates.

Pour évaluer l'incidence du pas de temps sur le calcul, on a réalisé le même type de test que ci-dessus (test 5, tableau 1.2) avec un pas de temps variable réduit de moitié (soit 300 à 5000 s au lieu de 600 à 10000 s). Le pas de temps étant contrôlé par le calcul (annexe 1.2), il a fallu choisir les paramètres adéquats pour maintenir les pas de temps à la moitié de ceux du test de référence.

Les courbes de flux évaporatoire et les profils de teneur en eau (non représentés ici) ne montrent aucune différence sensible. On n'a pas cherché ici à montrer une limite supérieure au pas de temps à partir de laquelle apparaîtrait une erreur de discrétisation significative mais seulement à vérifier que les pas de temps usuels n'introduisaient pas d'erreur.

#### 1.2.2.2.3 Comportement en $\sqrt{t}$

La relation théorique de proportionnalité entre  $\Sigma f^{ev}$  et  $\sqrt{t}$  (GARDNER, 1959) nous permet de vérifier la validité de la simulation au deuxième stade évaporatoire.

Cette relation, établie pour un sol semi-infini, homogène et de teneur en eau initiale uniforme, nous permet de mettre en évidence l'influence de la limite inférieure au profil. La figure 1.14-a nous montre en effet qu'une colonne de 0.2 m présente dans les conditions de nos simulations (test 6, tableau 1.2) un comportement  $\Sigma f^{ev}$  vs  $\sqrt{t}$  parfaitement linéaire. Les courbes correspondant aux colonnes de 0.1 et 0.05 m montrent également cette relation linéaire mais pendant une durée limitée après laquelle une nette diminution de la pente avec le temps traduit l'influence croissante de la limite inférieure du profil. On remarque enfin que la pente générale de ces relations linéaires n'est pas affectée par la longueur des colonnes, comme le souligne GARDNER (1959).

La figure 1.14-b (test 7, tableau 1.2) présente le même type de considérations mais pour des conditions d'évaporation, teneur en eau initiale et humidité relative atmosphérique différentes. On vérifie que la linéarité est bien assurée dans les trois cas présentés. La pente est affectée de façon modérée par  $h_a$ . Par contre la teneur en eau initiale, qui détermine la conductivité et les diffusivités dans le sol (équations 29 et 32), montre une forte influence. Ces résultats concordent avec ceux de REYNOLDS et WALKER (1984) et avec l'analyse théorique de GARDNER (1959).

#### 1.2.2.2.4 Vérification du bilan de masse

La vérification du bilan de masse instantané se fait à chaque itération en calculant la différence relative entre les flux entrant et sortant et la variation de bilan massique en eau pendant le pas de temps:

$$\left( f^{ev} + f_{z_{max}} - \Delta B / \Delta t \right) / \left( \Delta B / \Delta t \right) \text{ en \% (équation 70).}$$

Le tableau 1.3 nous montre un extrait du fichier SOR.DAT (annexe 1.2) qui présente cette erreur relative sur le bilan en eau au cours de la simulation du profil anisotherme de BARNES et ALLISON (1984). Cette simulation correspond à un régime transitoire qui tend vers un régime permanent, atteint à partir d'environ  $10 \cdot 10^6$  s (chapitre 1.2.2.3.3 et figure 1.16). Dans ce cas les variations des différents

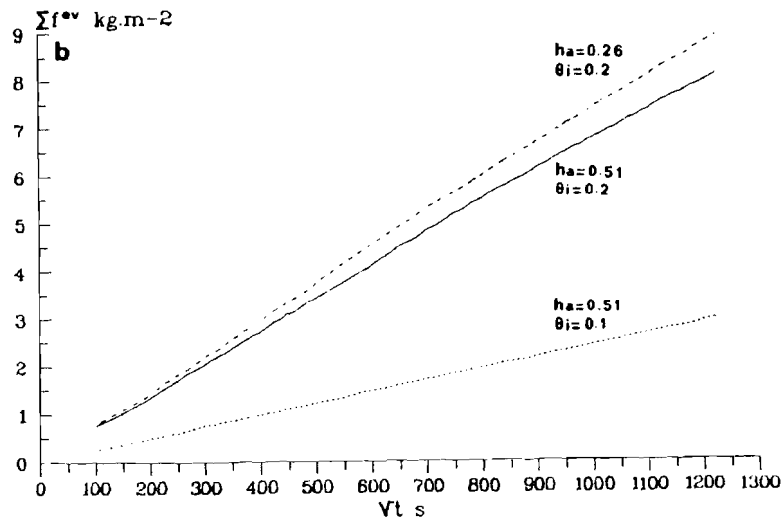
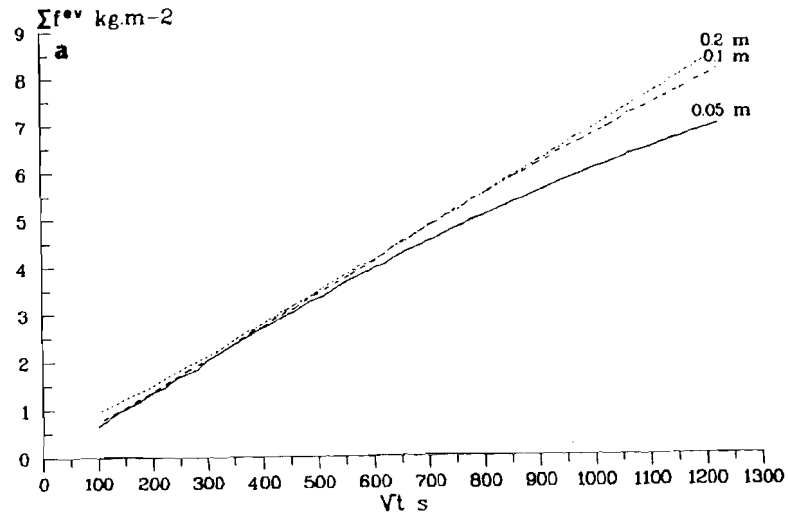


Figure 1.14: Relations  $\Sigma f^{ev}$  vs  $\sqrt{t}$ . a: Pour différentes longueurs de colonnes de sol. b: Pour différentes valeurs de l'humidité relative atmosphérique et de la teneur en eau initiale.

t s	$\Delta t$ s	Erreur relative sur le bilan %		
		eau	2H	18O
0	400	0	0	0
40400	1200	0	0	0
80800	1600	0	0	0
121200	2400	0	0	0
161600	2800	0	0	0
202000	3200	0	0	0
242400	4000	0	0	0
282800	4400	0	0	0
323200	4800	0	0	0
363600	5200	0	0	0
404000	6000	0	0	0
444400	6800	0	0	0
484800	7600	0	0	0
525200	8000	0	0	0
565600	8800	0	0	0
606000	10000	0	0	0
1004400	19200	0	0	0
1494400	24800	0.3	0	-0.01
2362400	24800	0.08	-0.05	0.06
3007200	24800	0.01	0.03	-0.09
3652000	24800	0.06	-0.47	-0.1
4098400	24800	0	0.31	0.58
4941600	24800	0	0.01	-0.34
5388000	24800	0	0.07	0.08
6256000	24800	0	0.01	-1.37
7124000	24800	0	1.18	0.45
7967200	24800	0	1.6	0.85
8835200	24800	0	1.82	1.25
9703200	24800	0	1.68	1.71

Tableau 1.3: Evolution du pas de temps et de l'erreur sur les bilans en eau et en isotopes au cours d'une simulation.

paramètres au cours du temps deviennent infimes ce qui nuit de façon importante à la précision du calcul (erreurs de troncature par exemple).

On constate que l'erreur relative induite par notre modèle est négligeable; à l'exception de la période qui précède l'établissement du régime permanent où l'erreur peut atteindre 0.1 à 1 %, l'erreur est généralement inférieure à 0.005 %.

Ce résultat nous montre que "MOISE" conserve bien la masse et donc que la résolution numérique est précise et que les formulations sont cohérentes sur ce point.

On a pu vérifier également que la somme des flux cumulés en surface  $\Sigma f^{ev}$  et en bas de profil  $\Sigma f_{z_{max}}$  présentait des écarts négligeables (environ 1%) avec la variation de bilan totale  $B-B^0$ .

### 1.2.2.3 Validation isotopique

#### 1.2.2.3.1 Etude qualitative de l'enrichissement isotopique

On a voulu vérifier la vraisemblance de l'enrichissement isotopique créé par le modèle au cours de l'évaporation de l'eau du sol. Pour cela on effectue différents tests (tableau 1.4) destinés à isoler l'effet de chaque source d'enrichissement en neutralisant les paramètres adéquats. Ces 6 tests ont été réalisés à l'occasion du calage du modèle sur l'expérimentation sur colonnes (cf. 1.2.2.1 et 2.3) et on considère les résultats à la date finale  $t_5$ .

PARAMETRE					RESULTAT			
$\alpha$	$d_I^v$	$d_I^l$	$d_I^v/d^v$	$\delta_a^v$	(1)	$v$ (2) $l$		commentaire
1	$d^v$	0	1	$\delta_{alim}^v$	0			pas de changement, $\delta(z,t) = \delta_{alim}$
1	$d^v$	0	1	$\delta_a^v$	-7	6.7		appauvrissement superficiel jusqu'à $\delta_a^v$
$\alpha$	$d^v$	0	1	$\delta_{alim}^v$	+10		7.7	enrichissement superficiel sans retour vapeur
$\alpha$	$d^v$	0	1	$\delta_a^v$	+6	8.9	7.5	enrichissement superficiel avec retour vapeur
$\alpha$	$d^v$	$d_I^l$	1	$\delta_a^v$	+4	8.5	8.9	pic plus large que test précédent
$\alpha$	$d_I^v$	$d_I^l$	$d_I^v/d^v$	$\delta_a^v$	+12	1.7	3.9	pic plus intense et encore plus large

(1) enrichissement isotopique en  $\delta_{18O}$  ‰ par rapport à l'eau d'alimentation

(2) pentes des droites isotopiques en zone vapeur  $v$  et liquide  $l$

Tableau 1.4: Tests sur l'enrichissement isotopique; paramètres et résultats.

1: On choisit tout d'abord des paramètres qui empêchent théoriquement tout enrichissement isotopique: pas de fractionnement à l'équilibre ( $\alpha = 1$ ), des coefficients de diffusion isotopiques en phase vapeur égaux à celui de l'eau pure ( $d_1^v = d^v$ ), un coefficient de diffusion isotopique en phase liquide nul et une composition isotopique de la vapeur atmosphérique égale à celle de l'eau d'alimentation. On vérifie en effet qu'il n'y a pas d'enrichissement isotopique (tableau 1.4, première ligne).

2: On reprend ces conditions sauf celle concernant la vapeur atmosphérique. On remarque alors un net appauvrissement isotopique superficiel, la composition en surface tendant à rejoindre celle de la vapeur atmosphérique. Cet enrichissement n'est pas limité à la couche de surface car le coefficient de diffusion isotopique en phase gazeuse non nul permet à la diffusion moléculaire d'exercer son influence.

3: Si on réintroduit le fractionnement à l'équilibre dans le premier test on constate qu'il apparaît un net enrichissement isotopique superficiel. Mais il ne se produit pas l'appauvrissement isotopique près de la surface caractéristique de l'influence de la vapeur atmosphérique.

4: Si on ne neutralise que les coefficients de diffusion, on obtient un enrichissement isotopique superficiel qui s'étend peu profondément mais avec un appauvrissement isotopique superficiel bien marqué.

5: On reprend les mêmes conditions que celles du test précédent en réintroduisant le coefficient de diffusion isotopique en phase liquide. Le pic est légèrement moins accentué que celui du test 4 mais nettement plus étalé par la diffusion.

6: Ce dernier test comporte tout les paramètres non modifiés. L'enrichissement isotopique est nettement plus important et le pic plus étalé que dans le cas du test 5. En effet, la réintroduction du coefficient de diffusion isotopique en phase vapeur permet à l'enrichissement cinétique d'exercer son influence.

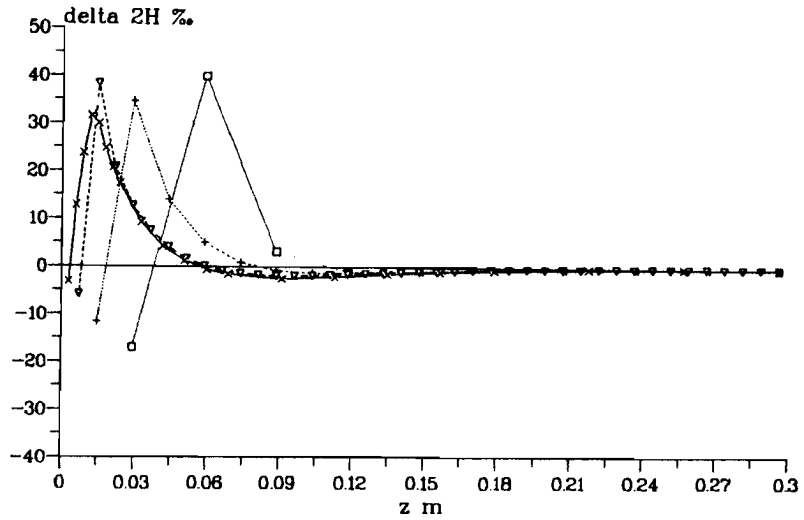
Les pentes des droites isotopiques en "zone vapeur" et "liquide" (si définies) calculées pour les différents tests (tableau 1.4) sont cohérentes avec ces résultats. On vérifie en effet que le test 2, où seul  $\delta_a^v$  s'exprime, nous donne une valeur de la pente de 6.7 égale au rapport  $(\delta_{2H,alim} - \delta_{2H,a}^v) / (\delta_{18O,alim} - \delta_{18O,a}^v)$  qui traduit un simple effet de mélange. La valeur de pente proche de 8 correspondant aux tests 3 à 5 est caractéristique d'un fractionnement à l'équilibre sans composante cinétique alors que la valeur de 4 en "zone liquide" du test 6 souligne justement l'effet de ce dernier.

#### 1.2.2.3.2 Discrétisation spatiale et bilan de masse

La figure 1.15 représente un profil isotopique ( $^2H$ ) en conditions permanentes et anisothermes correspondant à l'exemple donné par BARNES et ALLISON (1984) (figure 1.6).

Selon la discrétisation spatiale employée, le profil isotopique est nettement différent. La profondeur du pic évaporatoire dépend fortement du découpage employé en surface. Seul le pas variable employé ici qui a le pas d'espace de surface le plus faible donne un résultat satisfaisant pour une simulation

Figure 1.15: Profil  $\delta_{2H}$  vs  $z$  pour différentes discrétisations spatiales.



	BARNES et ALLISON		MOISE	
	isotherme	anisotherme	isotherme	anisotherme
<b>Paramètres:</b>				
$T_a, ^\circ\text{C}$	30	40	30	40
$h_a$	0.2	0.2	0.2	0.2
$T(z), ^\circ\text{C}$	30	$20(1+e^{-20z})$	30	$20(1+e^{-20z})$
$n$	1	1	0.5/1	0.5/1
$p$	0.35	0.35	0.36	0.36
$\tau$	0.67	0.67	0.67	0.67
$\beta$	1	1	2	2
$\delta_{2H,a}^v, \text{‰}$	-100	-100	-100	-100
$\delta_{2H,\text{alim}}, \text{‰}$	0	0	0	0
$\delta_{18O,a}^v, \text{‰}$	/	/	-14	-14
$\delta_{18O,\text{alim}}, \text{‰}$	/	/	0	0
$\theta$	0.05	0.05	$f(z)$	$f(z)$
$z_{\text{max}}, \text{m}$	/	/	0.296	0.285
$f^{\text{ev}} \times 10^6, \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	9.956	9.956	10.07	10.05
<b>Pentes des droites <math>^2\text{H}-^{18}\text{O}</math>:</b>				
"zone vapeur"	3.13 <sup>(1)</sup> 2.94 <sup>(2)</sup>	3.11 <sup>(1)</sup> 2.93 <sup>(2)</sup>	3.14	3.26
"zone liquide"	2.99 <sup>(1)</sup> 2.52 <sup>(2)</sup>	3.12 <sup>(1)</sup> 2.61 <sup>(2)</sup>	2.40	1.99

<sup>(1)</sup> Formulation BARNES et ALLISON, 1983 - <sup>(2)</sup> Idem, 1984

Tableau 1.5: Paramètres utilisés pour le calcul des profils théoriques  $\delta_{2H}$  vs  $z$  (BARNES et ALLISON, 1984) et pour la simulation par le modèle; comparaison des valeurs des pentes isotopiques théoriques avec celles déterminées par le modèle.



correcte du pic isotopique. Ce résultat est similaire à celui obtenu à l'occasion des tests de discrétisation spatiale de la partie hydrodynamique du modèle (cf. 1.2.2.2.2).

La vérification du bilan isotopique instantané se fait selon le même processus que celui décrit dans la partie hydrodynamique (cf. 1.2.2.2.4) à partir de l'équation 71. Le tableau 1.3 nous montre que l'erreur sur le bilan isotopique devient sensible quand le régime hydrique atteint l'état permanent, comme on a pu déjà le constater pour le bilan en eau. Elle demeure néanmoins inférieure à 1 ou 2 % pour les deux isotopes et reste sans influence sur le profil isotopique qui n'évolue plus (figure 1.16). Enfin, la vérification du bilan isotopique cumulé conduit au même résultat que pour le bilan hydrodynamique (cf. 1.2.2.2.4)

### 1.2.2.3.3 Validation par des solutions analytiques

La figure 1 de BARNES et ALLISON (1984) présente un profil  $\delta_{2H}$  vs  $z$  de régime permanent en conditions isothermes et un profil en conditions anisothermes stationnaires (figure 1.6). Nous nous sommes proposés ici d'effectuer une simulation avec "MOISE" de ces solutions analytiques.

#### Introduction

Le tableau 1.5 nous montre les conditions atmosphériques, hydrodynamiques et isotopiques choisies par BARNES et ALLISON (1984) et reprises dans nos simulations.

Le sol choisi ici est le "Yolo light clay" utilisé à l'occasion de la validation hydrodynamique (cf. 1.2.2.2.1) à l'exception de la porosité et de la tortuosité modifiées dans le sens de BARNES et ALLISON (1984). Ce sol avec une limite de bas de profil constante ( $\text{cal} = 1$ ) qui permet la réalimentation du profil est initialement saturé et placé sous évaporation. Ces conditions permettent l'établissement d'un régime permanent. Le choix d'une profondeur  $z_{\text{max}}$  appropriée pour cette limite constante permet d'obtenir un flux d'évaporation en régime permanent identique à celui choisi par BARNES et ALLISON (1984). Le choix de  $E_p$  détermine la rapidité avec laquelle le régime permanent est atteint mais est sans incidence sur la valeur finale du flux sauf dans le cas de faibles évaporations potentielles pour lesquelles la capacité de transfert du sol n'est plus le facteur limitant.

Les auteurs considèrent un fractionnement cinétique purement diffusif, soit  $n = 1$ . Pour nos simulations on a choisi de faire évoluer  $n$  de  $n_a = 0.5$  quand le sol est initialement saturé à  $n_s = 1$  quand le profil de teneur en eau s'est stabilisé (cf. 1.2.1.2.4). On a pu vérifier que le choix d'une autre valeur pour  $n_a$  était sans incidence sur les résultats de la simulation à l'état stationnaire.

La différence majeure entre nos simulations et les solutions de BARNES et ALLISON (1984) réside dans l'allure des profils de teneur en eau. Les auteurs considèrent en effet un profil stationnaire uniforme  $\theta = 0.05$  peu réaliste alors que nos simulations produisent un profil de forme sigmoïdale illustrant la diminution de la teneur en eau de  $\theta = \theta_{z_{\text{max}}} = 0.35$  en bas de profil à  $\theta = 0.035$  (pour  $\theta_{\text{rés}} = 0.033$ ) en surface. On peut alors s'attendre à une sous-estimation du flux de vapeur par notre modèle, et en

particulier du flux thermique, par rapport à ces solutions analytiques. C'est pourquoi nous avons choisi une valeur de  $\beta = 2$ , qui augmente  $f^{vT}$ , au lieu de  $\beta = 1$  chez ces auteurs dans le cas anisotherme.

### L'état stationnaire isotopique

Les résultats de nos simulations en conditions isothermes et anisothermes nous montrent qu'après une courte période où  $f^{ev} = E_p$ , le flux évaporatoire décroît brutalement (transition  $E_1/E_2$ ) puis se stabilise à une valeur constante (tableau 1.5) égale au flux de réalimentation  $f_{zmax}$ .

Les profils isotopiques calculés par notre modèle pour différentes dates (figure 1.16) illustrent l'établissement de l'état stationnaire. On remarque que le profil isotherme s'est pratiquement stabilisé à partir de  $4 \cdot 10^6$  s (46 jours) alors que le profil anisotherme, et en particulier l'appauvrissement à la base du pic (cf. 1.1.3.3.2), continue à évoluer jusqu'à environ  $10 \cdot 10^6$  s (116 jours). Le temps caractéristique pour le développement du profil isotopique en régime permanent (BARNES et ALLISON, 1988) est proportionnel à la diffusivité globale des espèces isotopiques dans le sol pour un flux d'évaporation constant. La diffusivité dans le sol est nettement augmentée quand le flux de vapeur thermique fait ressentir son influence. On peut donc prédire un temps caractéristique plus grand en conditions anisothermes qu'en conditions isothermes, ce que vérifient nos simulations.

### Les profils $^2H$

La figure 1.17 nous permet de comparer les résultats de nos simulations (profils à la date  $50 \cdot 10^6$  s, soit 579 j) avec les solutions de BARNES et ALLISON (1984).

On constate de prime abord que nos profils  $^2H$  montrent de faibles différences avec les solutions analytiques. Le pic d'enrichissement isotopique est de même amplitude et de forme semblable et concerne le même intervalle de profondeur. De même l'appauvrissement isotopique à la base du pic caractéristique du cas anisotherme est localisé à la même profondeur et est d'amplitude équivalente.

On remarque néanmoins que la profondeur du pic isotopique calculé par notre modèle est inférieure d'environ 30 % à celle de BARNES et ALLISON (1984) et que la diffusion de l'enrichissement isotopique superficiel pénètre plus profondément dans le sol. Ces nuances s'expliquent par les profils de teneur en eau différents.

La profondeur du pic est à relier à la limite supérieure à partir de laquelle le flux liquide devient négligeable (BARNES et ALLISON, 1983). De plus, l'équation 13 de BARNES et ALLISON (1983) nous suggère que cette profondeur est proportionnelle à  $(p-\theta)$ . Finalement, un sol plus humide aura une profondeur de pic moins importante, ce que vérifient nos résultats.

La diffusion profonde de l'enrichissement isotopique superficiel se fait simultanément en phase liquide et vapeur. Pour vérifier la cohérence de nos résultats avec ceux de BARNES et ALLISON (1984) nous avons calculé les fonctions exponentielles décrivant cette diffusion (équation 21 de

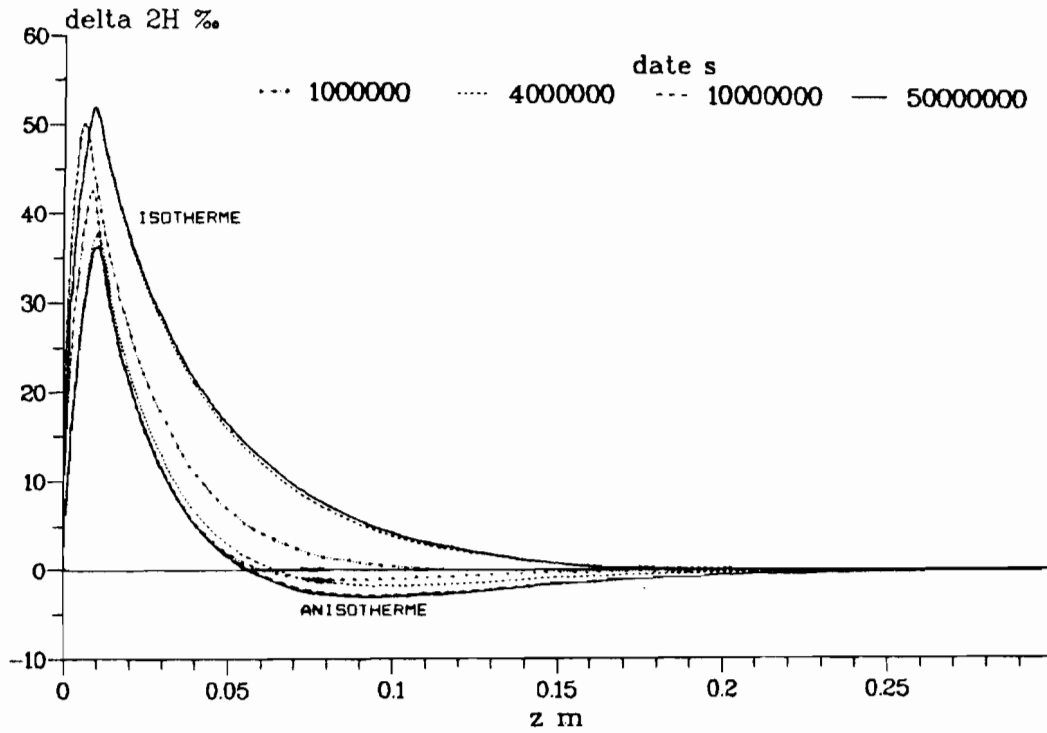


Figure 1.16: Profils  $\delta_{2H}$  vs  $z$  en conditions isothermes et anisothermes à différentes dates montrant l'établissement d'un état stationnaire isotopique.

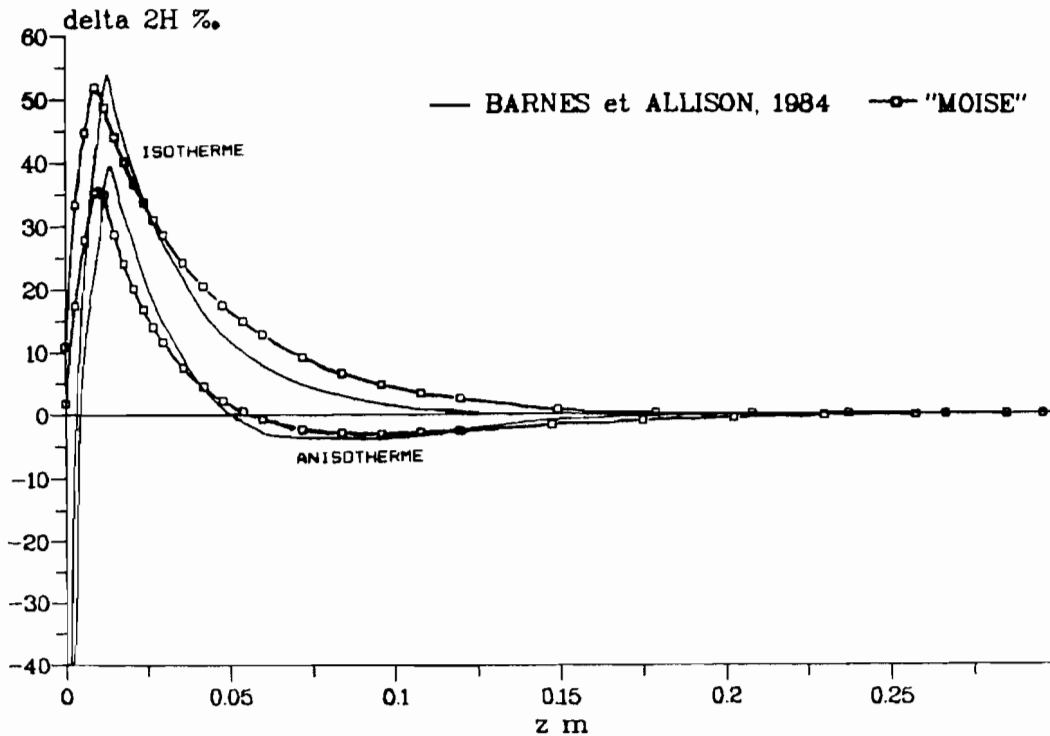


Figure 1.17: Profil  $\delta_{2H}$  vs  $z$  théorique en conditions isothermes et anisothermes (BARNES et ALLISON, 1984) et simulation par le modèle "MOISE".

BARNES et ALLISON, 1983; équation page 129 de BARNES et ALLISON, 1984) pour les deux profils de teneur en eau et nous les avons comparées avec les termes d'enrichissement isotopique relatif  $(\delta - \delta_{\text{alim}}) / (\delta_{\text{pic}} - \delta_{\text{alim}})$ . On vérifie bien à partir de ce calcul et des résultats de nos simulations que pour notre sol plus humide l'enrichissement isotopique pénètre plus profondément, ce qui nous montre d'ailleurs que la diffusion en phase liquide domine dans ce cas.

L'expression théorique de la valeur de l'enrichissement maximal  $\delta_{\text{pic}}$  (équations 5 et 18 de BARNES et ALLISON, 1983) ne dépend pas directement de la teneur en eau mais du flux évaporatoire. On constate en effet que notre modèle produit le même enrichissement maximal que celui calculé par BARNES et ALLISON malgré des profils de teneur en eau différents.

### Les pentes des droites isotopiques

Le tableau 1.5 présente les valeurs des pentes des droites isotopiques déterminées pour la zone de l'appauvrissement isotopique situé entre la surface et le maximum d'enrichissement (pente en "zone vapeur") et pour la zone de diffusion sous le maximum (pente en "zone liquide") et calculées selon les formulations (cf. 1.1.3.3.1 et 1.1.3.3.2) de BARNES et ALLISON (1983 et 1984) et par nos simulations dans les mêmes conditions.

En ce qui concerne la "zone vapeur" on constate que notre modèle donne des valeurs de pente très proches de celles de BARNES et ALLISON, surtout en conditions isothermes.

En conditions anisothermes notre pente est légèrement plus forte. On peut remarquer à cet égard que le calcul de la pente par les formulations de BARNES et ALLISON implique le choix d'une température moyenne pour déterminer les valeurs des paramètres thermodépendants et en particulier  $\alpha$ . Le principe retenu pour le calcul de cette moyenne n'est pas précisé par les auteurs alors que de son choix dépendra la valeur calculée. Nous avons déterminé ici des températures moyennes de 37.6 °C pour la "zone vapeur" comprise entre la surface et le pic isotopique et de 25.3 °C pour la "zone liquide" qui s'étend du pic à environ 0.15 m. Ces moyennes ont été calculées par intégration de la fonction  $T = f(z)$  sur les intervalles de profondeur correspondants (tableau 1.5).

La pente isotopique isotherme en "zone liquide" déterminée par nos simulations est peu différente de celle calculée par BARNES et ALLISON (1984) mais est inférieure à celle calculée par BARNES et ALLISON (1983).

Ces deux formulations semblent approximatives quand on considère le fait que l'équation 22 de BARNES et ALLISON (1983) ne prend pas en compte la diffusion en phase vapeur sous le pic (diffusion liquide pure) et que l'expression de la pente chez BARNES et ALLISON (1984) néglige l'influence des conditions atmosphériques ( $h_a$  et  $\delta_a^v$ ) et de la composition de l'eau d'alimentation (sans effet ici puisque  $\delta_{18\text{O},\text{alim}} = \delta_{2\text{H},\text{alim}} = 0$ ). De plus, ces deux formulations ne prennent pas en compte les coefficients de diffusion  $d_1^l$  et  $d_1^v$  différents pour les deux isotopes. Il nous semble à cet égard que ces

coefficients de diffusion, plus petits pour  $^{18}\text{O}$  que pour  $^2\text{H}$ , contribuent à diminuer la valeur de la pente.

En conditions anisothermes la pente de la droite établie pour la "zone liquide" obtenue par notre modèle est inférieure à celles déterminées à partir des expressions de BARNES et ALLISON. Pour expliquer cette différence, on peut évoquer de nouveau ici le problème du choix de la température moyenne pour calculer les valeurs des pentes (influence modérée) ainsi que les restrictions signalées ci-dessus sur ces formulations.

L'enrichissement isotopique dû au fractionnement à l'équilibre se produit essentiellement au front évaporatoire (à environ 0.01 m de profondeur). L'enrichissement relatif à l'équilibre  $(\alpha_{2\text{H}} - 1) / (\alpha_{18\text{O}} - 1)$  pour les deux espèces isotopiques évolue d'une valeur de 8.25 à 30°C, cas isotherme, à 8.00 à 36 °C, température au front évaporatoire dans le cas anisotherme, soit une diminution de 0.25. La simulation du cas anisotherme en considérant une valeur de  $\beta$  égale à 1 nous donne une valeur de pente en "zone liquide" de 2.13, soit une différence de 0.14 avec la simulation effectuée avec  $\beta = 2$ . Ces deux phénomènes conjugués, le premier qui traduit l'influence de la température sur le fractionnement à l'équilibre et le second qui nous montre l'influence du flux de vapeur thermique sur le fractionnement cinétique, nous paraissent à l'origine de la diminution de la pente isotopique de 0.41 unités entre nos simulations en conditions isothermes et anisothermes.

## Conclusion

La partie hydrodynamique de notre modèle devrait idéalement être validée par comparaison avec les solutions analytiques des équations différentielles. Malheureusement ces solutions analytiques sont difficiles à obtenir, surtout si l'on prend en compte le flux de vapeur. Les solutions disponibles (GARDNER, 1958 et 1959) utilisent en général la teneur en eau comme variable principale ou considèrent des fonctions  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  incompatibles avec les nôtres. On a pu néanmoins s'assurer que "MOISE" présente un comportement qualitatif cohérent avec les résultats expérimentaux et les déductions théoriques (relation  $\Sigma f^{\text{ev}}$  vs  $\sqrt{t}$ ) et ne modifie pas le bilan massique.

Les travaux théoriques de BARNES, ALLISON et WALKER ont permis d'obtenir des solutions analytiques aux équations régissant les mouvements de l'eau et des espèces isotopiques dans les sols. Ces solutions demeurent restrictives et leur application à des résultats expérimentaux ou naturels nécessite beaucoup de prudence.

"MOISE", qui est un modèle numérique, permet de s'affranchir de nombre de ces restrictions, surtout en ce qui concerne l'état initial du sol (profils  $\theta$  et  $\delta$  éventuellement non uniformes) et les paramètres climatiques que l'on peut faire varier dans le temps. Son originalité principale est à notre avis qu'il permet de considérer un sol qui évolue du premier stade évaporatoire au second stade évaporatoire pour atteindre ou non un régime permanent. Contrairement au régime permanent où le profil isotopique stationnaire est indépendant de l'histoire antérieure de l'eau dans le sol, le profil en régime transitoire intègre l'évolution hydrodynamique et isotopique de l'eau au cours du dessèchement. Les compositions

isotopiques héritées du premier stade évaporatoire marqueront donc de leur influence l'évolution ultérieure du profil. Ces remarques sont illustrées par la citation suivante (BARNES et WALKER, 1989):

«Les compositions isotopiques du pic à l'état stationnaire ne dépendent pas de  $\theta$  et sont déterminées pour les sols secs par les compositions isotopiques de l'eau en profondeur et dans la vapeur atmosphérique. Par contre la valeur du pic pour une évaporation non stationnaire dépend de la teneur en eau et des propriétés hydrodynamiques du milieu, et peut être plus grande ou plus petite que celle à l'état stationnaire.»

La simulation de la transition  $E_1/E_2$  est importante pour la modélisation des expériences sur colonnes qui sont le plus souvent initialement saturées (pour assurer une composition isotopique uniforme) et également en conditions naturelles pour simuler l'évaporation des sols en dessèchement après un épisode pluvieux.

Pour prendre en compte l'effet de cette transition dans le régime évaporatoire sur la composante cinétique de l'enrichissement isotopique (à travers le développement du "mulch") nous avons été conduits à proposer une formulation du paramètre  $n$  (exposant du fractionnement cinétique  $\alpha_K$ ) en relation avec la teneur en eau en surface.

Le modèle "MOISE" a montré un comportement isotopique qualitatif vraisemblable et cohérent avec la théorie. La validation du modèle sur les solutions en régime permanent de BARNES et ALLISON (1984) montre une bonne concordance des profils isotopiques en deutérium. Il subsiste néanmoins un désaccord partiel, que nous avons tenté de justifier, sur les valeurs des pentes des droites isotopiques, en particulier en présence d'un fort gradient de température.

## **2. APPLICATION EN MILIEU CONTROLE sur colonnes de sol**

---

---

## 2.1 MATERIEL ET METHODES

### **Introduction**

On a prélevé des colonnes de sol non perturbées à Barogo fin avril 1989 dans le but d'effectuer l'expérience en milieu contrôlé avec le même sol que celui du site naturel. Le principe expérimental consiste à saturer ces colonnes par infiltration d'une lame d'eau suffisante puis à les placer en condition d'évaporation libre en milieu contrôlé de climat quasi-constant (ici la cave du laboratoire de l'université). Des pesées régulières permettent d'évaluer le flux d'évaporation de l'eau des colonnes au cours du temps. La teneur en eau et la composition isotopique de l'eau du sol en profondeur sont obtenues par le sacrifice successif des colonnes et leur tronçonnage.

Les méthodes d'extraction d'eau et d'analyse isotopique utilisées sont présentées à l'annexe 1.1.

### **2.1.1 Dispositif expérimental et préparation**

#### **2.1.1.1 Réalisation des colonnes de sol**

Le prélèvement des colonnes a été réalisé à la station B de Barogo (annexe 3.1, figure A.8) en fin de saison sèche 1988-1989 par creusement d'une fosse (3.8x1.6x1.2 m<sup>3</sup>) et enfoncement simultané de tubes PVC (118 mm de diamètre intérieur) pour récupérer 1.1 m de sol. Les 6 tubes (dénommés A, B, C, D, E et F) sont fermés à leurs deux extrémités par des bouchons vissés. Le sol ainsi récolté est dans un état hydrique et isotopique peu différent de celui du profil n°10 du 24 avril 1989 (figure 3.38-c et 3.41-a).

L'installation d'une base drainée évite l'accumulation d'eau en bas de profil. Elle se compose de 3 cm de sable grossier de Loire et d'une grille métallique recouverte d'une toile Nylon fine. Un calfeutrage thermique sommaire est réalisé par une double feuille aluminisée de polystyrène expansé. Les colonnes sont disposées sur un bâti robuste en bois et elles sont facilement amovibles pour les pesées.

La colonne F reste fixe car elle supporte tensiomètres et sondes de température. Les tensiomètres, placés horizontalement à 10, 20, 30, 50 et 80 cm de profondeur, proviennent d'un kit NARDEUX DTM5000. Ce dernier est constitué de bougies poreuses de 22 mm de diamètre et d'un manomètre à mercure 5 voies permettant des mesures de 0 à 900 mbar avec une précision de  $\pm 1$  mbar.

Le suivi de la température dans le sol se fait aux profondeurs de 3, 7, 17, 37, et 90 cm à l'aide de sondes à silicium et d'un boîtier numérique. Ce matériel a une plage de mesure de -50 à +150 °C et une précision de  $\pm 0.2$  °C.



### **2.1.1.2 Saturation**

La saturation de chacune des 6 colonnes a été réalisée par infiltration libre en surface avec la base ouverte de 26 lames d'eau consécutives sur une durée de 73 jours, soit un volume total de 7.8 litres ou une lame d'eau de 700 mm. Ce volume d'eau, qui représente 3 volumes de pore du sol, nous a semblé suffisant pour assurer une saturation complète et une composition isotopique homogène de l'eau du sol. L'eau utilisée provient du réseau de distribution de la ville de Paris.

Pour éviter toute évaporation entre deux lames d'eau, on place au sommet des colonnes un bouchon vissé percé d'un trou de petit diamètre (1 mm) pour permettre l'équilibre des pressions. La première eau de drainage est sortie à la base des colonnes après 24 à 25 jours de percolation pour un volume injecté représentant alors 0.9 volumes de pore. La pesée des colonnes avant et après l'opération de saturation a montré un déficit relatif de 8 % dans l'accroissement de masse pour la colonne E, ce qui peut provenir d'une saturation incomplète du sol ou d'un drainage trop rapide.

## **2.1.2 Mesures et prélèvements**

### **2.1.2.1 Mesures**

Les colonnes A à E sont pesées régulièrement à l'aide d'une balance électronique de type commercial de portée 30 kg avec une précision de 20 g. Cette précision nous donne, pour une teneur en eau moyenne du sol de 12 %, une erreur relative sur la masse d'environ 0.8 %.

Les mesures tensiométriques nécessitent une surveillance fréquente du système de bougies poreuses pour éviter tout décrochage prématuré ou apparition de bulles d'air faussant la mesure. Les données manométriques sont ramenées au niveau de la surface du sol en éliminant le potentiel hydrostatique ce qui permet d'en déduire le potentiel matriciel (équations 10 et 11). Le principe de la mesure et des corrections est décrit dans la documentation accompagnant le matériel.

Température et humidité relative atmosphériques sont suivies en continu grâce à un thermobarohygrographe à tambour enregistreur. Ses mesures sont étalonnées régulièrement par un thermomètre à Hg et un psychromètre ventilé.

### **2.1.2.2 Eau d'alimentation et de drainage**

À l'occasion de l'opération de saturation des colonnes on a conservé trois échantillons de l'eau d'alimentation.

Le suivi des eaux de drainage de la colonne A a permis de constater que les premières eaux sont nettement enrichies en  $^{18}\text{O}$  (+1 à +5 ‰). Cette composition isotopique résulte du mélange entre l'eau d'alimentation (-7 ‰) et l'eau initialement contenue dans le sol de composition isotopique variable (-5 à +10 ‰; figure 3.41-a). L'appauvrissement progressif en isotopes lourds des eaux de drainage traduit l'homogénéisation isotopique progressive de l'eau du sol.

On a prélevé la dernière eau de drainage des colonnes à la date du début de la phase d'évaporation.

### 2.1.2.3 Vapeur atmosphérique

Le prélèvement de la vapeur atmosphérique se fait par pompage de l'air à 10 cm au-dessus de la surface de chaque colonne et lente circulation dans un piège cryogénique refroidi par un mélange de carboglace et d'éthanol. Le dispositif est illustré par la figure 2.1.

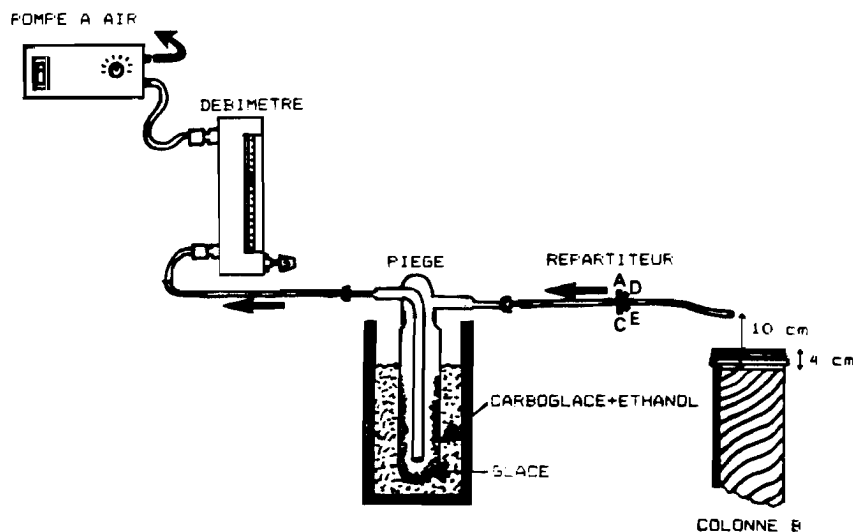


Figure 2.1: Dispositif de prélèvement de la vapeur d'eau atmosphérique

On a évalué préalablement à  $0.018 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  le débit d'air nécessaire pour recueillir 4 ml d'eau sur 24 heures. Ce débit est faible au regard du volume du piège ce qui permet un rendement optimal de l'opération. ZUNDEL et al (1978) utilisent un dispositif similaire avec un piège plus perfectionné, mais de taille voisine, sous le débit bien plus important de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  et évaluent le rendement à 99.9 %. SCHOCH-FISCHER et al (1983) calculent la correction à apporter à la composition isotopique mesurée de la vapeur récoltée par piégeage cryogénique. La pression de vapeur résiduelle à  $-60/-70 \text{ }^\circ\text{C}$  permet d'évaluer le rendement théorique qui est également de l'ordre de 99.9 %. La correction isotopique est dans ce cas d'un ordre de grandeur identique à celui de l'erreur analytique standard pour les deux isotopes et nous la négligerons.

### 2.1.2.4 Prélèvements de sol

Pour les prélèvements de sol, on a sacrifié successivement les colonnes A, B, C, D, E et F au bout de respectivement 11, 42, 92, 162, 253 et 373 jours d'évaporation libre. La colonne est alors tronçonnée à la scie égoïne à l'aide d'un guide en bois en forme de boîte à onglet et occasionnellement à la scie circulaire électrique pour les couches profondes du sol. Les tronçons sont d'épaisseur croissante avec la profondeur (8 tronçons de 0.5 cm puis 7x1 cm, 8x2 cm, 8x3 cm et enfin 13x4 cm). Le prélèvement fin

du sol de surface plus sec est rendu délicat en raison de sa nature friable. Un aliquote de chaque tranche de sol est conditionné dans un flacon en verre pour extraction de l'eau et analyses isotopiques ultérieures.

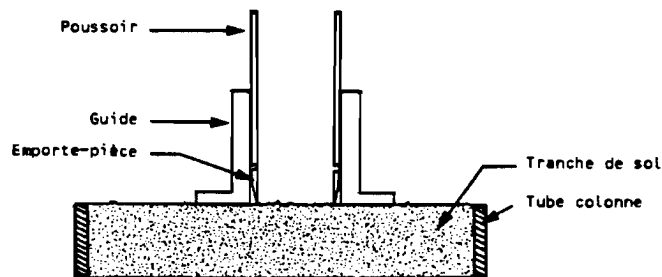


Figure 2.2: Echantillonneur utilisé pour les prélèvements de sol non remanié.

Pour la colonne F, on a réalisé sur certaines tranches un prélèvement de sol non remanié de volume donné par un préleveur en acier de type emporte-pièce à anneaux (figure 2.2) dans le but de déterminer la densité apparente du sol. La détermination de la densité sèche du sol se fait selon le principe d'Archimède grâce à un pycnomètre qui permet des pesées précises d'un échantillon de sol à sec et dans l'eau.

## 2.2 RESULTATS

### 2.2.1 Evolution hydrodynamique

#### 2.2.1.1 Densités et porosité

Le calcul de la densité apparente  $d_a$ , de l'humidité pondérale  $H_p$  et de la densité sèche  $d_s$  d'après les pesées (annexe 2.1) se fait selon les équations présentées au chapitre 1.1.2.1. On en déduit la densité apparente sèche  $d_{as}$  et la porosité totale  $p_t$ . Les teneurs en eau  $\theta$  sont calculées à partir de  $d_{as}$  et  $H_p$  (cf. 1.1.2.1). L'étude pédologique du sol est présentée au chapitre 3.1.2.2.3 avec les autres aspects concernant le milieu naturel.

La figure 2.3-a présente l'évolution des valeurs mesurées de  $d_{as}$  avec la profondeur. On y présente également les résultats des mesures réalisées par MILVILLE (1990) et un ajustement quadratique.

La différence significative entre les mesures de laboratoire et les mesures in-situ de MILVILLE dans

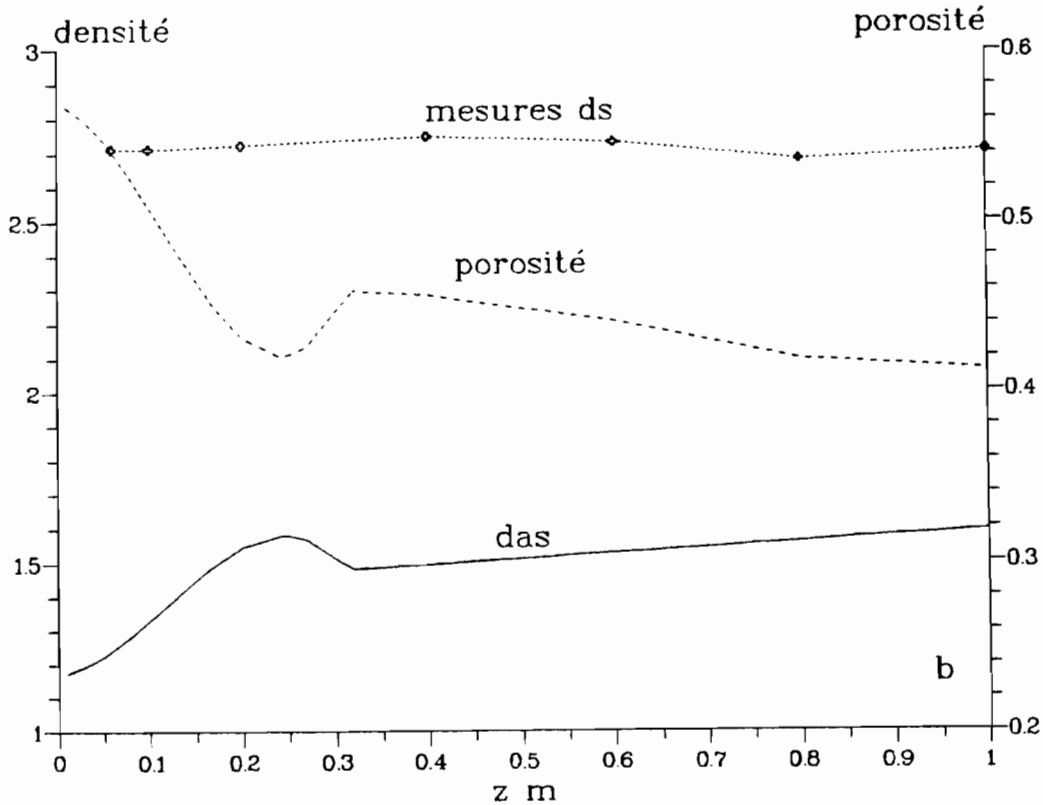
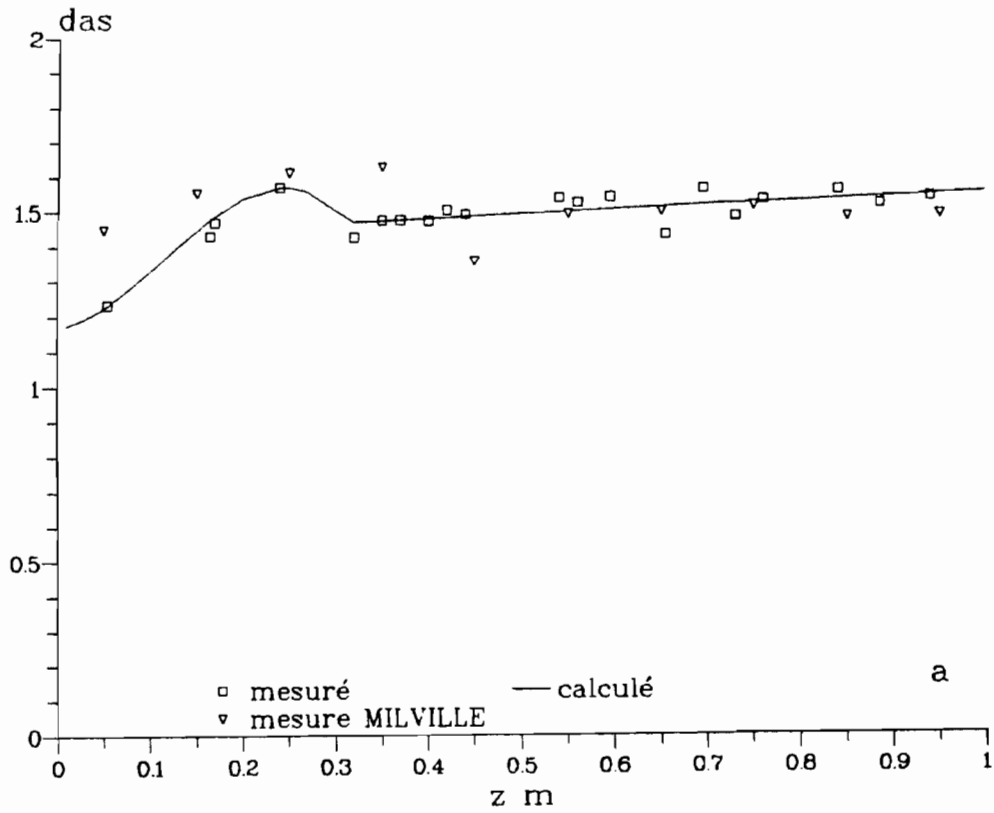


Figure 2.3: Evolution des densités et de la porosité selon la profondeur pour la colonne de sol F prélevée à la station B, Barogo. a: Densité apparente sèche: mesures, ajustement et comparaison avec les mesures in-situ de MILVILLE (1990). b: Densité sèche, densité apparente sèche et porosité totale.

les 50 premiers centimètres s'explique par les états hydriques différents dans lesquels les sols considérés se trouvaient au moment de la mesure. En effet, les sols riches en argiles présentent des changements de texture avec l'état hydrique, qui montre justement les changements les plus importants dans la partie superficielle du sol. On n'a pas pris ici la mesure de la dépendance de  $d_{as}$  avec la teneur en eau. Les valeurs plus faibles de  $d_{as}$  qu'on trouve dans la partie superficielle du sol par rapport aux couches plus profondes sont dues à la nature plus grossière du sol mise en évidence par l'étude granulométrique (figure 3.11).

La densité sèche (figure 2.3-b) présente une faible variation avec la profondeur. En effet, les minéraux composant le sol (cf. 3.1.2.2.3) ont tous des densités comprises entre 2.5 et 2.9 à l'exception des oxydes de fer (densité 4 à 5) d'abondance relativement faible. Le calcul de  $d_s$  à partir de la composition minéralogique présente un écart relatif maximum de 6 % avec la mesure par pycnomètre.

La porosité totale calculée (figure 2.3-b) dépend donc ici essentiellement de  $d_{as}$ . Elle décroît avec la profondeur dans les 20 premiers centimètres. Ce phénomène est à rapprocher de nouveau de la texture relativement plus grossière de la zone superficielle du sol.

### 2.2.1.2 Teneurs en eau et potentiels

Le suivi des potentiels matriciels  $\psi$  réalisé à diverses profondeurs dans le sol (annexe 2.1) nous permet de retracer l'évolution hydrique de nos colonnes (figure 2.4).

Pendant la phase de saturation les potentiels restent faibles une fois le sol humide. La seule variation (légère augmentation transitoire) est due au ressuyage rapide qui se produit entre deux lames d'eau.

Dès le début de la phase évaporatoire les potentiels augmentent (en valeur absolue) de façon continue, d'autant plus rapidement que l'on se trouve près de la surface du sol. Ce comportement relève du dessèchement progressif du sol sous l'action de l'évaporation, dessèchement s'approfondissant avec le temps, et d'une action plus limitée du drainage en bas de colonne.

Les profils de teneurs en eau (figure 2.5 et annexe 2.1) illustrent pour les 5 colonnes prélevées l'effet de l'évaporation qui se fait sentir principalement dans la partie superficielle du sol. Ce comportement hydrique est à comparer avec l'évolution théorique (figure 1.5-b, courbes  $t_1$  à  $t_3$ ).

Les profils à 11 et 42 jours sont caractéristiques du premier stade évaporatoire  $E_1$  et les profils suivants du deuxième stade  $E_2$  (cf. 1.1.2.3). La teneur en eau en surface atteint environ 3 %, valeur limite résiduelle  $\theta_{rés}$  en équilibre avec l'humidité atmosphérique. L'effet du drainage en bas de profil est sensible entre 11 et 42 jours puis diminue rapidement. Le dessèchement induit un profil superficiel quasi stationnaire après 92 jours. L'alimentation en eau de la surface se fait alors au dépend de la zone plus profonde ( $z > 0.2$  m) où la teneur en eau diminue lentement et de façon relativement uniforme avec la profondeur.

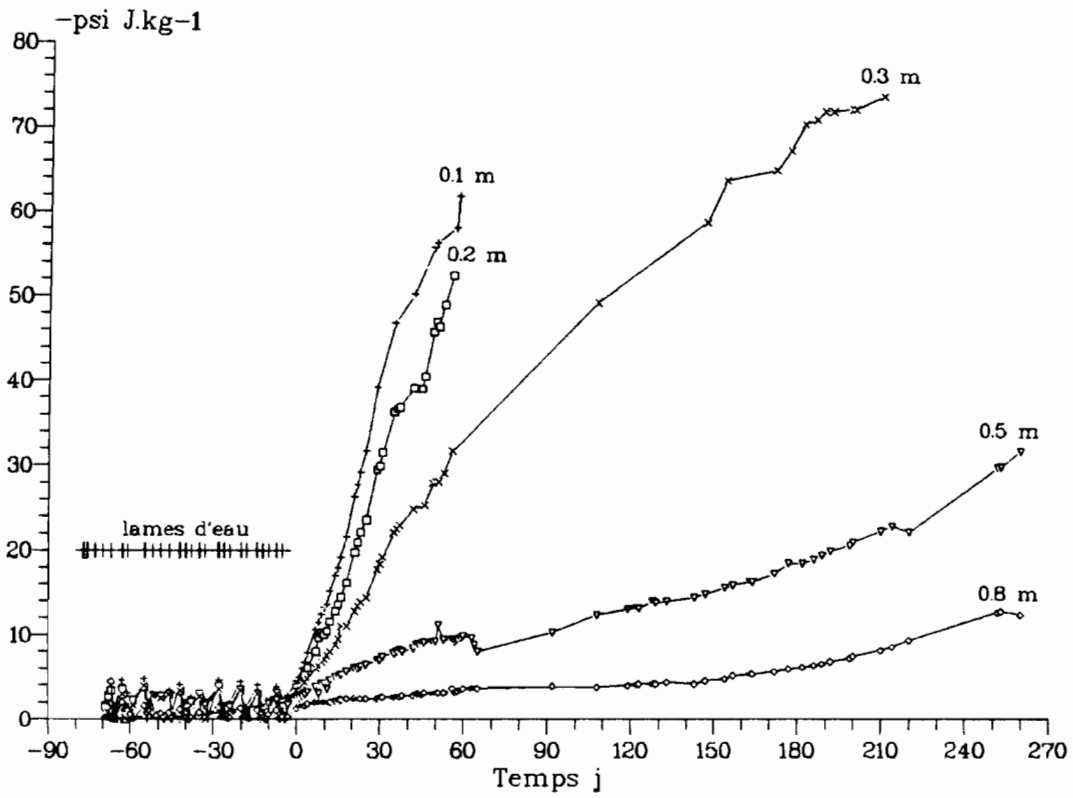


Figure 2.4: Evolution du potentiel matriciel avec le temps à différentes profondeurs pour l'expérimentation sur colonnes ( $t < 0$ : opération de drainage;  $t > 0$ : évaporation libre sans réalimentation).

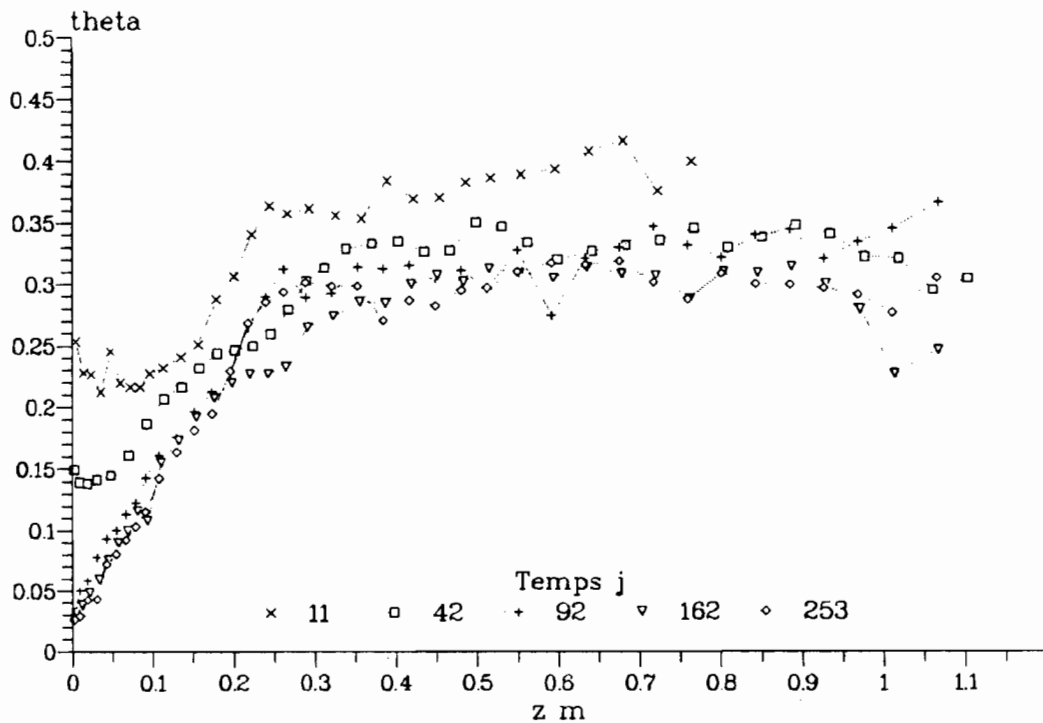


Figure 2.5: Profils de teneur en eau pour les cinq colonnes.

Les profils de teneurs en eau apparaissent sensibles à l'hétérogénéité verticale du sol ainsi qu'à la variabilité spatiale qui résulte du prélèvement in-situ. Ceci se traduit ici par des valeurs ponctuelles anormales (colonne C à 60 cm, par exemple) ou une évolution différente pour certaines couches (surtout de 20 à 30 cm).

On déduit de ces données les couples caractéristiques  $(\psi, \theta)$  pour chaque profondeur de mesure des potentiels. On obtient un couple supplémentaire pour le potentiel équivalent à l'humidité relative atmosphérique (équation 30) en laissant un échantillon de sol s'équilibrer librement avec l'atmosphère (suivi de  $h_a$  et  $T_a$  par thermohygrographe enregistreur) et en déterminant la teneur en eau résiduelle par étuvage.

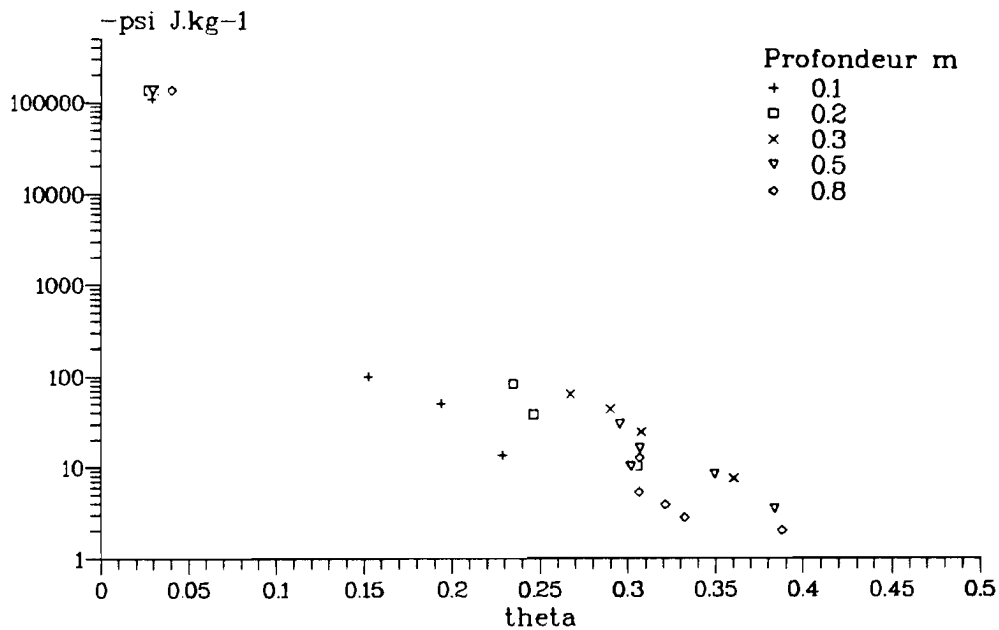


Figure 2.6: Couples potentiel matriciel-teneur en eau aux cinq profondeurs de mesures.

La figure 2.6 présente ces valeurs. On remarque que pour les différentes profondeurs les relations  $\psi(\theta)$  sont d'allure comparable mais non identiques. La variabilité verticale des propriétés de la matrice poreuse, mise en évidence par la mesure de la granulométrie et de la porosité, est la cause de ces différences.

### 2.2.1.3 Flux évaporatoire

Les pesées réalisées sur les 5 colonnes (annexe 2.1) nous permettent de retracer l'évolution du flux évaporatoire cumulé brut  $\Sigma f^{ev}$  (figure 2.7-a).

On constate des différences importantes entre les colonnes. Une fuite d'eau visible à la base des

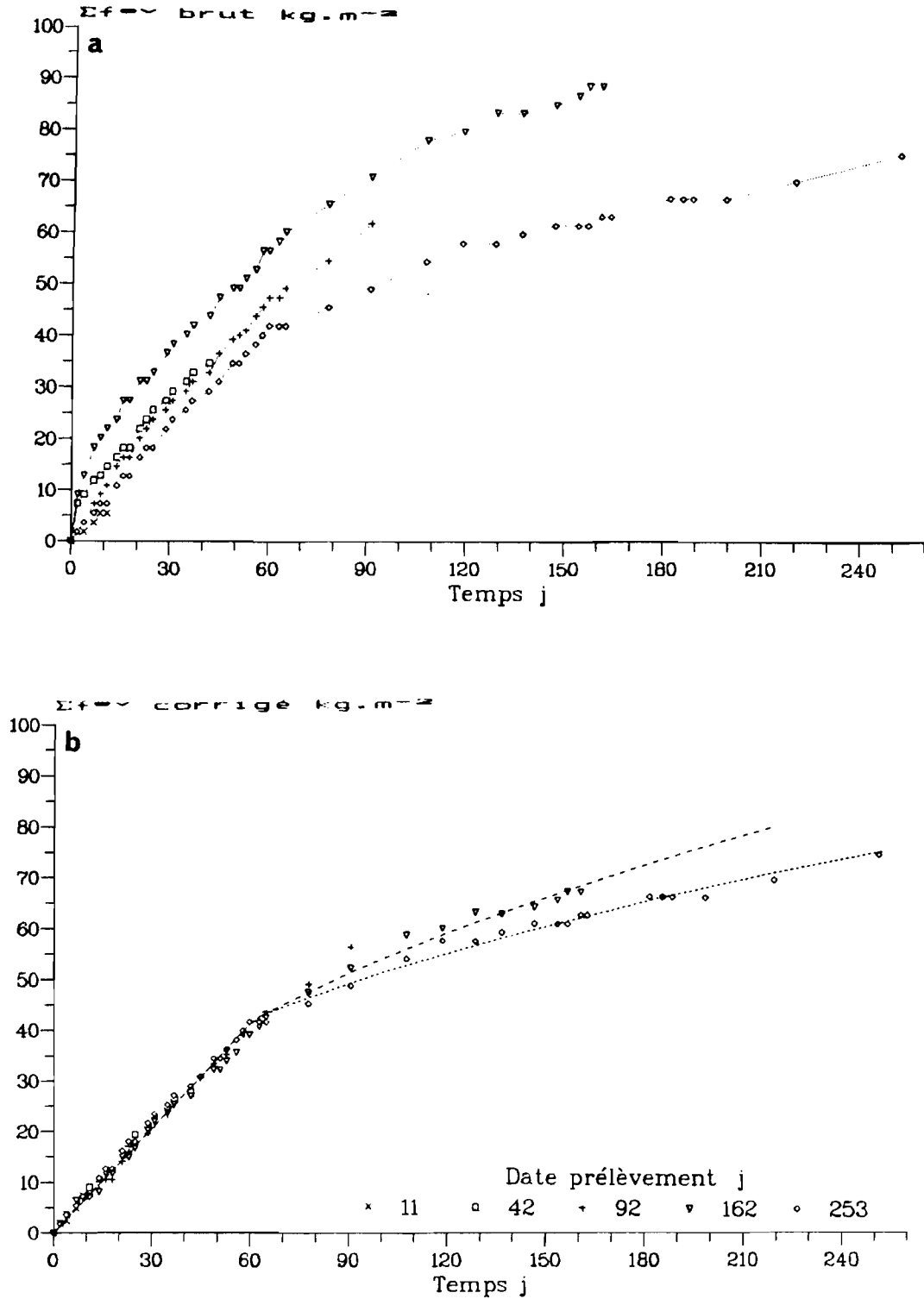


Figure 2.7: Evolution temporelle du flux évaporatoire cumulé pour les cinq colonnes.  
**a:** Valeurs brutes. **b:** Valeurs corrigées.



colonnes B et D colmatée au bout de 15 jours est la cause du comportement différent au début de l'expérimentation. En effet,  $\Sigma f^{ev}$  ne dépend que des conditions atmosphériques pour le premier stade évaporatoire (cf. 1.1.2.3). La colonne E, non affectée par cette fuite a servi de référence pour corriger les mesures des flux évaporatoires cumulés des colonnes A à D.

Un deuxième artefact est mis en évidence par les profils de teneur en eau (figure 2.5) grâce auxquels on remarque une perte en eau à la partie inférieure des colonnes, essentiellement B, D et E. Ceci est dû à une évaporation qui se produit à travers la base des colonnes, ce qui montre que le colmatage a eu une efficacité limitée. On a donc procédé à une deuxième correction en prenant en compte la variation de masse due à cette perte en eau.

La figure 2.7-b nous montre les valeurs corrigées du flux évaporatoire cumulé. On constate que les 5 colonnes présentent, après correction, un comportement homogène. L'écart subsistant, en particulier entre les colonnes D et E, peut être mis sur le compte de la variabilité spatiale du sol prélevé ou une saturation incomplète de la colonne E (cf. 2.1.1.2).

Le premier stade évaporatoire, caractérisé par un flux constant pour une évaporativité constante (ce qui est a priori vrai dans les conditions de notre expérience) se déroule ici durant 61 jours, avec une évolution linéaire du flux évaporatoire cumulé en fonction du temps. On évalue ici le flux évaporatoire à  $7.9 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  (ou  $0.68 \text{ mm.j}^{-1}$ ), valeur comparable avec celle obtenue par l'évaporation de l'eau libre d'un bécber ( $1.3 \cdot 10^{-5} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  ou  $1.1 \text{ mm.j}^{-1}$ ), et par une approximation basée sur la formule de Turc ( $4.5 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  ou  $0.39 \text{ mm.j}^{-1}$ ). On a représenté sur la figure 2.7-b des ajustements de la relation linéaire entre  $\Sigma f^{ev}$  et  $t$  pour  $E_1$  et de la relation linéaire entre  $\Sigma f^{ev}$  et  $\sqrt{t}$  pour  $E_2$  (courbes tiretées). Cette dernière relation, qui est bien vérifiée par nos mesures, découle de l'analyse théorique de GARDNER (1959) (cf. 1.1.2.3).

## 2.2.2 Données climatiques

### 2.2.2.1 Température et humidité relative atmosphériques

L'expérience réalisée dans le milieu clos d'une cave de l'université subit l'influence amortie des variations climatiques extérieures.

La température atmosphérique (figure 2.8) présente des valeurs extrêmes de  $16.8 \text{ }^\circ\text{C}$  en janvier à la fin de l'expérience et  $23.6 \text{ }^\circ\text{C}$  début août, avec une moyenne de  $19.1 \pm 1.2 \text{ }^\circ\text{C}$ .

L'humidité relative (figure 2.8) montre des variations en partie dues à la température mais résultant aussi de l'influence des masses d'air régionales. Les valeurs sont comprises entre  $42.0 \%$  et  $50.1 \%$  pour une moyenne de  $45.2 \pm 1.4 \%$ . L'examen des enregistrements du thermohygrographe a montré qu'il n'y a pas de pulsation journalière surimposée à ces variations.

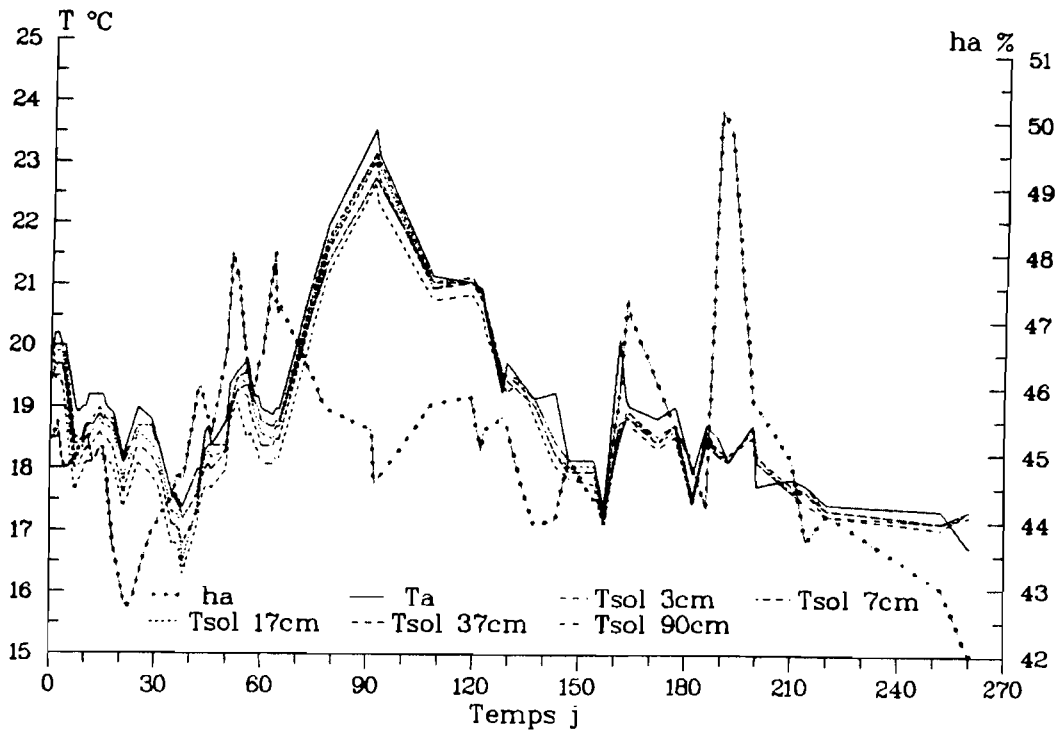


Figure 2.8: Evolution au cours de l'expérimentation de la température et de l'humidité relative atmosphériques et de la température dans le sol.

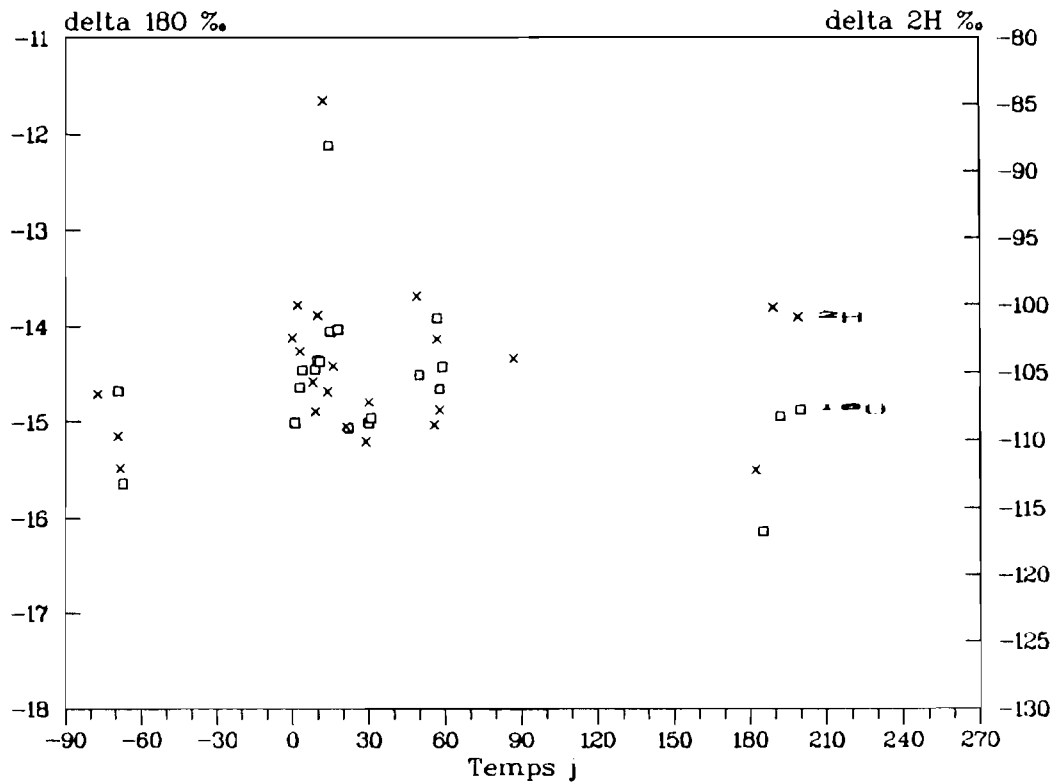


Figure 2.9: Composition isotopique de la vapeur prélevée au cours de l'expérimentation.

### 2.2.2.2 Températures dans le sol

La figure 2.8 représente l'évolution au cours de l'expérience des températures dans le sol aux 5 profondeurs de mesure, en parallèle avec la température atmosphérique.

Les températures du sol présentent des variations légèrement amorties par rapport à celle de l'atmosphère, bien moins que pour un sol d'extension quasi infini comme dans le milieu naturel (cf. 3.2.1.2). On remarque également qu'il existe un léger gradient positif de température avec la profondeur, les valeurs mesurées dans le sol étant systématiquement inférieures à celles de la température atmosphérique. Le refroidissement entre la surface du sol et l'atmosphère, qui atteint au maximum 1.2 °C au début de l'expérience, est causé par la vaporisation de l'eau dans la zone superficielle des colonnes. L'importance de ce phénomène diminue nettement avec le temps, comme diminue le flux évaporatoire et donc la quantité d'eau vaporisée par unité de temps.

Les amplitudes de variation des températures et de l'humidité relative mesurées au cours de cette expérience sont inférieures d'un ordre de grandeur aux amplitudes qu'on rencontre en général dans le milieu naturel (cf. 3.2.1). Il est donc possible d'assimiler en première approximation les conditions climatiques de cette expérience à des conditions constantes.

## 2.2.3 Résultats isotopiques

### 2.2.3.1 Vapeur atmosphérique

La figure 2.9 présente la composition isotopique des échantillons de vapeur atmosphérique prélevés pendant l'expérience. L'échantillonnage est trop irrégulier pour permettre l'étude de la variation de la composition au cours du temps. On n'a pas pu mettre en évidence de corrélation entre les teneurs en isotopes lourds et la température ou l'humidité relative atmosphériques. Ces teneurs sont liées à l'histoire des masses d'air régionales.

Les couples  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  présentent une tendance linéaire grossière (figure 2.12) avec une répartition hétérogène des valeurs sur l'intervalle de variation. Les points représentatifs de la vapeur atmosphérique sont placés dans le diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  à proximité de la droite régionale des pluies établie par DEVER et al (1990):  $\delta_{2H} = 8.1\delta_{18O} + 9.5$ ,  $r = 0.99$ ; elle-même quasiment identique à la droite météorique mondiale (DMM, équation 9). On en déduit que les masses d'air sont d'origine océanique, ce qui est le contexte météorologique dominant dans le bassin parisien, sans évidence de contamination par de la vapeur évapotranspirée continentale comme déjà signalé par ZIMMERMANN et al (1967) et SCHOCH-FISCHER et al (1983). Remarquons à cet égard que les mesures sont rares pendant la période estivale ou cette contribution serait maximale.

La composition isotopique moyenne de la vapeur atmosphérique est de  $\delta_{2H,a}^v = -104.5 \pm 5.8 \text{ ‰}$  et  $\delta_{18O,a}^v = -14.59 \pm 0.77 \text{ ‰}$ .

### 2.2.3.2 Eau d'alimentation et de drainage

L'eau d'alimentation des colonnes (annexe 2.1), originaire du bassin parisien, a une composition isotopique  $\delta_{18O} = -7.08 \pm 0.04 \text{ ‰}$  (et  $\delta_{2H} = -48.4 \pm 0.1 \text{ ‰}$ ) qui correspond à la teneur moyenne régionale des précipitations ( $-7.3 \text{ ‰}$  en oxygène 18 à Châlons-sur-Marne pour la période 1982-1987; DEVER et al, 1990). Cette eau se place dans le diagramme  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  (figure 2.12) très légèrement en dessous de la droite des pluies, soit  $1.6 \text{ ‰}$  d'écart en deutérium ou  $0.2 \text{ ‰}$  en oxygène 18.

L'eau récupérée en bas de colonne à la fin de l'opération de drainage est plus riche en isotopes lourds que l'eau d'alimentation malgré le passage de 3 volumes de pores (figure 2.12). Ce phénomène touche de façon identique les 6 colonnes saturées (annexe 2.1).

Cet enrichissement isotopique, bien que définissant une droite  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  de pente 5.2, valeur caractéristique de l'évaporation des surfaces d'eau libre (cf. 1.1.1.3), n'est probablement pas dû à l'évaporation de la lame d'eau d'alimentation avant infiltration car on a pris les précautions nécessaires pour l'éviter (cf. 2.1.1.2).

Il paraît raisonnable d'envisager un mélange avec l'eau contenue dans le sol avant l'opération de saturation. Le calcul de la teneur isotopique moyenne pondérée (par les teneurs en eau) de l'eau du profil naturel sur l'intervalle 0-1 m (profil 10, annexe 3.3), prélevé à la même date et à proximité des colonnes, nous donne les valeurs suivantes:  $\delta_{2H} = -40 \text{ ‰}$  et  $\delta_{18O} = -2.6 \text{ ‰}$ . On constate que ces données vont dans le sens de notre hypothèse mais que le point représentant l'eau de drainage sur le diagramme  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  (figure 2.13) est légèrement au-dessus de la droite de mélange définie par l'eau d'alimentation et l'eau initiale du sol. Il subsiste un enrichissement résiduel d'environ  $2 \text{ ‰}$  en deutérium pour l'eau de drainage. Le rapport de mélange qu'on peut évaluer dans le cadre de cette hypothèse à partir des données isotopiques est de 1:6.8, valeur comparable avec le rapport de mélange déterminé à partir du rapport des volumes entre l'eau initialement contenue dans le sol et l'eau d'alimentation, soit 1:5.

### 2.2.3.3 Profils isotopiques dans le sol

La figure 2.10 présente les profils isotopiques des 5 colonnes avec le détail des 30 premiers centimètres du sol pour l'oxygène 18. Les profils en deutérium sont incomplets.

On assiste au développement d'un enrichissement en isotopes lourds dans la zone superficielle du sol au fur et à mesure de la progression de l'évaporation. Durant le premier stade évaporatoire (2 premiers profils, cf. 2.2.1.2) on note l'apparition d'un enrichissement isotopique en surface dont la diffusion en phase liquide élargit le pic naissant. Au début du deuxième stade évaporatoire (troisième profil à 92 jours) apparaît en surface une couche de diffusion en phase vapeur qui permet à la vapeur

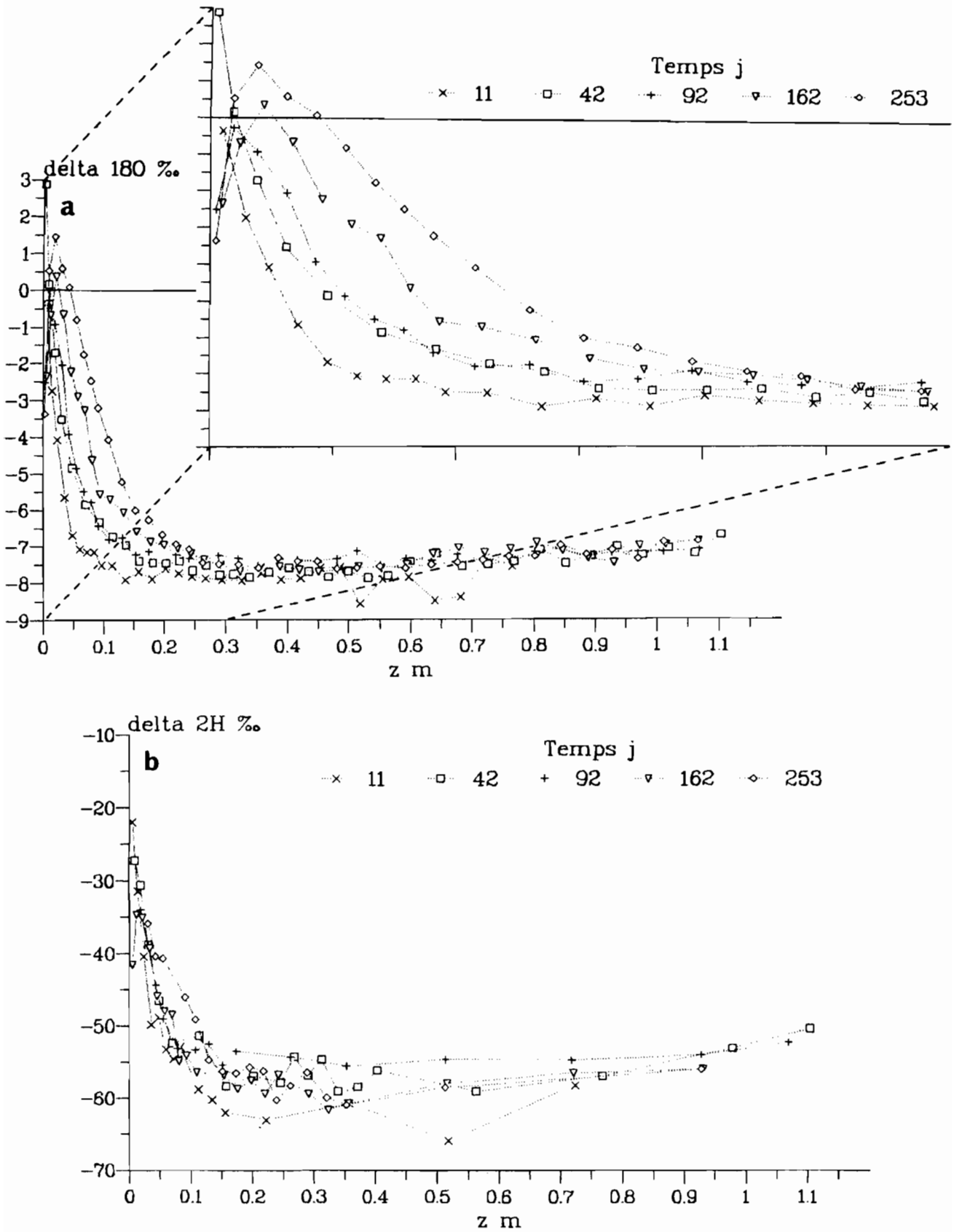


Figure 2.10: Profils isotopiques pour les cinq colonnes. a: Teneurs en  $^{18}\text{O}$  avec le détail des trente premiers centimètres. b: Teneurs en  $^2\text{H}$ .

atmosphérique (pauvre en isotopes lourds) de se mélanger avec la vapeur produite dans le sol. Il en résulte un appauvrissement isotopique superficiel alors que l'enrichissement maximum décroît. Au cours du deuxième stade évaporatoire la teneur isotopique maximale augmente alors que le pic s'approfondit et s'élargit sous l'action de l'évaporation qui affecte une profondeur croissante du sol et de la diffusion en phases liquide et vapeur qui permet la propagation de l'enrichissement isotopique à des couches plus profondes. Le profil présente finalement une allure similaire au profil théorique établi par BARNES et ALLISON (1983) (cf. 1.1.3.3.1, figure 1.6) en conditions stationnaires isothermes. Le profil en deutérium présente le même comportement que le profil en oxygène 18, mais de façon atténuée (surtout pendant le deuxième stade évaporatoire). Ceci est dû au fractionnement cinétique qui est, par rapport au fractionnement à l'équilibre, moins important pour  $^2\text{H}$  que pour  $^{18}\text{O}$  et qui limite de façon relative l'enrichissement global en deutérium.

Les droites  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  définies par les compositions isotopiques de l'eau du sol en "zone liquide" (c'est à dire sous le maximum d'enrichissement isotopique) ont pour équations (figure 2.11):

colonne A, 11 jours:	$\delta_{2\text{H}} = 4.83\delta_{18\text{O}}-19.6$	$r = 0.981$	$n = 5$
colonne B, 42 jours:	$\delta_{2\text{H}} = 4.16\delta_{18\text{O}}-25.5$	$r = 0.980$	$n = 6$
colonne C, 92 jours:	$\delta_{2\text{H}} = 3.50\delta_{18\text{O}}-30.8$	$r = 0.982$	$n = 7$
colonne D, 162 jours:	$\delta_{2\text{H}} = 3.13\delta_{18\text{O}}-37.6$	$r = 0.984$	$n = 11$
colonne E, 253 jours:	$\delta_{2\text{H}} = 2.77\delta_{18\text{O}}-38.5$	$r = 0.986$	$n = 10$

On remarque que la valeur de la pente décroît au cours de la progression de l'évaporation. Le développement de la couche de diffusion vapeur superficielle et l'influence simultanément croissante du fractionnement cinétique sont à l'origine de cette variation (cf. 1.1.3.3.3 et 1.1.3.4.2). Le premier profil, qui présente une pente de droite isotopique caractéristique de l'évaporation des corps d'eau libre et une teneur en eau en surface encore élevée, peut être assimilé à celui d'un sol saturé en évaporation (cf. 1.1.3.2). Dans le cas du deuxième profil, les transferts en phase liquide sont toujours importants car le sol n'est pas complètement desséché en surface. Mais il apparaît déjà une porosité ouverte à la circulation de la vapeur, ce qui se traduit au niveau isotopique par une influence croissante de la composante sol du fractionnement cinétique (cf. 1.1.3.3.1) et donc une diminution de la pente de la droite  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$ . Au cours du deuxième stade évaporatoire la pente ralentit sa décroissance car la couche de diffusion vapeur déjà présente évolue peu, le profil de teneur en eau étant quasi stationnaire.

Les droites isotopiques dans la "zone vapeur", comprise entre la surface et le pic, ne sont pas disponibles à cause d'un nombre insuffisant de données en deutérium.

Les teneurs isotopiques de la zone profonde du sol non influencée par l'évaporation, c'est à dire de 0.3 à 1.1 m, présentent des valeurs sensiblement inférieures à celles de l'eau d'alimentation, avec un déficit moyen de 8.9 ‰ en deutérium et 0.35 ‰ en oxygène 18 (figure 2.12). Ce phénomène a déjà été remarqué par ALLISON et al (1983) (cf. 1.1.3.3.3) et BOUJAMLAOUI et al (1991).

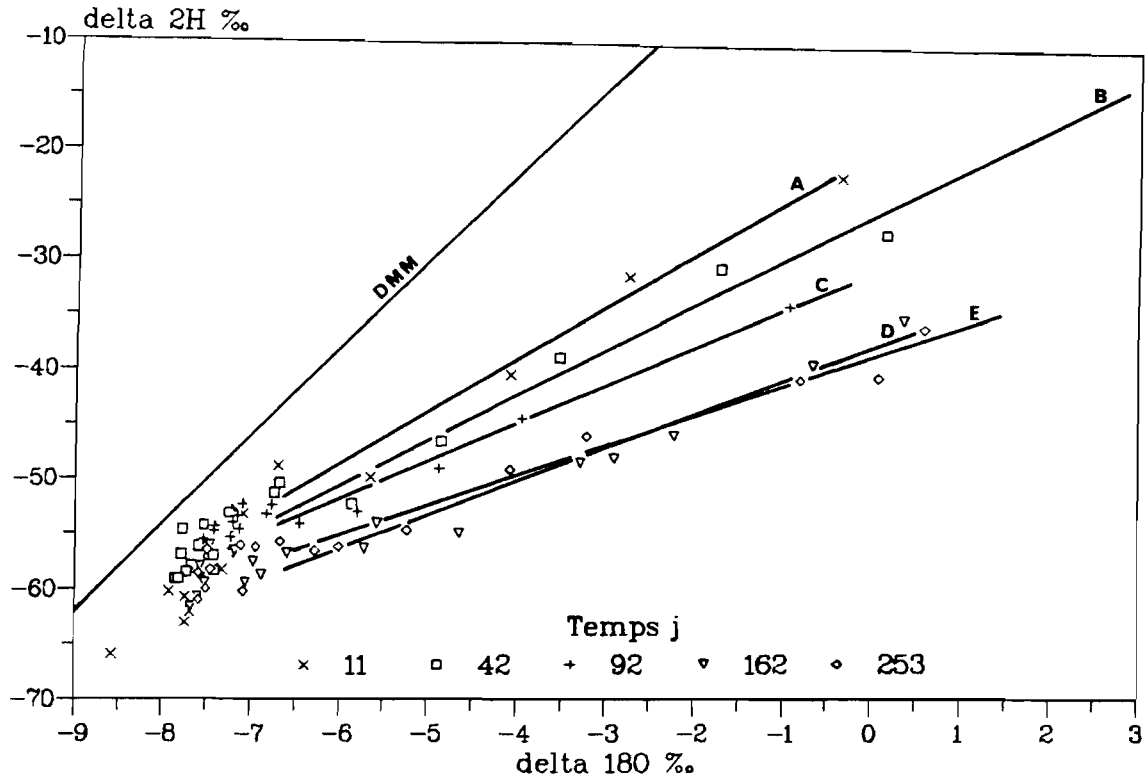


Figure 2.11: Evolution des droites isotopiques  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  pour les cinq colonnes.

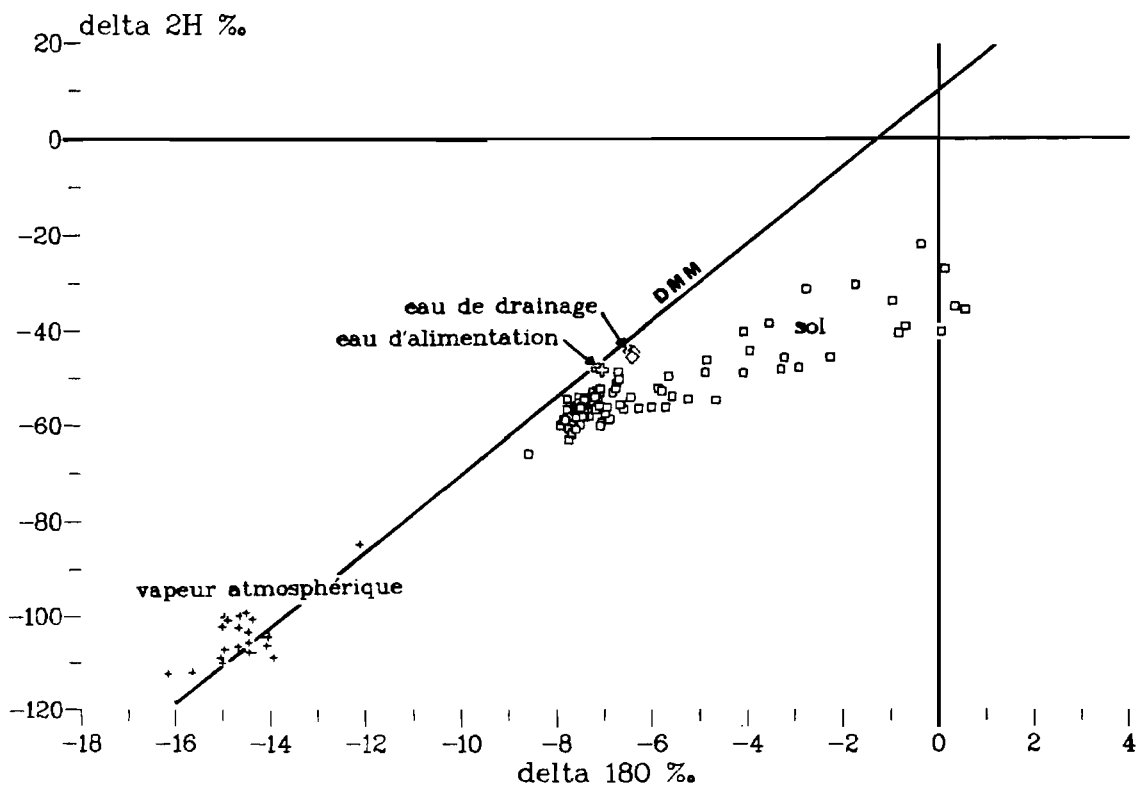


Figure 2.12: Diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  des résultats de l'expérimentation sur colonnes.

Le premier profil (11 jours) nous montre qu'il existe localement (vers 0.2 m et entre 0.5 et 0.7 m) des teneurs en isotopes lourds encore plus faibles, alors que les profils suivants plus réguliers sont homogénéisés par la diffusion (figure 2.10). On constate également que l'importance de l'appauvrissement isotopique dépend de la profondeur. Des régressions linéaires par la méthode des moindres carrés entre les compositions isotopiques ( $\delta\text{‰}$ ) et la profondeur ( $z$ , m) entre 0.3 m et la base des colonnes (région du sol où les compositions ne sont pas affectées par l'enrichissement à l'évaporation) nous donnent les relations suivantes:

$$\delta_{18\text{O}} = (0.95 \pm 0.12)z - (8.04 \pm 0.26) \quad n = 95 \quad r = 0.641$$

$$\delta_{2\text{H}} = (8.4 \pm 2.0)z - (62.3 \pm 2.6) \quad n = 25 \quad r = 0.654$$

Il existe donc un net gradient isotopique positif d'environ  $1 \text{ ‰.m}^{-1}$  en  $^{18}\text{O}$  et  $8 \text{ ‰.m}^{-1}$  en  $^2\text{H}$  affectant les 5 colonnes. Cet effet isotopique inattendu, plus important pour le deutérium que pour l'oxygène 18, apparaît être consécutif à l'opération de saturation des colonnes et sera discuté dans le chapitre suivant.

### 2.2.3.4 Diagramme $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$

#### 2.2.3.4.1 Les effets isotopiques

Si on considère de façon globale les données isotopiques dans un diagramme  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  (figure 2.12), on peut distinguer les effets isotopiques suivants:

- Les points caractéristiques de la vapeur atmosphérique et de l'eau d'alimentation des colonnes se trouvent sur la droite de condensation régionale et sont en équilibre isotopique.
- L'eau contenue dans le sol à la suite de l'opération de saturation est appauvrie en  $^2\text{H}$  et dans une moindre mesure en  $^{18}\text{O}$  par rapport à l'eau d'alimentation.
- L'eau de drainage recueillie à la base des colonnes est légèrement enrichie en isotopes lourds par rapport à l'eau d'alimentation.
- L'évaporation de l'eau du sol conduit au développement progressif d'un enrichissement isotopique superficiel. La pente de la droite  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  caractéristique de cet enrichissement décroît dans le temps avec le dessèchement de la partie superficielle du sol.

#### 2.2.3.4.2 Composition des eaux profondes

Pour expliquer les phénomènes conjoints de l'appauvrissement en isotopes lourds de l'eau des couches profondes du sol et de l'enrichissement de l'eau de drainage on propose plusieurs hypothèses:

- La différence entre les compositions isotopiques de l'eau du sol et de l'eau d'alimentation peut être



un artefact dû à l'extraction de l'eau du sol par distillation sous vide. ALLISON et al (1983) qui mettent en évidence un phénomène identique utilisent pourtant une méthode différente d'extraction, la distillation azéotropique au toluène. L'étude de l'influence du rendement de distillation sur la composition de l'eau extraite ne nous montre pas d'effet isotopique sensible après correction dans la gamme des rendements habituels, soit 90 à 100 % (annexe 1.1).

L'erreur analytique calculée sur la mesure de la teneur en deutérium va bien dans le sens d'une sous-estimation mais est au maximum de l'ordre de 3 ‰, c'est à dire insuffisante pour expliquer le déficit moyen de 9 ‰ mesuré. Cette hypothèse ne rend pas compte non plus du gradient de teneur isotopique avec la profondeur.

- L'existence d'un gradient thermique important dans le sol pourrait conduire à un appauvrissement isotopique en profondeur, surtout sensible pour le deutérium (cf. 1.1.3.3.2). On a vu que le gradient thermique dans les colonnes était très faible. De plus, cet appauvrissement isotopique d'origine thermique devrait s'accroître avec le temps et rester localisé à la base du pic, ce qui n'est pas le cas ici.

- L'évaporation de l'eau au sommet des colonnes ou à la base au cours de l'opération de saturation produirait (bien qu'on ait pris des précautions pour l'éviter) un enrichissement en isotopes lourds qui pourrait expliquer partiellement l'enrichissement de l'eau de drainage (cf. 2.2.3.2), mais pas l'appauvrissement de l'eau des couches profondes du sol.

- Une contamination de l'eau du sol par la vapeur atmosphérique irait bien dans le sens d'un appauvrissement isotopique. Mais cette dernière ne peut agir qu'en surface à travers la couche de diffusion vapeur alors que l'appauvrissement touche les couches profondes du sol.

- Un mélange avec l'eau du profil initial, déjà envisagé au chapitre 2.2.3.2, est une explication partielle de l'effet d'enrichissement en isotopes lourds de l'eau de drainage mais ne peut pas rendre compte des compositions isotopiques de l'eau des couches profondes du sol. En effet, les points représentant celles-ci ne se trouvent pas sur la droite de mélange eau d'alimentation-eau résiduelle (cf. figure 2.13). Si on suppose de plus que les colonnes ont subi une évaporation entre le prélèvement et l'expérimentation (délai d'un an environ), le déplacement de la composition isotopique moyenne de l'eau résiduelle du profil ne convient toujours pas pour valider l'hypothèse de mélange. Il faudrait envisager un dessèchement extrême où l'essentiel du profil serait contaminé par la vapeur atmosphérique, comme il a été constaté sur une colonne de 30 cm au bout de 5 ans (BARIAC, communication personnelle).

- L'ultrafiltration de l'eau par les argiles a été mise en évidence en milieu naturel par GRAF et al (1965) et étudiée en laboratoire par COPLEN et HANSHAW (1973). Ce phénomène est dû à la différence de viscosité entre les variétés lourdes et légères de l'eau et provoque un fractionnement isotopique. Il produit un ultrafiltrat appauvri en isotopes lourds et une eau résiduelle enrichie qui permettent de définir une droite isotopique dont la valeur de la pente est estimée au maximum à 3.1.

Cette pente est trop faible pour expliquer le fait que les points représentatifs de l'eau des couches profondes du profil (eau résiduelle) sont à droite de la DMM et que l'ultrafiltrat (ici eau de drainage) définit avec l'eau d'alimentation une pente dont la valeur est de 5.1.

- O'NEIL et KHARAKA (1975) étudient l'échange du deutérium et de l'oxygène 18 entre les minéraux argileux et l'eau entre 100 et 350 °C. Ils mettent en évidence un échange isotopique pour le deutérium même à 100 °C, alors que le phénomène est négligeable pour l'oxygène 18. En effet, l'échange de protons est indépendant des processus plus lents qui affectent l'oxygène. Les eaux de constitution des minéraux étudiés (kaolinite, illite et montmorillonite) présentent des teneurs isotopiques nettement négatives (respectivement -115, -43 et -82  $\delta_2\text{H}\%$ ). Ces valeurs sont comparables à celle (-78  $\delta_2\text{H}\%$ ) déterminée par ALLISON et al (1983) pour une attapulgite séchée à l'air (cf. 1.1.3.3.3).

#### 2.2.3.4.3 Interprétation

On propose finalement le schéma explicatif suivant (figure 2.13):

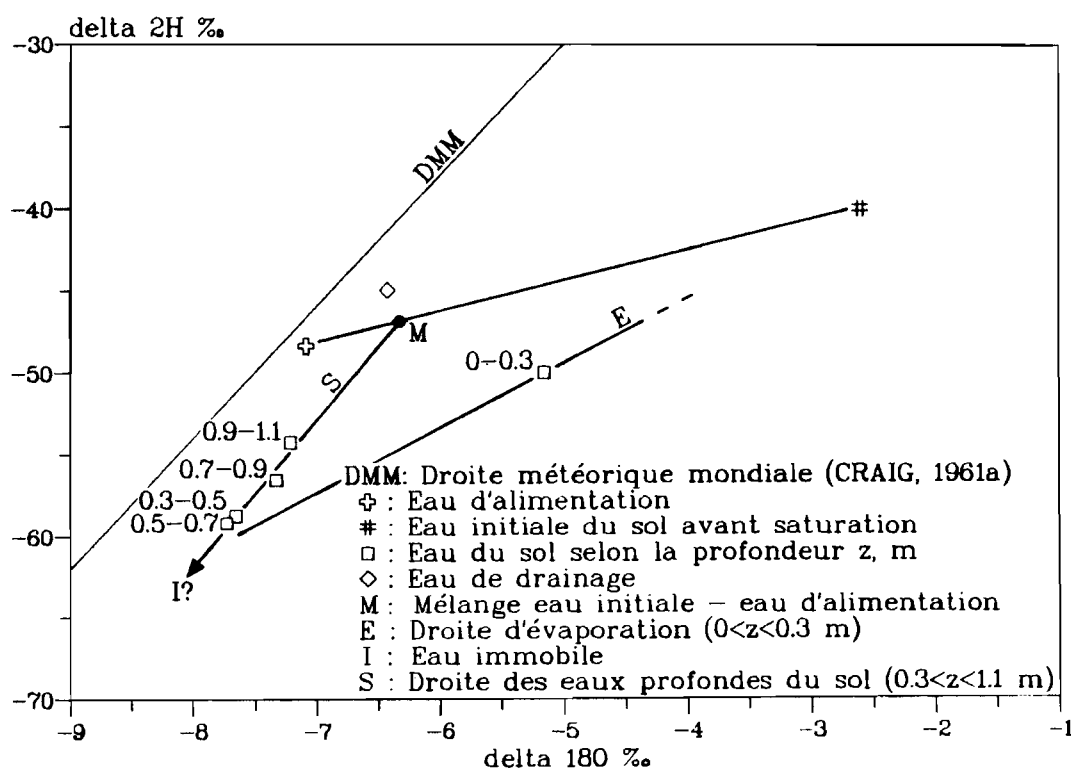


Figure 2.13: Diagramme synthétique  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$  et interprétation (cf. 2.2.3.4).

- L'eau d'alimentation utilisée pour l'opération de saturation des colonnes se mélange avec l'eau déjà présente dans le sol (eau initiale). L'eau en circulation dans le sol acquiert ainsi la composition indiquée par le point M qui correspond à un rapport de mélange de 1:5.9, valeur tout à fait comparable avec le rapport calculé de 1:5 (cf. 2.2.3.2). La composition isotopique mesurée de l'eau de drainage, qui est

celle de l'eau circulante à la base des colonnes, est proche de la composition en M et représente ce mélange. L'écart d'environ  $2 \delta_{2H}\text{‰}$  est proche de l'erreur analytique ( $1.7 \delta_{2H}\text{‰}$ ).

- La composition isotopique de l'eau dans le sol résulte de la présence de deux phases: une phase d'eau circulante accomplissant la saturation et le lessivage de l'eau initiale du profil, point M, et une phase d'eau immobile de composition inconnue représentée par le point hypothétique I. Les points M, I, ainsi que les points représentant les compositions mesurées dans le sol pour différents intervalles de profondeur, définissent ainsi une droite S similaire à une droite de mélange. La pente de cette droite vaut 8.8, valeur déduite des relations  $\delta(z)$  (cf. 2.2.3.3).

Cet effet de mélange est à mettre en relation avec la nature du sol caractérisé par sa richesse en minéraux argileux dont la structure en feuillets à la porosité très fine empêche le renouvellement de l'eau intime. Les valeurs données par O'NEIL et KHARAKA (1975) et ALLISON et al (1983) pour la composition isotopique de l'eau intime des minéraux argileux vont bien dans le sens de l'évolution constatée (cf. 2.2.3.4.2). La diminution de l'appauvrissement avec la profondeur peut être tout aussi bien la conséquence d'une variation avec la profondeur de la composition isotopique de cette eau, de son abondance ou des deux.

- L'enrichissement isotopique superficiel sous l'action de l'évaporation définit une droite moyenne E. Cet effet isotopique fait l'objet d'une simulation par le modèle "MOISE" dans le chapitre suivant.

## **2.3 MODELISATION DE L'EVAPORATION**

### **Introduction**

Dans cette partie nous appliquerons le modèle "MOISE" décrit dans le chapitre 1.2 à la simulation de l'évaporation de ces colonnes de sol. Dans un premier temps on s'efforcera à simuler l'évolution hydrodynamique des colonnes (teneurs en eau et flux évaporatoire). Puis, le choix d'un jeu de paramètres basé sur les mesures et la théorie nous permettra d'obtenir une simulation isotopique de référence. Enfin, on envisagera de modifier la valeur de certains paramètres et on posera des hypothèses pour reproduire les profils isotopiques expérimentaux.

### **2.3.1 Paramètres utilisés dans les simulations**

#### **2.3.1.1 Discrétisation**

Le profil de sol simulé ( $z_{\max} = 1.1$  m) comporte 33 couches élémentaires réparties en 6 sous-blocs caractérisés par leur pas d'espace et en 3 blocs (ou horizons) de successivement 0.15, 0.13 et 0.82 m

d'épaisseur (annexe 1.2). Le tableau 2.1 présente les paramètres (épaisseur, nombre de couches) de ce découpage qui se signale par un pas d'espace qui augmente ( $\Delta z = 0.005$  à  $0.105$  m) de la surface à la profondeur maximale. Ce pas d'espace est adapté aux fortes variations des teneurs en eau et en isotopes lourds qui se produisent dans la partie superficielle du profil.

Les calculs de simulation se font de la date  $t = 0$ , date initiale, à  $t = 253$  jours, date finale de l'expérience d'évaporation. Le pas de temps variable (de 400 à 50000 s par pas de 400 s) est contrôlé par la variation de bilan qui est maintenue entre  $0.1$  et  $0.3 \text{ kg.m}^{-2}$ . Le critère de convergence de la boucle itérative  $\sum |Fi|_{\max}$  vaut  $2 \cdot 10^{-8} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et doit être atteint en 12 itérations au maximum (annexe 1.2).

n° bloc		1	2	3		
$z_{\min}-z_{\max}$	m	0-0.15	0.15-0.28	0.28-1.1		
$\theta_{\text{sat}}$		0.30	0.40	0.46		
$\psi_e$	$\text{J.kg}^{-1}$	-2.0	-2.9	-1.6		
$k_{\text{sat}}$	$\text{kg.s.m}^{-3}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2.5 \cdot 10^{-5}$		
a	$\text{J.kg}^{-1}$	-0.000874	-0.01216	-0.01426		
b		-0.079	-0.087	-0.155		
c		-8.107	-7.505	-9.551		
d	$\text{kg.s.m}^{-3}$	574.3	307.5	0.7123		
e		17.7	23.0	21.1		
sous-bloc		1	2	1	2	3
épaisseur	m	0.04	0.11	0.13	0.10	0.30
nb de couches		8	8	5	3	4

Tableau 2.1: Paramètres des relations caractéristiques et discrétisation spatiale utilisés dans les simulations.

### 2.3.1.2 Relations caractéristiques

Pour déterminer les relations caractéristiques du sol  $\psi(\theta)$  pour les trois blocs, il a été nécessaire de faire des hypothèses sur la teneur en eau à saturation  $\theta_s$  et le potentiel associé  $\psi_e$ . Pour  $\psi_e$  on s'est basé sur les mesures du potentiel durant l'opération de drainage.  $\theta_s$  a été déterminé par tâtonnement à partir de la comparaison des résultats des simulations avec ceux de l'expérience.

Les coefficients a, b et c des relations empiriques  $\psi(\theta)$  (cf. 1.2.1.1.2) sont déterminés par régression linéaire par la méthode des axes majeurs à partir des couples  $\ln(\psi)$  et  $\ln(\theta-b)$ , le coefficient b étant choisi de façon à optimiser le coefficient de corrélation. Les couples  $(\psi, \theta)$  utilisés sont les couples mesurés à 0.1 m pour le bloc 1, à 0.2 m pour le bloc 2 et à 0.3 et 0.5 m pour le bloc 3 (cf. 2.2.1.2) ainsi que les couples  $(\psi_e, \theta_s)$  choisis pour les trois blocs. Le tableau 2.1 présente les valeurs des coefficients ainsi obtenus et la figure 2.14-a permet de vérifier que les fonctions  $\psi(\theta)$  reproduisent de façon convenable les couples mesurés.

Les relations  $k(\theta)$  sont plus difficiles à obtenir car on n'a pas réalisé de mesure expérimentale de la

conductivité. WIND (1966) propose une méthode simple de calcul de couples  $(k, \theta)$  à partir de colonnes de sol sous évaporation. Le calcul est basé sur la loi de Darcy (cf. 1.1.2.2, équation 15), le flux étant obtenu par la pesée des colonnes et le gradient de potentiel par les mesures de potentiel. La figure 2.14-b nous montre les couples calculés par cette méthode, sauf pour les fortes teneurs en eau pour lesquelles la méthode peu fiable donne des valeurs de  $k$  aberrantes (WIND, 1966).

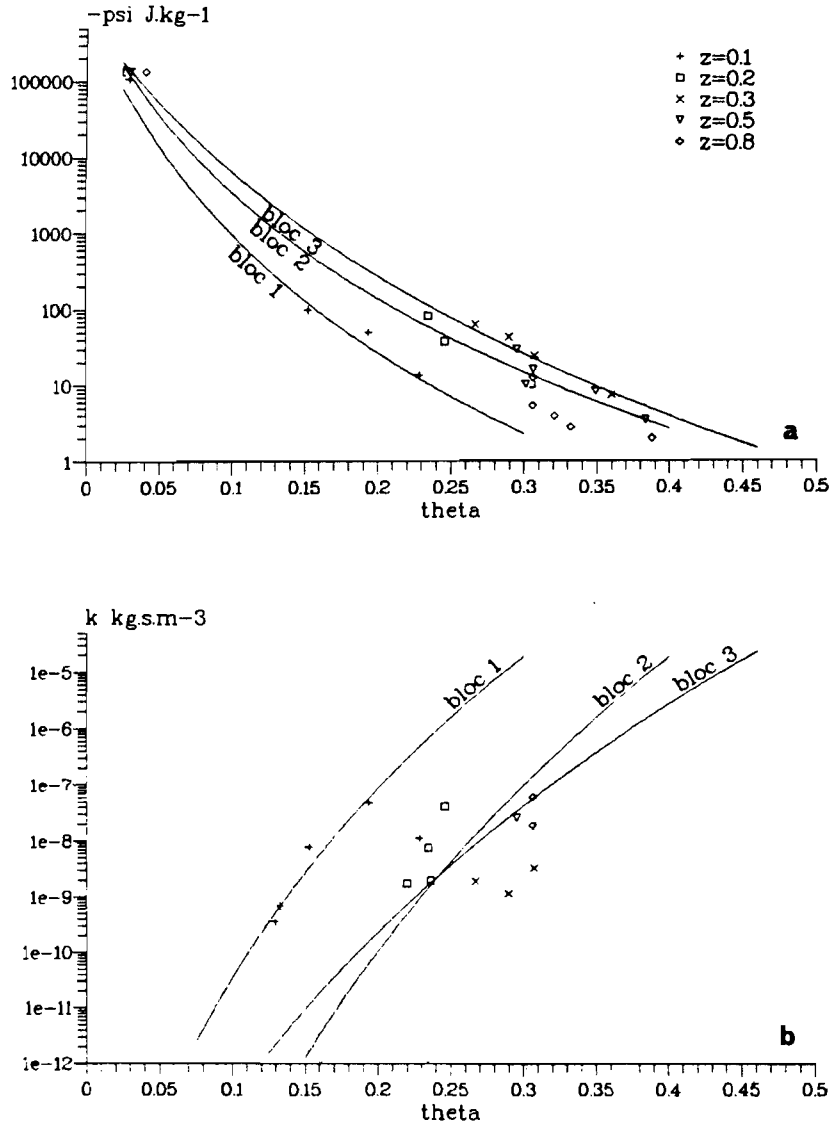


Figure 2.14: Relations caractéristiques du sol, mesures et fonctions. a:  $\psi(\theta)$ . b:  $k(\theta)$ .

Les relations théoriques  $k(\theta)$  sont définies par les coefficients  $b$ ,  $d$  et  $e$  (cf. 1.2.1.1.2). Le coefficient  $d$  est obtenu en faisant des hypothèses sur la conductivité à saturation  $k_{sat} = k(\theta_{sat})$  et l'exposant  $e$  pour les trois blocs puis en confrontant les résultats des simulations avec les résultats expérimentaux. Les valeurs retenues de  $d$ ,  $e$  et  $k_{sat}$  sont données dans le tableau 2.1. La figure 2.14-b compare les fonctions  $k(\theta)$  avec les couples obtenus par la méthode de WIND (1966). On constate une bonne adéquation

entre les fonctions et les couples calculés pour le bloc 1 alors qu'il y a une différence sensible pour les blocs 2 et 3.

### **2.3.1.3 Autres paramètres**

Le tableau 2.2 présente les autres paramètres utilisés pour les différentes simulations. La simulation 1 est la simulation de référence et utilise les paramètres mesurés à l'occasion de l'expérience ou, à défaut, des valeurs théoriques.

Les valeurs de la porosité pour les trois blocs sont les moyennes des porosités mesurées (cf. 2.2.1.1) sur les intervalles de profondeur correspondants. La température et l'humidité relative atmosphériques ainsi que les températures dans le sol sont calculées à chaque date par le sous-programme SIMUL (annexe 1.2) par interpolation à partir des mesures expérimentales (annexe 2.1) formatées dans le fichier COLSIMUL. La composition isotopique de la vapeur atmosphérique utilisée dans les simulations est la moyenne des valeurs mesurées au cours de l'expérimentation (cf. 2.2.3.1), ces dernières présentant des variations modérées. La composition isotopique initiale dans le sol est définie à partir des relations  $\delta(z)$  obtenues à partir des mesures effectuées de  $z = 0.3$  m à  $z_{\max}$  pour les cinq colonnes (cf. 2.2.3.3). Le profil initial de potentiel dans le sol est déterminé par interpolation sur les valeurs mesurées à  $t = 0$  (cf. 2.2.1.2). Le profil initial de teneur en eau en découle, par l'intermédiaire des relations  $\psi(\theta)$ .

Les valeurs choisies pour le facteur de rehaussement du flux de vapeur thermique  $\beta$  et pour les exposants  $n_a$  et  $n_s$  du fractionnement cinétique proviennent de l'étude théorique (cf. 1.2.1.1.3 et 1.2.1.2.4). Les tortuosités dans le sol et l'évaporation potentielle  $E_p$  sont calées par la comparaison des résultats des simulations avec les mesures.

Les simulations se font en régime transitoire, c'est à dire avec une limite en bas de profil du type "drainée" ( $cal = 2$ , cf. 1.2.1.3.2).

## **2.3.2 Calage hydrodynamique**

### **2.3.2.1 Teneurs en eau**

La figure 2.15 présente les profils mesurés de teneur en eau aux dates de prélèvement des cinq colonnes (cf. 2.1.2.4) ainsi que les profils calculés par le modèle pour la simulation 1. Le coefficient de corrélation calculé entre les valeurs mesurées (adaptées à la discrétisation utilisée par le modèle par interpolation) et les valeurs calculées est de 0.9737, ce qui est satisfaisant.

Le modèle reproduit correctement l'évolution générale de la teneur en eau au cours de l'évaporation, en particulier en surface. On constate néanmoins que les profils calculés ne représentent pas fidèlement l'allure des profils mesurés. Le compartimentage du sol en trois blocs introduit deux discontinuités dans les profils de teneur en eau (à 0.15 et 0.28 m), alors que le potentiel, variable principale du modèle, reste continu (cf. 1.2.1.1.3). Les fonctions exponentielles  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  choisies (cf. 1.2.1.1.2) induisent une courbure de la teneur en eau avec la profondeur dans la partie superficielle du sol qui s'écarte de la

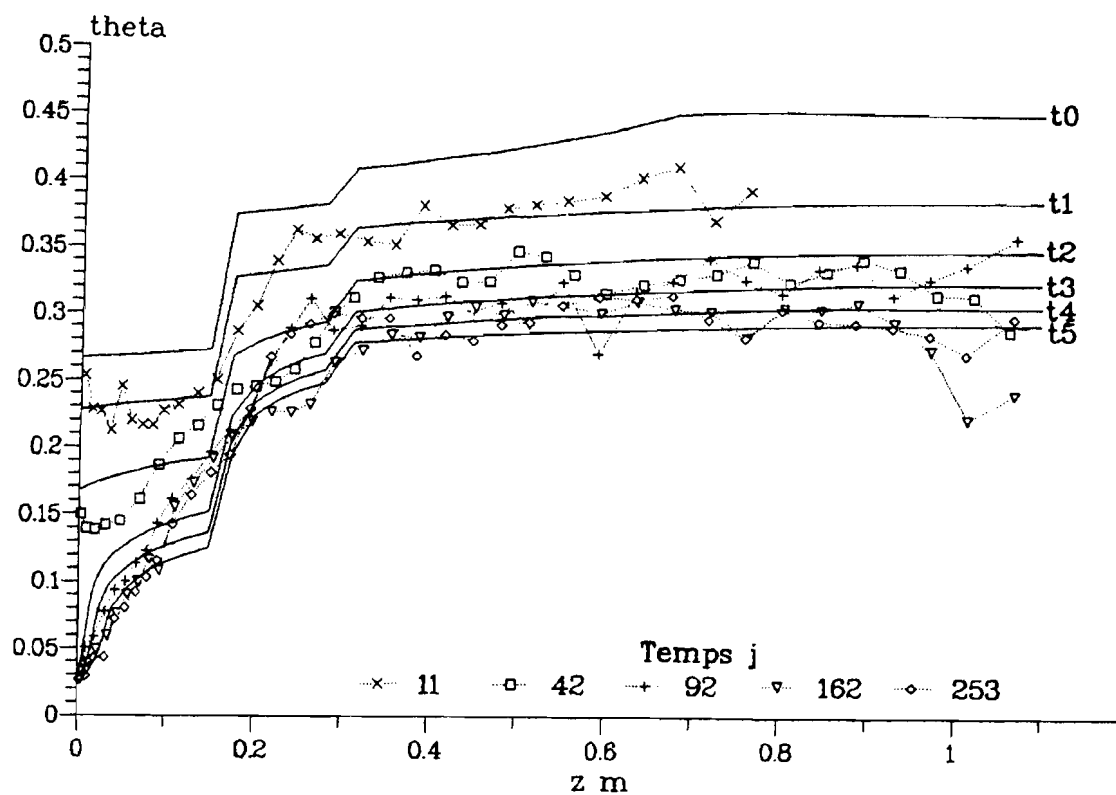


Figure 2.15: Profils de teneurs en eau mesurés et simulés pour les cinq colonnes.

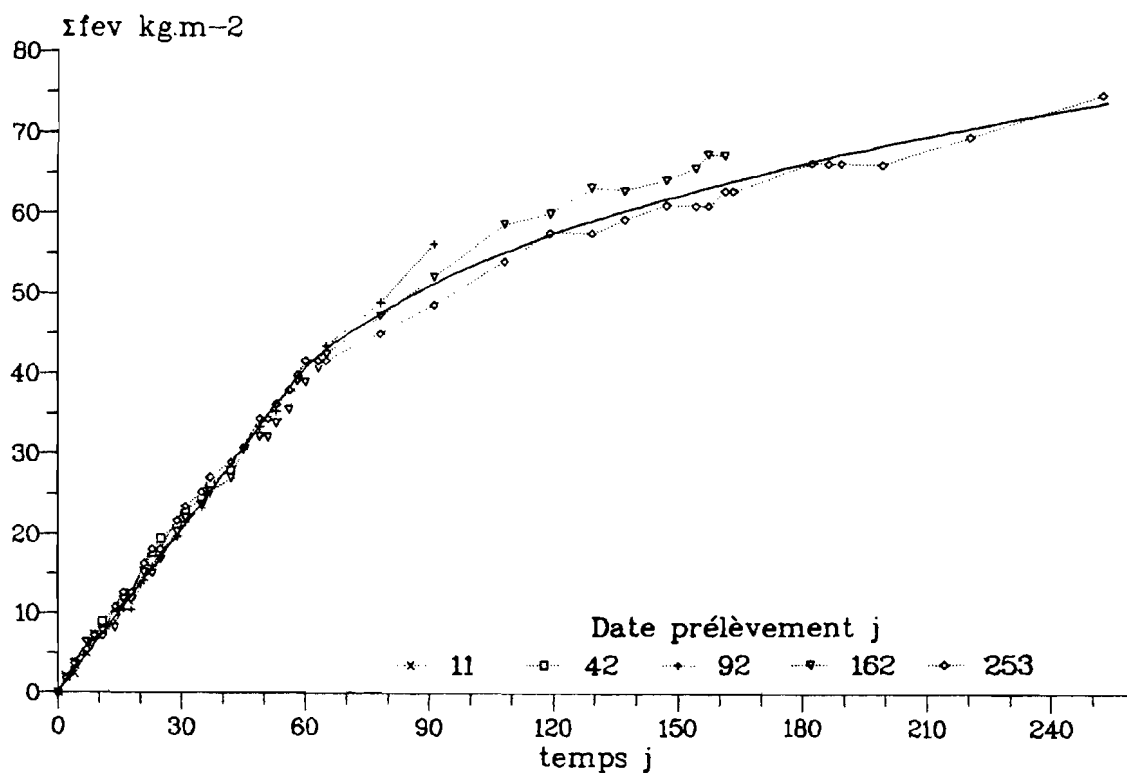


Figure 2.16: Evolution temporelle du flux évaporatoire cumulé mesuré et simulé.

tendance naturelle. On pourra également noter que la matrice poreuse du sol prélevé présente des propriétés qui évoluent de façon plus progressive avec la profondeur.

Les profils simulés présentés sont donc finalement un compromis entre la réalité issue des mesures et les contraintes et limitations imposées par les hypothèses et formulations théoriques du modèle. Ces profils sont suffisants pour la simulation des profils isotopiques. En effet, au cours des nombreux tests réalisés avec des paramètres peu différents de ceux du calage final, on n'a pu constater qu'une faible variation des compositions isotopiques calculées par le modèle (3  $\delta_{18O}\text{‰}$  maximum pour la valeur de l'enrichissement maximal au pic isotopique par exemple)

### 2.3.2.2 Flux évaporatoire

On constate une bonne similitude entre les valeurs mesurées du flux évaporatoire cumulé et celles calculées par le modèle (figure 2.16). Le coefficient de corrélation est de 0.9977. En particulier, la date de transition entre le premier stade évaporatoire ( $\Sigma f^{ev}$  constant) et le deuxième ( $\Sigma f^{ev}$  diminue) est bien respectée par la simulation.

**Remarque:** Les valeurs des teneurs en eau et de flux évaporatoire calculées par les 5 simulations réalisées avec différents jeux de paramètres ou hypothèses sont toutes très semblables. Le tableau 2.2 nous le montre dans le cas de  $\Sigma f^{ev}$  à la date finale  $t_5$ .

## 2.3.3 Calage isotopique

### 2.3.3.1 Les simulations proposées

#### 2.3.3.1.1 Simulation 1

La simulation 1 est la simulation de référence pour le calage isotopique. Elle met en jeu des paramètres (tableau 2.2) qui prennent les valeurs mesurées ou leurs moyennes ( $p$ ,  $\delta_a^v$ ,  $\delta^0$ ,  $h_a$ ,  $T_a$  et  $T_{z,t}$ ) ainsi que les valeurs théoriques ( $n_a$ ,  $n_s$  et  $\beta$ ).

Les profils isotopiques en  $^{18}\text{O}$  calculés par le modèle aux cinq dates de prélèvement des colonnes sont représentés par la figure 2.17-a. Le modèle reproduit correctement l'allure et l'évolution des profils mesurés (cf. 2.2.3.3). Les deux premiers profils (premier stade évaporatoire) montrent un enrichissement isotopique superficiel qui se propage en profondeur et dessine une courbe de forme exponentielle. Les trois profils suivants (deuxième stade évaporatoire) sont caractérisés par la diminution des teneurs en isotopes lourds près de la surface du sol et la propagation en profondeur de l'enrichissement isotopique qui définissent ainsi un pic isotopique caractéristique.



SIMULATION:			mesure	1 réf.	2 $n_a$	3 $\alpha(\psi)$	4 $\Delta h_a$	5 $xI$
<b>PARAMETRES</b>								
p	bloc 1			0.52	=	=	0.544	=
	bloc 2			0.45	=	=	=	=
	bloc 3			0.46	=	=	=	=
$\tau$	bloc 1			0.46	=	=	=	=
	bloc 2			0.40	=	=	=	=
	bloc 3			0.40	=	=	=	=
$\beta$	bloc 1			2	=	=	=	=
	bloc 2			2	=	=	=	=
	bloc 3			2	=	=	=	=
$E_p \times 10^6$		$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$		8.4	=	=	9.62	=
$\delta_{2H,a}^v$		‰		-104.5	=	=	=	=
$\delta_{18O,a}^v$		‰		-14.6	=	=	=	=
$n_a/n_s$				0.5/1	0.3/=	=	=	=
$h_a$				f(t)	=	=	+0.26	=
$T_a$		°C		f(t)	=	=	=	=
$T_{z,t}$		°C		f(z,t)	=	=	=	=
$\delta_{2H}^0$		‰		f(z)	=	=	=	=
$\delta_{18O}^0$		‰		f(z)	=	=	=	=
cal				2	=	=	=	=
<b>RESULTATS</b>								
$\delta_{18O}$ pic	t1	‰	-0.4	5.6	3.7	5.6	0.5	0.0
	t2		2.9	10.2	8.4	10.2	2.1	2.7
	t3		-0.3	7.7	7.7	8.0	0.3	1.4
	t4		0.4	7.4	7.4	7.7	0.2	1.2
	t5		1.4	7.5	7.4	7.8	1.1	0.7
prof. pic	t1	m	0	0	0	0	0	0
	t2		0	0	0	0	0	0
	t3		0.0095	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01
	t4		0.0215	0.02	0.02	0.02	0.015	0.02
	t5		0.019	0.035	0.035	0.035	0.02	0.03
pente l*	t1		4.83	4.15	4.71	4.15	5.49	4.14
	t2		4.16	3.98	4.32	3.98	5.19	3.94
	t3		3.50	3.33	3.34	3.28	4.50	3.26
	t4		3.13	3.46	3.46	3.39	4.74	3.37
	t5		2.77	3.46	3.46	3.39	4.62	3.36
pente v*	t5			1.70	1.70	1.95	1.52	1.78
$\Sigma f^{ev}$	t5	$\text{kg.m}^{-2}$	74.8	74.2	74.2	74.2	75.3	74.2

\*: Valeurs des pentes  $^2\text{H}-^{18}\text{O}$ ; l: "zone liquide"; v: "zone vapeur".

=: Valeur identique à celle de la simulation 1 de référence.

Tableau 2.2: Paramètres utilisés pour les simulations 1 à 5 et résultats.

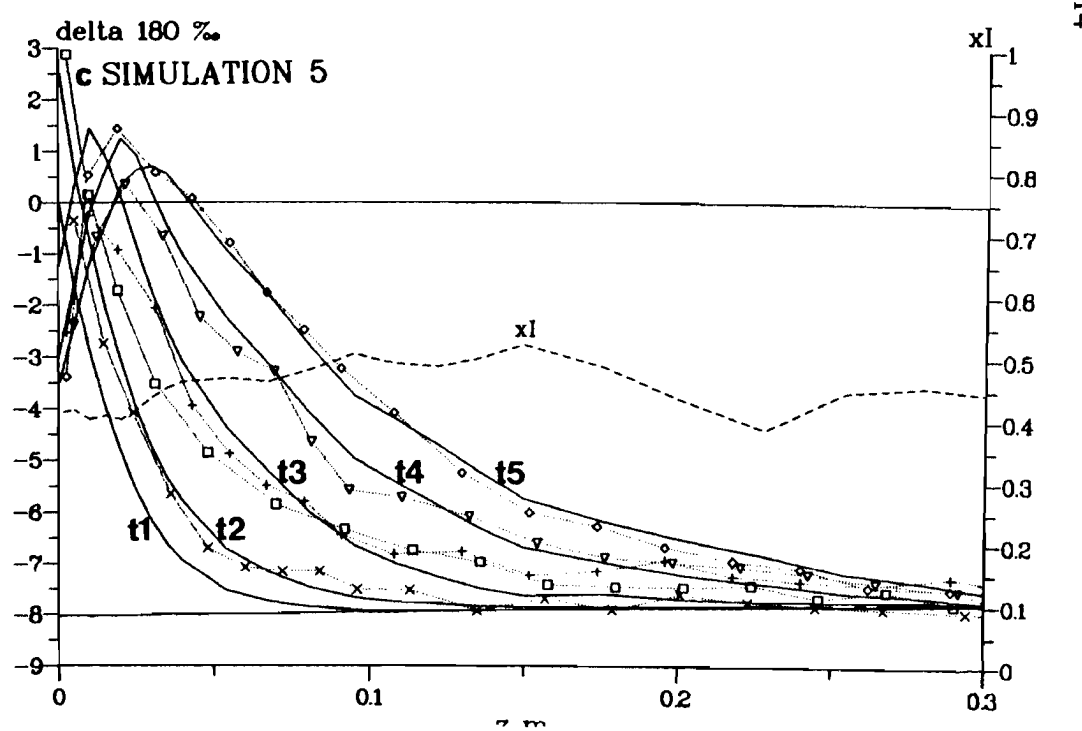
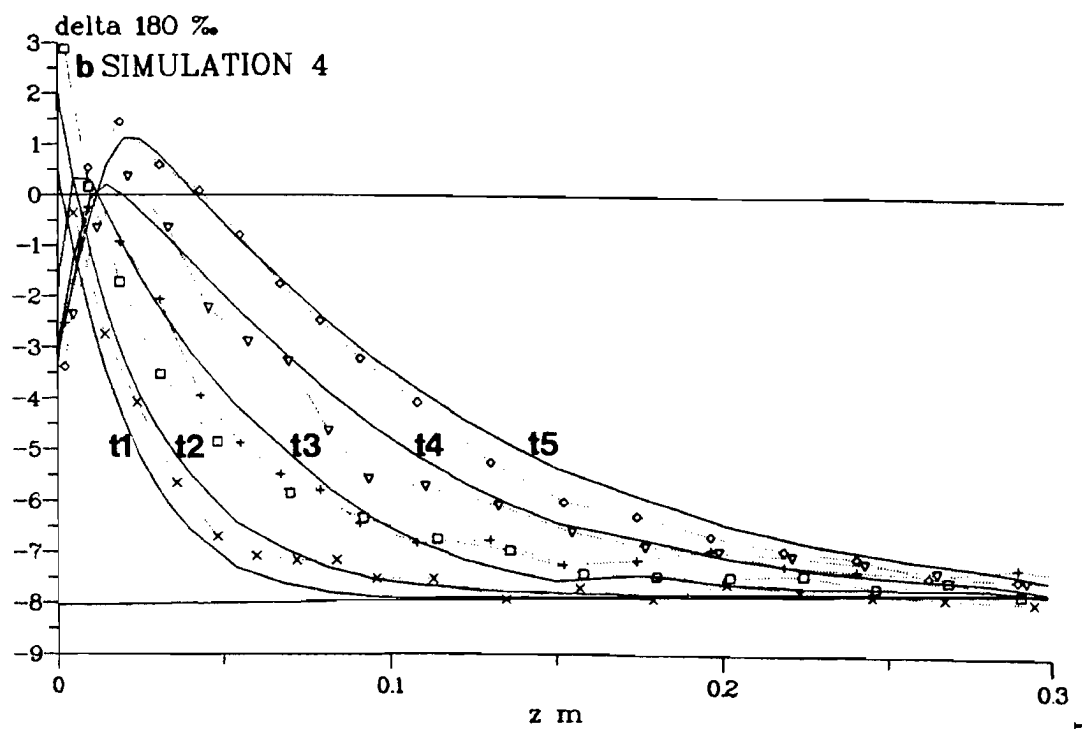
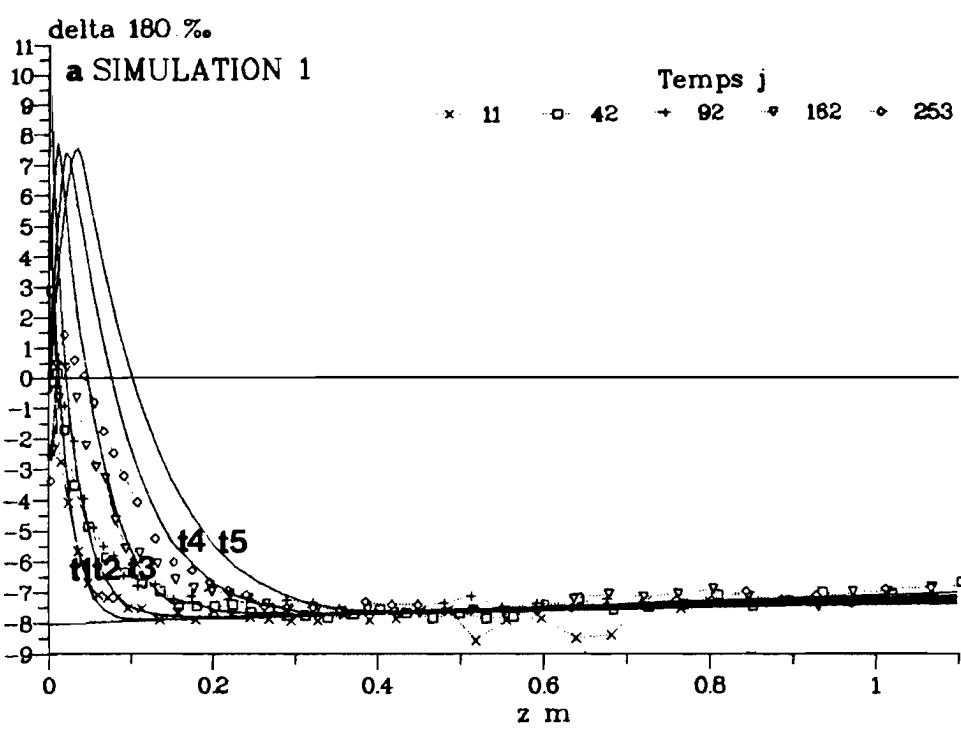


Figure 2.17: Profils isotopiques en  $^{18}\text{O}$  mesurés et simulés.  
 a: Simulation 1. b: Simulation 4. c: Simulation 5.

Mais, bien que la simulation reproduise de façon qualitative les profils mesurés, les profils calculés présentent des teneurs isotopiques dans la partie superficielle du sol qui sont nettement supérieures aux valeurs expérimentales. En effet, la valeur calculée de l'enrichissement maximal au niveau du pic au deuxième stade évaporatoire est d'environ  $7.5 \delta_{18O}\text{‰}$  pour des valeurs mesurées comprises entre  $-0.3$  et  $1.4 \delta_{18O}\text{‰}$  (tableau 2.2).

Un désaccord s'exprime également en ce qui concerne les pentes des relations  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  dans la "zone de diffusion liquide", c'est à dire sous le pic isotopique. En effet, bien que la pente calculée diminue au cours de la progression de l'évaporation comme l'avait montré l'expérience, les valeurs calculées sont inférieures aux valeurs mesurées pour le premier stade évaporatoire puis supérieures au deuxième stade évaporatoire (tableau 2.2).

#### 2.3.3.1.2 Simulation 2

La simulation 2 (tableau 2.2) est une tentative pour améliorer les valeurs calculées des pentes isotopiques en "zone liquide". La seule différence avec la simulation 1 réside dans la valeur du paramètre  $n_a$  qui est de 0.3 au lieu de la valeur théorique de 0.5 (cf. 1.2.1.2.4).

Cette hypothèse revient à postuler l'existence d'une composante turbulente  $r_T$  au transport de vapeur entre le sol et l'atmosphère qui s'ajoute à la résistance à la diffusion moléculaire  $r_M$ . Les équations 23 et 24 (cf. 1.1.3.1) nous suggèrent ici un rapport  $r_T/r_M$  valant 0.67. L'expérimentation sur colonne conduite en milieu clos est à l'abri du vent extérieur. Néanmoins des phénomènes convectifs peuvent éventuellement se produire à l'occasion de contrastes entre les températures et pressions atmosphériques internes au laboratoire et celles de l'extérieur qui subit les variations climatiques naturelles, ou bien même du fait de la présence de l'expérimentateur. MERLIVAT et COANTIC (1975) obtiennent dans le cas des échanges entre l'océan et l'atmosphère des rapports  $r_T/r_M$  qui varient de 1.7 à 4.6 quand la vitesse moyenne du vent à 10 m d'altitude augmente de 1 à 13  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . La valeur de  $n_a$  que nous avons utilisé conduirait donc à un rapport  $r_T/r_M$  caractéristique d'une faible turbulence.

Les valeurs des pentes isotopiques calculées à l'occasion de cette simulation sont dorénavant équivalentes pour le premier stade évaporatoire aux valeurs expérimentales mesurées ( $t_1$  et  $t_2$ , tableau 2.2). Mais les valeurs des pentes demeurent identiques au deuxième stade évaporatoire à celles calculées par la simulation 1, la valeur de  $n_a$  ayant très peu d'influence une fois que la teneur en eau en surface est proche de la teneur en eau résiduelle (équation 52, cf. 1.2.1.2.4). La pente reste donc surestimée par le modèle pour la dernière colonne prélevée (date  $t_5 = 253$  jours) avec une valeur calculée de 3.46 pour une valeur mesurée de 2.77, soit un écart de 25 %.

#### 2.3.3.1.3 Simulation 3

Le but de la simulation 3 est d'étudier l'influence éventuelle du potentiel sur les facteurs de fractionnement à l'équilibre. On a vu au chapitre 1.2.1.2.1 comment STEWART (1972) exprime de façon théorique ce phénomène. On a donc modifié le logiciel pour calculer les facteurs de

fractionnement en fonction de la température et du potentiel (équation 41).

Les résultats de la simulation 3 (tableau 2.2) et leur comparaison avec ceux de la simulation 1 (référence) nous montrent que l'enrichissement maximum en  $^{18}\text{O}$  au pic isotopique est identique au premier stade évaporatoire puis faiblement augmenté de 4 % au deuxième stade. Ceci est la conséquence de l'augmentation du facteur de fractionnement en  $^{18}\text{O}$  en relation avec l'accroissement rapide en surface des potentiels qui accompagne la transition  $E_1/E_2$  (figures 1.9 et 2.4). A l'inverse,  $\alpha_{2\text{H}}$  diminue avec l'accroissement du potentiel et l'enrichissement en  $^2\text{H}$  est minoré.

La conjugaison de ces phénomènes explique la diminution de la valeur de la pente  $\delta_{2\text{H}}-\delta_{18\text{O}}$  au deuxième stade évaporatoire (tableau 2.2). Mais cette diminution de la pente est nettement insuffisante (2 % à  $t_5$ ) pour expliquer la pente mesurée à la fin de notre expérience.

#### 2.3.3.1.4 Simulation 4

La simulation 4 fait l'hypothèse que l'humidité relative de l'atmosphère qui interagit avec l'eau du sol est plus élevée que celle de l'atmosphère libre qui a été mesurée. Cette hypothèse a parfois été utilisée pour rendre compte de la différence entre les profils isotopiques théoriques et les profils mesurés en régime permanent (YOUSFI et al, 1984; cf. 1.1.3.5.1).

La figure 2.17-b nous montre un calage réalisé avec une surestimation de l'humidité relative  $h_a$  de 0.26 et une légère modification de la porosité du bloc 1 (tableau 2.2). Cette surestimation de l'humidité relative impose une augmentation de l'évaporation potentielle (tableau 2.2) pour conserver un flux évaporatoire identique au premier stade évaporatoire (équation 38). Les profils en  $^{18}\text{O}$  ainsi calculés reproduisent fidèlement les profils mesurés (coefficient de corrélation  $r = 0.9819$ ) à l'exception du deuxième profil à 42 jours pour lequel l'enrichissement isotopique est légèrement sous-estimé (de 1.4  $\delta_{18\text{O}}\text{‰}$  au maximum).

Une augmentation de l'humidité relative atmosphérique est donc susceptible d'expliquer la forte différence constatée entre le profil en  $^{18}\text{O}$  de référence (simulation 1) et les mesures expérimentales. Mais les pentes isotopiques en "zone liquide" augmentent fortement et accroissent leur écart avec les pentes mesurées (tableau 2.2). Cette hypothèse, si elle permet le calage du modèle sur les profils en  $^{18}\text{O}$  mesurés, contribue à augmenter le désaccord avec les profils en  $^2\text{H}$  qui sont alors largement surestimés.

#### 2.3.3.1.5 Simulation 5

La simulation 5 postule l'existence d'une phase d'eau immobile dans le sol. On fait les hypothèses suivantes:

- Les compositions isotopiques totales  $\delta$  sont issues d'un mélange entre une phase immobile I et une phase mobile M avec un rapport de mélange  $xI$  (proportion d'eau immobile):

$$\delta = (1-xI).\delta M + xI.\delta I$$

- La composition isotopique de la phase mobile affectée par l'évaporation est celle que calcule le modèle (simulation 1). Les compositions calculées  $\delta(z,t)$  sont associées aux teneurs en eau  $\theta(z,t)$  et non aux teneurs en eau associées à la phase mobile qui leur sont inférieures. Pour un flux évaporatoire  $f^{ev}(t)$  identique, nous admettrons que les profils isotopiques calculés pour la teneur en eau mobile sont peu différents des profils calculés pour la teneur en eau totale. En effet, les compositions isotopiques, en particulier au niveau du pic, sont essentiellement déterminées par le régime évaporatoire et les paramètres atmosphériques (cf. 1.2.2.1.3).

- La composition isotopique de la phase immobile est constante dans le temps et considérée comme égale à la composition isotopique à la fin de l'opération de drainage, soit la composition isotopique initiale de l'expérience d'évaporation (cf. 2.3.1.3). Ce choix arbitraire témoigne de notre ignorance de la composition de la phase immobile mais il s'avérera suffisant pour notre démonstration.

- Le rapport de mélange  $xI$  est également supposé constant dans le temps.

La figure 2.17-c présente les profils isotopiques ainsi calculés et l'évolution de  $xI$  avec la profondeur sur l'intervalle 0-0.3 m. Les coefficients  $xI(z)$  ont été déterminés en minimisant pour chaque profondeur de calcul la somme des carrés des écarts entre la composition isotopique en  $^{18}O$  calculée par l'équation ci-dessus et les compositions mesurées pour les cinq dates de prélèvement. Précisons à cet égard que les valeurs de  $xI(z)$  dépendent largement du choix de  $\delta I(z)$ . Le coefficient de corrélation entre les profils isotopiques calculés et les profils mesurés est de 0.9741, ce qui est un résultat un peu moins satisfaisant que celui de la simulation 4. En effet, on constate que la simulation 5 reproduit moins bien que la simulation 4 la profondeur et la teneur maximale du pic isotopique au deuxième stade évaporatoire (figure 2.17). Ces profils réduisent néanmoins l'écart observé entre les compositions calculées par la simulation 1 de référence et les compositions mesurées. Le coefficient  $xI$  est peu variable avec la profondeur (moyenne  $0.45 \pm 0.04$ ) et présente des valeurs a priori vraisemblables. Les valeurs des pentes isotopiques sont légèrement diminuées par rapport à la simulation 1 de référence (tableau 2.2) du fait du mélange mais la différence demeure modérée ici.

Comme l'hypothèse concernant  $h_a$ , l'hypothèse de l'existence d'une phase immobile est susceptible de permettre un calage des profils isotopiques calculés sur les mesure expérimentales. Mais seule cette dernière conserve des valeurs acceptables aux pentes isotopiques.

### 2.3.3.2 Discussion

La confrontation entre les compositions isotopiques dans le sol mesurées à l'occasion de l'expérience d'évaporation et les compositions calculées par le modèle pour la simulation de référence (cf. 2.3.3.1.1, simulation 1) nous a montré qu'il existait un désaccord en ce qui concerne d'une part l'enrichissement isotopique au niveau du pic et d'autre part les pentes d'évaporation. Différentes hypothèses ont été avancées pour réconcilier les résultats théoriques avec les résultats expérimentaux.

### 2.3.3.2.1 Pic isotopique

En ce qui concerne l'enrichissement maximum au pic isotopique, l'étude de l'influence des paramètres du modèle (cf. 1.2.2.1.3, tableau 1.1) nous offre plusieurs possibilités.

Une diminution du paramètre  $n$ , même considérable, n'est pas suffisante pour obtenir une valeur correcte de la composition isotopique au pic. De plus, cela conduirait à augmenter la pente en "zone liquide" et donc à accroître le désaccord avec les résultats expérimentaux. On peut également envisager de modifier la valeur de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique mais il faudrait alors une minoration d'au moins  $10 \delta_{18O}\%$ , ce qui est excessif et même peu réaliste.

Seule une majoration de l'humidité relative atmosphérique peut aisément rendre compte de l'enrichissement isotopique mesuré au pic (cf. 2.3.3.1.4, simulation 4).

Cette hypothèse est comparable avec celle que fait DONGMANN et al (1974) pour la transpiration des végétaux. Ils distinguent deux sources de vapeur dans l'environnement: la vapeur de l'atmosphère libre et la vapeur provenant de l'évapotranspiration des plantes et des sols. La vapeur à proximité de la plante résulte d'un mélange de ces deux pôles. Notre cas est analogue: la vapeur extérieure se mélange avec la vapeur produite par l'évaporation de l'eau des colonnes de sol ce qui tend à augmenter l'humidité relative de l'atmosphère à la surface même du sol. La composition de la vapeur issue du sol étant enrichie en isotopes lourds par rapport à celle de l'atmosphère libre, le mélange produira ainsi une vapeur à la surface du sol dont la composition isotopique sera enrichie. Les équations 38 et 51 qui nous donnent les expressions des flux évaporatoires en eau et en espèces isotopiques à la surface du sol ont déjà la forme d'équations de mélange entre la vapeur de l'atmosphère libre et la vapeur issue du sol (supposée en équilibre isotopique avec l'eau liquide à la surface du sol). Introduire l'hypothèse de DONGMANN à ce niveau serait inutile car redondant.

Ces considérations nous montrent qu'il n'y a pas de justification théorique à une augmentation de  $h_a$  qui ne serait pas accompagnée d'une modification de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique. Enfin cette hypothèse, si elle permet de reproduire les profils expérimentaux en  $^{18}O$ , donne des valeurs pour les pentes d'évaporation en "zone liquide" qui sont beaucoup trop élevées. Ces raisons nous conduisent donc finalement à écarter cette hypothèse.

### 2.3.3.2.2 Pentas des droites d'évaporation

Les pentes des droites isotopiques en "zone liquide" calculées par la simulation de référence sont plus faibles que les pentes mesurées au début de l'expérience et plus fortes à la fin. On a montré (simulation 2, cf. 2.3.3.1.2) qu'il était possible de réduire cet écart au premier stade évaporatoire en diminuant la valeur du paramètre  $n_a$  de 0.5 à 0.3, ce qui revient à supposer l'existence d'une composante turbulente aux échanges de vapeur entre le sol et l'atmosphère. Mais la pente calculée par le modèle pour la dernière colonne prélevée demeure trop élevée.

La pente à l'état stationnaire calculée par les formulations développées par BARNES et ALLISON (1983 et 1984) (cf. 1.1.3.5.2) avec les mêmes paramètres que ceux utilisés pour la simulation de référence (pour des paramètres climatiques moyens) vaut respectivement 3.73 et 2.73. La valeur de BARNES et ALLISON (1983), qui prend en compte l'humidité relative atmosphérique, est comparable à celle calculée par le modèle à  $t_4$  et  $t_5$ , soit 3.46, alors que la valeur de BARNES et ALLISON (1984) est plus proche de la valeur expérimentale à  $t_5$ .

Un test de longue durée (5 ans), non représenté ici, en conditions climatiques moyennes nous a permis de constater que la pente atteint une valeur quasi stationnaire dès le début du second stade évaporatoire (valeurs comprises entre 3.34 et 3.44 avec une moyenne de 3.40). Il nous semble donc justifié de faire l'analogie entre la pente quasi stationnaire calculée par le modèle en régime transitoire et la pente théorique en régime stationnaire. Le pic isotopique continue par contre à évoluer: il atteint progressivement une profondeur de 0.2 m et une valeur maximale de  $2 \delta_{18O}\text{‰}$  au bout de 5 ans.

L'hypothèse de la dépendance du facteur de fractionnement à l'équilibre avec le potentiel va bien dans le sens d'une diminution de la pente calculée au deuxième stade évaporatoire mais cette diminution est insuffisante pour rendre compte de la pente mesurée (cf. 2.3.3.1.3, simulation 3). Il n'y a pas de plus, à notre connaissance, d'éléments expérimentaux appuyant les considérations théoriques de STEWART (1972) (cf. 1.2.1.2.1).

L'étude de l'influence des paramètres sur les résultats du modèle (cf. 1.2.2.1, tableau 1.1) nous a montré que seuls  $n$ ,  $\delta_a^v$ ,  $\delta^0$ ,  $h_a$  et  $T_a$  pouvaient avoir une influence sensible sur les pentes isotopiques. Pour diminuer la pente calculée et la rapprocher ainsi de la valeur mesurée à  $t_5$  il faudrait augmenter  $n_s$ , ce qui n'est pas possible car  $n_s$  est déjà à sa valeur maximale, soit 1. De même les autres possibilités comme diminuer  $\delta_{18O,a}^v$  par rapport à  $\delta_{2H,a}^v$  ou  $\delta_{2H}^0$  par rapport à  $\delta_{18O}^0$ , ou diminuer  $h_a$  ou  $T$ , sont peu réalistes.

### 2.3.3.2.3 Hypothèse d'une phase d'eau immobile

La simulation 5 fait l'hypothèse de l'existence d'une phase d'eau immobile non affectée par l'évaporation en ce qui concerne sa composition isotopique. Les études isotopiques en milieu naturel concernant les domaines mobiles et immobiles de l'eau des sols sont limitées, à notre connaissance, au processus d'infiltration (cf. 3.2.5.5.2).

Le domaine de l'eau immobile consiste en des pores microscopiques ou déconnectés du domaine des eaux circulantes. Les échanges entre ces deux domaines se font par diffusion en réponse à un gradient de concentration. Mais cette diffusion est relativement lente et les compositions isotopiques des eaux des deux domaines peuvent ainsi demeurer différentes.

Les sols argileux comporte une part importante d'eau non circulante. On considère en pratique que

l'eau circulante, eau gravitaire et capillaire, est à un potentiel inférieur en valeur absolue au potentiel équivalent au point de flétrissement permanent  $P_f = 4.2$ , soit  $1600 \text{ J.kg}^{-1}$  ( $P_f = 1 + \log(\psi)$ , avec  $\psi$  en  $\text{J.kg}^{-1}$ ). On constate pour le sol étudié ici que la teneur en eau (volumique) calculée selon cette définition du domaine des eaux non circulantes est relativement importante, soit pour les blocs 1, 2 et 3 respectivement 9.0, 12.1 et 14.1 % (figure 2.14-a).

La théorie des mouvements de l'eau et de solutés dans ces systèmes à deux phases est décrite par deux équations différentielles, l'une reliant la variation globale de bilan en eau et solutés aux flux affectant la phase mobile, comme l'équation 50, et l'autre exprimant l'échange entre les deux phases (VAN GENUCHTEN et WIERENGA, 1976).

Le modèle que nous avons utilisé pour les simulations n'est pas conçu pour prendre en compte deux phases d'eau. Le calcul que nous avons réalisé (cf. 2.3.3.1.5) n'est donc pas une modélisation prenant en compte une phase immobile mais seulement une simulation de la possibilité qu'offre cette hypothèse pour expliquer nos profils expérimentaux.

Cette simulation est limitée par la méconnaissance que nous avons de la composition isotopique de la phase immobile  $\delta I(z)$  et par le fait qu'on ne prend pas en compte les échanges entre les deux phases. De plus, l'importance de la phase immobile est exprimée par le rapport de mélange  $xI = \theta I / (\theta I + \theta M)$ , avec  $\theta I$  teneur en eau de la phase immobile et  $\theta M$  teneur en eau de la phase mobile, plutôt que par  $\theta I$ . Une tentative, non représentée ici, de calcul des profils isotopiques avec  $\theta I(z)$  au lieu de  $xI(z)$  permet également de réduire l'écart existant entre les résultats de la simulation de référence et les mesures expérimentales. Mais le calage est de moins bonne qualité, en particulier pour ce qui concerne l'évolution du maximum d'enrichissement au pic isotopique au cours du temps. Une optimisation conjointe de  $\theta I(z)$  et de  $\delta I(z)$  permet d'améliorer partiellement le calage.

L'hypothèse d'une phase d'eau immobile nous paraît donc être finalement une explication vraisemblable pour interpréter nos profils isotopiques car elle permet tout à la fois de réduire l'écart entre les enrichissements isotopiques théoriques en  $^{18}\text{O}$  et les enrichissements mesurés et d'obtenir des pentes  $\delta_{2\text{H}} - \delta_{18\text{O}}$  convenables.

Ajoutons de plus que des teneurs appropriées en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  pour la phase immobile sont susceptibles d'expliquer la faible pente isotopique mesurée pour la cinquième colonne de sol. Cette hypothèse est comparable dans le principe à celle avancée par FONTES et al (1986) pour rendre compte de droites d'évaporation en milieu naturel aux pentes anormalement faibles (cf. 1.1.3.5.2).

## Conclusion

L'étude expérimentale de l'évaporation de l'eau de colonnes de sol et son interprétation réalisées dans ce chapitre nous conduit à souligner les difficultés d'application de la méthode isotopique dans les sols argileux. Ces difficultés ont été anticipées par BARNES et ALLISON (1983) dont certaines hypothèses excluent ce type de sol. La plupart des études isotopiques, que ce soit au laboratoire ou sur le terrain,



concernent (judicieusement) les sols sableux (cf. 1.1.3.3.3 et 1.1.3.5).

Le modèle "MOISE", basé sur les travaux théoriques de BARNES et ALLISON, possède des limitations. Son imperfection majeure réside à notre avis dans les conditions aux limites à la surface du sol (équations 38 et 51) qui ne rendent pas compte de façon rigoureuse des échanges sol-atmosphère. Une modélisation plus efficace des conditions aux limites consisterait en un couplage des équations de transfert à l'interface sol-atmosphère avec les équations régissant les transferts purement atmosphériques et la prise en compte des échanges énergétiques. Mais l'usage de telles équations requiert un nombre accru de paramètres, et donc des mesures supplémentaires parfois difficiles à mettre en oeuvre. Une deuxième limitation inhérente à ces conditions aux limites en surface concerne l'influence des conditions de transferts sur le fractionnement cinétique dans la partie superficielle du sol. Nous avons choisi d'exprimer ce phénomène d'une façon simple en indexant l'exposant du fractionnement cinétique sur la teneur en eau superficielle (cf. 1.2.1.2.4).

Certains problèmes théoriques relatifs au fractionnement isotopique liquide-vapeur dans les sols demeurent. L'étude des profils isotopiques en phases vapeur et liquide dans des dunes au Sahara réalisée par COLIN KACKZALA (1986) montre que pour des teneurs en eau superficielles très faibles (0.3 %) on trouve des compositions en  $^{18}\text{O}$  identiques dans la vapeur et dans le liquide au lieu d'avoir un équilibre isotopique, ce qui suggérerait un échange total de l'oxygène entre les deux phases. Ce phénomène n'apparaît pas pour le deutérium. Des arguments théoriques (STEWART, 1972) suggèrent une influence du potentiel de l'eau sur les facteurs de fractionnement à l'équilibre. Ces considérations laissent planer un doute sur la réalité de l'équilibre isotopique liquide-vapeur dans la partie superficielle des sols pour des dessèchements importants.

L'interprétation de la composition des eaux profondes du sol héritées de l'opération de saturation ainsi que de la modélisation de l'évaporation affectant les eaux superficielles ont conduit à postuler l'existence de domaines d'eau immobile.

Cette hypothèse souligne une difficulté importante concernant l'interprétation des compositions isotopiques dans les sols argileux à l'espace poral complexe. En effet, cela implique qu'il existe différents types d'eau (eau de constitution, eau liée, eau capillaire, eau gravitaire) affectés de façon différente par les effets isotopiques et les phénomènes d'échange.

L'étude de la nature et des propriétés isotopiques de ces types d'eau, ainsi que des échanges les affectant, pourrait contribuer à résoudre certaines difficultés inhérentes à l'étude des mouvements de l'eau et des solutés dans les sols.

### **3. APPLICATION EN MILIEU NATUREL au Burkina Faso**

---

---

### **3.1 LES SITES D'ETUDE**

#### **3.1.1 Contexte régional**

##### **3.1.1.1 Introduction: Hommes et paysages du Burkina Faso**

Le Burkina Faso s'étale sur 274000 km<sup>2</sup> au centre de la boucle du fleuve Niger (figure 3.6) dans une région aux reliefs très modestes et aux paysages monotones. Les altitudes s'échelonnent de 125 à 749 m avec une moyenne inférieure à 400 m.

Sous l'égide de la royauté Mossi pendant près d'un millénaire, le pays devint colonie française sous le nom de Haute-Volta en 1919 puis acquit son indépendance en 1960. Le pays a été rebaptisé en 1985 en Burkina Faso, le "pays des hommes intègres".

Sans accès maritime, sans fleuve ou lac important, ne possédant qu'une industrie très faiblement développée et des ressources minières peu exploitées, le pays trouve ses modestes ressources dans sa production agricole laborieuse et son patrimoine humain.

La végétation du Burkina Faso présente une répartition parallèle à l'équateur, en relation directe avec la zonation climatique (cf. 3.1.1.5.1). Dans le domaine sahélien au nord on trouve une steppe arborée ou arbustive clairsemée sur un tapis discontinu de graminées. Dans le domaine soudanien, le tapis herbeux est plus régulier et il apparaît de nouveaux arbres. Plus au sud, ce sont savanes boisées et forêts claires qui forment le paysage.

La population du Burkina Faso (7285000 habitants en 1982), très jeune, est concentrée en pays Mossi au centre et en pays Bobo au sud-ouest; 90 % des Burkinabes occupent le secteur rural.

L'agriculture (sorgho, millet, arachides, coton et quelques fruits, légumes et autres céréales) se pratique pendant la saison humide sur champs de brousse temporaires, champs villageois permanents amendés et champs de bas-fonds. L'élevage extensif est largement développé, en particulier le petit bétail, pour des raisons souvent économiques.

Les rares industries sont concentrées à Ouagadougou et à Bobo-dioulasso et assurent les besoins de base de la population. Les ressources minières exploitées se limitent à une mine d'or industrielle et quelques centres d'orpaillage (PEROU et ZALACAIN, 1975).

##### **3.1.1.2 Esquisse géologique**

Le Burkina Faso comporte trois grands ensembles géologiques de l'ouest africain. L'absence de mouvements tectoniques significatifs depuis le précambrien donne un relief plat de roches anciennes.

(D'après carte géologique du Burkina Faso à 1/100000)

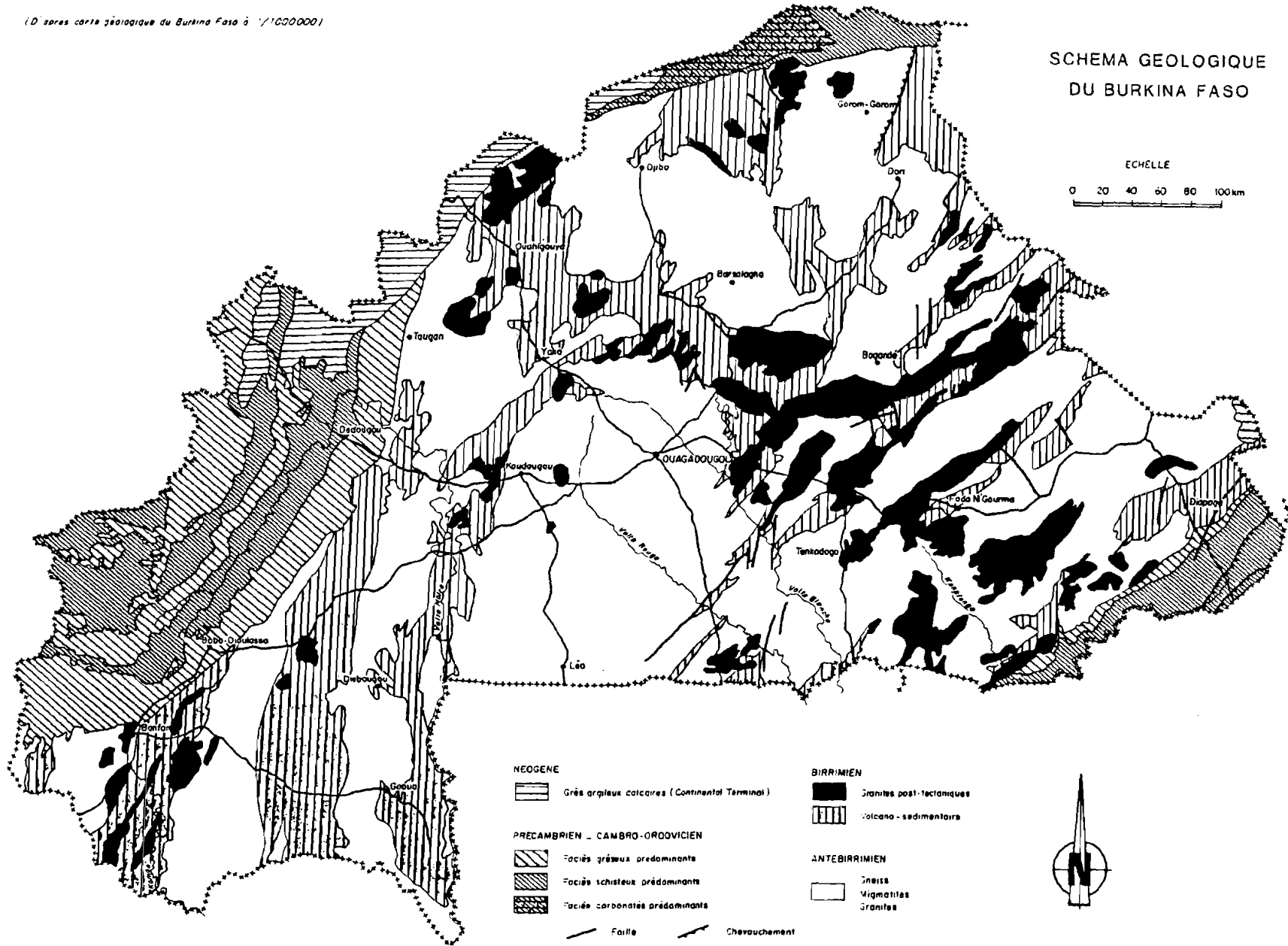


Figure 3.1: Schéma géologique du Burkina Faso (PEROU et ZALACAIN, 1975).

Le socle précambrien occupe les trois-quarts du pays (figure 3.1). Le socle précambrien inférieur (antébirrimien), âgé d'environ un milliard d'années, comporte des granites syntectoniques et post-tectoniques (batholites), des migmatites variées, des formations basiques et des roches métamorphiques plissées.

Les sillons birrimien (précambrien moyen) se sont constitués lors de l'orogénèse éburnéenne (-1850±250 Ma) par fracturation N60-N80 ° du socle précambrien inférieur et remplissage volcanique et volcano-sédimentaire suivi d'une métamorphisation épizonale à mésozonale et d'une granitisation syntectonique. On y trouve un ensemble sédimentaire de schistes, quartzites et roches volcano-sédimentaires, un ensemble volcanique basique à neutre, quelques faciès ultrabasiques associés aux laves et des plutons granitiques. L'absence de manifestation orogénique ultérieure a conduit à une cratonisation du socle par érosion et pénépléation.

Les formations du précambrien supérieur et du cambro-ordovicien sont placées en couverture. Elles sont représentées au nord par les séries sédimentaires de la boucle du Niger, au sud-est et au sud-ouest par des grès et des schistes.

Le tertiaire (continental terminal) gréseux à argilo-sableux est localisé au nord-ouest et à l'est.

Le quaternaire est représenté par les alignements de dunes, en général mortes, orientés est-ouest du Sahel. Les cuirasses latéritiques omniprésentes dans le pays témoignent d'un ancien niveau de pénépléation et sont mises en évidence par l'érosion actuelle sous forme de collines tabulaires. Les alluvions récentes, d'intérêt agricole important, se trouvent le long des rivières principales.

### **3.1.1.3 Esquisse géomorphologique**

On se limite ici à la région centre du plateau Mossi, des environs de Ouagadougou, dans laquelle se situe Barogo, le site principal de cette étude. Cette région est constituée d'une plaine d'altitude 250 à 300 m à faibles pentes, d'où émergent affleurements rocheux et buttes cuirassées.

Les reliefs rocheux sont essentiellement dus au Birrimien volcanique et forment de petits chaînons érodés cernés par des buttes cuirassées étagées. Ces dernières présentent une morphologie de tables monoclinales semblant s'élaner vers les chaînons avec une pente variable. On trouve également des collines granitiques. Les plaines sont constituées de longs glacis à faible pente liés aux cuirasses et altérites sous-jacentes. Elles sont modelées par le réseau hydrographique. Les inselbergs birrimiens correspondent à une surface d'érosion éocène, le versant est supposé pliocène alors que le glacis est quaternaire (KALOGA, 1983).

### **3.1.1.4 Esquisse pédologique**

Comme pour l'esquisse géomorphologique, on se limite à la région centre. La surface actuelle composée de restes de surfaces héritées présente un substratum hétérogène. Le façonnement de cette surface par le réseau de drainage a plus ou moins déblayé les matériaux kaolinitiques anciens.

Les roches volcano-sédimentaires birrimiennes sont généralement peu favorables à la progression de l'altération kaolinitique et smectitique. Les sols qui y sont associés sont des sols ferrugineux tropicaux ocres ou rouges qui couvrent environ la moitié de la surface du pays. D'une épaisseur moyenne de deux mètres, ils présentent un horizon de surface clair pauvre en matière organique et appauvri chimiquement puis un horizon lessivé plus argileux et enfin un horizon argileux à pédogenèse plus poussée, riche en taches et nodules de fer et manganèse. Ces sols sont en général assez pauvres mais présentent une bonne capacité de rétention en eau grâce au développement des horizons intermédiaires.

Les formations sableuses récentes, les affleurements rocheux non décomposés et les cuirasses latéritiques sont surmontées de sols minéraux bruts ou lithosols présentant un horizon superficiel unique à peine ébauché à inexistant (KALOGA, 1983).

### 3.1.1.5 Le climat

#### 3.1.1.5.1 Origine et nature du climat

Le climat du Burkina Faso est sous la dépendance de deux anticyclones subtropicaux: l'anticyclone de Saint-Hélène localisé dans le golfe de Guinée responsable de la mousson, vent maritime frais et humide de secteur SSO, et l'anticyclone du Sahara qui est à l'origine de l'Harmattan, un vent chaud et sec ENE.

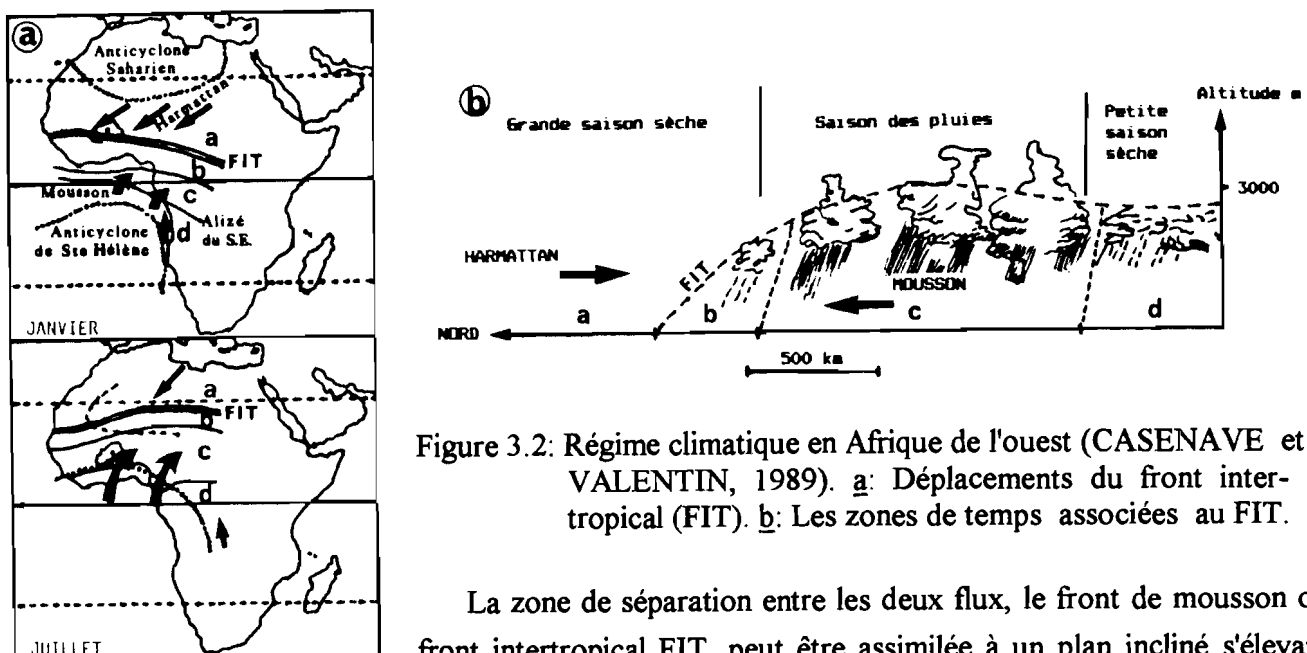


Figure 3.2: Régime climatique en Afrique de l'ouest (CASENAVE et VALENTIN, 1989). a: Déplacements du front intertropical (FIT). b: Les zones de temps associées au FIT.

La zone de séparation entre les deux flux, le front de mousson ou front intertropical FIT, peut être assimilée à un plan incliné s'élevant vers le sud. Cette zone d'affrontement entre les deux masses d'air génère quatre grands types de temps (figure 3.2):

- Au nord du FIT, l'affaiblissement des masses d'air interdit le développement des formations nuageuses: c'est la saison sèche (zone a);

- Au sud du FIT sur 300 à 400 km, la faible épaisseur de la mousson engendre seulement quelques formations nuageuses à l'origine d'orages locaux et élève le degré hygrométrique au sol (zone b);
- Plus au sud, on trouve des lignes de grains ou "tornades" de distribution spatio-temporelle irrégulière s'affaiblissant d'est en ouest;
- Lorsque l'épaisseur de la mousson est maximale les précipitations consistent en averses prolongées à caractère continu;
- Encore plus au sud, on retrouve une masse d'air plus sec d'origine australe, c'est la petite saison sèche équatoriale (CASENAVE et VALENTIN, 1989).

L'oscillation de la zone d'affrontement entre les deux flux au cours de l'année entre la côte du golfe de Guinée en janvier et le sud algérien en août induit une zonation climatique nord-sud. Le Burkina Faso se classe dans la zone de climat tropical sec ou soudanien. On y distingue: une saison sèche de novembre à avril, un régime transitoire alternativement sec et humide d'avril à juin, une saison des pluies de juin à septembre avec une intensité maximale des précipitations en août et enfin un second régime transitoire de septembre à novembre.

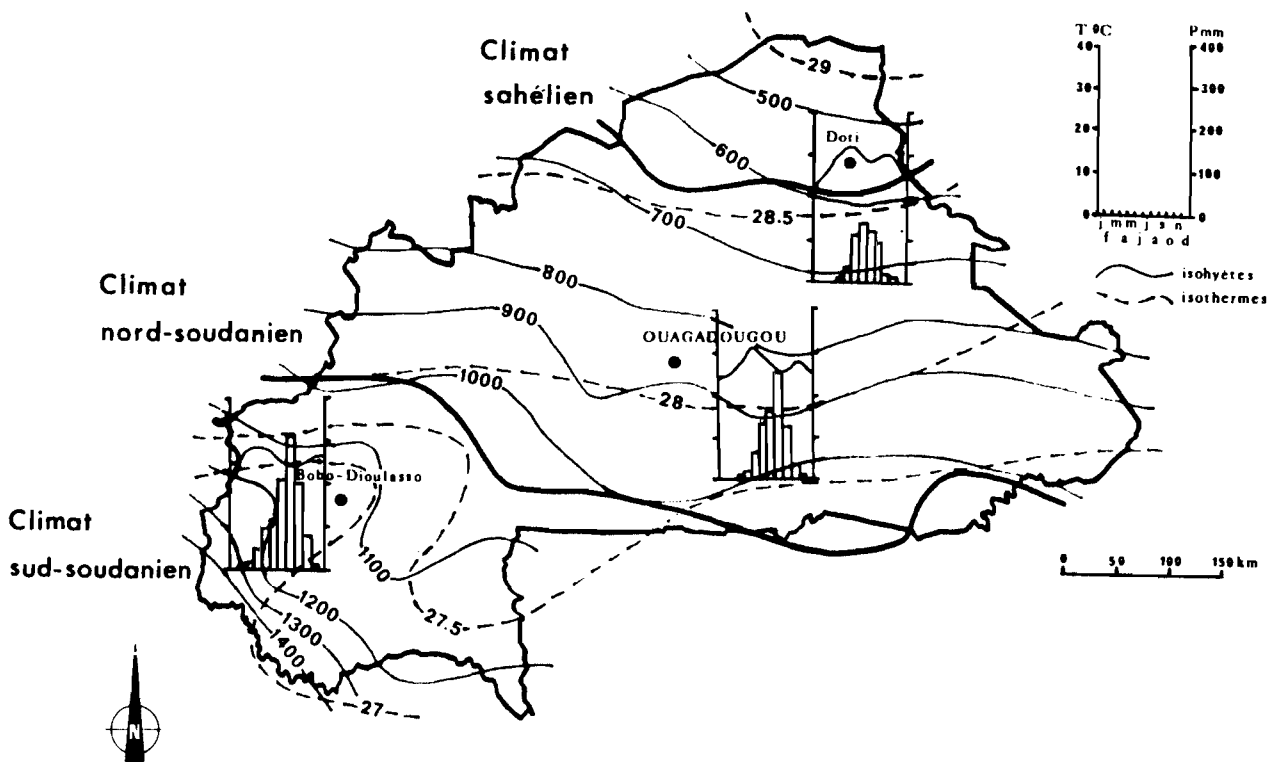


Figure 3.3: Pluviométrie et température au Burkina Faso, les trois grands types climatiques (PEROU et ZALACAIN, 1975).

L'extension en latitude du pays détermine trois sous-types climatiques déterminés par la pluviométrie annuelle (figure 3.3): une zone méridionale humide (plus de 1000 mm) à faible amplitude thermique annuelle, une zone centrale (entre 650 et 1000 mm), une zone septentrionale (moins de 650 mm) caractérisée par sa sécheresse et de fortes variations thermiques. Ces trois zones sont classiquement

dénommées zone sud-soudanienne, zone nord-soudanienne et zone sahélienne.

### 3.1.1.5.2 Les deux saisons

La saison des pluies ou hivernage se décompose en quatre périodes. En avril débutent les premières pluies alors que l'air humide en provenance du sud pénètre par intermittence sur le pays. Il s'agit de lignes de grains orageux se déplaçant généralement d'est en ouest et précédées de tornades sèches. En mai et en juin, le FIT progresse jusqu'à s'installer de façon permanente, les pluies sont encore irrégulières et d'abondance moyenne. En juillet, août et jusqu'à la mi-septembre c'est le coeur de la saison des pluies avec des averses régulières et abondantes. Le FIT repart vers le sud entre la fin septembre et mi-octobre et les pluies se raréfient. La saison des pluies s'achève nettement plus rapidement qu'elle avait débuté, sauf dans la zone sahélienne où les deux périodes transitoires ont des durées semblables.

La saison sèche qui se déroule sur la moitié de l'année est généralement dominée par un soleil implacable et une atmosphère poussiéreuse. L'alizé ou Harmattan, vent provenant du Sahara, renforce la sécheresse de l'air qui peut atteindre ainsi une hygrométrie de 5 à 10 %. Parfois une irruption d'air polaire engendre un ciel couvert ou une faible averse telle la "pluie des mangues" en février ou mars.

Outre les variations latitudinales de la pluviométrie annuelle, on rencontre dans ces régions une assez forte variation inter-annuelle. Sur la période 1953 à 1988, les extrema annuels de la pluviométrie à Ouagadougou sont de 661 et 1142 mm (figure 3.4), pour une moyenne de 818 mm. Cette variabilité croît du sud au nord, en fonction inverse de la pluviométrie annuelle.

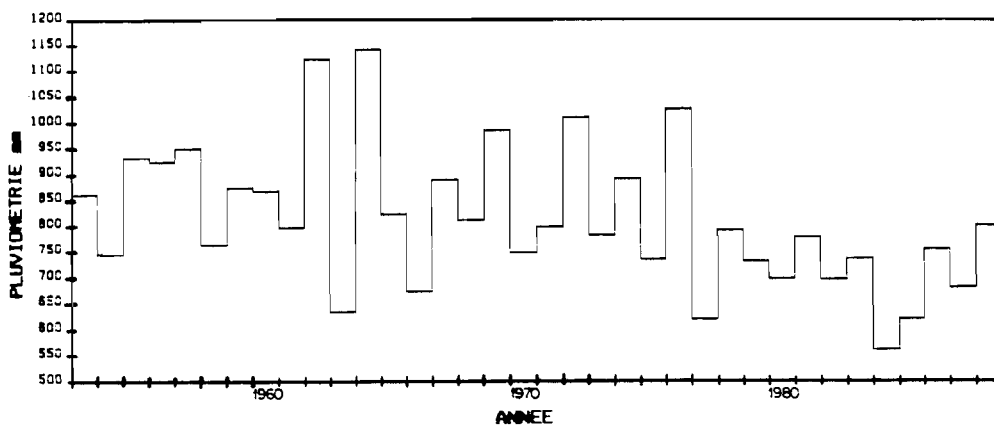


Figure 3.4: Pluviométrie annuelle à Ouagadougou-aérodrome de 1953 à 1988.

L'effet important de cette irrégularité est l'apparition de périodes de sécheresse. La zone sahélienne connaît en effet depuis 1968 une tendance climatique caractérisée par un net déficit pluviométrique dû essentiellement à une concentration exceptionnelle en années sèches et une raréfaction des précipitations journalières de hauteurs supérieures à 40 mm (CASENAVE et VALENTIN, 1989; ELDIN, 1984).



### 3.1.1.5.3 Température et hygrométrie

La variation saisonnière des températures se décompose en deux saisons chaudes et deux saisons où la température s'adoucit, ce qui donne à la courbe de variation annuelle de la température une allure caractéristique en dos de chameau (figure 3.3). La variation journalière est très importante en saison sèche du fait du rayonnement solaire intense et de la sécheresse de l'air. A l'inverse, en saison des pluies, la variation journalière s'atténue.

L'humidité atmosphérique moyenne annuelle décroît des régions subéquatoriales (85 % à Abidjan) à la zone subdésertique (36 % à Tombouctou). A Ouagadougou cette moyenne est de 49 %. Les moyennes mensuelles montrent une oscillation annuelle avec un maximum en août de 80 % et un minimum vers mars avant l'arrivée du FIT de 25 %. Les variations journalières de l'humidité sont importantes. L'humidité est maximale à l'aube et décroît avec l'élévation du soleil. En saison des pluies ces variations sont irrégulières, elles dépendent des averses.

Finalement, les différents éléments climatiques présentés ici nous montrent que le Burkina Faso est sous l'influence d'un climat particulièrement contrasté. L'"été" est très sec, chaud et ensoleillé, souvent assorti d'un vent faible mais brûlant qui crée des conditions évaporatoires intenses. L'hivernage est caractérisé par des précipitations relativement abondantes sous la forme d'averses intermittentes le plus souvent orageuses. Enfin, deux brèves périodes de transition apportent du répit à la chaleur et aux pluies.

### 3.1.1.6 Esquisse hydrologique et hydrogéologique

Le Burkina Faso est un pays plat. A l'exception de la Volta noire, les cours d'eau présentent un écoulement temporaire lié à la longueur de la saison sèche et à la nature particulière des aquifères. Le réseau hydrographique est néanmoins assez développé (figure 3.1). Les bassins hydrologiques sont le plus souvent superposables aux bassins versants hydrogéologiques. Les mares sont nombreuses mais généralement peu profondes, temporaires et sans écoulement.

A l'exception de la province gréseuse, c'est dans le couple socle cristallin-altérites que se trouvent les aquifères. On y distingue trois réservoirs superposés. Les altérites comportent de haut en bas dans les secteurs granito-gneissiques: cuirasse latéritique, altérations argileuses et arènes grenues, sur une épaisseur totale de 10 à 20 m. Dans les régions schisteuses les matériaux sont à dominante argileuse et atteignent 15 à 40 m d'épaisseur. Le réservoir de fissures, zone de transition entre les altérites et la roche saine sous-jacente, est constitué d'éléments rocheux et de produits d'altération parcourus de nombreuses fissures et diaclases ouvertes mais souvent colmatées. Son épaisseur est mal connue mais peut être estimée à 40-50 m dans les formations cristallines. Le réservoir des fractures majeures (plurikilométriques, subverticales, très profondes et jalonnées de zones broyées) est souvent le siège de

circulations d'eaux souterraines. La zone fissurée du socle est aquifère essentiellement dans ses 20 à 30 premiers mètres.

Ces trois réservoirs peuvent chacun contenir des nappes temporaires ou permanentes. Mais on considère généralement qu'il s'agit d'un seul système aquifère bicouche formé d'un réservoir semi-perméable capacitif (les altérites) surmontant un réservoir fissuré captif à fonction essentiellement conductrice. D'un point de vue plus physique cet aquifère est assimilable à la superposition d'un milieu poreux continu et d'un milieu fissuré discontinu, sauf à grande échelle par rapport à la maille de fissuration où on remplace la notion de milieu fissuré par celle de "milieu poreux équivalent" (CEFIGRE, 1985).

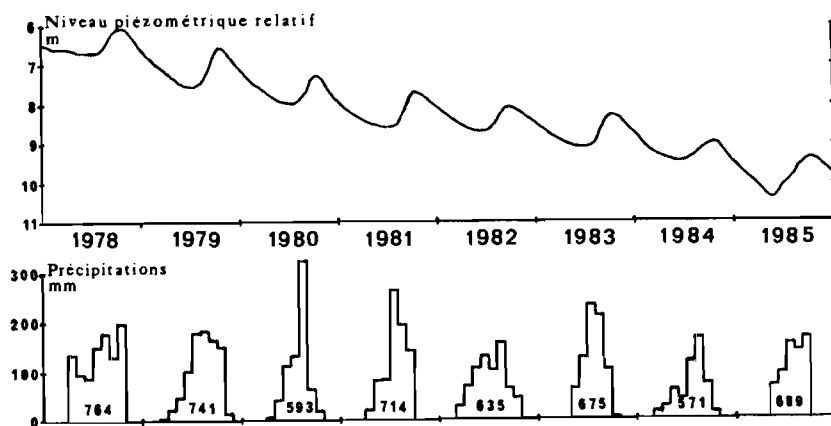


Figure 3.5: Evolution du niveau piézométrique (piézomètre CIEH) et de la pluviométrie mensuelle à Ouagadougou de 1978 à 1985.

Un exemple d'évolution pluriannuelle (1978 à 1985 à Ouagadougou) du niveau piézométrique en relation avec les précipitations mensuelles est donné par la figure 3.5. On constate que l'alimentation de l'aquifère par les pluies de l'hivernage provoque une oscillation saisonnière du niveau à laquelle se superpose une baisse générale. Une reconstitution à l'aide d'un modèle hydrologique global montre que cette évolution est la conséquence d'une série d'années déficitaires en pluie (MARTIN et THIERY, 1986).

### 3.1.2 Les sites

#### **3.1.2.1 Introduction: Barogo et les sites annexes.**

On a choisi 4 sites d'étude répartis entre les trois grandes régions climatiques (cf. 3.1.1.5.1) du Burkina Faso (figure 3.6):

- NAFONA: longitude 4°45'0"W latitude 10°40'50"N altitude 320m
- BAROGO: longitude 0°57'W latitude 12°34'N altitude 280m
- GOUNGHIN: à 7km au nord de Barogo altitude 315m
- KATCHARI: longitude 0°7'20"W latitude 14°31'15"N altitude 270m

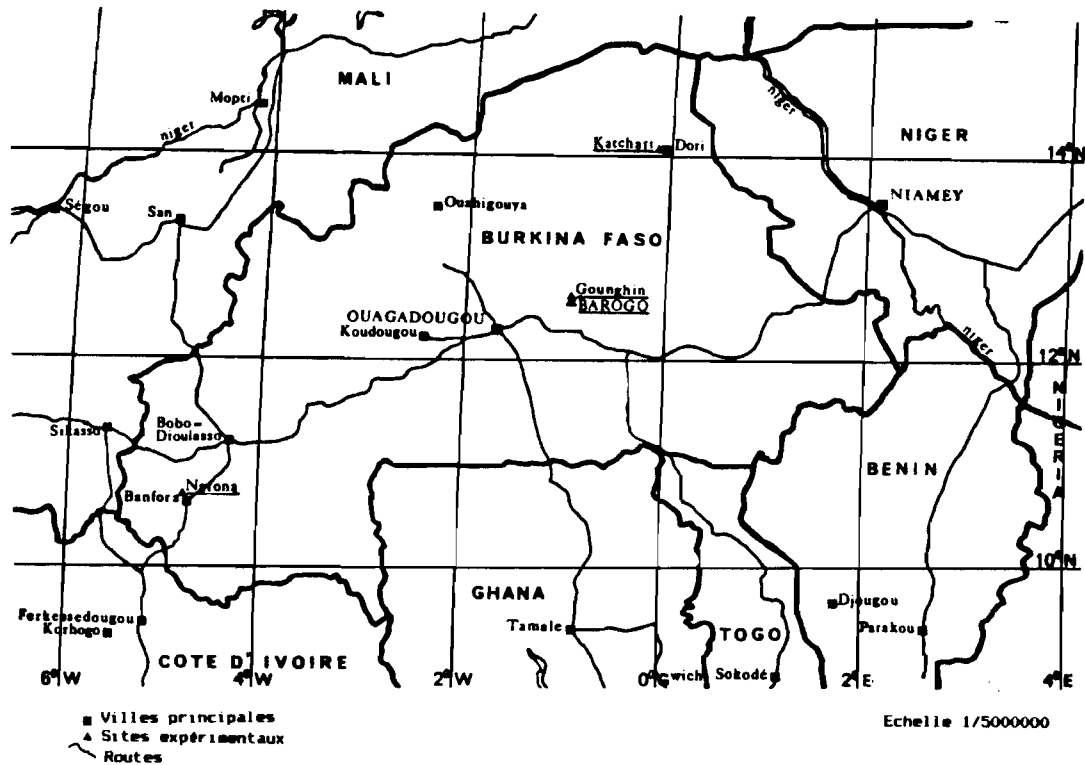


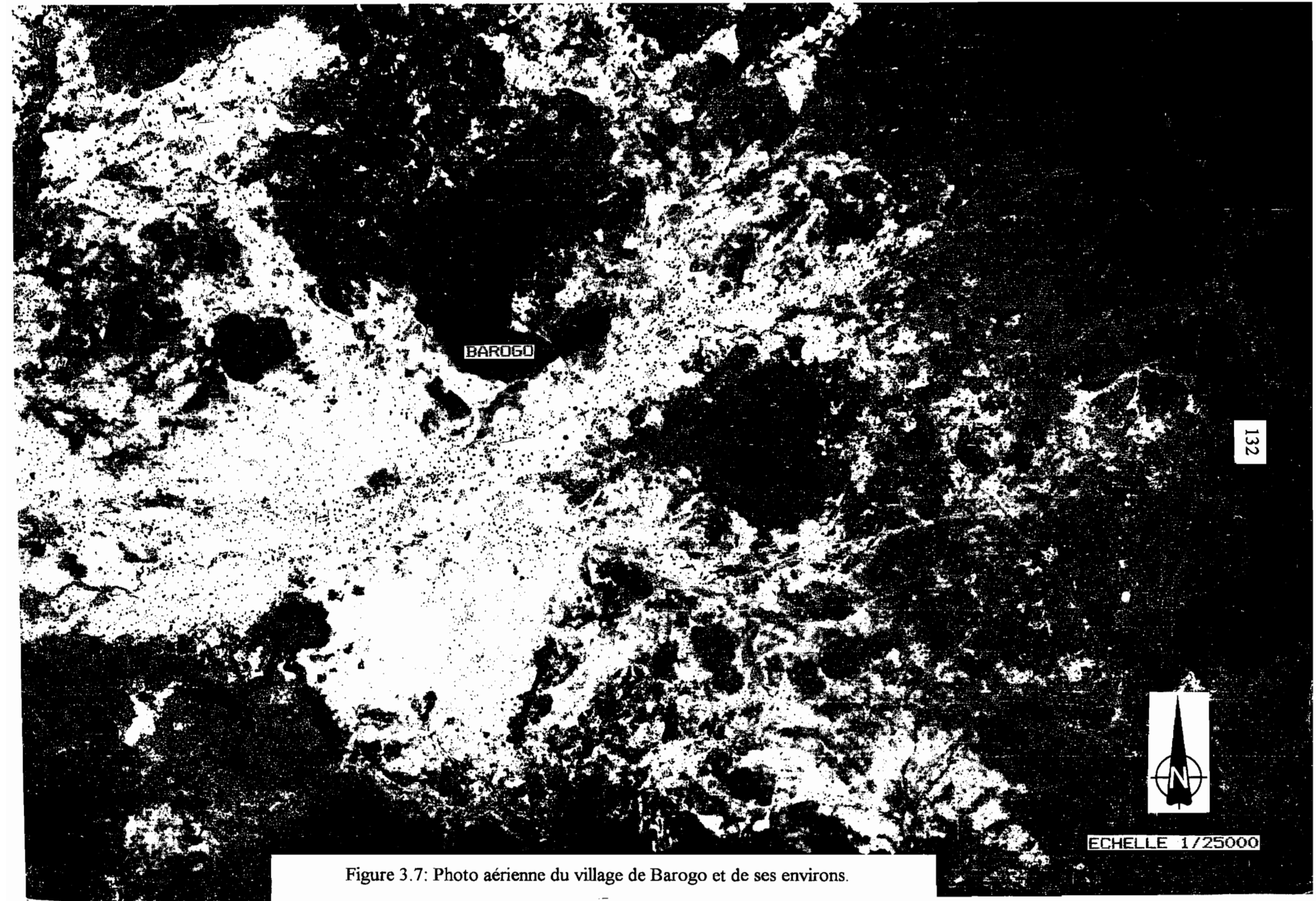
Figure 3.6: Localisation des sites d'étude au Burkina Faso.

L'essentiel des données isotopiques et hydrogéologiques disponibles concerne le site de Barogo qui, depuis 1984, est l'objet d'une étude approfondie avec une étude géophysique mixte (CIEH-BGR, 1987), le projet "Milieux fissurés" sur la recharge naturelle des aquifères de socle au Burkina Faso (BRGM-AQUATER, 1986) et une thèse sur les mécanismes de la recharge naturelle des aquifères à Barogo (MILVILLE, 1990). Ce site, bien équipé et largement étudié, a servi de base à l'étude isotopique. Les sites annexes permettent de mettre en relief l'influence des types pédologiques et des conditions climatiques et hydrologiques locales.

### 3.1.2.2 Barogo

#### 3.1.2.2.1 Introduction

Le bassin versant de Barogo a été défini par MILVILLE (1990). Situé à 67 km à l'E-NE de Ouagadougou (figure 3.6), ce bassin de 6.43 km<sup>2</sup> est situé sur des affleurements birrimien dominés çà et là par des cuirasses latéritiques éocènes (figures 3.7, 3.8 et 3.9).



BAROGO

132



EHELLE 1/25000

Figure 3.7: Photo aérienne du village de Barogo et de ses environs.

La végétation est une savane arbustive clairsemée, nettement plus abondante dans le bas-fond à proximité du marigot. Le tapis herbeux est discontinu, en particulier lorsque le substrat est latéritique. L'intensification de l'érosion accroît les étendues de sol nu. Les cultures, qui peuvent occuper jusqu'à 40 % de la superficie du bassin, sont concentrées dans le bas-fond fertile et humide. Le bétail est assez abondant.

La population de Barogo (éleveurs Peuls sédentarisés et cultivateurs Mossis, 1200 habitants en 1985) est concentrée dans la partie ouest du bassin et se répartit en une centaine de concessions (MILVILLE, 1990).

L'équipement scientifique se répartit sur le bassin versant et dans le bas-fond en aval. Il comporte (figures 3.8 et 3.37) 11 stations neutrotensiométriques permettant les mesures avec un pas de 20 cm jusqu'à 2 m de profondeur ou plus, 4 pluviomètres (stations B, C, G et H), un abri météorologique et 3 parcelles de ruissellement à la station B, une station de jaugeage de crues à l'exutoire endigué, un piézomètre (PM) équipé d'un système d'acquisition (BRGM-MADO), 10 piézomètres simples, et enfin 2 stations automatiques de mesures météorologiques et piézométriques situées en aval de l'exutoire.

On peut y ajouter 4 pompes villageoises, dont une hors service, assurant l'alimentation en eau du bétail et des hommes, ainsi que deux forages BRGM exploités expérimentaux (mis en route en février 1989) situés plus en aval et destinés à la culture irriguée.

#### 3.1.2.2.2 Géologie et morphologie

Le bassin versant de Barogo est situé sur un des sillons birrimien mis en place lors de l'orogénèse éburnéenne.

On trouve illustrées dans les 6 km<sup>2</sup> du bassin les formations caractéristiques birrimiennes (figure 3.9): des tufs volcano-sédimentaires et les métasédiments associés de faciès schisteux localisés dans les zones basses, des roches effusives et pyroclastiques au centre et au sud qui forment des reliefs mous et enfin des intrusions dioritiques et gabbroïques au centre, au nord-est et à l'ouest qui constituent les reliefs les plus élevés.

Les mesures microtectoniques effectuées sur les affleurements rocheux nous donnent une direction moyenne des structures de  $72 \pm 24$  °N, ce qui correspond à l'orientation régionale des sillons birrimiens (cf. 3.1.1.2). Les filons de quartz nombreux et parfois importants (2 à 3 m de puissance) sont de direction plus variable, avec une moyenne de  $97 \pm 41$  °N. La fracturation du soubassement rocheux est importante et aisément visible sur les photographies aériennes et les images satellitaires (MILVILLE, 1990; CIEH-BGR, 1987; BRGM-AQUATER, 1986) mais la pénépléation a gommé toute évidence de terrain de faille au rejet important.

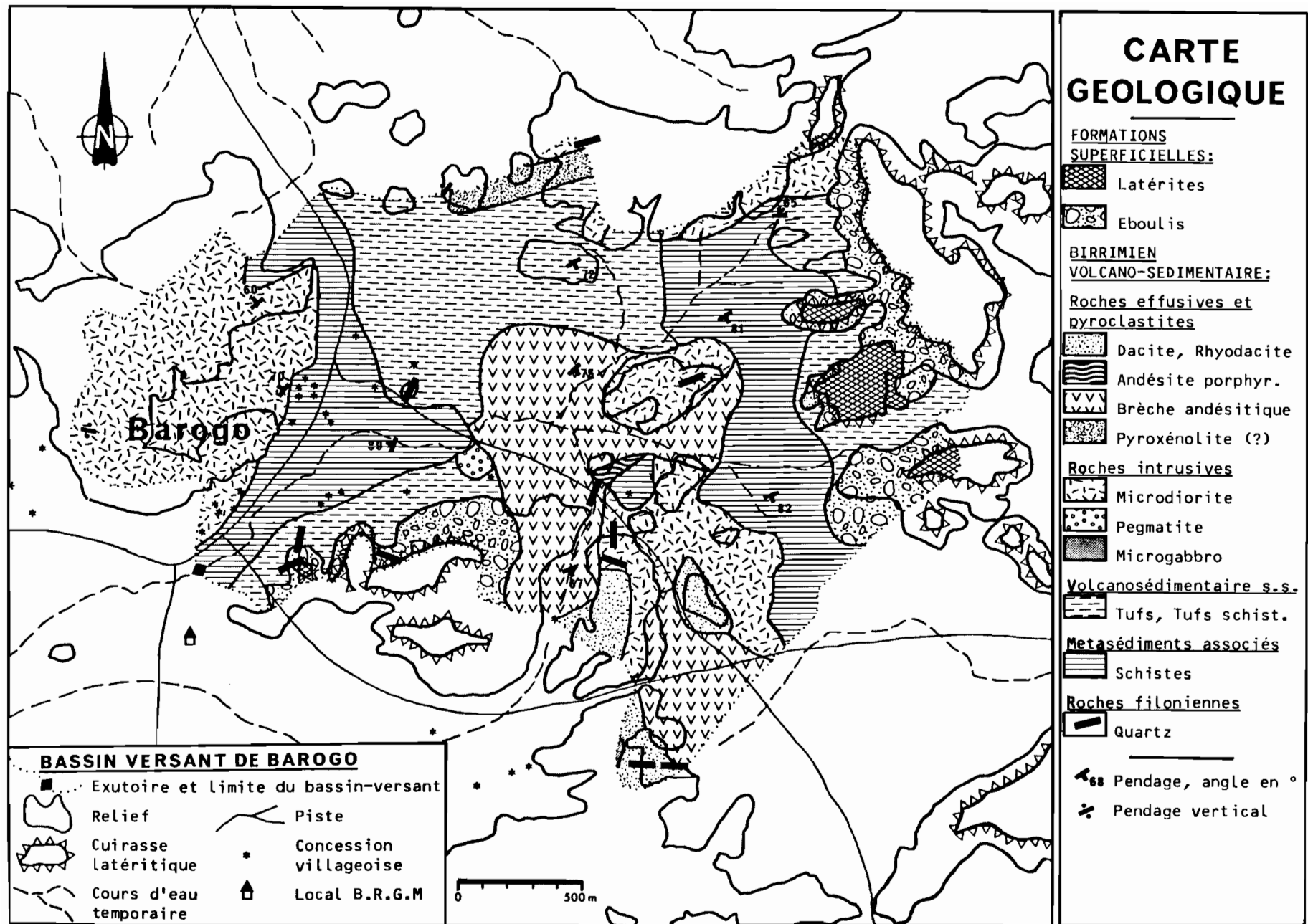


Figure 3.9: Carte géologique du bassin-versant de Barogo.

L'épaisseur de la tranche altérée est variable: nulle au droit des reliefs rocheux, elle atteint et dépasse 20 m dans le bas-fond au voisinage de l'exutoire. L'altération développée sur ces schistes et roches basiques est essentiellement argileuse.

Le bassin versant est bordé au centre-sud et à l'est par deux plateaux latéritiques allongés qui recouvrent de leurs tabulae et éboulis le substratum birrimien de tufs et schistes. Les flancs nord et ouest sont occupés par des collines rocheuses pouvant atteindre 80 m de hauteur. La zone de bas-fond centrale présente une pente générale faible et inclinée vers l'O-SO qui détermine l'écoulement d'un marigot intermittent qui se jette dans la Volta blanche plus à l'ouest.

### 3.1.2.2.3 Pédologie

Une bonne connaissance du sol (granulométrie, composition chimique et minéralogique) est utile pour localiser les limites entre horizons et, de façon plus générale, pour déterminer ses caractéristiques en rapport avec les mouvements de l'eau et des isotopes. Les aspects plus physiques comme la densité apparente sèche ou la porosité totale sont traités au chapitre 2.2.1.1.

On a fait réaliser au BRGM les études suivantes sur le sol de la station B à Barogo, de la surface à la profondeur de 3.15 m (tableau 3.1):

- Analyse multiélémentaire par ICP (Induced Coupled Plasma) avec une précision de 5 % sur les éléments majeurs et de 10 % sur les traces (figures 3.10-a, b, c);

- Dosage du carbone organique total à partir d'une pyrolyse Rock-Eval (réalisé à l'Université d'Orléans), précision de 10 % (figure 3.10-d);

- Analyse granulométrique par tamisage sur la fraction supérieure à 40  $\mu\text{m}$  et par granulométrie laser sur la fraction 0-60  $\mu\text{m}$  pour les fractions suivantes: argiles 0-2  $\mu\text{m}$ , limons fins 2-20  $\mu\text{m}$ , limons grossiers 20-50  $\mu\text{m}$ , sables fins 50-250  $\mu\text{m}$ , sables grossiers et éléments grossiers >250  $\mu\text{m}$  (figures 3.11 et 3.12);

- Etude minéralogique semi-quantitative par diffractométrie de rayons X, avec préparation de lames spécifiques à la caractérisation de la phase argileuse (figure 3.13).

A ces études de laboratoire s'ajoutent les observations de terrain à l'occasion en particulier des prélèvements de sol à la tarière.

ANALYSE MULTIELEMENTAIRE PAR ICP

Prof.cm	PF%	SiO2%	Al2X%	Fe2X%	CaO%	MgO%	K2O%	MnO%	TiO2%	P2O5%	Li ppm	B ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm
1																	
4	6.38	70.5	11.5	8.7	1.4	*	.5	.14	1.39	.695	*	62	188	68	13	33	50
6																	
10	6.85	67.3	12.7	11.4	1.3	*	.8	.18	1.52	.736	*	52	231	83	16	32	60
15																	
20	6.1	66.6	11.7	13.9	1.1	*	.7	.22	1.69	.724	*	52	269	92	17	27	56
30																	
40	6.35	66.8	13.1	14.3	1.2	*	.9	.22	1.7	.752	21	56	279	101	19	34	59
50																	
60	6.8	66.9	15.4	11.8	1.5	*	1	.17	1.46	.666	15	56	240	99	17	41	70
80	6.48	66.2	14.6	10.4	1.6	*	1.1	.16	1.32	.588	15	56	220	91	19	41	57
120	7.57	64.5	16.9	11.9	1.1	*	1.1	.18	1.48	.582	17	47	240	90	18	43	70
170	7.27	65.2	16.2	10.8	1.3	*	1.1	.12	1.45	.544	*	50	226	88	15	42	60
240	7.15	59	14.7	19.9	1	*	.8	.45	.94	.664	10	38	377	143	31	46	72
315	6	61.8	14.7	11.2	1.5	4.5	*	.27	.8	.616	37	24	219	175	31	105	101
Seuil det	.05	1	1	1	1	1	.5	.01	.01	.01	10	10	10	10	5	10	5

(1)Perte au feu sur l'échantillon étuvé à 105°C - (2)Eléments majeurs exprimés en oxydes - \*:Teneur inférieure au seuil de détection - Non expri

C.O.T<sup>(3)</sup>

ANALYSE MINERALOGIQUE PAR D

Prof.cm	Zn ppm	As ppm	Sr ppm	Y ppm	Nb ppm	Ag ppm	Cd ppm	Ba ppm	La ppm	Ce ppm	Pb ppm	Zr ppm	COT%	Quartz	Plagiocl	Dolomite	Goethite
1																	
4	69	171	121	21	25	*	2	271	22	45	20	565	.86	35	*	**	**
6																	
10	91	93	104	23	25	*	2	286	30	51	19	478	.85				
15																	
20	88	86	105	24	25	*	*	312	33	52	20	482	.81				
30																	
40	90	78	103	26	27	.2	2	319	37	56	20	481	.85	35	*		*
50																	
60	96	72	131	25	30	*	2	344	40	63	21	543	.47				
80	119	69	133	24	27	*	3	340	46	60	36	453	.29				
120	167	54	93	28	31	*	3	332	29	59	70	420	.34	25	*5		*
170	113	69	107	28	29	*	3	324	31	60	34	443	.17				
240	100	105	74	24	23	*	2	507	25	78	17	277	.05	22	*		15
315	258	39	83	20	*	1.7	5	121	*	28	70	165	.02				
Seuil det	5	20	5	20	20	.2	2	10	20	10	10	20					

més car teneurs inférieures à la limite de détection (ppm):Be(2),Mo(5),Sn(10),Sb(10),W(10),Bi(10).

(3)Carbone organique total \*\*:Trace - \*

IFFRACTOMETRIE RX (teneur%)

ANALYSE GRANULOMETRIQUE%(classes µm)

Prof.cm	Si amorp	HydroxFe	Hématite	Mica	Talc	Illite	Smectite	Kaol	>1000	500-1000	250-500	125-250	50-125	20-50	2-20	0.2-2	<0.2
1																	
4	11	p				15	12	15									
6																	
10									.49	.95	1.56	3.17	40.69	12.88	32.59	7.27	.39
15																	
20									8.65	4.86	5.81	6.03	15.08	7.92	42.72	8.63	.3
30																	
40	p	p	*	**		16	15	17	7.53	4.48	5.71	6.44	14.93	7.14	45.1	8.36	.31
50																	
60									2.85	2.96	3.77	4.85	14.82	5.86	51.34	13.24	.3
80									8.76	5.22	6.65	7.5	17.35	4.17	40.37	9.77	.22
120	p	p	*	p		18	18	20	1.37	.83	1.58	3.29	15.95	4.08	58.74	13.86	.31
170									5.11	1.76	2.21	2.75	9.53	8.95	60.94	8.65	.1
240	3p	p	*	**	p	15	25	10	7.46	5.93	7.34	7.19	10.87	6.29	44.87	9.64	.41
315									20	11.85	14.21	12.92	9.17	1.1	24.44	6.21	.1

:infra-trace - p:present

Tableau 3.1: Résultats des analyses du sol de la station B, Barogo.



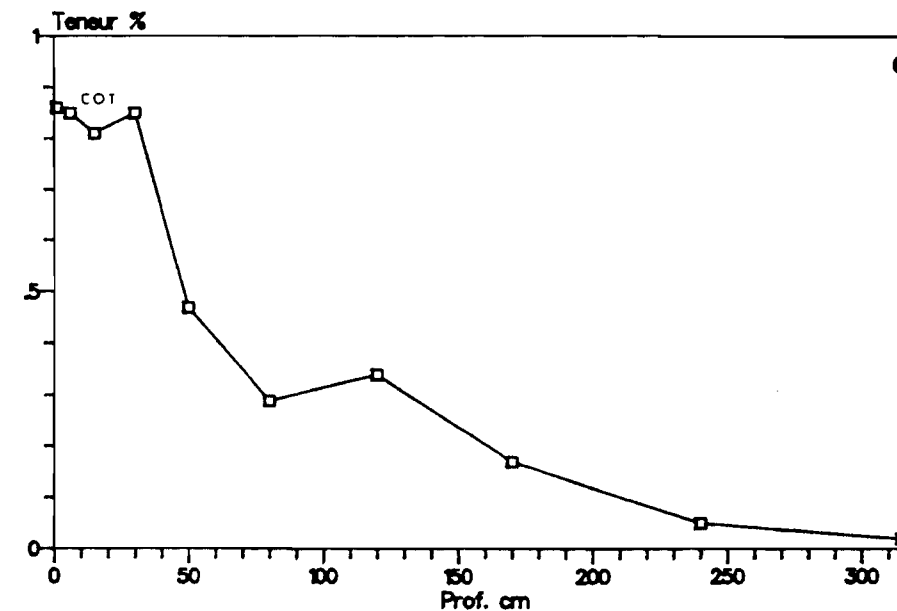
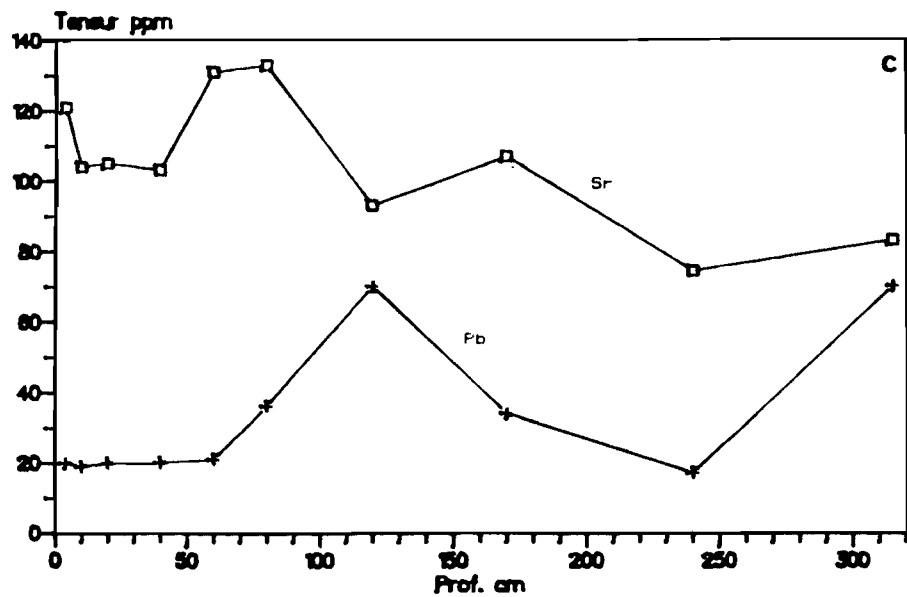
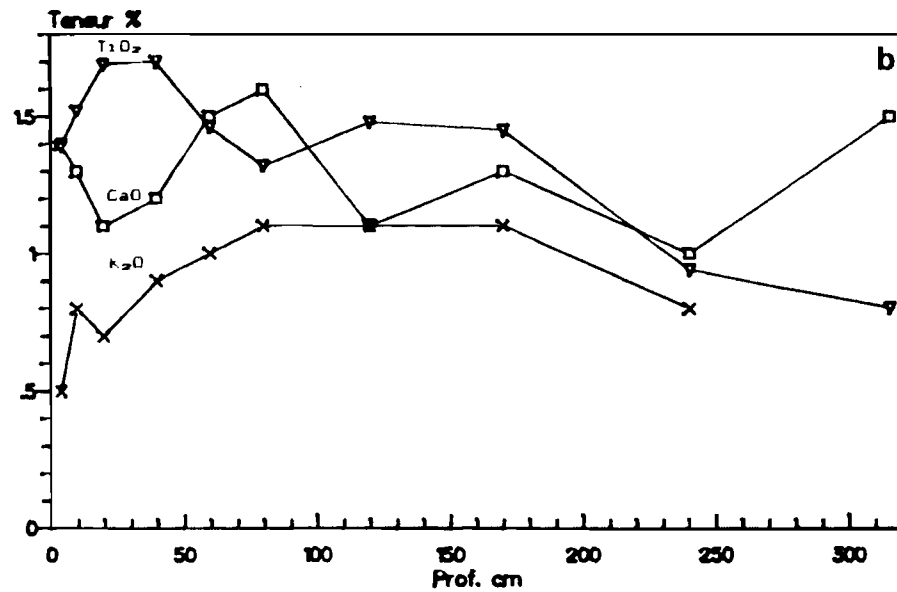
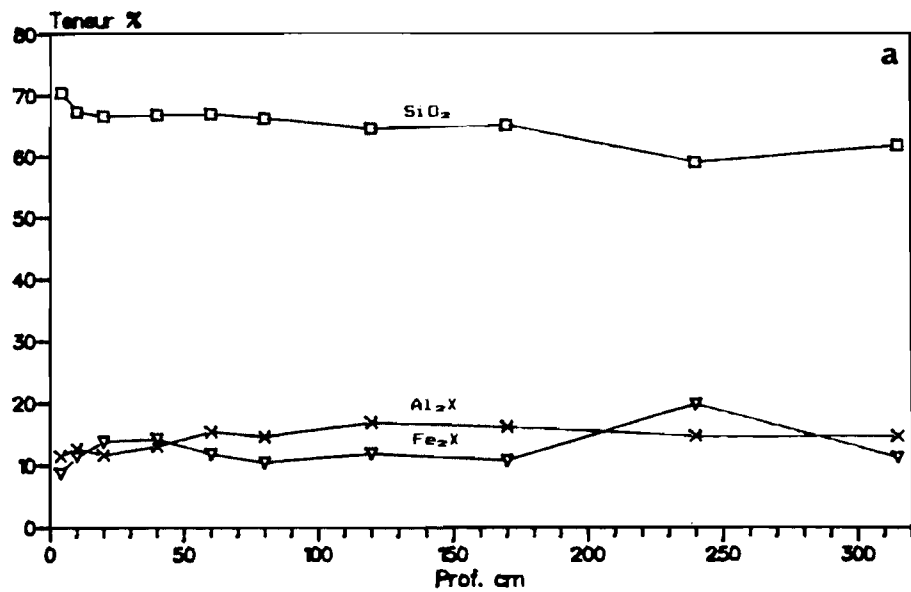


Figure 3.10: Composition chimique du sol de la station B. a. Si, Al et Fe. b. Ca, K et Ti. c. Sr et Pb. d. Carbone organique total.

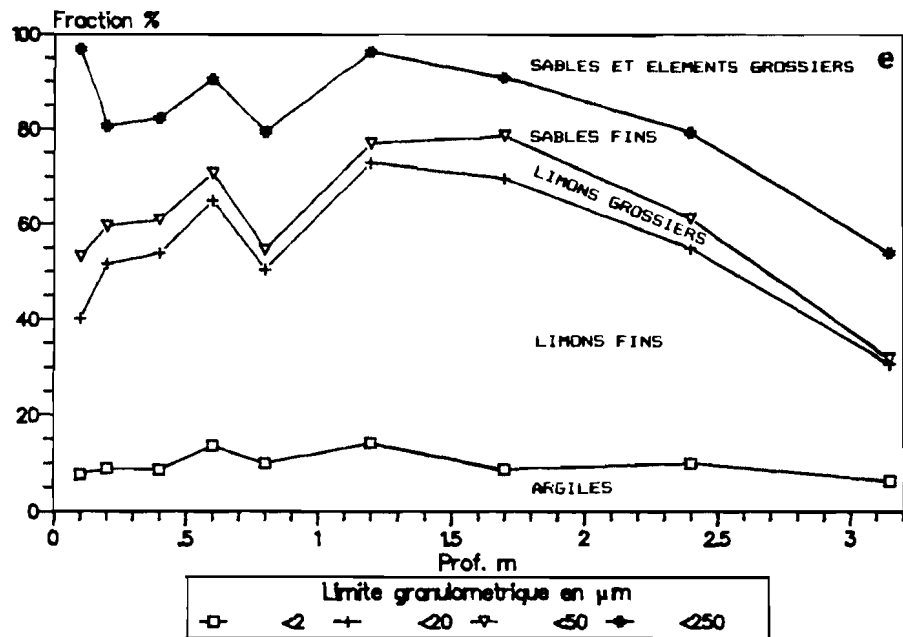


Figure 3.11: Composition granulométrique du sol de la station B.

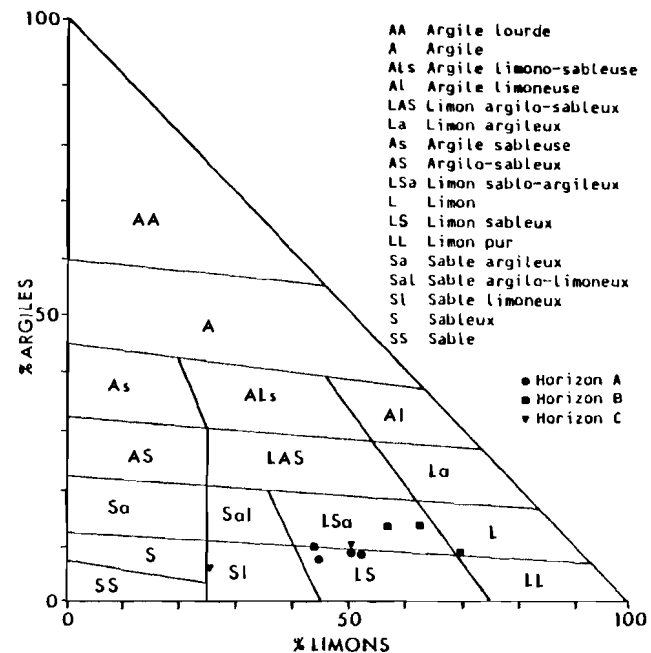


Figure 3.12: Diagramme triangulaire de texture du sol de la station B pour les trois horizons.

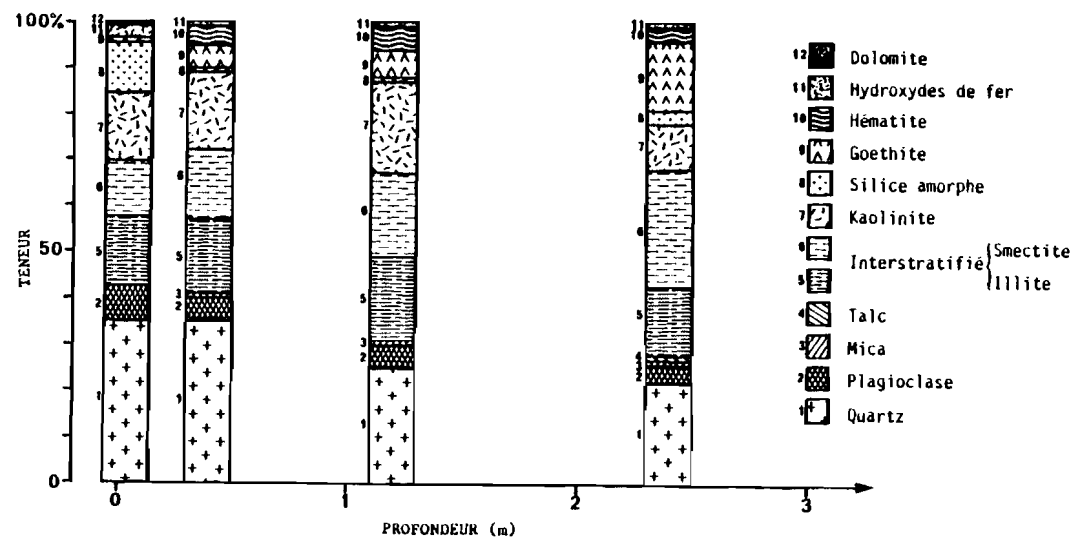


Figure 3.13: Composition minéralogique du sol de la station B aux quatre profondeurs de prélèvement.

On propose comme interprétation de ces données et observations le profil pédologique suivant (figure 3.14):

- **HORIZON A1:** horizon de surface brun, très faiblement humifère, à structure granuleuse et texture de limon sableux (figure 3.12). Un phénomène d'appauvrissement par évacuation partielle des fractions fines avec l'érosion sélective se traduit par une diminution des fractions argile et limon fin ainsi que de la teneur en oxydes et hydroxydes de Fe, dont la granulométrie est généralement inférieure à 2  $\mu\text{m}$  (figure 3.11). La baisse de la teneur en interstratifié smectite-illite R0 est d'ailleurs plus sensible que pour la kaolinite de granulométrie généralement plus grossière. Au total les fractions minérales et granulométriques inertes s'accumulent de façon relative au sommet du profil (F. LELONG, communication personnelle). A l'appauvrissement s'ajoute le phénomène de lixiviation, entraînement des éléments dissous par l'eau circulante. Ici la majorité des éléments voient leurs teneurs en baisse, à l'exception notable de Ca qui est immobilisé sous forme de dolomite  $(\text{Ca},\text{Mg})(\text{CO}_3)_2$  et de Si qui forme des gels insolubles précipités en surface par l'évaporation (ce sol a été échantillonné en fin de saison sèche le 24 avril 1989).

- **HORIZON A2:** horizon lessivé brun peu structuré, texture de limon sableux. L'appauvrissement affecte également cet horizon alors que la lixiviation se manifeste par une baisse des teneurs en alcalino-terreux (ainsi que Ni, Pb, Z et La) et un enrichissement relatif en Ti et V, éléments présents le plus souvent sous forme de minéraux denses peu altérables (figure 3.10-b). Une conséquence de la lixiviation et de l'appauvrissement dans l'horizon A est l'enrichissement relatif en silice par rapport aux horizons B et C (figure 3.10-a).

- **HORIZON B:** horizon brun à pédogenèse poussée, riche en concrétions ferro-manganésifères, bariolage brun-rougeâtre, structure polyédrique, texture de limon sablo-argileux (figure 3.12). La kaolinite est ici plus abondante et permet de supposer la présence d'un phénomène de dégradation des argiles 2:1 (ici R0) qui perdent leur silice pour se transformer en kaolinite (figure 3.13). L'horizon B1 est enrichi en alcalino-terreux par fixation sur les minéraux argileux, c'est un effet caractéristique de l'illuviation (figures 3.10-b et c). B2 est enrichi en K, Ti, Zn et Pb et présente une teneur importante en limons fins liés à la kaolinite. On constate un excès local en sables et éléments grossiers à 80 cm (figure 3.11) qui correspond à une "stone line" ayant quelquefois interrompu nos forages à la tarière.

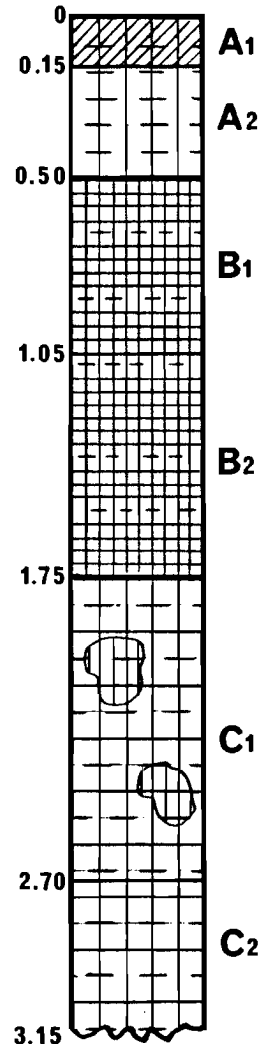


Figure 3.14: Profil pédologique à la station B de Barogo.

- **HORIZON C:** schiste très altéré, couleur ocre-jaune avec bariolage, texture de limon sablo-argileux à sable limoneux. Les minéraux primaires résiduels sont le quartz, le mica, le talc et les feldspaths. L'illite provient de la muscovite qui s'hydrate et perd son potassium. L'illite échange une partie de son aluminium contre du silicium et se transforme en smectite, ce qui donne l'interstratifié R0. La kaolinite qui est une étape ultérieure de la dégradation des minéraux phylliteux est ici moins abondante (figure 3.13). C1 est un horizon riche en Fe et Mn. C2, qui présente une granulométrie plus grossière que le reste du profil, est plus riche en Mg contenu dans le talc  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$  et en Li, élément très mobile (tableau 3.1).

Remarque: La teneur en As est anormale sur tout le profil (39 à 171 ppm., tableau 1) si on la compare aux teneurs moyennes habituellement rencontrées dans les sols (7 ppm.). Il est fort probable que cet arsenic provienne du désherbant utilisé dans le cadre de notre étude.

Il s'agit donc d'un sol ferrugineux tropical habituel dans ces paysages de savane (DUCHAUFOR, 1983). On retiendra les points suivants:

- La faible teneur en matière organique, ce qui rend son effet éventuel sur la composition isotopique de l'eau tout à fait négligeable;
- Une relative homogénéité verticale avec néanmoins une discontinuité importante entre les horizons B et C vers 1.75 m qui aura probablement quelque effet sur les transferts d'eau;
- L'abondance des minéraux argileux (teneur de 42 à 56 %), et en particulier d'argile gonflante (smectite, avec une teneur de 12 à 25 %) aux propriétés structurales et texturales particulières.

La variabilité spatiale des sols à Barogo semble importante mais il est difficile de donner un aperçu global de celle-ci. On a pu remarquer des variations dans l'épaisseur et la nature des horizons décrits ci-dessus, l'existence de tendances locales à l'hydromorphie temporaire dans l'axe du bas-fond, un horizon sédimentaire aquifère riche en graviers à proximité du marigot ou enfin la présence en sub-surface de blocs rocheux anguleux.

#### 3.1.2.2.4 Climatologie

Le village de Barogo se trouve dans la zone climatique nord-soudanienne sur l'isohyète 800 mm et entre les isothermes 28 à 28.5 °C (figures 3.3 et 3.6). Les caractéristiques des variations mensuelles et journalières de l'humidité relative et de la température de l'air sont présentées au chapitre 3.2.1.1.

Le régime pluviométrique annuel est illustré à l'échelle mensuelle par une courbe en forme de cloche nettement dissymétrique (figure 3.15). Les premières pluies arrivent en mars, la saison commence vraiment en mai, culmine en août et se termine brutalement en octobre. Cette dissymétrie est

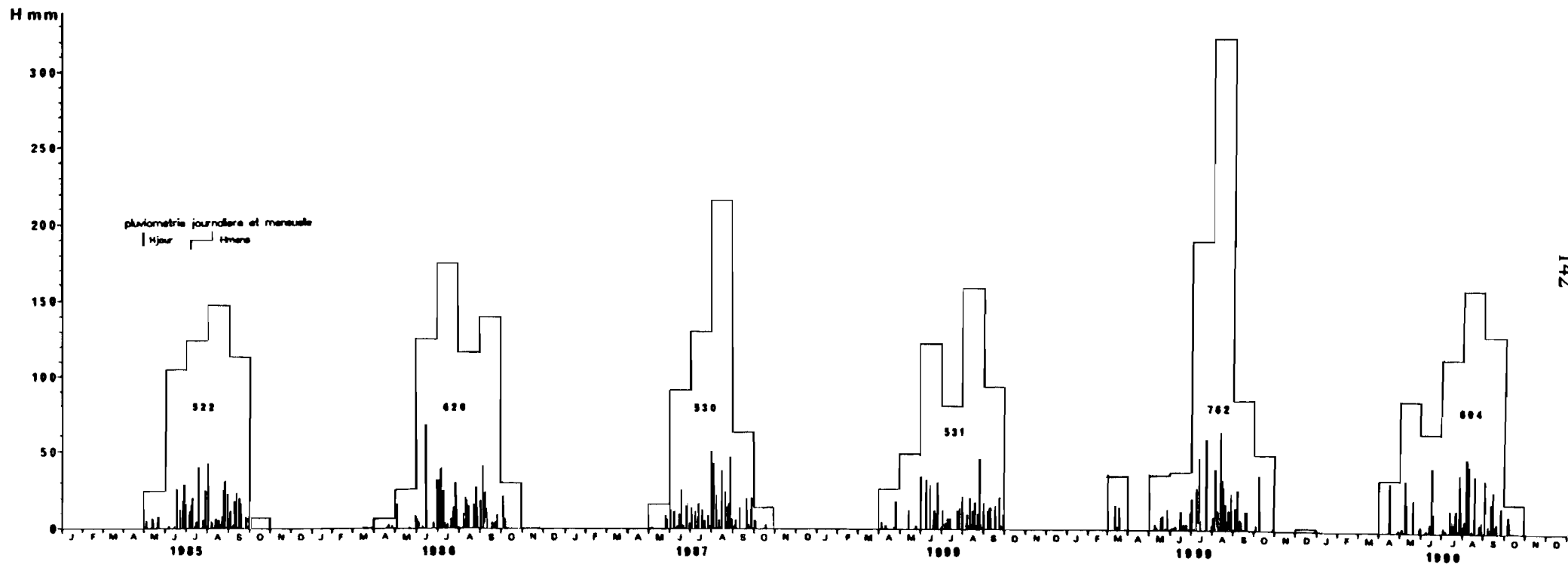


Figure 3.15: Précipitations journalières et mensuelles à Barogo (station automatique BRGM-AQUATER) de 1985 à 1990.

due à la progression vers le nord du FIT, plus lente que son retrait. La variation inter-annuelle est assez importante. Elle se traduit par des mois déficitaires (comme août 1986 ou juillet 1988), par des pluies précoces (mars 1989), ou enfin des mois excédentaires (août 1989). Les précipitations journalières atteignent au maximum une hauteur de 70 mm mais 65 % des valeurs sont inférieures à 10 mm. Les pluies annuelles de cette période sont comprises dans une fourchette de 520 à 760 mm alors que la moyenne à Ouagadougou de 1953 à 1988 est de 820 mm. On se trouve donc bien dans le contexte de relative sécheresse qui affecte ces régions depuis 1977 (cf. 3.1.1.5.2).

#### 3.1.2.2.5 Hydrologie

La thèse de MILVILLE (1990) sur Barogo présente l'étude du ruissellement, de l'infiltration de l'eau dans la zone superficielle des altérites et une modélisation hydrologique globale pluie-zone non saturée-débit-niveau. On en retiendra ici les aspects en rapport avec notre étude isotopique.

Le ruissellement a été étudié à l'échelle de la parcelle et du bassin versant. Il est caractérisé par la pluie d'imbibition en deçà de laquelle le ruissellement est nul et le coefficient de ruissellement CR, rapport entre la lame d'eau ruissellée et la hauteur de pluie précipitée. On remarque à l'échelle du bassin versant que l'écoulement du marigot est consécutif à une ou plusieurs averses et est très soudain et intense avec un temps de montée de crue souvent inférieur à 1 h et un temps de décrue de quelques heures. L'établissement des hydrogrammes de crues (relations débit-temps) permet une évaluation du volume écoulé, et donc du CR du bassin qui varie ici de 0 à 0.183 avec une moyenne de 0.063. La pluie d'imbibition est de 10 mm environ. La différence importante entre les CR déterminés à l'échelle de la parcelle (0.23 sur sol en herbe à 0.39 sur sol imperméable) et celle du bassin est à mettre sur le compte de l'action des micro-reliefs qui ont un rôle important d'interception.

Le suivi métrologique de la zone non saturée concerne la teneur en eau et le potentiel hydrique. Des expériences de drainage interne (infiltration forcée d'une lame d'eau de plus de 200 mm) ont permis de déterminer les relations caractéristiques du sol (station E): pression-humidité  $h(\theta)$  et perméabilité-humidité  $k(\theta)$ . Ces relations sont caractérisées par des pentes très fortes dues à la "porosité efficace" très faible de ces sols fins riches en minéraux argileux. La perméabilité à saturation est relativement faible, soit  $10^{-6}$  à  $10^{-7}$  m.s<sup>-1</sup>.

L'étude de l'infiltration sur les onze stations en 1987 et 1988 a montré une variation spatiale importante même à l'échelle métrique. Il semblerait que ce soit dû aux micro-reliefs qui permettent une infiltration retardée et localisée. La recharge annuelle évaluée par bilan d'eau est comprise entre 8 et 80 mm, alors que l'évapotranspiration représente 230 à 300 mm par an.

Une modélisation de la zone non saturée à la station E par le modèle MERINOS (THIERY, 1990) jusqu'à la profondeur de 2 m a permis de montrer que la variation de stock annuel était faible, soit +2 à +8 mm. Le premier stade évaporatoire (cf. 1.1.2.3) dure un mois, avec une évaporation de 1 mm par jour, et que le deuxième stade dure 6 mois, avec 0.07 mm en moyenne par jour. Le fait que le plan de

flux nul ne dépasse jamais la profondeur de 0.8 m suggère qu'il n'y a pas de reprise évaporatoire sous cette profondeur et donc a fortiori à la nappe qui se trouve à plus de 10 m de profondeur

Bilan hydrologique (en mm)	Moyenne 1953-1988	Moyenne 1985-1988
Pluie	720	551
Ruissellement	55	29
Evapotranspiration réelle	558	475
Recharge	107	47

Tableau 3.2: Evaluation du bilan hydrologique sur le bassin-versant de Barogo par modélisation globale (MILVILLE, 1990).

Une modélisation hydrologique globale appliquée au bassin versant a conduit à l'évaluation du bilan sur la période 1953-1988 (tableau 3.2). On remarque l'influence de la sécheresse de ces dernières années qui provoque une diminution de tous les termes du bilan, l'effet le plus marqué concernant la recharge. On constate également que l'ETR est l'élément dominant des pertes en eau, et représente environ 80 % du volume des pluies.

#### 3.1.2.2.6 L'aquifère

Une vingtaine de forages ont été réalisés sur ce site, dans le bassin versant et sur quelques kilomètres en aval à l'O-SO au voisinage du marigot (figures 3.8 et 3.37). La figure 3.36 présente les caractéristiques des 8 ouvrages les plus en amont qui se répartissent sur 600 m de part et d'autre de l'exutoire du bassin versant.

Le niveau piézométrique est généralement situé dans la tranche non altérée, schistes ou amphibolites. L'examen de la fracturation, des pompages d'essai et des niveaux statiques permet de considérer l'aquifère comme un milieu continu présentant un écoulement d'E-NE à O-SO, avec un gradient hydraulique du niveau de base d'environ  $9 \cdot 10^{-3}$ .

Les transmissivités déterminées par des pompages d'essai de longue durée sont comprises entre  $7 \cdot 10^{-5}$  et  $2.3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et montrent une tendance à diminuer vers l'aval. Ces considérations ne prennent en compte que le domaine fracturé, de part les critères d'implantation des forages, et ignorent donc les domaines peu fracturés de l'aquifère (MILVILLE, 1990).

Le niveau piézométrique (illustré par une chronique au forage PM, figure 3.16) présente dès juin ou juillet à l'occasion de pluies concentrées (LELONG, 1964) une remontée d'une amplitude de 4 à 9 m qui traduit une réaction rapide à l'infiltration. En septembre, alors que la saison des pluies se termine, le niveau décroît grâce à l'écoulement souterrain. L'examen de la chronique piézométrique plus longue dont on dispose au piézomètre MF1 plus en aval montre une tendance générale à la baisse du niveau piézométrique moyen en relation avec la sécheresse (cf. 3.1.1.6).

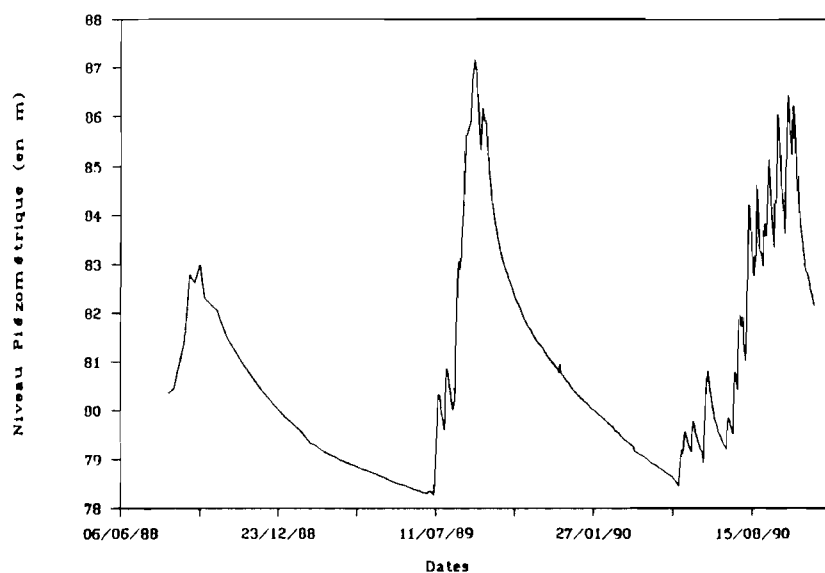


Figure 3.16: Variation du niveau piézométrique à Barogo (piézomètre PM) d'août 1988 à novembre 1990.

### 3.1.2.3 Gounghin, Nafona et Katchari

Les trois sites annexes ont été choisis essentiellement sur les critères suivants: sol nu, texture du sol, proximité d'un forage, profondeur du niveau statique et type de climat. Le tableau 3.3 résume ces critères ainsi que d'autres caractéristiques utiles.

	BAROGO	GOUNGHIN	KATCHARI	NAFONA
Type de climat	nord-soudanien		sahélien	sud-soudan.
Température <sup>(1)</sup> , °C	28.2		29	27
Humidité relative <sup>(1)</sup> , %	50.1		45.5	54.6
Durée d'insolation <sup>(1)</sup> , h	8.4		9.3	7.9
Pluviométrie <sup>(1)</sup> , mm	831		536	1108
Texture du sol	limon sabro-argileux	limon argileux	sable argileux	argilo- sableux
Nature du substrat	schiste	amphibolite	tonalite	schiste Qz
Géomorphologie	marigot	marigot	marigot	interfluve
Forage <sup>(3)</sup>	PM (Pi)	714.2 (Pm)	NIII3 (Pi)	SIII1 (Pi)
Profondeur altérites, m	14	27	38	40
Niveau statique/surface, m	19.3	5.2	27.3	8.3
Variation NS en 1985, m	2.1 <sup>(2)</sup>	-	2.3	9.5
Débit, m <sup>3</sup> /h	10.8	0.6	0.2	3.2
Profondeur venues d'eau, m	24-39	30-68	63-66	35-52

<sup>(1)</sup> Moyennes annuelles 1953-1985 aux stations synoptiques voisines des sites: Ouagadougou pour Barogo et Gounghin, Dori pour Katchari et Banfora pour Nafona (sauf la pluviométrie mesurée à Bobo-dioulasso).

<sup>(2)</sup> Mesure au piézomètre MF1.

<sup>(3)</sup> Pi: piézomètre, Pm: Pompe manuelle

Tableau 3.3: Caractéristiques climatiques et hydrogéologiques des sites étudiés au Burkina Faso.



Gounghin est un village d'importance moyenne proche de Barogo. Le niveau statique est peu profond (5.2 m au coeur de la saison-sèche 1984). Cette faible profondeur de la nappe est attestée par des puits traditionnels pérennes. On considère enfin que les données climatiques de Barogo sont transposables à ce site.

Le village de Nafona se situe au sud du Burkina Faso, dans la région la plus humide du pays. Le sol sableux en surface devient plus argileux à partir de 1 m de profondeur. Les fortes variations du niveau statique suggèrent une recharge importante de l'aquifère.

Katchari est un village de la zone sahélienne caractérisée par sa végétation clairsemée et son aridité. La culture pluviale s'y pratique néanmoins à l'occasion des saisons humides brèves et irrégulières. Ces particularités climatiques ainsi que la nature sableuse du sol ont motivé le choix de ce site où on pense mettre en évidence une évaporation intense de l'eau du sol pendant la saison sèche. La présence de puits temporaires près du marigot atteste de l'existence occasionnelle d'une nappe superficielle, le sol sableux devenant plus argileux à partir de 3 à 4 m de profondeur.

### **3.2 RESULTATS ET INTERPRETATION**

Remarques: Les chapitres suivants présentent les données climatiques, hydrogéologiques et isotopiques concernant essentiellement le bassin versant de Barogo et son aval immédiat. Les sous-chapitres 3.2.2.5, 3.2.4.4 et 3.2.5.4 traitent des sites annexes. Les matériels et méthodes employées pour cette étude sont détaillés à l'annexe 3.1.

#### **3.2.1 Données climatiques**

##### **3.2.1.1 Température et humidité relative atmosphériques**

La figure 3.17 présente la variation de la température journalière et mensuelle de mars 1988 à octobre 1989, soit pendant deux saisons humides et une saison sèche. Les moyennes journalières sont calculées à partir des valeurs minimales et maximales ou des mesures tri-journalières (annexe 3.1) par pondération déterminée en considérant le cycle nyctéméral moyen normalisé.

Les températures les plus faibles se rencontrent en hiver (minimum journalier de 17.5 °C en janvier) puis elles croissent rapidement pendant la saison sèche pour culminer vers le mois d'avril (jusqu'à 36 °C). L'arrivée de la saison des pluies en mai ou juin provoque une chute importante des températures qui atteignent un minimum secondaire en août-septembre. L'accroissement du rayonnement solaire au sol dû à la disparition de la nébulosité a pour conséquence l'apparition d'un maximum secondaire de température en septembre-octobre qui laisse la place au refroidissement hivernal.

La variation nyctémérale moyenne de la température atmosphérique (figure 3.19-a) est sous la dépendance du rayonnement solaire. Le minimum a lieu peu après l'heure de lever du soleil alors que le

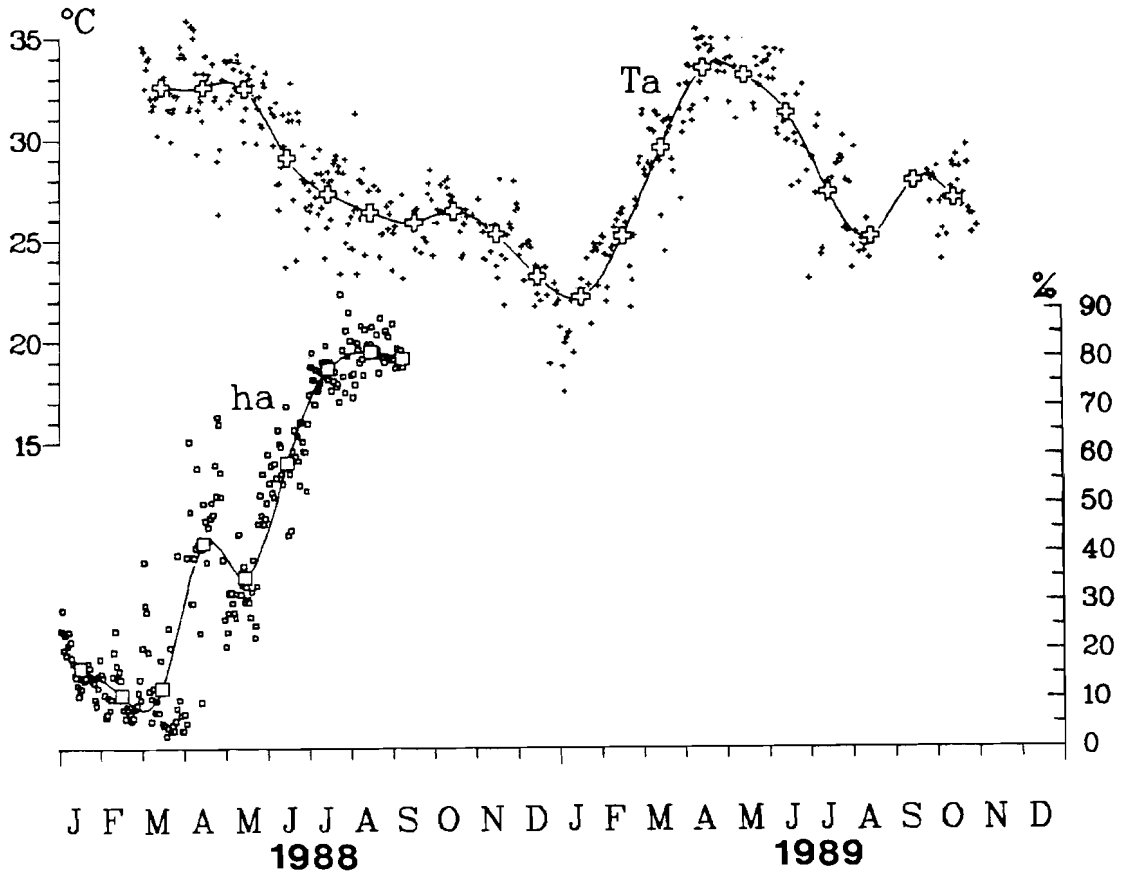


Figure 3.17: Température et humidité relative atmosphérique (d'après MILVILLE, 1990) journalière et mensuelle en 1988 et en 1989 à Barogo.

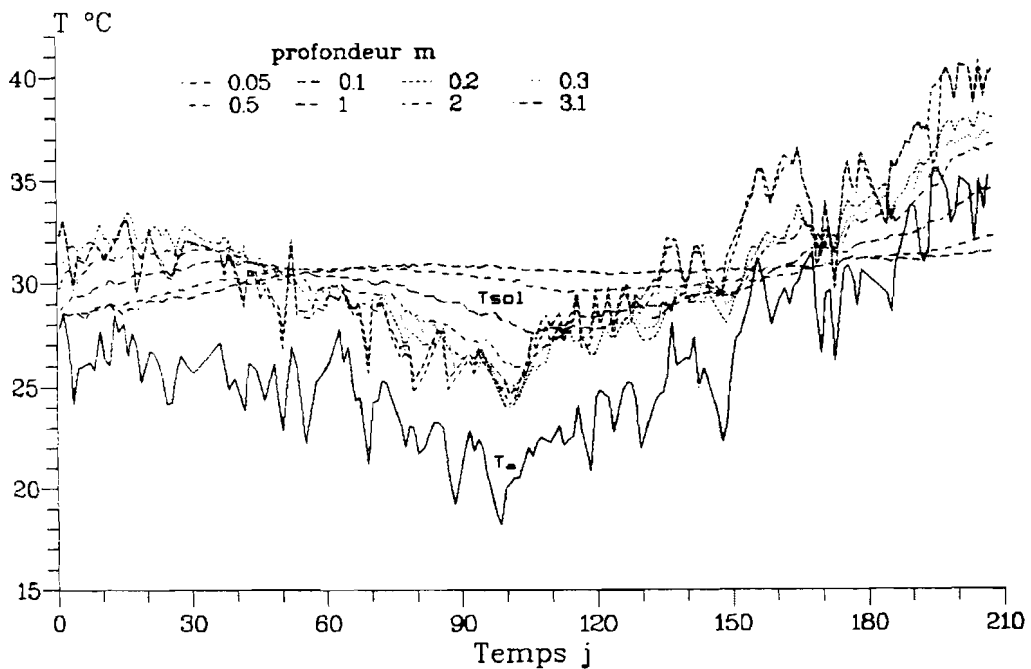


Figure 3.18: Température journalière dans l'atmosphère et dans le sol à la station B pendant la saison sèche 1988-1989 ( $t_0$  le 27 septembre 1988).

maximum se produit deux à trois heures après le zénith solaire (12 h T.U.). La variation diurne affecte une allure sinusoïdale alors que la décroissance nocturne est de forme plutôt exponentielle.

L'humidité relative atmosphérique n'a pas été mesurée à l'occasion de ce travail. MILVILLE (1990) présente ces données jusqu'en septembre 1988 (figure 3.17). Les moyennes mensuelles présentent un minimum en fin de saison sèche (10 %), ce qui montre le dessèchement considérable auquel conduit ce régime climatique. Les valeurs croissent ensuite pendant la saison humide pour culminer en août (80 %), mois où la pluviométrie est maximale, puis diminuent rapidement.

L'évolution nycthémerale de l'humidité relative atmosphérique est à l'inverse de celle de la température (cf. 1.1.2.1, équations 12 et 13), ce qui conduit à un maximum au lever du soleil et à un minimum au moment du maximum de température vers 14 h T.U.. Les oscillations de l'humidité relative présentent souvent des variations irrégulières et parfois brutales à l'occasion surtout des épisodes pluvieux.

### 3.2.1.2 Températures dans le sol

Si on considère l'évolution des températures journalières moyennes dans le sol durant la saison sèche 1988-1989 (figure 3.18), on remarque tout d'abord que le rayonnement solaire chauffe le sol à 5 cm de profondeur de 3 à 5 °C par rapport à l'atmosphère. L'importance du rayonnement solaire absorbé dépend des propriétés thermiques des couches superficielles, albédo, diffusivité thermique, chaleur spécifique, quantités elles-mêmes dépendantes de l'état hydrique du sol. L'évaporation de l'eau du sol absorbe également de l'énergie thermique. Ce dernier effet ne se produit de façon sensible que peu de temps après une pluie (KEMP et al, 1992; HANKS et al, 1967). Cet apport d'énergie se propage en profondeur accompagné par l'amortissement progressif des variations inter-journalières à partir de 50 cm. A 2 m seule une faible variation annuelle en déphasage d'environ un mois avec la variation saisonnière est perceptible.

La variation nycthémerale moyenne des températures (figure 3.19), établie à partir de 7 cycles de mesures horaires sur 24 h, nous montre que les maxima et minima de l'onde de température se déphasent progressivement à mesure que celle-ci s'éloigne de la surface tandis que l'amplitude décroît exponentiellement avec la profondeur. La résolution de l'équation de la chaleur (loi de Fourier) dans le cas d'une variation théorique sinusoïdale de la température de surface nous donne l'expression suivante:

$$T_{z,t} = T_0 + A_0 e^{-\frac{z}{D}} \sin\left(\frac{2\pi t}{p} - \frac{z}{D}\right)$$

avec  $T_0$  température moyenne en surface,  $A_0$  amplitude en surface,  $D = \sqrt{(kp / \pi)}$  profondeur de pénétration,  $p$  période. La diffusivité thermique  $k$  se déduit de la relation linéaire entre  $\ln(A_z)$  et  $z$ . On détermine ici une valeur moyenne de  $10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ , soit  $D = 0.17 \text{ m}$ .

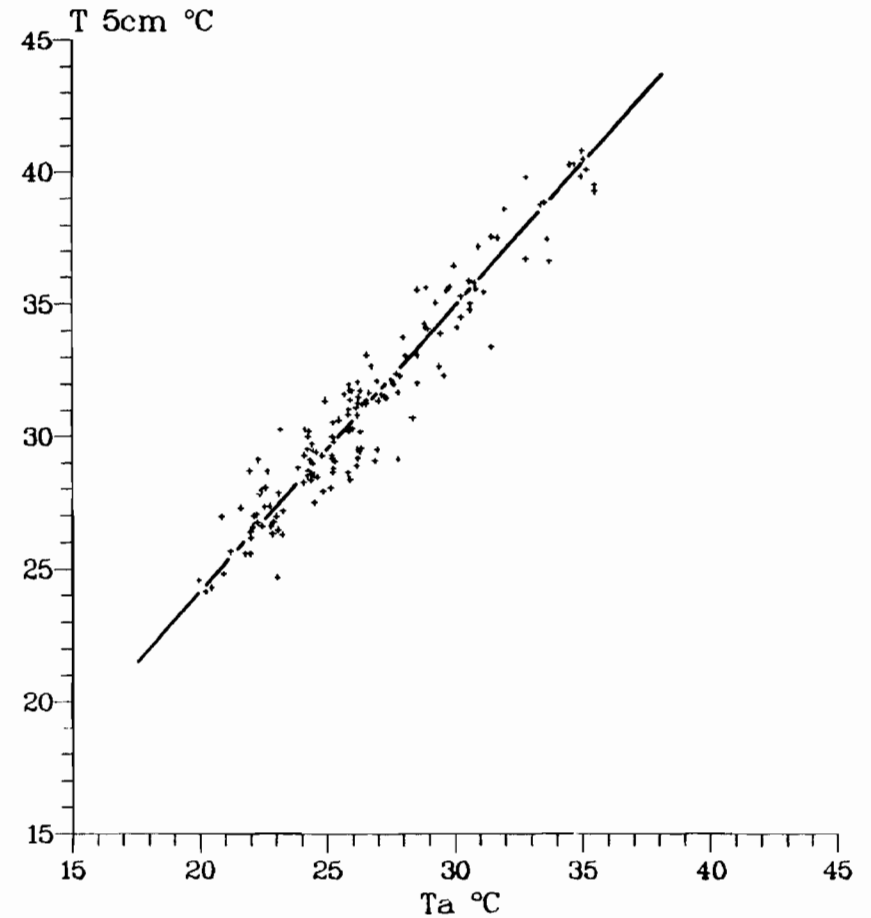
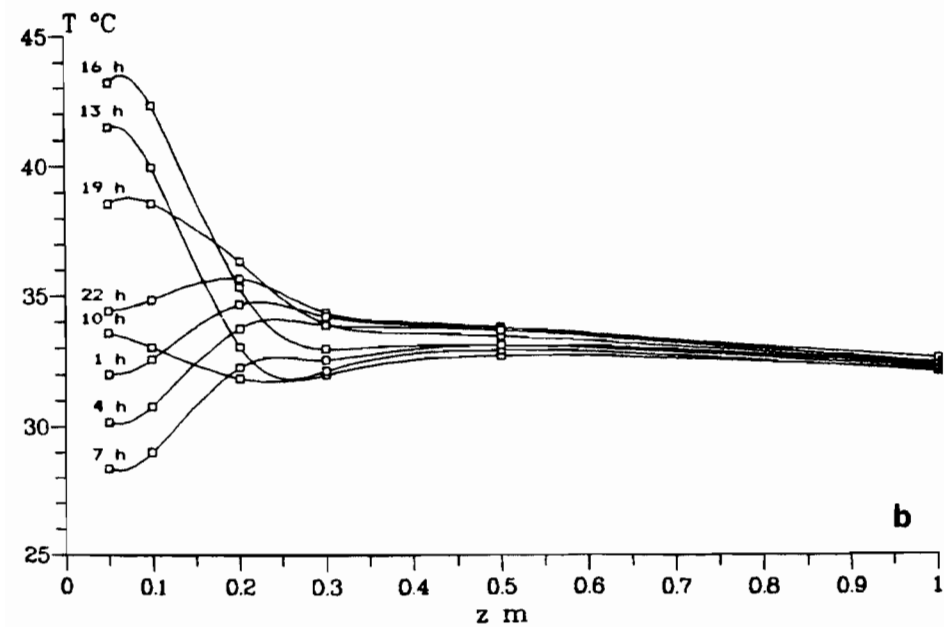
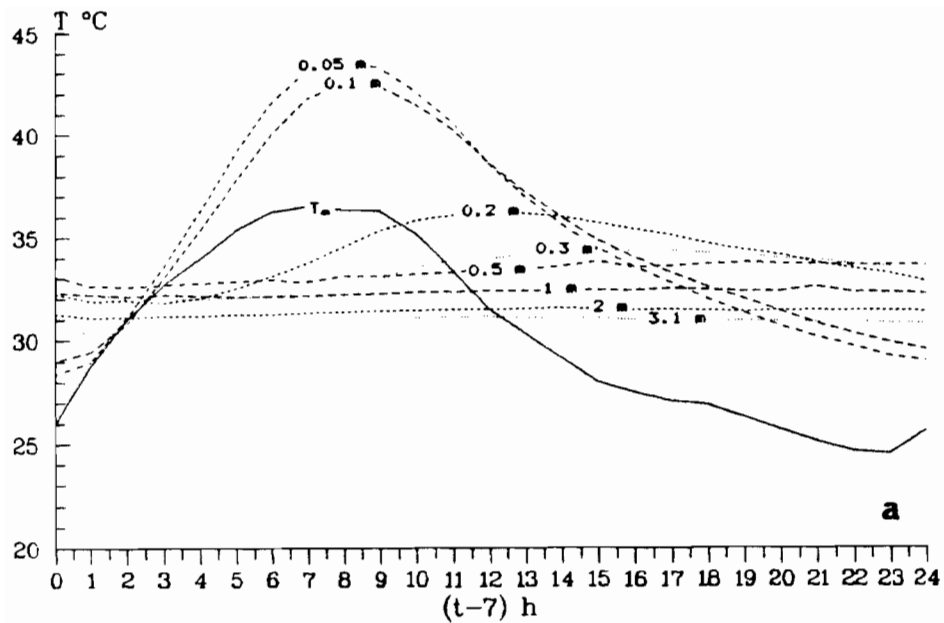


Figure 3.20: Relation linéaire entre la température journalière dans l'atmosphère et dans le sol à 5 cm de profondeur à la station B.

Figure 3.19: Variation nyctémérale moyenne des températures à la station B. a: Relation  $T$  vs  $t$  dans l'atmosphère et à différentes profondeurs dans le sol. b: Relation  $T$  vs  $z$  dans le sol à différentes heures.

Il existe une bonne corrélation entre la température atmosphérique et la température superficielle (à 5 cm) du sol (figure 3.20). Une régression (méthode des axes majeurs) nous donne la relation suivante:

$$T_{0,05} = 1.08T_a + 2.55 \quad n = 155 \quad r = 0.957$$

Cette corrélation permet de simuler relativement aisément  $T_{z,t}$  à partir de la température atmosphérique et de la diffusivité (KEMP et al, 1992).

### **3.2.2 Les pluies et la vapeur atmosphérique**

On présente ici l'étude et l'interprétation de la composition isotopique des précipitations de 1988 et 1989 à Barogo (annexe 3.3) avec l'appui de la météorologie régionale. Les échantillons sont récoltés sur une base de temps journalière. Précisons à cet égard que dans toute la zone sahélienne, l'étude des averses peut être assimilée à la pluviométrie journalière, les journées où se produisent plusieurs averses étant relativement rares (CASENAVE et VALENTIN, 1989).

#### **3.2.2.1 Droite $\delta_{2H}-\delta_{18O}$**

Le graphe  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  (figure 3.21) des pluies journalières nous montre la relation linéaire caractéristique. On remarque également pour la plupart des pluies les plus riches en isotopes lourds ( $\delta > 0$ ) une composition isotopique caractéristique de l'évaporation des gouttes d'eau au cours de leur chute, les points correspondants se trouvant en dessous de la tendance linéaire (cf. 1.1.1.3; STEWART, 1975). Ces pluies sont regroupées au début de la saison des pluies, de mars à début juin, alors que l'atmosphère est encore relativement sèche. Elles sont généralement de faible importance, les trois quarts de ces averses à  $\delta > 0$  ayant une hauteur inférieure à 6 mm (figure 3.22).

La droite météorique locale à Barogo (DMB) déterminée par la méthode de régression des axes majeurs sur les couples disponibles (données  $^2H$  lacunaires en 1988), a pour équation:

$$\text{DMB: } \delta_{2H} = (7.73 \pm 0.32)\delta_{18O} + (7.8 \pm 4.0) \quad n = 41 \quad r = 0.9658$$

Cette relation est calculée pour les pluies susceptibles d'avoir échappé au phénomène d'évaporation, soit pour des  $\delta < 0$  (BARNES et ALLISON, 1982). Cette droite est proche de la droite météorique mondiale DMM (cf. 1.1.1.3, équation 9), de la droite définie pour les pluies de juillet et août au Sénégal par TRAVI et al (1987) ( $\delta_{2H} = 7.93\delta_{18O} + 10.1$ ,  $r = 0.972$ ) ainsi que de la droite régionale DMR établie pour l'Afrique de l'ouest par JOSEPH et ARANYOSSY (1989) à partir de la composition isotopique des nappes superficielles de recharge récente:

$$\text{DMR: } \delta_{2H} = 7.5\delta_{18O} + 4.8 \quad r = 0.97$$

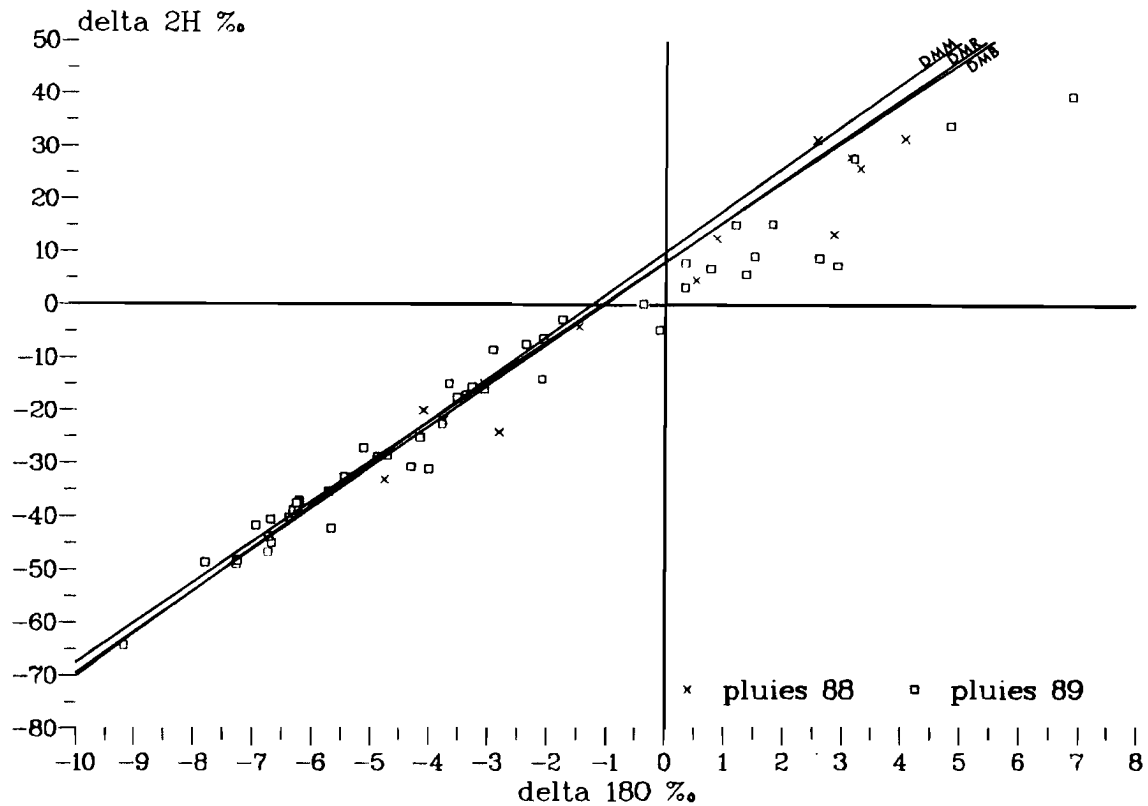


Figure 3.21: Couples  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  des précipitations journalières à Barogo en 1988 et 1989, droite météorique locale (DMB) et comparaison avec les droites régionales (DMR; JOSEPH et ARANYOSSY, 1989) et mondiales (DMM; CRAIG, 1961a).

Ces similitudes, ainsi que la corrélation significative  $\delta_{2H}$  vs  $\delta_{18O}$ , témoignent d'une origine unique et océanique de la vapeur atmosphérique, le golfe de Guinée, sans influence sensible de la vapeur évapotranspirée par la forêt tropicale située plus au sud. La pente obtenue, peu différente de celle de la DMM, nous révèle qu'à l'exclusion des précipitations de début de saison il n'y a pas d'évaporation sensible des pluies au cours de leur chute (TRAVI et al, 1987; JOSEPH et ARANYOSSY, 1989).

L'écart-type important sur l'ordonnée à l'origine est la conséquence de la forte variabilité de la composition isotopique des pluies journalières. Les droites déterminées à partir des moyennes pondérées mensuelles (IAEA, 1992) présentent des écarts-types plus faibles (environ 1  $\delta_{2H}$ ‰).

### 3.2.2.2 Variation temporelle

L'évolution temporelle des hauteurs et compositions isotopiques des pluies est illustrée au pas journalier par la figure 3.22 et aux pas décadaire et mensuel par la figure 3.23, les moyennes isotopiques correspondantes étant pondérées par les hauteurs de pluie (IAEA, 1981).

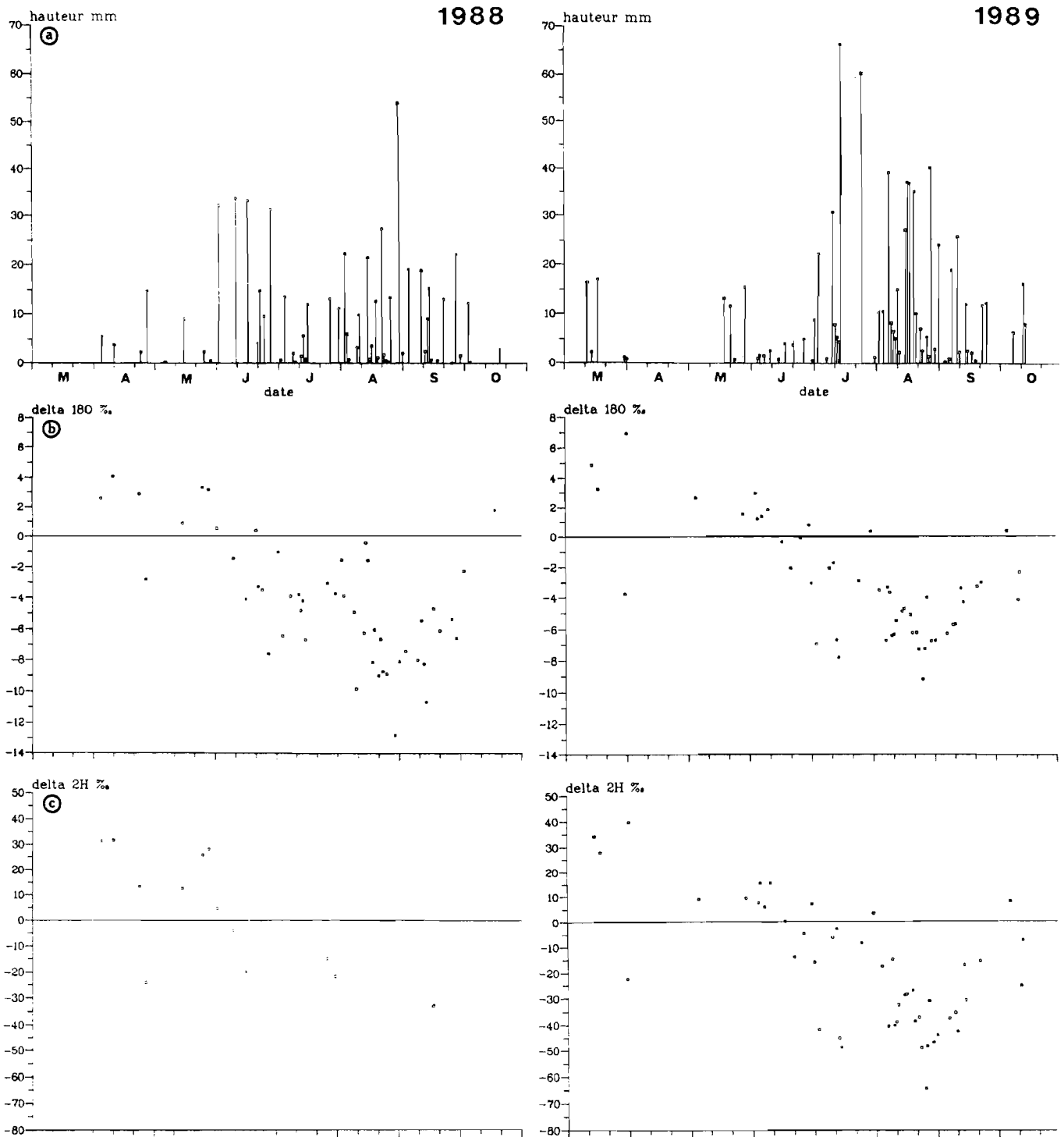


Figure 3.22: Précipitations journalières à Barogo en 1988 et 1989. a: Lames d'eau. b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ . c: Teneurs en  $^2\text{H}$ .

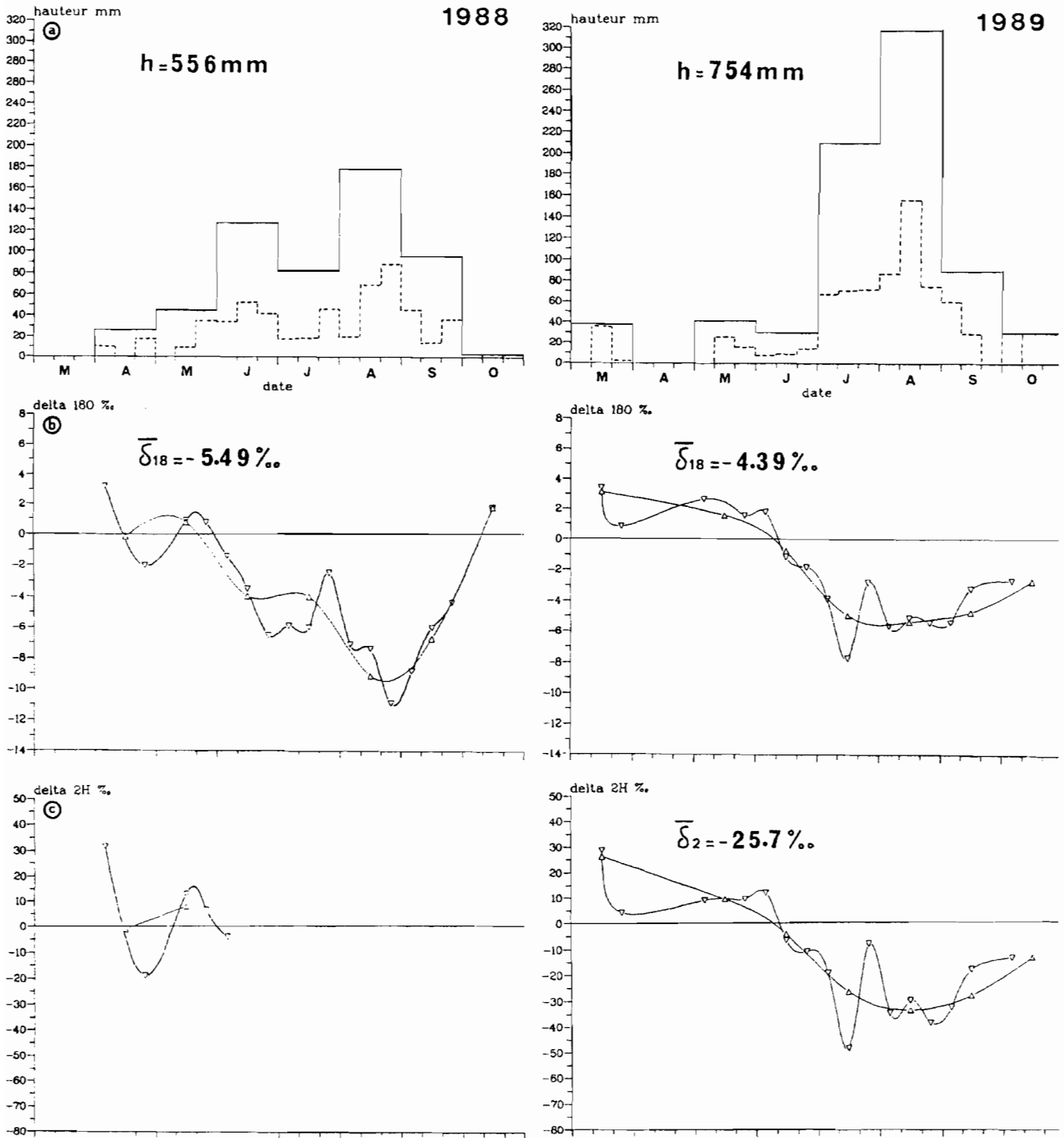


Figure 3.23: Précipitations décadales, mensuelles et annuelles à Barogo en 1988 et 1989.  
 a: Lames d'eau. b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ . c: Teneurs en  $^2\text{H}$ .



On remarque de prime abord que le comportement isotopique des précipitations présente un effet de masse très net, caractéristique des régions tropicales. En effet, les précipitations importantes que l'on trouve au coeur de la saison des pluies présentent des valeurs de  $\delta$  nettement négatives, alors que le début et la fin de saison sont caractérisés par des pluies moins abondantes aux valeurs positives ou peu négatives. Les 2 saisons présentées sont nettement dissemblables, aussi bien en ce qui concerne la pluviosité que les compositions isotopiques.

L'évolution de la saison humide est à relier avec la progression en latitude de la zone intertropicale de convergence (ZITC) qui se trouve en retrait au sud du FIT et correspond en général au maximum longitudinal de nébulosité (cf. 3.1.1.5.1, figure 3.2, zone c). On dispose de la position de la ZITC dans l'océan atlantique à 28 °W de longitude (figure 3.24) en 1988 et 1989 en parallèle avec les évolutions caractéristiques des saisons relativement sèches et humides (CITEAU et al, 1988-90). La discrimination entre les deux types de saison se traduit en ce qui concerne la ZITC par sa date de remontée vers le nord, mi-février pour les années sèches et fin mars pour les années humides, plutôt que la latitude maximale atteinte pendant l'hivernage. Cette hypothèse a été vérifiée dans l'océan indien à 60 °E.

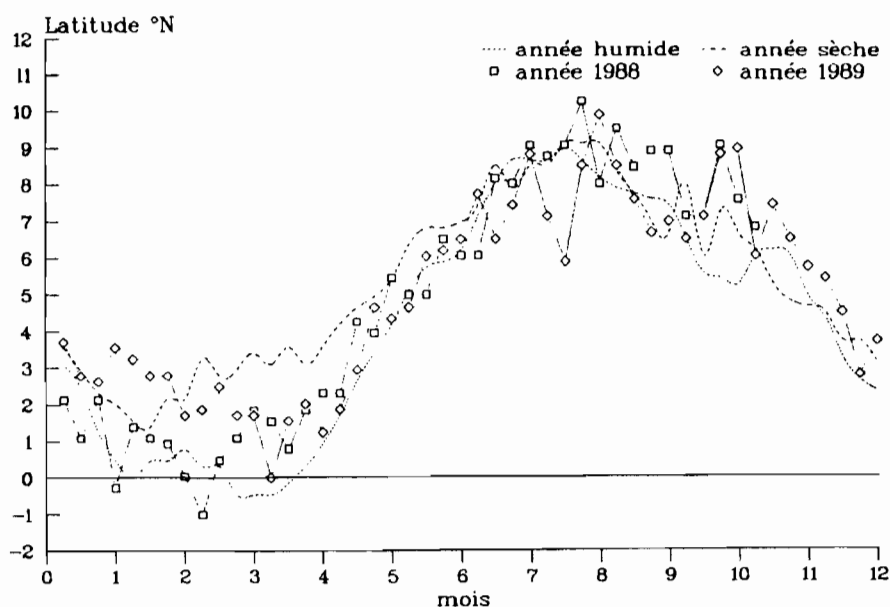


Figure 3.24: Position de la zone intertropicale de convergence à 28°W de longitude en 1988 et 1989 et évolution caractéristique pour les années sèches et humides (CITEAU et al, 1988-1990)

Un deuxième paramètre utile est la densité locale de cellules actives ou cumulo-nimbus considérés comme les nuages pluvio-gènes. Il s'exprime par la fréquence d'apparition sur les photographies infrarouge METEOSAT des nuages dont la température sommitale est inférieure ou égale à -40 °C. Les cartes des moyennes pentadaires à mensuelles sur l'Afrique de l'ouest (LAHUEC et CARN, 1988-90) permettent de reconstituer l'évolution des phénomènes régionaux à l'origine des précipitations.

## Année 1988

- En **avril** la remontée de la ZITC vers le nord (latitude 1 à 2 °N) et une intensification de la convection conduit au développement de cumulo-nimbus et aux premières précipitations à Barogo (4 averses). En **mai**, cette remontée s'accélère (latitude 4 °N à la fin du mois), accompagnée de pluies isolées. Pour cette première partie de la saison des pluies qui représente un dixième du total annuel des précipitations, les teneurs isotopiques (figure 3.22) ont des valeurs ( $\delta\text{‰}$ ) le plus souvent positives. Les plus faibles précipitations journalières ( $h < 5$  mm) présentent une composition isotopique qui démontre une évaporation dans l'atmosphère.

- En **juin** la poussée septentrionale de l'anticyclone de Saint-Hélène s'intensifie et s'accompagne de remontées d'air humide. La saison des pluies s'installe et on assiste fréquemment au développement d'amas convectifs importants. La pluviométrie montre une augmentation notable des hauteurs précipitées avec quelques averses de plus de 30 mm, à rapprocher d'une chute rapide des teneurs isotopiques moyennes, jusqu'à  $-4 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$ . C'est d'ailleurs en juin que se produit la diminution de température atmosphérique qui accompagne l'installation de l'hivernage (figure 3.17). En **juillet**, la ZITC atteint la latitude de 8 °N et l'essentiel de l'activité convective en Afrique de l'ouest se fait au sud Sénégal, centre Mali et sud Tchad alors que la nébulosité reste faible au Burkina Faso. Ceci se traduit par un déficit pluviométrique à Barogo et un net arrêt dans la chute des teneurs en isotopes lourds ainsi qu'une augmentation relative de  $+3.5 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$  lors de la troisième décennie, suite à une période sèche d'une dizaine de jours. En **août** la ZITC s'est stabilisée aux environs du 9<sup>ème</sup> parallèle alors que la convection s'accroît fortement au cours du mois et s'accompagne de l'augmentation de la pluviosité. Les teneurs en isotopes lourds diminuent, surtout pour la troisième décennie marquée par une pluie importante (54 mm) très appauvrie ( $-13 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$ ).

- En **septembre** la ZITC se maintient alors que la convection et la pluviosité décroissent rapidement. Il tombe quelques averses moyennes dont les teneurs isotopiques remontent, les valeurs ( $\delta\text{‰}$ ) restant négatives. En **octobre** la ZITC amorce son repli vers le sud (latitude 7 °N) et la saison sèche s'installe durablement. Il ne tombe qu'une petite averse marquée par l'évaporation. De **novembre** à **février** l'activité convective est absente de la zone sahélo-soudanienne. La stabilisation de la ZITC en position subéquatoriale (latitude 3 °N) se fait en janvier.

## Année 1989

- En **mars** apparaissent des plages d'activité convective intense, en particulier au sud de la boucle du Niger en deuxième décennie, alors que la ZITC demeure aux environs du 2<sup>ème</sup> parallèle. On a pu relever à Barogo deux averses précoces ou "pluie des mangues" de 16-17 mm, dont l'une présente un net enrichissement en isotopes lourds par évaporation:  $\delta_{18\text{O}} = +3.2 \text{‰}$  (on ne dispose pas de la composition isotopique de l'autre averse). En **avril** et début **mai** le front de convection ne dépasse généralement pas la latitude de 10 °N, la ZITC étant plus ou moins stabilisée. Une augmentation de l'activité convective

fin mai au Mali et au Burkina Faso, associée à une remontée de la ZITC jusqu'à la latitude de 4 à 5 °N, provoque trois pluies de hauteurs supérieures à 10 mm. La composition isotopique de ces pluies de début de saison est généralement caractéristique de l'évaporation.

- En **juin** on assiste à une remontée du front de convection (la ZITC atteint le 8<sup>ème</sup> parallèle) mais l'activité convective globalement faible reste localisée. Le nord du Burkina Faso reste à l'écart, ce que traduisent pour notre site les précipitations largement déficitaires avec une hauteur mensuelle de 30 mm. La dizaine d'averses de moins de 10 mm présente toujours des teneurs en isotopes lourds élevées et, pour les plus faibles, une composition isotopique caractéristique de l'évaporation. En **juillet et août** la ZITC oscille entre le 6<sup>ème</sup> et le 9<sup>ème</sup> parallèle, la convection devient très intense et les lignes de grains sont nombreuses. Les précipitations relevées à Barogo sont en effet très abondantes, plus de 65 mm par décennie avec un maximum de 155 mm mi-août, alors que la ZITC atteint temporairement une position (latitude 6 °N) inhabituellement méridionale pour la saison (CITEAU et al, 1989). Contrairement au phénomène constaté en août 1988 d'un appauvrissement en isotopes lourds lié à l'intensification des précipitations, les teneurs moyennes de ce mois stagnent autour de -5 à -6 ‰<sub>18O</sub>. On retrouve en troisième décennie de juillet le même enrichissement isotopique relatif temporaire (+4.5 ‰<sub>18O</sub>) déjà remarqué en 1988, à relier ici avec une période sans pluie de 6 jours.

- En **septembre** la ZITC descend de la latitude de 10 °N à 6-7 °N. La convection diminue brutalement sur tout le mois ainsi que la pluviosité alors que la composition isotopique évolue peu. En **octobre** une remontée temporaire du front de convection, en particulier au sud de la boucle du Niger (la ZITC atteint la latitude de 9 °N), provoque les précipitations tardives du milieu du mois. Aux trois pluies de 6, 8 et 16 mm sont associées une légère remontée des teneurs en isotopes lourds, sans influence sensible de l'évaporation. Puis la ZITC recule rapidement vers le sud et laisse place à la saison sèche au Burkina Faso.

### 3.2.2.3 Variation spatiale

Six averses ont fait l'objet d'un prélèvement simultané aux cinq pluviomètres du bassin: B1, B2, C, G et H (figure 3.8) qui s'inscrivent dans un rectangle de 1.7 x 1.1 km<sup>2</sup>. La figure 3.25-a nous présente les couples h-δ<sub>18O</sub> (hauteur-teneur en <sup>18</sup>O) de ces 6 averses et la figure 3.25-b les couples δ<sub>2H</sub>-δ<sub>18O</sub> pour 3 averses.

Les deux plus petites averses (hauteur moyenne de 1.8 et 2.3 mm, durée 10 et 13') ont des caractéristiques différentes puisque l'une (26 août 1989) présente une forte variabilité dans la hauteur précipitée et la composition isotopique alors que l'autre (8 septembre 1988) a un comportement homogène à l'échelle spatiale considérée.

Les trois averses moyennes (5 < h < 15 mm) sont caractérisées par une bonne homogénéité isotopique (variabilité inférieure à 0.5 ‰ en <sup>18</sup>O) et une variabilité moyenne à forte de la hauteur précipitée. La pluie la plus contrastée sur ce dernier point est l'averse du 22 juin 1988 dont la

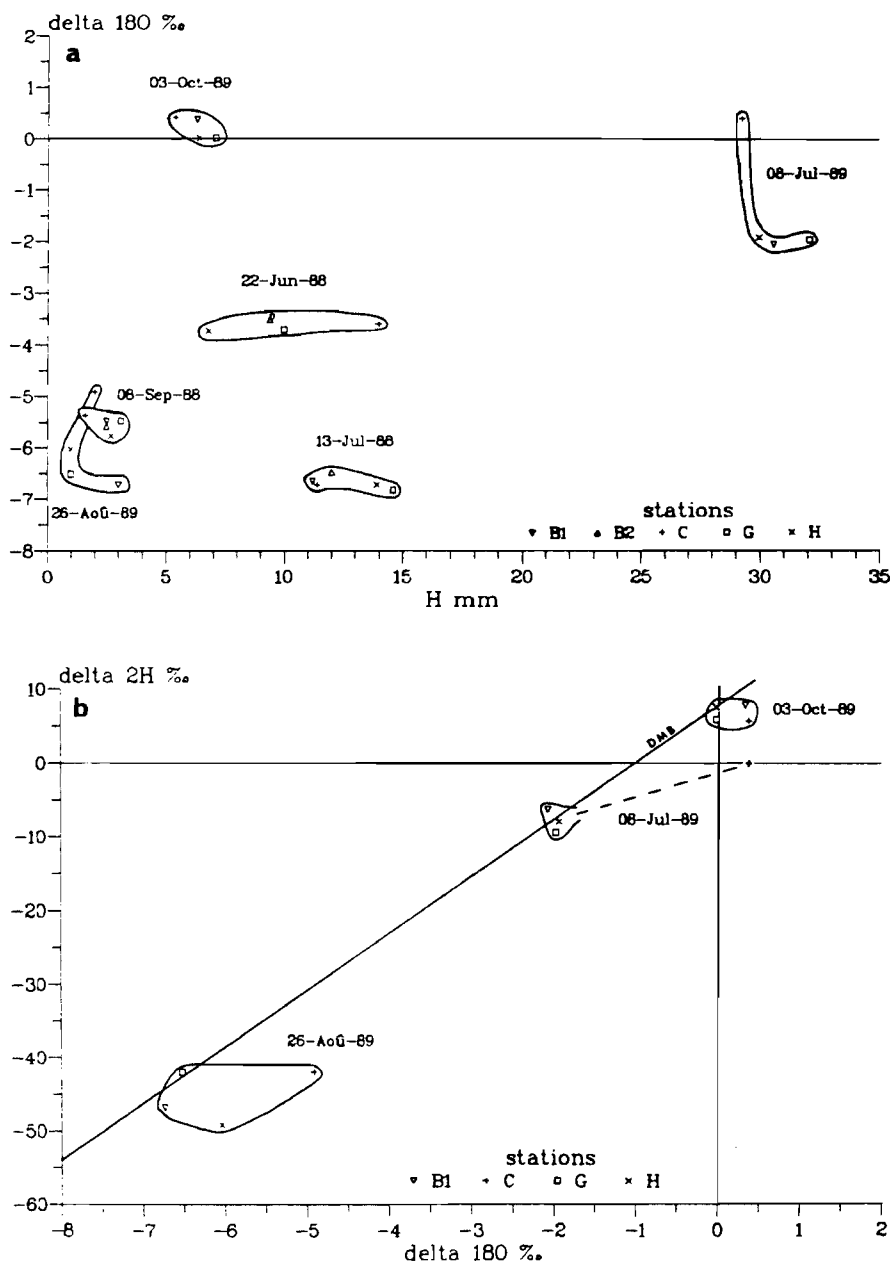


Figure 3.25: Variabilité spatiale des précipitations à Barogo aux stations B1, B2, C, G et H.  
 a: Hauteurs et teneurs en  $^{18}\text{O}$ . b: Droite  $\delta_{2\text{H}} - \delta_{18\text{O}}$ .

particularité est sa remarquable intensité,  $57 \text{ mm.h}^{-1}$ , alors que l'intensité moyenne des pluies en 1988 est de  $7.6 \text{ mm.h}^{-1}$  (figure 30).

La pluie importante du 8 juillet 1989 ( $h = 30 \text{ mm}$ ) présente une variabilité moyenne des lames précipitées alors que les compositions isotopiques sont homogènes à l'exception du prélèvement de la station C qui est caractérisé par un marquage isotopique à l'évaporation (figure 3.25-b). L'évaporation de cette eau de pluie s'est produite probablement à l'occasion de la conservation de l'échantillon car cette pluie est importante et les prélèvements se font dans un court délai. Il est de plus douteux que seulement un seul échantillon sur quatre se soit évaporé dans le pluviomètre.

Si on considère les moyennes des hauteurs et des compositions isotopiques de ces averses, on constate que la station G présente un léger excès de précipitation (6 %), auquel est associé un appauvrissement moyen relatif de 0.7 ‰ en  $^{18}\text{O}$ . Ce phénomène pourrait être dû à une influence micrométéorologique du petit relief voisin (figure 3.8) qui se trouve sur la direction est-ouest de déplacement régional des ensembles convectifs. Ce relief favoriserait une élévation localisée des masses nuageuses, donc un refroidissement provoquant une intensification de la pluie et un appauvrissement en isotopes lourds. Cet appauvrissement isotopique, que l'on remarque ici de façon très locale, n'est pas le "mountain shadow effect", phénomène qui affecte les précipitations du côté sous le vent des montagnes et qui est caractérisé par des précipitations relativement enrichies en isotopes lourds (IAEA, 1981).

Finalement on constate qu'à l'exception de pluies faibles sans signification d'un point de vue hydrogéologique, la variabilité spatiale des compositions isotopiques des pluies à l'échelle du bassin est négligeable. Par contre les lames d'eau précipitées peuvent montrer des variations importantes à l'échelle kilométrique considérée.

### **3.2.2.4 Interprétation de la composition isotopique des pluies**

#### **3.2.2.4.1 Apports de la météorologie régionale**

L'examen de la position de la ZITC et des cartes de densité de nuages pluvio-gènes en 1988 et 1989 nous a semblé tout à fait cohérent avec nos mesures pluviométriques (cf. 3.2.2.2). On constate finalement que même si les débuts et fins de saisons humides sont largement déterminés par la position de la ZITC, la différence majeure entre ces deux années réside dans la nature même des événements convectifs à l'origine des précipitations.

Les pluies de 1988 sont à mettre au crédit de la ZITC. La faiblesse cette année-là des anticyclones des Açores et de Lybie a permis à l'anticyclone de Saint-Hélène d'effectuer de nombreuses poussées vers le nord dans le golfe de Guinée qui ont conduit la ZITC à des latitudes inhabituellement septentrionales (jusqu'à une latitude d'environ 9 °N à 28 °W de longitude, figure 3.24; et 11 °N au méridien de Greenwich en août) favorisant l'avancée de la mousson vers l'intérieur du continent (cf. 3.1.1.5.1). L'absence de mouvements subsidents autorise la croissance de formations nuageuses denses aux pluies abondantes et peu orageuses, les lignes de grains étant rares. La pluie remarquable du 26 août ( $h = 54 \text{ mm}$ ,  $\delta_{18\text{O}} = -13 \text{ ‰}$ ) est la conséquence d'une nébuleuse de structure complexe prenant la forme d'une ellipse atteignant dans son extension maximale  $1400 \times 100 \text{ km}^2$  (GUILLOT, 1988).

Les pluies de 1989 sont par contre nettement dominées par les lignes de grains, très actives en juillet et août, alors que la ZITC se maintient à une latitude relativement méridionale (figure 3.24). Ce type de temps est à rattacher à la structure FIT, caractérisée par des variations brusques d'humidité et des masses nuageuses cisailées et évaporées pendant les périodes de non pluviosité, et le passage des grains

qui provoquent des précipitations brèves, orageuses et intenses mais relativement peu abondantes. Deux perturbations à l'origine des tempêtes tropicales ERIN et HUGO (pluies du 13 au 16 août et du 6 septembre) sont assimilables à des lignes de grains (GUILLOT, 1989). De même les pluies du 22 au 24 août sont issues d'une série de lignes de grains ayant provoqué des précipitations de hauteurs exceptionnelles à Dakar (SAGNA, 1990).

### 3.2.2.4.2 Température et effet de masse

Il a été démontré théoriquement que la composition isotopique des précipitations est en relation linéaire avec la température de condensation (cf. 1.1.1.3). De plus, il existe en général une relation simple (la plupart du temps linéaire) entre cette température et la température au sol par l'intermédiaire du profil thermique atmosphérique. On peut donc relier, et surtout à l'échelle des moyennes mensuelles et annuelles, les compositions isotopiques à la température au sol.

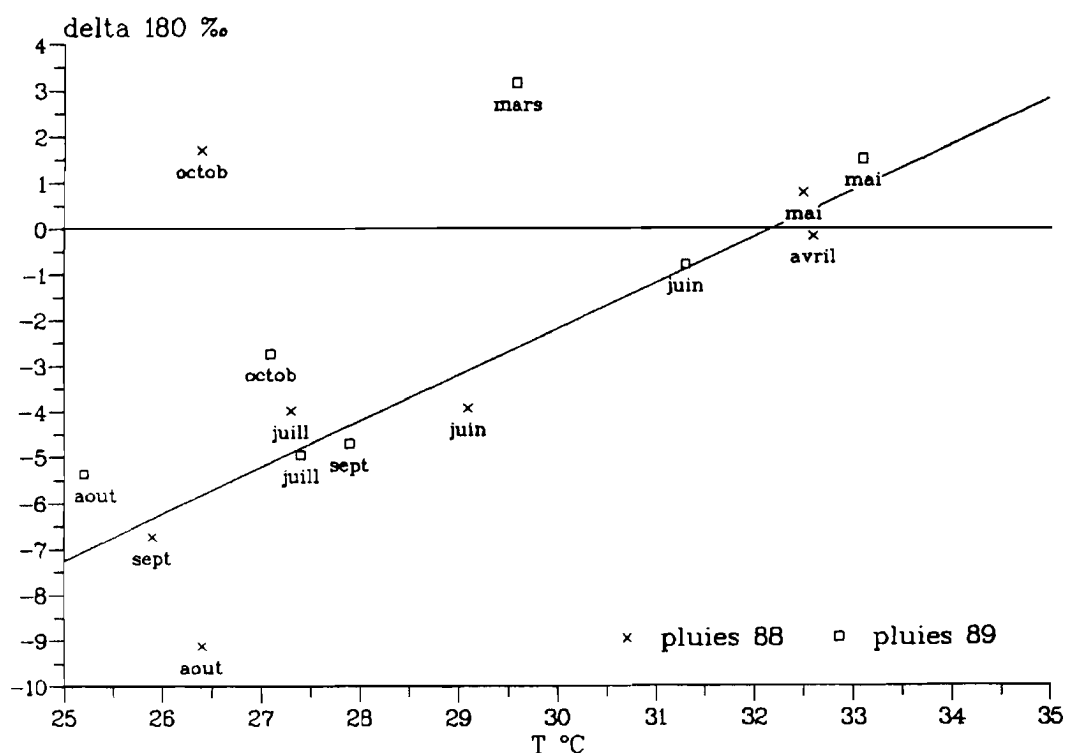


Figure 3.26: Relation entre la teneur en  $^{18}\text{O}$  mensuelle des précipitations et la température à Barogo.

La figure 3.26 présente cette corrélation à l'échelle mensuelle entre les teneurs isotopiques moyennes pondérées en  $^{18}\text{O}$  et la température moyenne pour les précipitations de 1988 et 1989 à Barogo. Les points représentatifs d'octobre 1988 et de mars 1989 sont nettement au-dessus de la tendance linéaire. Les précipitations de ces mois sont caractérisées par une faible hauteur totale et des teneurs isotopiques moyennes élevées, conséquence de faibles averses dont la composition isotopique est souvent affectée par l'évaporation. On trouve également ce phénomène en mai et en juin mais d'autres pluies plus

importantes le masquent par le jeu de la pondération sur la moyenne.

Une régression linéaire (moindres carrés) réalisée sur les couples  $\delta_{18O}$  vs T des deux années, à l'exception des mois d'octobre 1988 et de mars 1989, donne la relation suivante (figure 3.26):

$$\delta_{18O} = (1.01 \pm 0.16)T - (32.5 \pm 1.5) \quad n = 12 \quad r = 0.8959$$

Le coefficient de corrélation obtenu souligne la forte dépendance des teneurs isotopiques mensuelles avec la température. La pente obtenue est supérieure à celle déterminée par DANSGAARD (1964) pour des stations océaniques (cf. 1.1.1.3) mais l'appauvrissement en isotopes lourds des masses nuageuses au cours de leur progression continentale conduit à des relations locales différentes (BLAVOUX, 1978).

Le calcul des relations caractéristiques spécifiques aux années 1988 et 1989 a montré qu'elles ne présentent pas de différence statistiquement significative. Mais on a pu néanmoins remarquer que la pente de la droite apparaît être plus forte en 1988 qu'en 1989 alors que les intervalles de variation de la température sont équivalents. Le point représentatif du mois d'août 1988 est remarquable à cet égard puisqu'il se trouve nettement en dessous de la tendance linéaire moyenne. BLAVOUX (1978) a déterminé à l'échelle journalière les relations  $\delta_{18O}$  vs T à Thonon (France) selon quatre types principaux de situations météorologiques à l'origine des précipitations. Les précipitations orageuses de saison chaude présentent une corrélation distincte avec une pente plus faible ainsi qu'une ordonnée à l'origine plus élevée que pour les autres types de temps. Les relations que nous avons obtenues sont à rapprocher de ce résultat. En effet, la pente plus faible pour 1989 par rapport à 1988 correspond à un temps nettement plus orageux en 1989 qu'en 1988.

La différence sensible entre la composition isotopique des pluies de 1988 et 1989, et surtout pour le mois d'août, est une conséquence possible de l'effet de masse. Comme le remarque DANSGAARD (1964), les précipitations les plus importantes sont généralement les plus appauvries en isotopes lourds car elles sont associées à des vidanges plus accentuées des masses de vapeur à l'origine des pluies (cf. 1.1.1.3).

L'effet de masse, comme la relation  $\delta_{18O}$  vs T, est en général étudié à l'échelle mensuelle. La figure 3.27 présente la relation entre la composition isotopique moyenne pondérée en  $^{18}O$  ( $\delta\%$ ) et la hauteur h (mm) à Barogo. On remarque un comportement divergent de l'effet de masse en 1988 et 1989. Il existe en effet en 1988 une relation linéaire décroissante ( $r = 0.92$ ) entre la teneur isotopique (qui atteint  $-9.1 \delta_{18O}\%$  en août) et la hauteur précipitée mensuelle, alors qu'en 1989 la teneur se limite à une valeur minimale de  $-5.5 \delta_{18O}\%$ , même pour les précipitations importantes de juillet et août.

Les précipitations d'août 1988 sont finalement bien plus appauvries en isotopes lourds que celles de 1989 bien que la hauteur précipitée soit largement inférieure (de 45 % environ). Ce résultat va à l'encontre du comportement habituel de l'effet de masse à l'échelle mensuelle.

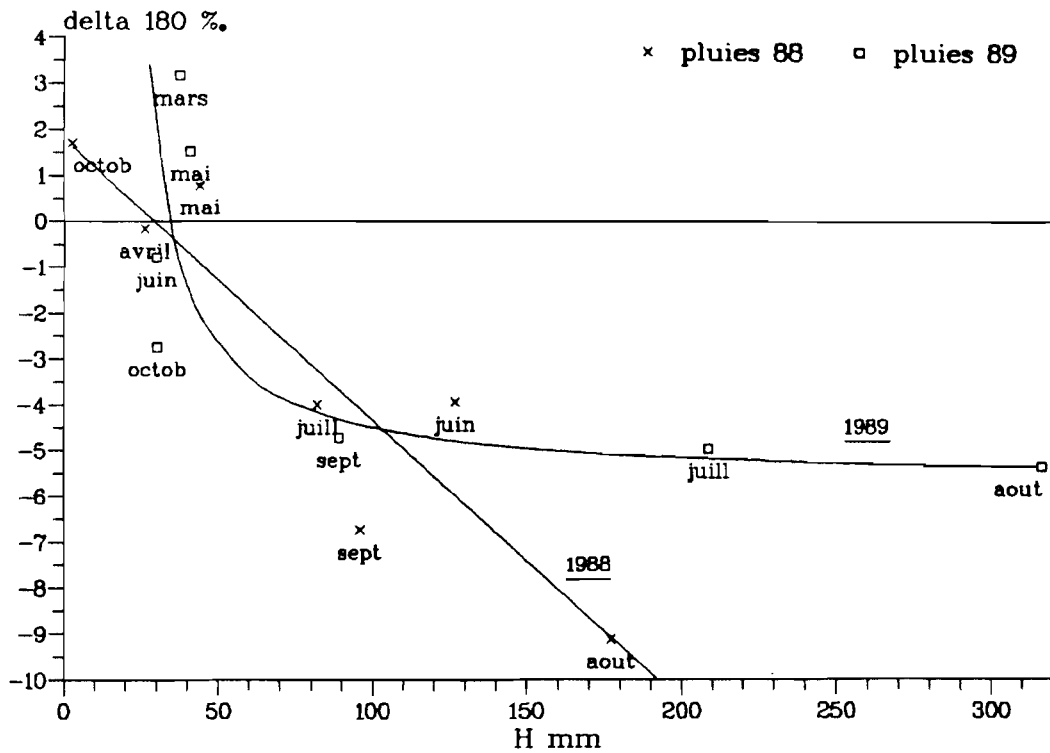


Figure 3.27: Relations entre la teneur en  $^{18}O$  mensuelle et la hauteur des précipitations à Barogo en 1988 et 1989.

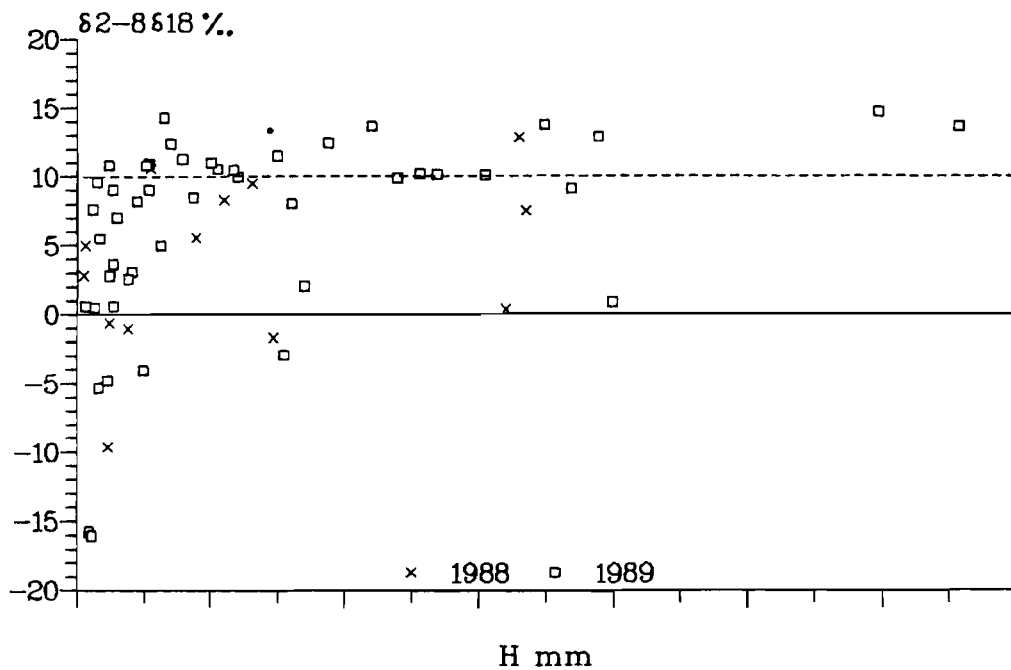


Figure 3.28: Relation entre l'excès en deutérium et la hauteur des précipitations journalières à Barogo.

L'effet de masse s'exprime également par l'écart entre la composition isotopique de la pluie et la droite météorique. On introduit pour cela l'excès en deutérium ("deuterium excess"; DANSGAARD, 1964) défini à partir de la DMM par la relation:  $d = \delta_{2H} - 8\delta_{18O}$ . La droite météorique locale est peu



différente de la DMM, ce qui permet l'utilisation de ce paramètre pour nos données. La figure 3.28 présente ses valeurs journalières en fonction de la hauteur précipitée. Les pluies les plus appauvries en deutérium,  $d < 0$  ( $\delta_{2H}\text{‰}$ ), sont affectées par l'évaporation et ne représentent généralement qu'une lame d'eau de quelques millimètres. Par contre, la plupart des pluies les plus significatives ( $h$  supérieur à 10 mm) présentent de façon générale un excès en deutérium voisin de  $10 \delta_{2H}\text{‰}$ , identique à celui de la DMM, et caractéristique d'une évaporation négligeable. Ajoutons que la valeur moyenne annuelle pondérée de  $d$  ( $9.8 \delta_{2H}\text{‰}$  en 1989 pour Barogo), peut montrer des fluctuations considérables, comme le  $\delta_{18O}$  moyen annuel (figure 3.29). A Bamako entre 1962 et 1979 l'excès en deutérium moyen pondéré annuel varie de  $-3.1$  à  $+12.6 \delta_{2H}\text{‰}$  (IAEA, 1992). On peut donc s'attendre à des variations notables de la droite météorologique d'une année à l'autre.

L'étude des relations  $\delta_{18O}$  vs  $T$  et  $\delta_{18O}$  vs  $h$  ne nous ont pas permis d'expliquer les comportements isotopiques différents des deux années. Ni l'effet de la température, ni l'effet de la quantité précipitée ne sont responsables de l'appauvrissement important en isotopes lourds des pluies du mois d'août 1988 par rapport à l'appauvrissement limité qu'on trouve en 1989. La différence majeure entre ces deux années, et plus particulièrement pour août, réside finalement dans la nature même des épisodes climatiques à l'origine des précipitations, pluies de type mousson en 1988 et lignes de grains en 1989.

#### 3.2.2.4.3 Compositions isotopiques annuelles

Le régime des pluies et le comportement isotopique différents pour ces deux saisons conduisent à des valeurs annuelles contrastées.

La hauteur de pluie déficitaire en 1988, 556 mm, est dans la tendance climatique sèche de ces trois dernières décennies, alors que les pluies de 1989 qui totalisent 754 mm représentent une hauteur de précipitation proche de la moyenne inter-annuelle (cf. 3.1.1.5.2). Cette évolution locale se fait à l'encontre de la pluviométrie régionale qui montre la saison 1988 comme un retour des pluies en zone sahélo-soudanienne et l'année 1989 comme déficitaire.

Les compositions isotopiques moyennes pondérées des précipitations de 1988 et 1989, soit respectivement  $-5.5$  et  $-4.4 \delta\text{‰}$  pour  $^{18}O$ , sont nettement appauvries par rapport à l'eau de mer et traduisent une vidange déjà avancée au cours de leur survol continental des masses de vapeur initiatrices des pluies (effet de continentalité; DANSGAARD, 1964).

JOSEPH et ARANYOSSY (1989) ont mis en évidence, à partir de la composition isotopique des nappes superficielles, un gradient isotopique régional dit "continental inverse" en relation avec les lignes de grains. Les lignes de grains, qui naissent dans la zone de convergence centrafricaine, se déplacent d'est en ouest (alizés) et induisent un appauvrissement régulier des pluies de  $0.1 \delta_{18O}\text{‰}$  par 100 km. Les moyennes annuelles qu'on a déterminées à Barogo sont cohérentes avec celle donnée dans cet article pour Ouagadougou, soit  $-4.6 \delta\text{‰}$  en  $^{18}O$ . GONFIANTINI (1985) invoque plutôt la provenance de la vapeur océanique comme explication à ce gradient isotopique continental dans la partie nord de

l'Afrique: l'océan Indien pour la partie est, le golfe de Guinée pour le sud-ouest et l'Atlantique pour l'ouest. Cet effet est confirmé pour les précipitations du Soudan au Mali par EBERSCHWEILER (1991a).

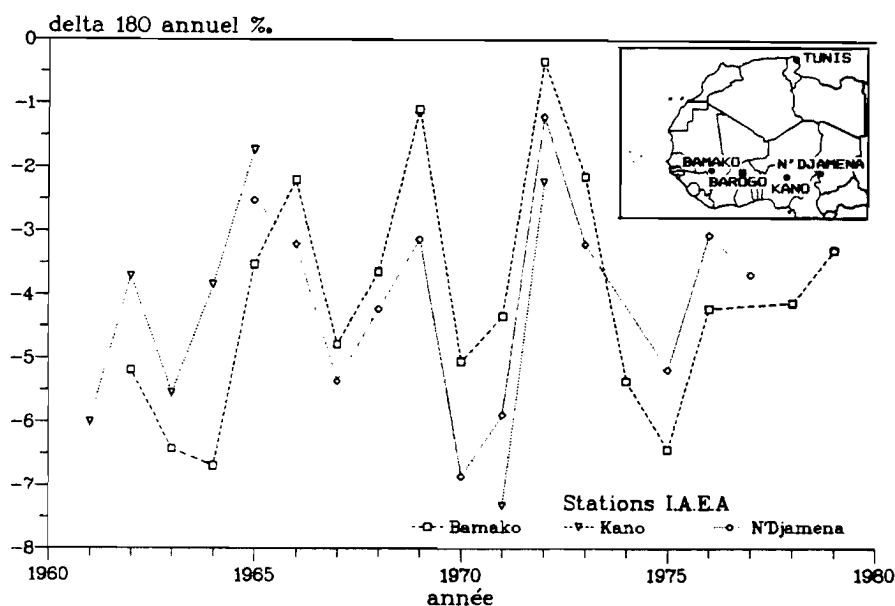


Figure 3.29: Composition isotopique annuelle ( $^{18}\text{O}$ ) des précipitations à Bamako, Kano et N'Djamena de 1961 à 1979 (d'après IAEA, 1992).

La variabilité inter-annuelle de la composition isotopique des précipitations est considérable dans la zone sahélienne, comme l'illustrent les mesures de l'IAEA (1992) aux stations continentales de l'Afrique de l'ouest les plus proches de Barogo (figure 3.29). On constate que les variations sont parallèles pour les 3 stations concernées, que l'amplitude est de  $7 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$ , et que les variations sont pseudo-périodiques sur 3/4 ans.

Les moyennes annuelles à Barogo sont relativement proches des moyennes inter-annuelles calculées à partir des données des stations IAEA (respectivement  $-4.05 \pm 1.83$ ,  $-4.34 \pm 2.04$  et  $-3.96 \pm 1.60 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$  à Bamako, Kano et N'Djamena). Ces stations sont toutes situées à une latitude très proche de celle de Barogo, ce qui nous laisse supposer que les compositions isotopiques associées sont affectées de façon égale par l'effet de continentalité.

La faible variation spatiale de la composition isotopique inter-annuelle des précipitations dans la zone sub-sahélienne de l'Afrique de l'ouest témoigne d'une origine commune de la vapeur atmosphérique (GONFIANTINI 1985). La forte variation qu'on trouve par contre d'une année à l'autre ainsi que la pluviosité irrégulière (730 à 1500 mm à Bamako pour la période considérée) soulignent le caractère changeant des situations météorologiques à l'origine des pluies.

Les précipitations de l'année 1988 apparaissent comme relativement appauvries en isotopes lourds par rapport aux moyennes inter-annuelles mais ne présentent finalement pas de caractère exceptionnel.

La composition isotopique des précipitations du mois d'août est par contre tout à fait inhabituelle:  $-9.1 \delta_{18O}\text{‰}$  pour une hauteur précipitée de 177 mm. Sur les 17 années de suivi de l'IAEA à Bamako (station la plus proche de Barogo), il n'a été enregistré que deux fois des valeurs mensuelles plus faibles:  $-10.7 \delta_{18O}\text{‰}$  en août 1964 et  $-10.2 \delta_{18O}\text{‰}$  en août 1967 pour des pluviosités bien plus importantes, soit respectivement 424 et 365 mm (IAEA, 1992).

#### 3.2.2.4.4 Discussion

Les pluies de début d'hivernage qui tombent dans une atmosphère chaude et non saturée présentent des teneurs isotopiques élevées généralement marquées par l'évaporation. L'appauvrissement progressif en isotopes lourds qui se produit au cours de la saison est en relation avec la chute des températures qui accompagne l'intensification des précipitations. Un enrichissement relatif en troisième décennie de juillet 1988 et 1989 consécutif à des périodes de quelques jours sans pluies témoigne de l'influence de la vapeur recyclée par évaporation. En effet, les points correspondant à ces pluies sont placés légèrement au-dessus de la tendance linéaire dans le graphe  $\delta_{2H}$  vs  $\delta_{18O}$ , c'est à dire dans le sens d'un excès relatif en deutérium caractéristique d'un échange avec la vapeur produite par l'évaporation (l'eau liquide résiduelle est déficitaire, ce qui se traduit par des droites d'évaporation de pentes inférieures à 8).

Les pluies du mois d'août 1988 sont apparues comme tout à fait inhabituellement appauvries en isotopes lourds ( $-9.1 \delta_{18O}\text{‰}$ ), sans que l'effet de la température ou de la quantité précipitée puisse l'expliquer. A l'opposé, les précipitations de 1989 présentent un appauvrissement limité (minimum  $-5.4 \delta_{18O}\text{‰}$  en août), bien que la pluviosité soit supérieure à celle de 1988.

Il nous semble que le contraste isotopique entre les deux années est à mettre en relation avec les mécanismes climatiques à l'origine des précipitations.

L'étude de la relation  $\delta_{18O}$  vs T à l'échelle mensuelle a montré que la composition isotopique des pluies en 1989 apparaît moins affectée par la température que celle de 1988. Ce résultat est à rapprocher de ceux de l'étude de BLAVOUX (1978) qui décrit le même phénomène dans le cas d'un type de temps orageux. Le caractère plus orageux des précipitations de 1989 par rapport à celles de 1988 à Barogo est illustré par la figure 3.30 qui représente la probabilité d'apparition des pluies journalières selon leur intensité ( $\text{mm.h}^{-1}$ ). On remarque en effet que les pluies d'intensité supérieure à  $4 \text{ mm.h}^{-1}$  sont plus fréquentes en 1989 qu'en 1988. La différence est particulièrement remarquable en août, avec une intensité moyenne de  $20 \text{ mm.h}^{-1}$  en 1989 et  $3.5 \text{ mm.h}^{-1}$  en 1988.

Le suivi des situations météorologiques nous a montré que les pluies d'août 1988 sont imputables à la mousson aux pluies peu orageuses. La mousson est associée à la zone de convergence qui occupe justement une position relativement septentrionale pour la saison et atteint même la latitude de Barogo (GUILLOT, 1988). Par contre, en août 1989 la ZITC se trouve en position nettement plus méridionale et le temps est à mettre au crédit de la structure FIT caractérisée par les lignes de grains (GUILLOT, 1989).

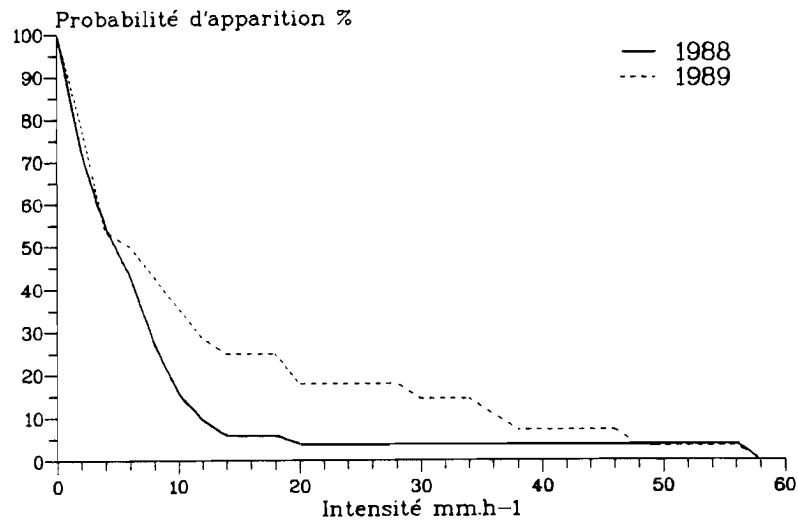


Figure 3.30: Probabilité cumulée d'apparition des pluies selon leur intensité à Barogo (91 % des données disponibles en 1988 et 44 % en 1989).

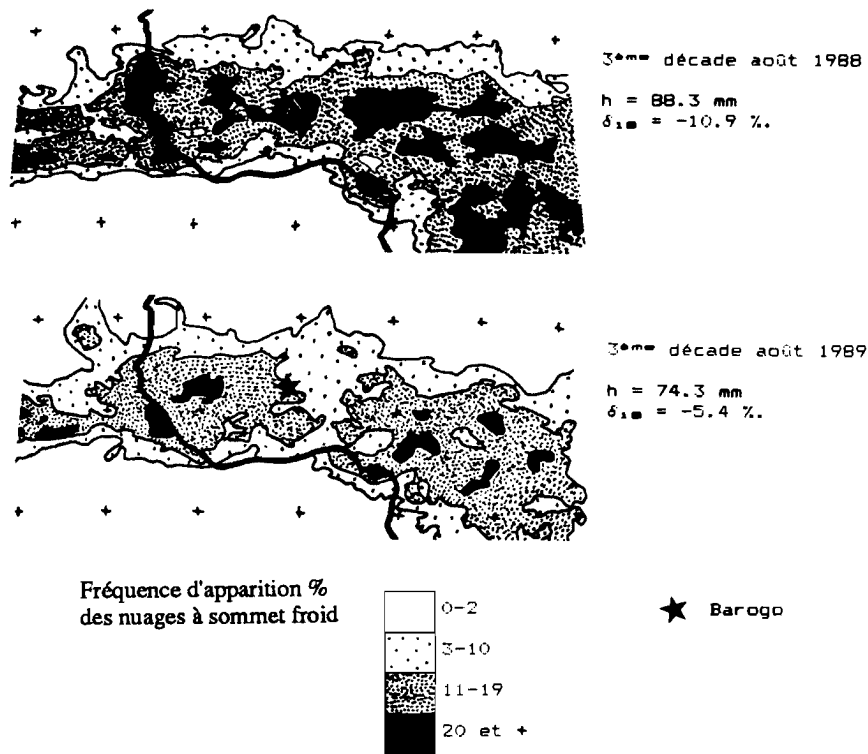


Figure 3.31: Cartes des activités convectives en Afrique de l'ouest en troisième décade d'août 1988 et 1989.

Ces situations météorologiques différentes sont illustrées pour la troisième décade d'août par la figure 3.31. En 1988, l'activité convective sur l'Afrique de l'ouest est très importante et forme une bande est-ouest relativement homogène avec de nombreux noyaux étendus riches en nuages pluvio-gènes qui en forment l'axe et matérialisent ainsi la ZITC. Barogo se trouve sur cet axe et bénéficie des pluies de

ces foyers actifs. En 1989, l'activité convective est plus faible et irrégulière et la zone axiale de la bande de convection se trouve plus au sud. Barogo est affecté de façon marginale par les foyers actifs et les précipitations sont plutôt à relier avec la marge nord de la ZITC, c'est à dire avec le FIT responsable des lignes de grains. Les compositions isotopiques décennales correspondantes sont très différentes ( $-10.9 \delta_{18O}\text{‰}$  en 1988 et  $-5.4 \delta_{18O}\text{‰}$  en 1989) alors que la pluviosité est comparable (respectivement 88.3 et 74.3 mm). Cette constatation est similaire à celle de SALATI et al (1979) qui, à l'occasion de l'étude isotopique des précipitations de 1973 dans le bassin de l'Amazone, relie les teneurs anormalement appauvries en isotopes lourds d'avril et mai à la position la plus méridionale de l'année de la ZITC. La situation est symétrique à celle qu'on trouve à Barogo en 1989, la zone étudiée se situant de l'autre côté, c'est à dire au sud, de la zone de convergence.

On propose le mécanisme suivant pour relier l'appauvrissement en isotopes lourds au mécanisme climatique à l'origine des précipitations.

La structure FIT est caractérisée par de brusques variations d'humidité entre des périodes sèches et le passage des grains aux pluies brèves et intenses. Ce comportement météorologique favorise l'évaporation et l'échange des pluies avec la vapeur recyclée. Le régime irrégulier des vents cisaille les masses nuageuses, sièges de turbulences importantes. ERIKSSON (1965) a démontré théoriquement que l'effet isotopique du transport tourbillonnaire se traduit par une diminution du facteur de fractionnement effectif associé au processus de condensation. Les effets conjugués de l'évaporation, des échanges avec la vapeur et des turbulences contribuent finalement à limiter l'appauvrissement isotopique.

La ZITC est le siège de la convection intense et se distingue par ses précipitations continues et peu orageuses. L'humidité relative reste élevée, ce qui limite l'enrichissement en isotopes lourds à l'évaporation et l'effet du mélange avec la vapeur recyclée. Le refroidissement accentué et l'absence de mouvements tourbillonnaires importants favorisent un appauvrissement maximum en isotopes lourds.

La relation que nous avons mise en évidence entre la composition isotopique des précipitations et la position de la ZITC qui détermine largement le type de temps affectant l'Afrique de l'ouest, nous semble expliquer, du moins en partie, la forte variabilité isotopique inter-annuelle relevée dans cette région.

Cet effet isotopique nous paraît également susceptible de contrarier l'effet de continentalité dans les régions côtières. En effet, plus on s'éloigne de la côte (vers le nord) plus les masses de vapeur s'appauvrissent en isotopes lourds (effet de continentalité) alors que le climat dépend plus largement de la structure FIT orageuse à laquelle est associée un appauvrissement isotopique limité. Cet effet isotopique s'ajoute à ceux dus à l'augmentation de la température et à la diminution de la pluviosité qui gommement tout effet de continentalité, comme l'ont remarqué TRAVI et al (1987) au Sénégal.

Le rapprochement entre cet effet isotopique et la forte variabilité inter-annuelle des pluies, nous permet de supposer qu'il y a là une possibilité de relier la signature isotopique annuelle des précipitations de ces régions avec le régime climatique. De bons critères de discrimination pourraient être l'effet de la température (figure 3.26) et l'effet de masse à l'échelle mensuelle (figure 3.27).

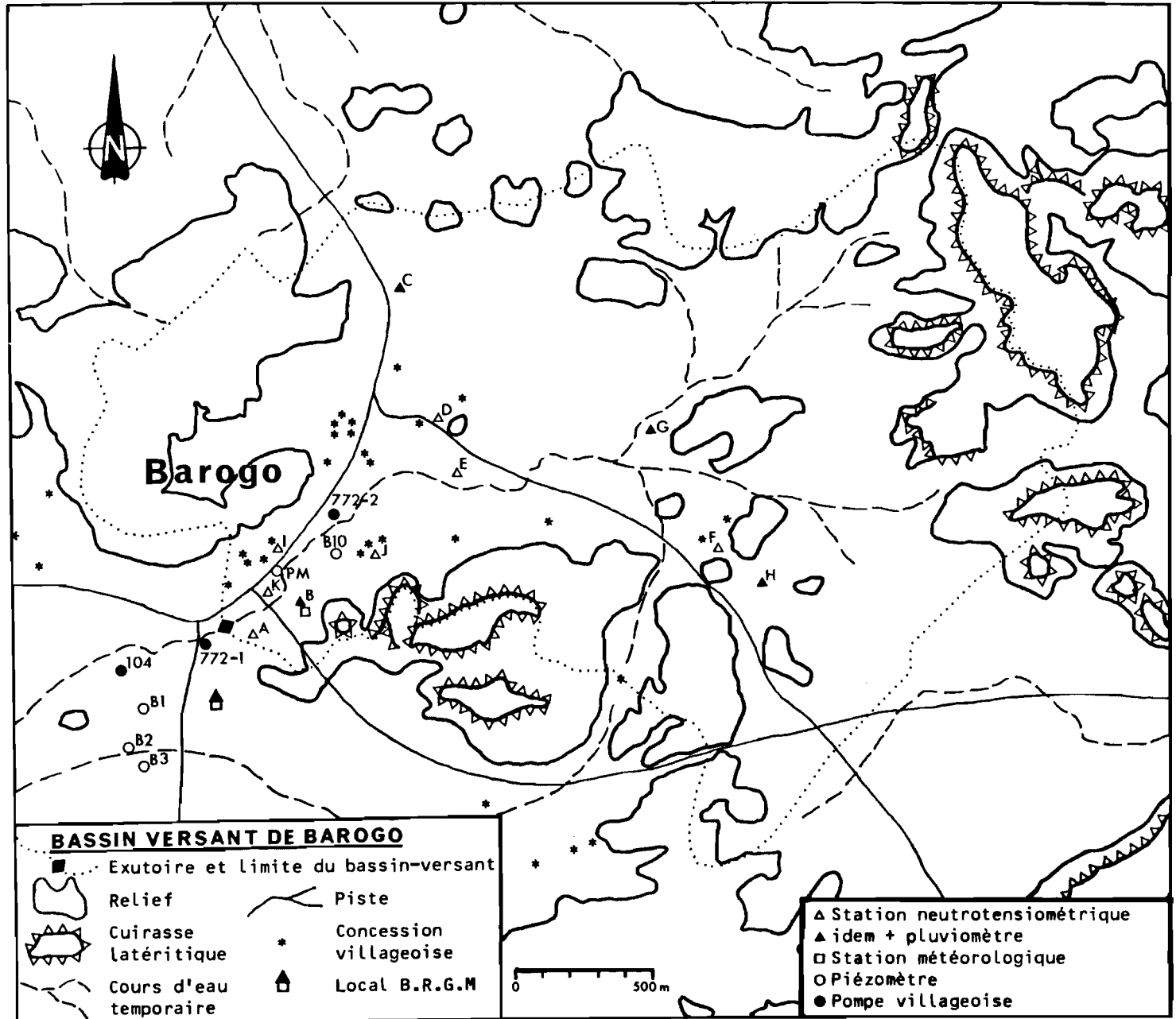


Figure 3.8: Carte du bassin-versant expérimental de Barogo et équipement scientifique.

### 3.2.2.5 La vapeur atmosphérique

On dispose de seulement 6 couples  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  de vapeur atmosphérique prélevés à Barogo, Gounghin, Nafona et Katchari fin avril-début mai 1989, c'est à dire en fin de saison sèche (annexe 3.3). Ces valeurs sont comparées à la DMB (figure 3.32).

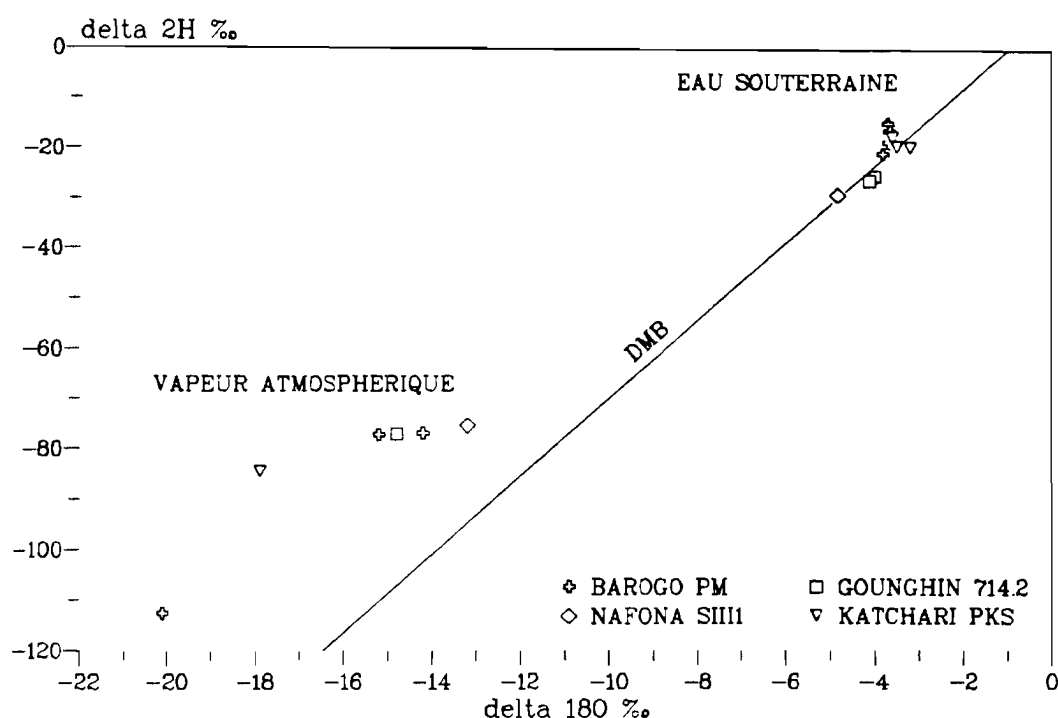


Figure 3.32: Couples  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  des eaux souterraines et de la vapeur atmosphérique à Barogo, Gounghin, Nafona et Katchari.

On constate que les échantillons de vapeur prélevés à Barogo sont fortement appauvris en isotopes lourds par rapport à l'eau de mer (jusqu'à  $-20 \text{ ‰}$  en  $^{18}O$ ). Les points représentatifs des couples  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  sont nettement au-dessus de la droite locale des pluies DMB, c'est à dire caractérisés par un fort excès en deutérium (environ  $40 \text{ ‰}$ ), même si ils forment un alignement parallèle à celle-ci.

On peut invoquer comme explication à la composition isotopique de la vapeur l'influence dominante en saison sèche de la vapeur locale issue de l'évaporation de l'eau des sols sur la vapeur d'origine océanique (SCHOCH-FISCHER et al, 1983). La vapeur issue des sols est engendrée par un phénomène cinétique qui produit un excès de deutérium par rapport à la vapeur produite à l'équilibre. Cette hypothèse paraît plus vraisemblable que celle d'un mélange avec de la vapeur transpirée dont la composition isotopique est identique à celle de l'eau du sol au niveau des racines (BARIAC, 1988a).

Les teneurs isotopiques mesurées pour les autres sites sont dans la gamme relevée à Barogo. On remarque néanmoins que l'excès en deutérium croît du sud ( $30 \text{ ‰}$  à Nafona) au nord ( $60 \text{ ‰}$  à

Katchari). L'hypothèse présentée ci-dessus est en accord avec ce phénomène car la part de la vapeur océanique diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la côte.

### 3.2.3 Les crues

La petite taille du bassin versant de Barogo ainsi que la nature du climat favorisent des écoulements superficiels rapides et occasionnels. Les crues étudiées par MILVILLE (1990) en 1987 et 1988 (cf. 3.1.2.2.5) ont permis d'établir la relation Pluie-Ruissellement à l'exutoire:  $R = 0.15(P-10)$ .

Il y a eu 20 crues en 1988 et 24 en 1989. Les plus importantes en juin et août pour 1988 et en juillet et août pour 1989 ne représentent pas plus de 6 à 8 mm chacune. Les pluies précoces d'avril 1988 ( $h = 15$  mm) et de mars 1989 (16 et 17 mm) n'ont pas provoqué de crue.

Nous avons prélevé seulement 3 échantillons d'eaux de crues en 1988. La figure 3.33 présente ces résultats isotopiques en parallèle avec l'hydrogramme de la crue (relation débit-temps) et la composition de la pluie à l'origine de l'écoulement.

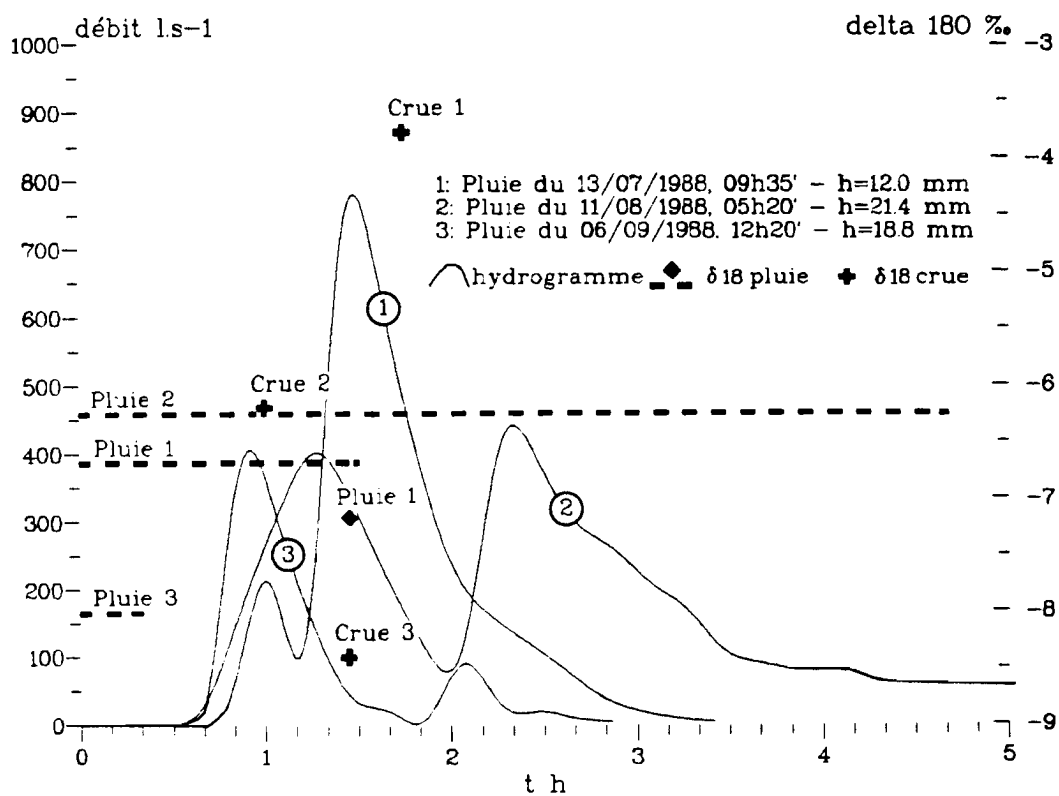


Figure 3.33: Hydrogrammes de trois crues à Barogo (MILVILLE, 1990); teneurs en  $^{18}\text{O}$  dans la pluie et la crue.

La **crue 1** est consécutive à une pluie faible d'intensité moyenne ( $8 \text{ mm.h}^{-1}$ ). L'hydrogramme nous montre que le débit augmente brutalement 40 minutes après le début de la pluie (ce délai est le même pour les trois crues présentées) pour culminer 50 minutes plus tard, puis décroît plus progressivement en 1 heure et demie environ. Malgré cet écoulement rapide la crue, prélevée moins de 20 minutes après



le maximum de débit, est fortement enrichie en isotopes lourds par rapport à la pluie (+2.5 ‰ en  $^{18}\text{O}$ ) bien qu'il se soit écoulé moins de 2 heures entre le début de l'averse et notre prélèvement.

Cet enrichissement considérable sur une aussi courte distance et pour un aussi faible délai est difficilement imputable à la simple évaporation de l'eau au cours de son écoulement. Par exemple, CONRAD et FONTES (1970) trouvent au Sahara lors de crues de l'oued Saoura des enrichissements relatifs en  $^{18}\text{O}$  atteignant +4 ‰ au bout de 15 jours mais négligeables sur une journée.

On propose le mécanisme d'enrichissement isotopique suivant. Les dernières précipitations susceptibles de provoquer un écoulement à l'exutoire datent d'une semaine et les petites pluies qui précèdent cette crue ont des compositions isotopiques autour de -4 ‰. L'interception de ces pluies faibles par de petites dépressions topographiques (et dans la nappe alluviale) les expose à l'évaporation, relativement importante en cette période de déficit pluviométrique (cf. 3.2.2.2). Le mélange entre les eaux de ruissellement de la pluie du 13 juillet et ces eaux stagnantes conduit finalement à un enrichissement de l'eau de la crue par rapport à la pluie.

Une mesure ponctuelle de la composition isotopique de la pluie à la fin de l'averse montre un appauvrissement isotopique de 0.5 ‰ par rapport à la pluie totale. Cet effet est imputable à l'effet d'appauvrissement en isotopes lourds des masses nuageuses au cours de leur vidange à l'échelle de l'averse (DANSGAARD, 1953).

La **crue 2** correspond à une pluie d'intensité moyenne. L'hydrogramme à deux pics suggère qu'elle est composée de deux averses. Il n'y a pas de différence sensible entre les compositions isotopiques de la pluie et de la crue. Contrairement à la crue 1 la saison des pluies est installée et l'effet de l'évaporation des pluies interceptées devient insensible, d'autant plus que les pluies qui précèdent celle à l'origine de la crue ont de faibles teneurs en isotopes lourds (-7 ‰ en moyenne pour la 1<sup>ère</sup> décade d'août 1988).

La **crue 3** est générée par une averse brève (20 minutes) et très intense (56 mm.h<sup>-1</sup>). Le prélèvement effectué à l'occasion de la décrue présente un léger appauvrissement isotopique de 0.4 ‰ par rapport à la pluie. On peut l'attribuer à l'effet de masse pouvant affecter la fin de l'averse (cf. crue 1), ou à l'effet d'interception et d'entraînement déjà mentionné des pluies très appauvries de la fin août (composition moyenne en 3<sup>ème</sup> décade: -10.9 ‰) sans influence sensible de l'évaporation en cette période encore très humide. La deuxième hypothèse nous paraît plus vraisemblable que la première en raison de la brièveté de l'averse.

Nos conclusions concernant la composition isotopique des crues relativement aux pluies initiatrices sont limitées par ces données très insuffisantes. Il semblerait que les crues sont en général peu différenciées des pluies. Le principal phénomène susceptible de modifier la composition des précipitations semble être l'entraînement de pluies antérieures interceptées. Elles peuvent provoquer un enrichissement important en début de saison par évaporation et agissent également par simple effet mémoire susceptible de provoquer enrichissement ou appauvrissement. La petite taille du bassin versant

ainsi que la faible durée des crues (11 heures au maximum en 1987-1988) rendent improbable l'action sensible de l'évaporation au cours même de l'écoulement.

### 3.2.4 Les eaux souterraines

Les forages pour lesquels on a choisi de réaliser un suivi isotopique (772.2, B10, PM, 772.1, 104 et B1) sont localisés de part et d'autre de l'exutoire du bassin versant (figure 3.8). Les venues d'eau captées sont systématiquement situées dans le socle (figure 3.36).

#### 3.2.4.1 Relation $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$

Les points représentatifs des couples  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$  des eaux souterraines sont proches de la droite locale des pluies DMB (figure 3.34) et traduisent une origine typiquement météorique des eaux d'alimentation de l'aquifère. La faible variation globale des teneurs isotopiques et les valeurs apparemment plus riches que les valeurs moyennes des pluies de 1988 et 1989 (figure 3.50), en particulier en PM et 772.1, seront discutées dans les chapitres suivants.

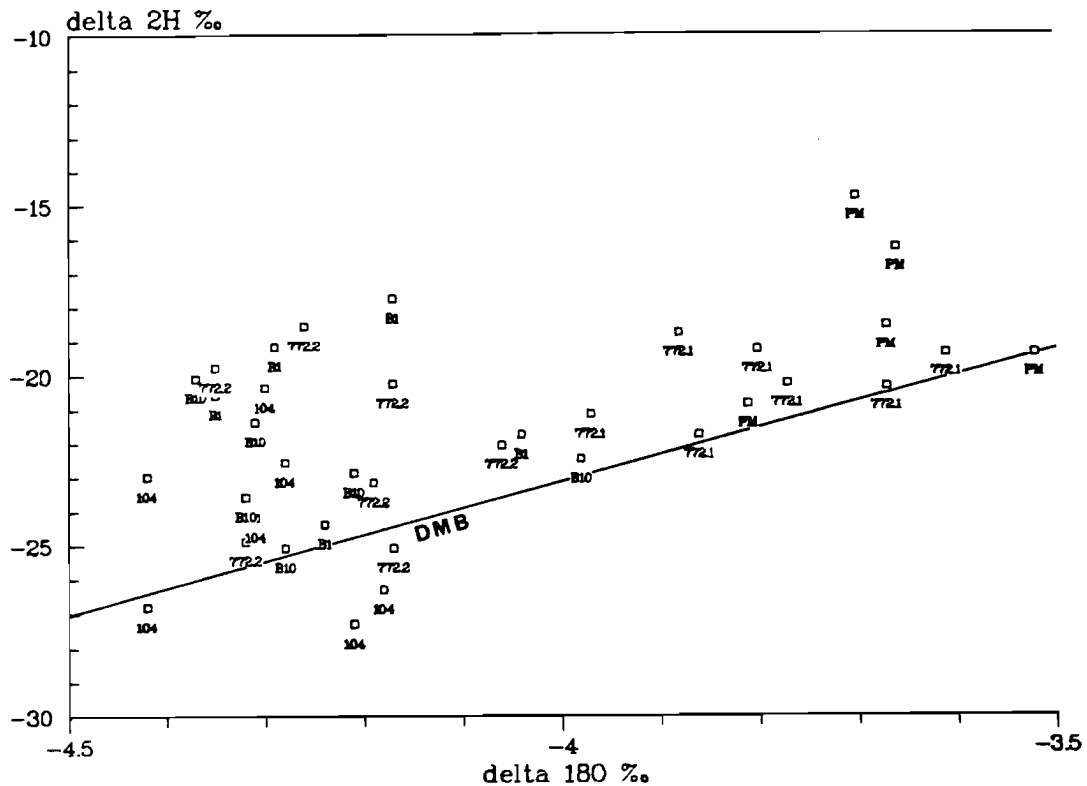


Figure 3.34: Relation  $\delta_2\text{H}-\delta_{18}\text{O}$  dans les eaux souterraines à Barogo en 1988 et 1989 aux forages 772.2, B10, PM, 772.1, B1 et 104 et droite météorique locale.

Les points représentatifs de la composition isotopique des eaux souterraines sont majoritairement placés au-dessus de la DMB et présentent des excès en deutérium élevés. La valeur moyenne de  $d$  pour

l'année 1988 est de 9.7  $\delta_{2H}\text{‰}$  et de 11.6  $\delta_{2H}\text{‰}$  en 1989, ce qui suggère que l'excès en deutérium moyen des pluies ayant contribué à la recharge en 1989 est supérieur à celui de 1988. Cette constatation qui implique une variation inter-annuelle de la DMB n'est pas corroborée par nos données isotopiques concernant les pluies par manque d'analyses en  $^2\text{H}$  en 1988. Rappelons à cet égard que l'excès en deutérium annuel montre des variations relativement importantes dans la région (cf. 3.2.2.4.2).

La figure 3.28 nous a permis de constater que les pluies les plus importantes présentent généralement les excès en deutérium les plus élevés. Si on considère toutes les pluies de 1989, le d moyen pondéré annuel vaut 9.8  $\delta_{2H}\text{‰}$ , si on se restreint aux pluies de hauteur supérieure à 10 mm, d vaut 10.3  $\delta_{2H}\text{‰}$ , puis 11.2  $\delta_{2H}\text{‰}$  pour  $h > 20$  mm, sa valeur croissant avec la hauteur pluviométrique jusqu'à 14.1  $\delta_{2H}\text{‰}$  pour les deux pluies de 60 à 70 mm du mois de juillet. Une diminution très sensible de la teneur isotopique moyenne pondérée des précipitations accompagne l'augmentation de d avec l'intensité de la sélection. Le d élevé des eaux souterraines traduit donc la sélection des pluies les plus importantes pour la recharge. Les pluies les plus faibles subissent le phénomène d'interception et sont alors susceptibles d'être perdues par évaporation. Mais la comparaison des valeurs de d et des teneurs isotopiques moyennes dans la pluie et dans l'aquifère en 1988 et 1989 ne permettent pas de déterminer la valeur du seuil de sélection des pluies du fait de l'intégration de plusieurs années de recharge dans l'aquifère et de la forte variabilité inter-annuelle de la composition isotopique des pluies.

Les valeurs élevées de l'excès en deutérium des eaux souterraines nous montrent également qu'il n'y a pas d'influence sensible de l'évaporation.

#### 3.2.4.2 Evolution spatio-temporelle

Les variations temporelles de la composition en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines sont très faibles pendant la période étudiée (figure 3.35), soit 0.5  $\delta\text{‰}$  au maximum en B1. Ceci indique une bonne homogénéisation locale de l'aquifère qui intègre les variations isotopiques inter-annuelles importantes des pluies (cf. 3.2.2.4.3). Ce phénomène a été interprété comme une conséquence du rôle dispersif des altérites sur les eaux d'infiltration (BRGM-AQUATER, 1986).

Durant le début de la saison humide 1988, les pluies (15 mm fin avril et 4 pluies de plus de 30 mm en juin) présentent des teneurs en oxygène 18 (environ -3 à -4  $\delta\text{‰}$ ) qui semblent contribuer localement à une augmentation de la composition dans l'aquifère (forages 772.1 et 772.2). L'évolution assez variable pendant cette saison humide nous semble traduire une recharge très hétérogène dans le secteur étudié, la situation étant différente en 1989.

La saison sèche 1988-1989 voit se produire une diminution générale des compositions isotopiques (de 0.25  $\delta_{18O}\text{‰}$  en moyenne) consécutive à la recharge par les pluies plus pauvres en isotopes lourds de 1988. On constate en parallèle une relative homogénéisation isotopique de l'aquifère, surtout pour les forages 772.2, B10, B1 et 104.

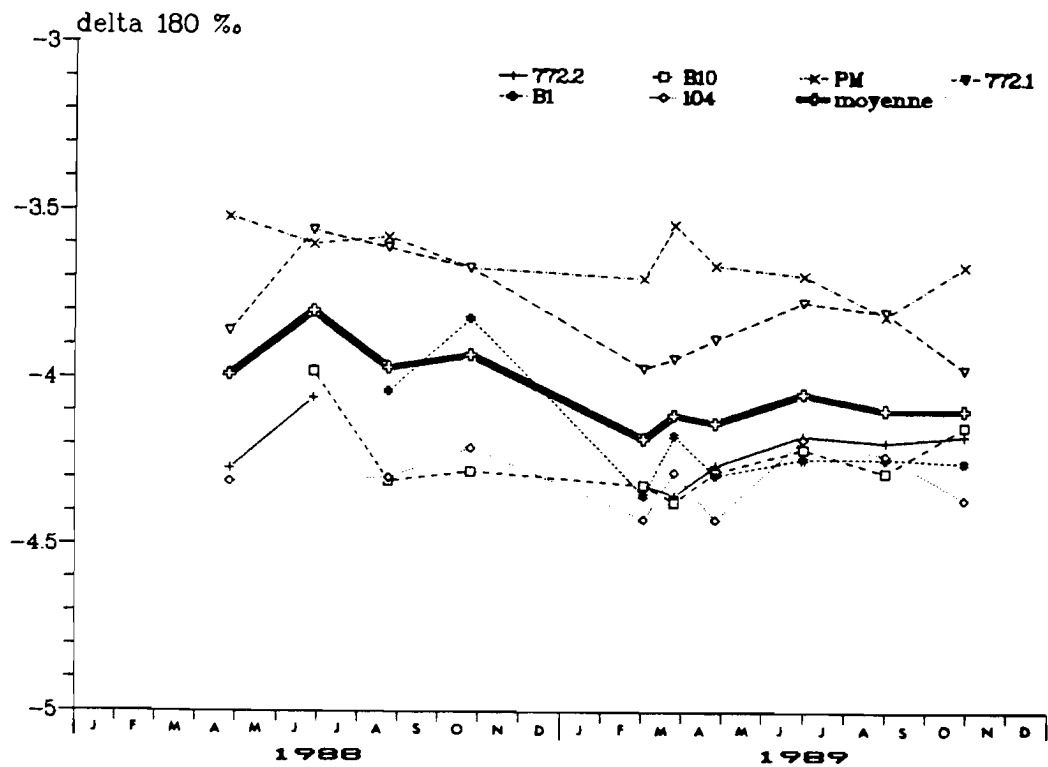


Figure 3.35: Evolution de la teneur en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines en 1988 et 1989 à Barogo aux piézomètres PM, B1 et B10 et aux pompes villageoises 772.1, 772.2 et 104.

Les deux averses précoces de mars 1989 (une de ces averses a une teneur en  $^{18}\text{O}$  de 3 ‰), produisent localement, et ce plutôt en aval (forages PM, B1 et 104), une nette réaction isotopique transitoire et dans un court délai (moins de 15 jours). Les niveaux piézométriques (forage PM, figure 3.16) ne montrent aucune réaction à ces pluies. Ceci nous montre que des averses moyennes et précoces caractérisées par un fort contraste isotopique sont susceptibles d'atteindre la nappe rapidement, s'y signalent par un enrichissement en isotopes lourds, mais restent sans incidence sensible sur le niveau piézométrique. Ceci suggère une alimentation rapide de l'aquifère par le réseau de fissures et fractures. La recharge par infiltration diffuse à travers la zone non saturée, ici 20 m d'altérites, se fait en effet selon des délais incompatibles avec la rapidité de ce phénomène et la faible lame d'eau en jeu.

Les pluies peu abondantes de mai et juin, enrichies en isotopes lourds par rapport à l'aquifère contribuent à une faible remontée des valeurs de la composition isotopique. A partir de début juillet les pluies abondantes provoquent une remontée brutale et généralisée du niveau piézométrique (figure 3.16) mais elles ont une composition isotopique peu différenciée de celle de l'aquifère (environ - 5 ‰) et n'induisent pas de variation isotopique sensible dans les eaux souterraines. L'évolution générale en 1989 qui apparaît plus homogène qu'en 1988, caractérise une recharge mieux répartie dans le bassin.

**Remarque:** DILUCA (1979) cite le cas d'un forage au Mali où la composition isotopique ( $^{18}\text{O}$  et  $^{14}\text{C}$ ) suggère un mélange d'eau ancienne et d'eau superficielle récente qui se produirait par la paroi non tubée du forage. La technologie employée pour les forages de Barogo (tubages métal et PVC cimentés en surface) nous semble suffisante pour éviter une telle contamination.

Ces considérations nous suggèrent finalement que le mécanisme de recharge est bimodal. Une partie de la recharge se fait par infiltration à travers le sol et se traduit par des variations lentes et amorties des compositions isotopiques dans l'aquifère. Le deuxième mode de recharge beaucoup plus rapide, révélé par une réaction isotopique de l'aquifère à des pluies isolées et par la brusque remontée du niveau statique, est celui de la conduction par une "macroporosité" de fissuration ou de fracturation. BRUSSEL et al (1988) et SHARMA et HUGHES (1985) envisagent également ce mécanisme de recharge bimodal à l'occasion de l'interprétation de profils profonds en tritium et en isotopes stables réalisés respectivement au Burkina Faso (près de Ouahigouya, à 170 km au NNW de Ouagadougou) et à l'ouest de l'Australie.

	772.2	B10	PM	772.1	104	B1
772.2	1	0.874	0.582	0.554	0.433	0.045
B10		1	0.282	0.135	0.102	0.081
PM			1	0.522	0.192	0.428
772.1				1	0.754	0.221
104					1	0.653
B1						1

Tableau 3.4: Matrice de corrélation des compositions isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ) aux six forages étudiés à Barogo.

La matrice de corrélation des variations en  $\delta_{18}\text{O}\text{‰}$  dans nos 6 forages (tableau 3.4) nous permet de remarquer que les évolutions les plus comparables sont à relier avec la proximité relative des forages et donc qu'il y a une relative homogénéité isotopique locale de l'aquifère.

Les variations temporelles isotopiques dans les aquifères peuvent être transposées en variations spatiales par l'écoulement de la nappe locale (IAEA, 1981). Nous avons tenté une évaluation de sa vitesse à partir des mesures de la transmissivité  $T$ , du gradient piézométrique  $i$  et de l'épaisseur de l'aquifère  $e$  selon la relation  $V = Ti/e$  (OCHI, 1990).  $T$  varie dans notre secteur de  $6.9 \cdot 10^{-5}$  à  $1.6 \cdot 10^{-4}$  pour une moyenne de  $1.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Le gradient piézométrique est de 5 m pour 1200 m pour notre secteur en juin 1989 (niveau de base) et atteint 18 m pour 560 m entre les forages PM et 104 à l'occasion de l'hivernage (figure 3.36). L'épaisseur de l'aquifère est délicate à évaluer. La limite

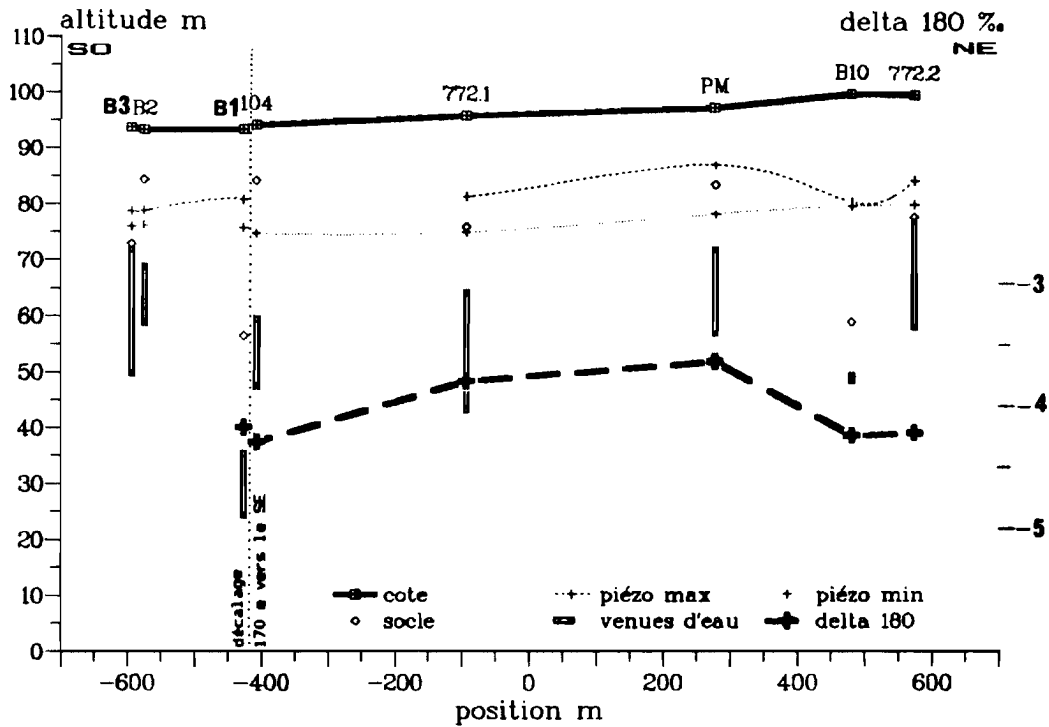


Figure 3.36: Variation spatiale de la teneur moyenne en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines de la pompe 772.2 au piézomètre B3 et caractéristiques hydrologiques des forages.

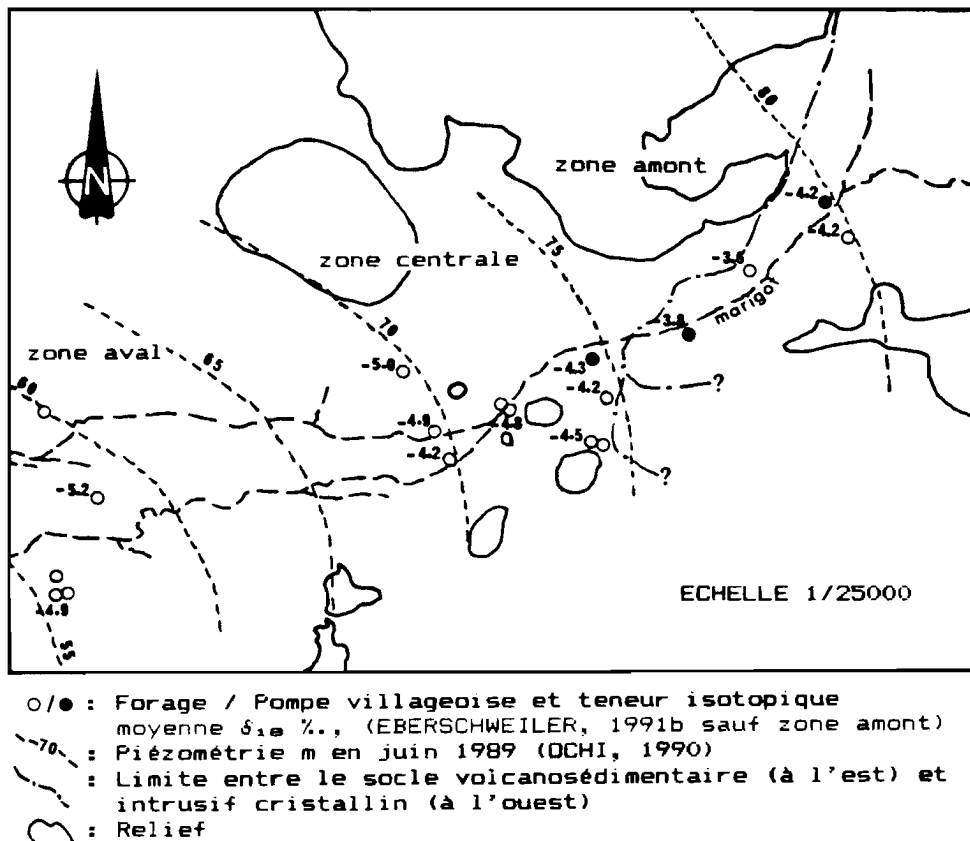


Figure 3.37: Variation spatiale de la teneur moyenne en  $^{18}\text{O}$  des eaux souterraines dans le bas-fond de Barogo et piézométrie (OCHI, 1990).

supérieure correspond au toit piézométrique grosso-modo confondu avec la limite socle-altérite. La limite inférieure est: soit le socle non fissuré de profondeur inconnue faute de forage assez profond mais très probablement comprise entre 50 et 100 m de profondeur (cf. 3.1.1.6); soit la profondeur où l'écoulement devient négligeable à cause du resserrement de la fissuration; soit la profondeur de la dernière venue d'eau, 40 à 70 m minimum dans notre secteur.

Les valeurs extrêmes de  $V$  qu'on obtient avec ces estimations vont de 0.06 à 4 m par an. On a conscience du caractère sommaire de ce calcul qui nous indiquerait néanmoins que l'écoulement n'est pas assez rapide pour brouiller sensiblement les variations spatio-temporelles aux échelles de notre étude. Précisons également que les pompages villageois (débit de 5 à 10 m<sup>3</sup> par jour) ainsi que les forages d'exploitation situés plus à l'ouest (prélèvement de 60 à 100 m<sup>3</sup> par j à partir de février 1989) affectent peu l'hydrologie souterraine de notre secteur (OCHI, 1990).

### 3.2.4.3 Variation spatiale et contexte hydrogéologique

On présente ici nos données isotopiques moyennes sur les deux années, en rappelant que la variation temporelle est faible, ainsi que les données de l'étude "Milieux fissurés" (EBERSCHWEILER, 1991b) qui concernent une partie notre secteur et la zone aval le long du marigot jusqu'à une distance de 4.5 km de l'exutoire du bassin versant.

La figure 3.37 nous montre qu'il y a une tendance est-ouest à un appauvrissement en isotopes lourds selon la direction d'écoulement du marigot et de la nappe avec une amplitude de variation de 1.6 ‰ en <sup>18</sup>O, ce qui est nettement supérieur à la variation inter-annuelle en 1988 et 1989 (0.5 ‰ au maximum). Ceci est une conséquence du fait que la colonne d'altérites homogénéise localement le signal d'entrée mais que le mélange dans l'aquifère est un phénomène lent (IAEA, 1981). Ainsi chaque masse d'eau homogénéisée est relativement indépendante de ses voisines, comme il a été constaté au Niger par OUSMANE et al (1983) qui attribuent cela au système de fractures mal connecté.

On remarque également que les forages 772.1 et PM présentent des compositions plus riches en isotopes lourds que la moyenne et ce durant toute la période étudiée (figures 3.35 et 3.36), bien que l'excès en deutérium reste élevé. Les niveaux statiques remontent jusqu'à environ 10 m de la surface pendant l'hivernage et la chute du niveau de base à l'occasion de la sécheresse des dernières années (cf. 3.1.1.6 et 3.1.2.2.6) laisse à penser que cette profondeur fut encore plus faible dans le passé. Ajoutons enfin qu'il ne semble pas y avoir de relation entre les compositions isotopiques et la proximité des forages avec le marigot.

Les différents travaux effectués sur ce site nous apportent les éléments suivants sur l'hydrogéologie de l'aquifère (figure 3.37):

- Le niveau piézométrique de base est à une profondeur relativement constante de 20 m environ sauf dans la partie aval où il atteint une trentaine de mètres.

- Le socle est formé de schistes dans la partie amont et d'amphibolites dans les parties centrales et aval.

- La modélisation de la nappe en régime transitoire a conduit à l'évaluation de la recharge en 1988-1989 (OCHI, 1990): importante à proximité du marigot dans sa partie amont jusqu'à la pompe 104 (60/150 mm au forage 772.2 et 60/110 mm en 772.1) et faible dans sa partie aval (5/4 mm) ainsi qu'au droit des reliefs et dans la zone intermédiaire entre les reliefs et le marigot (3/2 mm).

- L'étude de la zone non saturée dans la zone amont (stations de mesure, figure 3.8) nous montre une variation spatio-temporelle importante de la recharge (7 à 79 mm pour une moyenne de 25 mm, cf. 3.1.2.2.5). On remarquera à cette occasion que les valeurs calculées de la recharge diffuse par le sol en 1988 près des forages 772.1 et 772.2 représentent un peu moins de 50 % de la recharge totale, le complément étant imputable à l'infiltration plus directe par la fissuration.

- L'amplitude de la remontée piézométrique en 1989, qui représente 2.7 à 9 m en amont (notre secteur), 0.9 à 2.8 dans la zone centrale et 0.6 à 1.4 en aval, suggère une diminution de la recharge d'amont en aval.

La variation spatiale du signal isotopique est à rapprocher des particularités locales de l'alimentation verticale de l'aquifère. La recharge en amont qui est importante et implique altérites et fissuration conduit à des eaux souterraines relativement plus riches en isotopes lourds qu'en aval où la recharge plus faible suggère une sélection plus importante des pluies.

#### 3.2.4.4 Les autres sites

La figure 3.32 permet de comparer les compositions isotopiques  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  des eaux souterraines prélevées en 1988 et 1989 à Barogo avec celles des autres sites (Gounghin, Nafona et Katchari) étudiés au Burkina Faso (annexe 3.3) pour la même période. Le tableau 3.3 présente les caractéristiques principales des forages choisis à proximité du lieu des prélèvements de sol (cf. 3.2.5.4). Les données pour Katchari sont tirées d'EBERSCHWEILER (1991b).

Comme à Barogo les points représentatifs des couples  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  des eaux souterraines de ces sites sont proches de la DMB (elle-même peu différente des droites régionales et mondiales, cf. 3.2.2.1) et révèlent une origine typiquement météorique des eaux d'alimentation.

La variation temporelle de la composition en  $^{18}O$  y est également faible en comparaison de la variation inter-annuelle de la composition des pluies, ce qui témoigne de nouveau d'une bonne homogénéisation locale des aquifères. Mais nos mesures sont trop peu nombreuses pour qu'il soit possible de relier cette variation temporelle avec celle du signal des pluies, comme on a pu le faire à Barogo (cf. 3.2.4.2).

Le site de Gounghin, situé à 7 km de Barogo, est caractérisé par un climat et un sol comparables. Il se distingue néanmoins par la proximité du lit du marigot et un niveau statique situé à une plus faible



distance de la surface (5 m environ), ce qu'atteste la présence d'un horizon hydromorphe dans le sol à partir de 1.6 m de profondeur. L'hypothèse d'une évaporation sensible de la nappe par remontées capillaires à travers la zone non saturée est ici vraisemblable (ordre de grandeur envisageable 1 à 10 mm.an<sup>-1</sup>; CHRISTMANN et SONNTAG, 1987).

La position légèrement à droite de la DMB des points représentatifs des couples  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  ainsi que l'excès en deutérium moyen d'environ 6 ‰  $\delta_{2H}$  et inférieur à celui mesuré à Barogo (environ 11 ‰  $\delta_{2H}$ ) nous suggèrent une influence accrue du lessivage des eaux enrichies par l'évaporation de la partie superficielle du sol (cf. 3.2.4.5 et 3.2.6.2).

Le site de Nafona, situé au sud du pays, est sous l'influence d'un climat plus humide. On remarque que la teneur en isotopes lourds des eaux souterraines y est plus faible que celle des autres sites conformément à la tendance régionale (BRGM-AQUATER, 1986). Ceci est peut-être une conséquence de la variation régionale de la composition isotopique des précipitations, mais cette variation est mal connue sur l'axe nord-sud (cf. 3.2.2.4.3).

Le site de Katchari est situé au nord du pays dans la zone sahélienne caractérisée par un climat plus sec à la pluviosité irrégulière. L'excès en deutérium moyen vaut 9 ‰  $\delta_{2H}$  environ. La variation spatiale de la teneur en <sup>18</sup>O sur ce site est d'importance tout à fait comparable à celle mesurée à Barogo, soit environ 0.5 ‰  $\delta_{18O}$ .km<sup>-1</sup>, et se manifeste également par une tendance à la diminution des teneurs dans la direction d'écoulement du marigot.

### 3.2.4.5 Discussion

La composition isotopique des eaux de l'aquifère fissuré de Barogo est de type météorique, comme il est habituel dans cette région (TRAVI et JUSSERAND, 1980; OUSMANE et al, 1983; BRGM-AQUATER, 1986), sans marquage sensible à l'évaporation.

Les faibles variations temporelles des teneurs en isotopes lourds par rapport à celles des pluies suggèrent le fait qu'elles représentent plutôt une moyenne inter-annuelle, avec une bonne homogénéisation locale du signal. Il est néanmoins difficile de préciser s'il existe ou non un décalage systématique entre la composition isotopique de l'aquifère et les pluies. L'estimation de la composition moyenne inter-annuelle des pluies à Barogo, -4.6 ‰  $\delta_{18O}$  (cf. 3.2.2.4.3) nous montre en tout cas que ce décalage est limité.

La faible vitesse d'écoulement de la nappe et l'interconnexion imparfaite dans le milieu fissuré se traduisent en ce qui concerne les compositions isotopiques par l'expression des spécificités locales des modes d'alimentation.

L'infiltration directe par la fissuration concerne en premier lieu les pluies qui dépassent les capacités d'interception du bassin ( $h > 10$  mm). L'hétérogénéité spatiale des zones conductrices des altérites est importante et leur comportement peut varier en cours de saison à cause des propriétés gonflantes des matériaux argileux. Les grandes fractures déterminent souvent les directions de l'écoulement superficiel et on peut ainsi avoir en saison des pluies un marigot avec une nappe temporaire sous-jacente elle-même

en relation avec une zone fissurée. L'infiltration par ce système conducteur se produit à l'occasion des crues qui saturent la nappe d'inféro-flux (ISSAR et al, 1984). D'après OCHI (1990) le marigot constitue bien un axe préférentiel de recharge pour la nappe de Barogo, et principalement dans sa partie amont. Ce mécanisme d'infiltration directe, vraisemblablement peu fractionnant (cf. 3.2.3), conduit par contre à une sélection par le milieu naturel des pluies contribuant à la recharge, phénomène suggéré ici par l'excès en deutérium dont la valeur moyenne est supérieure à 10  $\delta_{2H}\%$ .

L'infiltration diffuse par le sol et la colonne d'altérites des eaux de pluies se caractérise par un enrichissement en isotopes lourds sous l'effet de l'évaporation. Cet enrichissement, qui se produit selon des droites isotopiques de pentes inférieures à celle de la droite météorique, se signale par une nette diminution de l'excès en deutérium (SHARMA et HUGHES, 1985; cf. 3.2.5.1.3 et 3.2.6.2)

La composition isotopique des eaux de recharge locales dépendra donc du degré de sélection des eaux de pluies et de l'influence éventuelle de l'évaporation ou du mélange avec l'eau du sol. A Barogo où les mares sont rares, de petites dimensions et généralement colmatées, il nous semble justifié d'associer à l'infiltration rapide par la fissuration, associée ou non au marigot, des eaux relativement pauvres en isotopes lourds avec un excès en deutérium élevé. A l'inverse, on associe à l'infiltration retardée à travers le sol des teneurs plus élevées en isotopes lourds avec un excès en deutérium plus faible.

La morphologie et l'hydrologie types des bas-fonds ouest-africains (ALBERGEL et CLAUDE, 1989) nous permettent de distinguer trois unités qu'on associe aux différentes zones qu'on a pu déterminer à Barogo grâce aux informations apportées par l'hydrogéologie et les isotopes:

- La **tête de bas-fond** (Bassin Versant de 0.1 à 1 km<sup>2</sup>) affecte un contour découpé à Barogo (est du bassin versant, figure 3.8). Les altérites sont peu épaisses à inexistantes, les sols plutôt sableux. D'après OCHI (1990) et MILVILLE (1990), le site de Barogo s'inscrit dans un schéma régional d'écoulement et la nappe serait alimentée en amont par un débit souterrain.

L'absence de points d'eau nous prive de données hydrogéologiques et isotopiques.

- La **partie amont** du bas-fond (BV de 5 à 20 km<sup>2</sup>) correspond à notre secteur d'investigation isotopique (forages 772.2 à 104). Elle est caractérisée par un profil transversal concave, le début d'entaille du marigot et des inondations occasionnelles. Le cours d'eau est accompagné d'une nappe saturante perchée temporaire située dans l'aquifère du remblai alluvial. Les sols argilo-sableux sont généralement perméables en début de saison humide (fentes de retrait) et deviennent imperméables à saturation.

Nos données isotopiques et les éléments hydrologiques suggèrent une recharge mixte sol-fissuration importante, la recharge directe par la fissuration agissant en cours d'hivernage alors que l'infiltration retardée par le sol fait plutôt ressentir son influence à l'intersaison. Les teneurs relativement plus riches en isotopes lourds de l'aquifère aux forages PM et 772.1 ainsi que l'excès en deutérium plus faible,

laissent supposer une plus grande influence de la composante sol de la recharge dans cette zone d'étranglement topographique.

- La **partie aval** du bas-fond (BV de 10 à 100 km<sup>2</sup>) commence là où se termine notre secteur d'étude: elle concerne la moitié ouest de la zone centrale et la zone aval (figure 3.37). Le bas-fond s'élargit et le profil s'aplatit. Le cours d'eau est nettement encaissé et la nappe d'inféro-flux très fréquente. Les sols argilo-sableux à argilo-limoneux sont peu perméables.

Les eaux souterraines sont plus pauvres en isotopes lourds que dans la partie amont ce qui suggère un rôle accru de la sélection des pluies et une influence négligeable de la composante sol de la recharge, et donc finalement une recharge plus faible que dans la partie amont. Il est probable que dans ce secteur l'alimentation de l'aquifère soit réduite à l'infiltration des crues du marigot.

L'exutoire de la nappe se situe vraisemblablement, du moins en période de hautes eaux, au niveau de la Volta blanche située à une quinzaine de kilomètres à l'ouest (MILVILLE, 1990).

### **3.2.5 Les sols**

Ce chapitre concerne l'étude des teneurs en eau et des compositions isotopiques dans le sol de la station B à Barogo (annexe 3.2). On a réalisé pour cela 14 prélèvements à la tarière entre février 1988 et mai 1990 selon la procédure décrite à l'annexe 3.1. Le sous-chapitre 3.2.5.4 concerne les trois autres sites étudiés au Burkina Faso: Gounghin (3 prélèvements), Nafona (2) et Katchari (3).

#### **3.2.5.1 Présentation des résultats**

##### **3.2.5.1.1 Profils hydriques et isotopiques**

La chronique des 14 prélèvements est présentée sous la forme de profils de teneurs en eau et en <sup>18</sup>O, regroupés en trois saisons sèches et deux saisons humides (figure 3.38). Les teneurs en eau, ou humidités volumiques, sont calculées à partir des densités apparentes sèches et des humidités pondérales déterminées par pesées (cf. 2.2.1.1). L'étude de cette chronique nous permet de mettre en évidence les grands traits de l'influence de l'évaporation et de l'infiltration sur l'état hydrique et isotopique dans la partie superficielle du sol.

Saison sèche 1987-1988 (figure 3.38-a): Le profil hydrique est caractérisé par une faible teneur en eau en surface (environ 5 % à 0.1 m) puis une augmentation régulière jusqu'à la profondeur de 1 m. Ce profil hydrique typique d'un sol desséché évolue peu de février à mai 1988.

Le profil isotopique présente un maximum à la première profondeur de prélèvement, soit 0.1 m. Cet enrichissement à l'évaporation progresse en amplitude et en profondeur au cours de la saison.

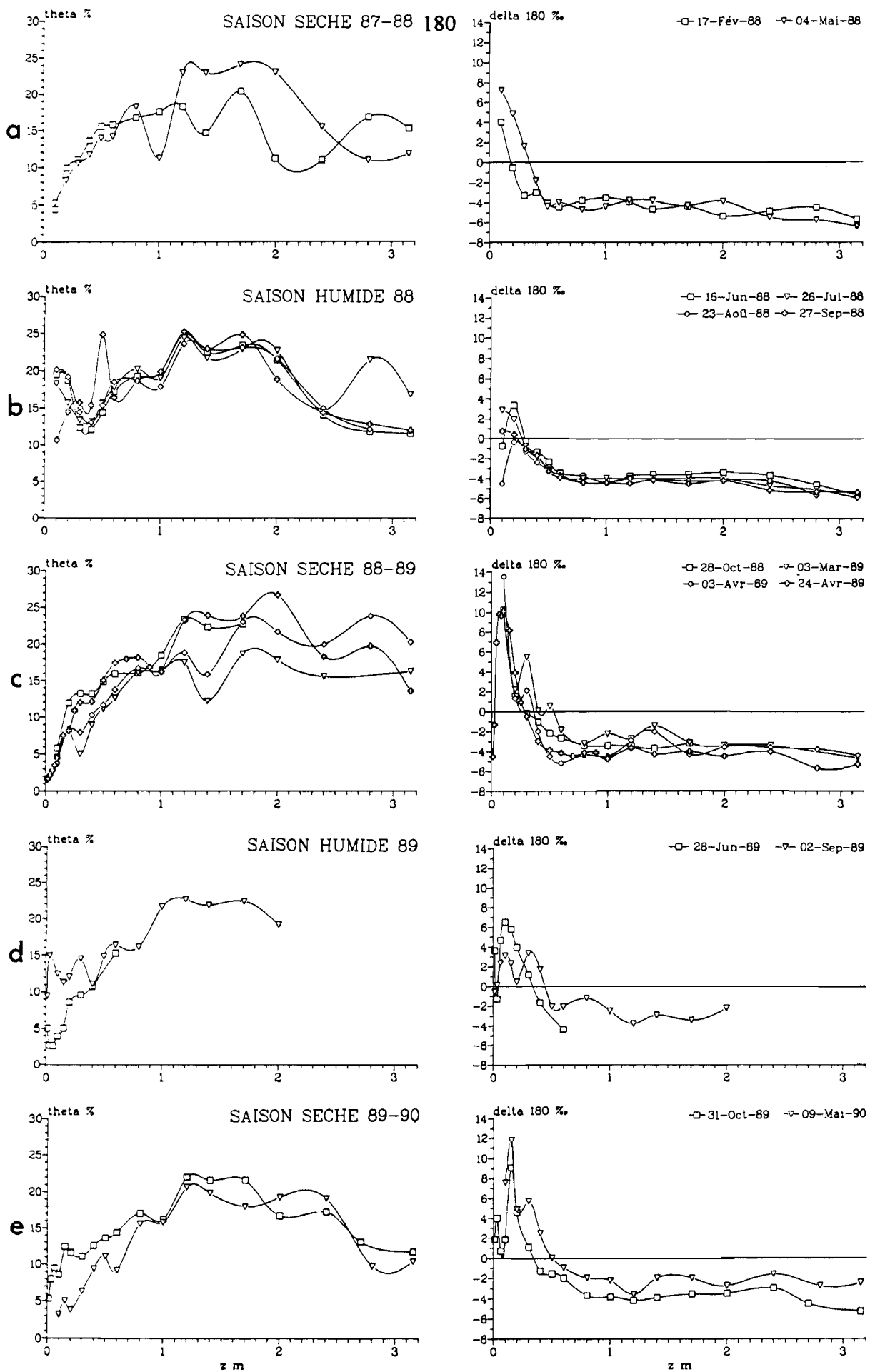


Figure 3.38: Profils de teneurs en eau et en  $^{18}\text{O}$  dans le sol de la station B, Barogo.  
 a: Saison sèche 1987-1988. b: Saison humide 1988. c: Saison sèche 1988-1989.  
 d: Saison humide 1989. e: Saison sèche 1989-1990.

Saison humide 1988 (figure 3.38-b): L'augmentation à la mi-juin des teneurs en eau en surface du sol jusqu'à une valeur d'environ 20 % témoigne de l'infiltration des trois premières fortes averses ( $h = 32$  à  $34$  mm) tombées à partir de la fin du mois de mai. Les teneurs en eau diminuent à partir de fin septembre alors que les pluies se raréfient (cf. 3.2.2.2).

Le profil isotopique se signale par une nette diminution des teneurs en  $^{18}\text{O}$  sur les 30 premiers cm du sol suite à l'infiltration des eaux de pluies pauvres en isotopes lourds. On constate néanmoins qu'il subsiste des eaux nettement enrichies (0 à  $4 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$  à 0.2 m) par rapport aux pluies (moyenne de  $-5.5 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$ ), comme si le profil conservait une trace du pic isotopique de saison sèche. L'évaporation provoque une augmentation de la teneur isotopique à 0.1 m de profondeur à la fin du mois de juillet, suite à une période sèche d'une dizaine de jours, ainsi que pour le dernier profil de la saison (fin septembre), suite à la fin des averses (cf. 3.2.2.2).

Saison sèche 1988-1989 (figure 3.38-c): L'allure générale des profils hydriques et isotopiques est similaire à celle des profils de la saison sèche 1987-1988. Le profil du 28 octobre présente un dessèchement approfondi, et ce seulement un mois après le profil du 27 septembre caractéristique d'un sol humide. On remarque également que, contrairement à 1987-1988, le profil isotopique évolue peu au cours de cette saison sèche (d'octobre à avril). Ceci est peut-être la conséquence du fait que le profil de fin de saison-sèche a conservé un héritage des teneurs élevées en isotopes lourds acquises au cours de la saison-sèche précédente.

Le prélèvement de fin de saison sèche du 24 avril 1989, qui bénéficie d'un pas d'échantillonnage plus fin que celui des profils qui le précèdent, nous permet de préciser la forme des profils en surface. La teneur en eau résiduelle à 1 cm de profondeur est de 1.6 %; cette valeur plus faible que celle obtenue lors de l'étude expérimentale de l'évaporation (cf. 2.2.1.2) témoigne d'une atmosphère très sèche. Le profil en  $^{18}\text{O}$  dessine un pic isotopique caractéristique du deuxième stade évaporatoire (cf. 2.2.3.3).

Le profil isotopique du 3 mars 1989 ne s'inscrit pas parfaitement dans l'évolution générale qui ressort des autres profils. Des teneurs isotopiques trop élevées (à 0.3 m par exemple) correspondent à des teneurs en eau plus faibles que la tendance et nous laissent à penser que les compositions isotopiques mesurées ont été affectées par une évaporation postérieure à l'échantillonnage (problème de conservation).

Saison humide 1989 (figure 3.38-d): Le profil hydrique de la fin juin est caractéristique d'un sol encore sec, à l'exception de la couche la plus superficielle (à 1 cm) un peu plus humide. Le profil isotopique associé est peu différent de celui de fin de saison sèche, à l'exception de l'enrichissement maximum au pic isotopique qui est légèrement diminué et la composition à 1 cm qui est marquée par une re-évaporation. Les pluies de mai et de juin ont donc eu un effet limité sur ce profil.

Le profil hydrique de début septembre est celui d'un sol humide, ce qui traduit l'infiltration des pluies importantes de juillet et août. Le profil isotopique est largement modifié par l'infiltration et prend la forme d'un double pic. Le pic le plus superficiel correspond au pic isotopique de saison sèche comme si

l'eau du sol en conservait la trace (cf. saison humide 1988). En effet, les compositions isotopiques  $\delta_{18O}\text{‰}$  demeurent positives dans la partie superficielle, bien que les pluies de cette saison aient une teneur moyenne de  $-4.4 \text{‰}$ .

Saison sèche 1989-1990 (figure 3.38-e): Le profil hydrique de la fin octobre, qui correspond au début de la saison sèche, est un profil de transition entre celui d'un sol humide et celui d'un sol sec. Les compositions isotopiques sont peu différentes de celles du profil précédent (début septembre), sauf à 0.15 m où la teneur en isotopes lourds est plus élevée.

Les profils hydriques et isotopiques de fin de saison sèche (début mai 1990) sont caractéristiques de l'évaporation (cf. saisons sèches 1987-1988 et 1988-1989).

### 3.2.5.1.2 Graphes isoteneurs

La figure 3.39 présente les mesures de teneurs en eau et en  $^{18}\text{O}$  sous la forme de graphes isoteneurs  $\theta(z,t)$  et  $\delta_{18O}(z,t)$ , à l'exclusion des prélèvements faits à moins de 0.1 m de profondeur. Ce mode de représentation met en relief l'évolution spatio-temporelle de ces grandeurs, les courbes dessinées manuellement en constituant une interprétation. Précisons également que le rapprochement dans le temps de profils prélevés à des endroits différents (prélèvement destructif), même s'ils sont regroupés dans un petit espace (figure A.8), intègre la variation spatiale de ces grandeurs.

Les graphes isoteneurs  $\theta(z,t)$  et  $\delta_{18O}(z,t)$  nous permettent néanmoins de décrire le comportement hydrique et isotopique des eaux profondes du sol.

Le graphe  $\theta(z,t)$  (figure 3.39-a) se signale par quelques valeurs ponctuelles qui ne sont pas dans la tendance des mesures les plus proches dans le temps et dans l'espace. Ces valeurs sont soit trop élevées, comme à 0.5 m pour le sixième profil, soit trop faibles, comme à 1 m pour le second profil. Ces anomalies résultent à notre avis de la variabilité spatiale naturelle qui s'exprime sous la forme d'hétérogénéités locales de la structure ou de la texture du sol. Celles-ci sont révélées par le mode de prélèvement et la petite taille de l'échantillon (environ  $30 \text{ cm}^3$ ). En effet, les mesures effectuées à la sonde neutronique par MILVILLE (1990) à proximité de nos prélèvements ne présentent pas ces anomalies ponctuelles, cette méthode de mesure intégrant un volume de sol environ un millier de fois plus grand.

On peut néanmoins distinguer trois zones dans le sol selon la profondeur. De la surface à environ 1 m, les teneurs en eau sont généralement inférieures à 20 % et présentent des variations en relation avec l'alternance de l'évaporation et de l'infiltration au cours des saisons sèches et humides. De 1 à 2 m les teneurs en eau demeurent supérieures à 20 %, à l'exception du profil anormal de début mars 1989 (saison sèche 1988-1989, cf. 3.2.5.1.1). Enfin, de 2 à 3.15 m (profondeur maximale de prélèvement), la teneur en eau plus faible est généralement comprise entre 12 et 20 %.

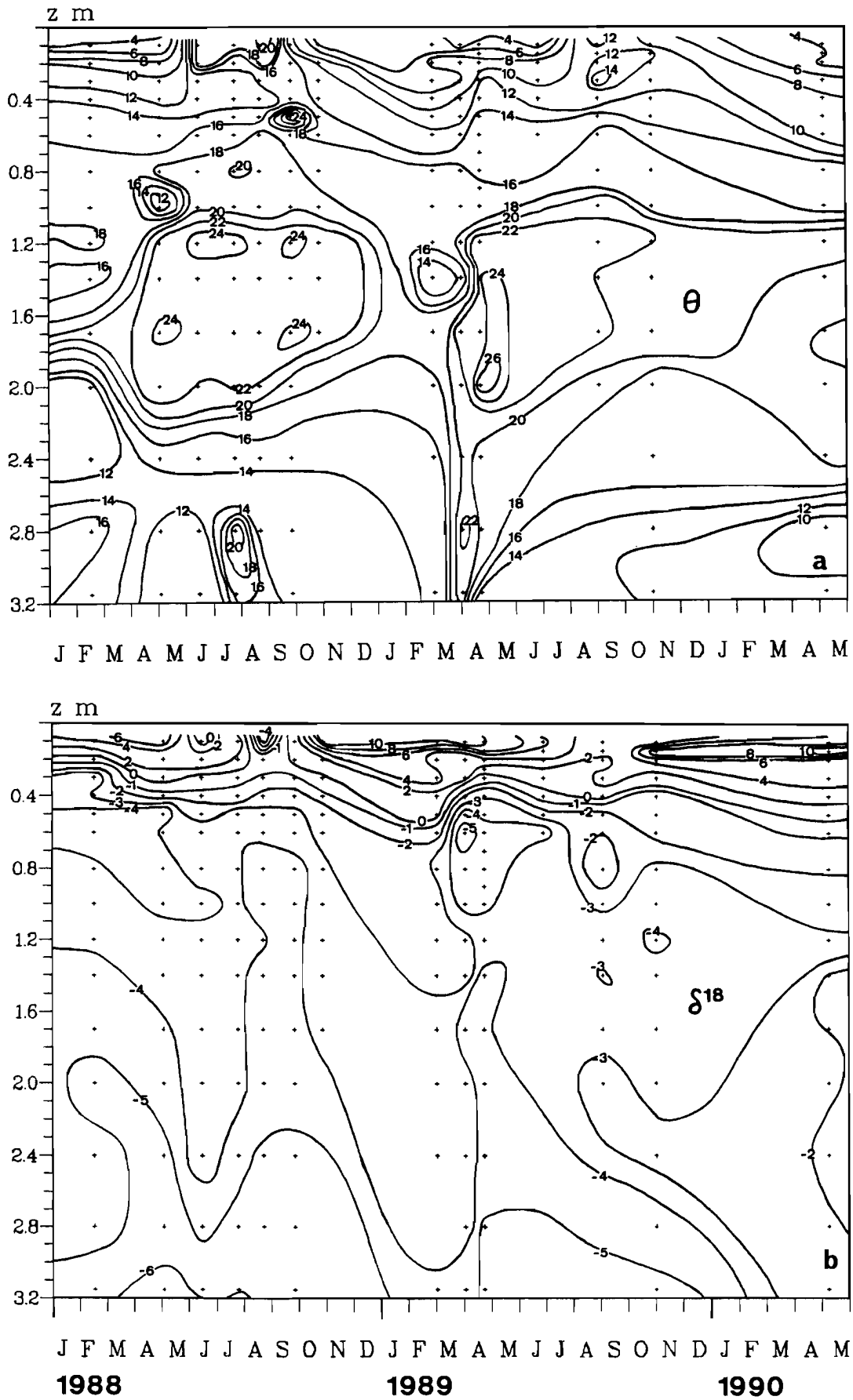


Figure 3.39: Graphes isoteneurs à la station B. a:  $\theta(z,t)$ . b:  $\delta^{18}O(z,t)$ .

Ces différentes zones, caractérisées par des intervalles de variation différents pour les teneurs en eau, sont à rapprocher de l'évolution de la texture du sol avec la profondeur (figure 3.11, cf. 3.1.2.2.3). Au sol plus fin de 1 à 2 m correspond une capacité plus élevée de rétention d'eau, alors qu'au sol plus grossier de la surface à 1 m et après 2 m correspondent des teneurs en eau plus faibles (CLOTHIER et al, 1977).

L'évaporation qui se produit pendant les saisons sèches se traduit par une diminution progressive des teneurs en eau qui affecte la zone de sol comprise entre la surface et environ 0.8 m de profondeur.

Une diminution des teneurs en eau se produit également pour les couches plus profondes du sol. Ceci est probablement une manifestation du drainage du sol qui fait suite à la saison humide et non de l'évaporation. En effet le plan de flux nul, qui délimite la zone affectée par des transferts ascendants de celle affectée par des transferts descendants, oscille au cours de l'année entre la surface et la profondeur maximale de 1.4 m (MILVILLE, 1990; cf. 3.1.2.2.5).

L'infiltration des pluies en saison humide se manifeste par l'augmentation des teneurs en eau dans la partie superficielle du sol ainsi que plus profondément.

L'infiltration superficielle se fait de façon diffuse et provoque une humidification du sol jusqu'à 0.5 m de profondeur. Elle semble plus efficace en 1988 qu'en 1989 mais il manque pour 1989 des profils en juillet et septembre, mois les plus pluvieux. Il est par contre clair que l'infiltration superficielle qui est visible à la mi-juin en 1988 mais pas encore à la fin juin 1989 est à mettre en relation avec l'intensification des précipitations qui se produit début juin en 1988 et début juillet en 1989 (figures 3.22 et 3.23).

Une augmentation des teneurs en eau apparaît dans la tranche de sol comprise entre 1 et 2 m environ pour le profil de début mai en 1988 et de début avril 1989. Ces profils ont été réalisés peu après la première averse significative ( $h > 10$  mm) de la saison (figure 3.22). Ceci nous suggère qu'il se produit une infiltration directe jusqu'à la couche considérée, et ce dès le début de la saison humide. Ce phénomène nous semble relever de l'existence dans le sol de macropores (fentes de retrait, galeries animales ou racines) à forte conductivité hydraulique.

Le graphe  $\delta_{18O}(z,t)$  (figure 3.39-b) nous montre que les teneurs isotopiques dans le sol sont plus homogènes que les teneurs en eau. Ceci est particulièrement sensible pour les couches profondes du sol. Les valeurs anormales de teneurs en eau remarquées sur le graphe  $\theta(z,t)$  sont associées à des compositions isotopiques qui sont bien dans la tendance spatio-temporelle. Il paraît en effet fort probable que les hétérogénéités de structure ou de texture invoquées pour expliquer les anomalies de teneurs en eau affectent peu les compositions isotopiques. Les phénomènes de diffusion en phase liquide et gazeuse des espèces isotopiques nous semblent constituer une raison supplémentaire pour rendre compte de la relative homogénéité des teneurs isotopiques.

On constate de prime abord que les teneurs en  $^{18}O$  de la zone superficielle du sol ( $z < 0.8$  m)



présentent de fortes variations, de -5 à plus de 10 ‰, alors que celles des couches plus profondes ( $z > 0.8$  m) demeurent dans une gamme plus réduite, -6 à -2 ‰. Les teneurs superficielles enrichies en isotopes lourds sont caractéristiques d'eaux affectées par l'évaporation alors que les teneurs profondes sont proches de la teneur moyenne des eaux météoriques.

L'évaporation de l'eau du sol pendant les saisons sèches produit un fort enrichissement isotopique au pic évaporatoire situé à environ 0.1 m de profondeur en 1989 et 0.15 m en 1990. Cet enrichissement diffuse en profondeur et affecte les compositions isotopiques jusqu'à environ 0.5-0.6 m. Ces variations sont associées à la baisse des teneurs en eau, comme on a pu le remarquer précédemment.

On constate également que le drainage des couches plus profondes du sol est accompagné d'un léger enrichissement isotopique, sans que nous proposons d'explication pour l'instant.

En saison humide, l'eau des couches superficielles du sol aux teneurs enrichies en isotopes lourds est plus ou moins diluée par l'infiltration des pluies relativement appauvries. Ceci est sensible jusqu'à 0.3 m entre les profils de mi-juin et de fin septembre en 1988 et jusqu'à 0.8 m entre les profils d'avril et de début septembre en 1989. Il subsiste néanmoins en permanence des teneurs isotopiques élevées. La courbe isoteneur -1 ‰ $_{18O}$ , valeur intermédiaire entre celle des pluies et celle des eaux enrichies par l'évaporation, est éloquent à cet égard puisque qu'elle se maintient entre 0.2 et 0.6 m au cours des deux ans et demi de suivi.

La composition isotopique des couches plus profondes du sol, même si elle présente des variations modérées, apparaît également affectée par les pluies. On a vu précédemment que les teneurs en eau augmentaient en profondeur dès le tout début de la saison humide, phénomène mis sur le compte d'une infiltration rapide le long de macropores et que l'on peut supposer a priori non fractionnant.

En 1988, les profils de début mai et surtout de juin sont caractérisés par une augmentation de la teneur en isotopes lourds à rapprocher des teneurs des pluies de début de saison (-4.1 à 4.1 ‰ $_{18O}$ ) globalement plus élevées que celles du sol (-6.5 à -3.3 ‰ $_{18O}$ ). A partir de juillet et surtout en août la tendance est inversée avec une diminution des teneurs en relation avec les pluies appauvries du coeur de la saison des pluies (moyenne mensuelle de -4.0 en juillet et de -9.1 ‰ $_{18O}$  en août).

En avril 1989, la diminution des teneurs en isotopes lourds qui affecte les eaux profondes du sol, et plus particulièrement vers 0.8 m, est peut-être la conséquence des deux averses précoces de 15 à 20 mm du mois de mars. Mais on ne connaît la composition isotopique que de la deuxième averse, 3.2 ‰ $_{18O}$ , valeur qui ne convient pas pour notre hypothèse. Le manque de prélèvements durant le coeur de la saison des pluies 1989, et en particulier en profondeur, nous empêche de vérifier l'évolution remarquée pour 1988.

On constate enfin que les teneurs isotopiques des eaux profondes du sol montrent une nette tendance à augmenter de 1988 à 1989 en relation, il nous semble, avec l'augmentation de la teneur moyenne annuelle des pluies (respectivement -5.5 et -4.4 ‰ $_{18O}$ ). La courbe isoteneur -4 ‰ $_{18O}$  qui s'approfondit nous illustre ce phénomène.

3.2.5.1.3 Relation  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$ 

La figure 3.40 présente les couples  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  disponibles pour le sol ainsi que la droite météorique locale (DMB, cf. 3.2.2.1). Les mesures en  $^2H$ , lacunaires, ont été réalisées pour les profils 1, 2, 4, 6, 9, 10, 12 et 14, soit 8 profils sur 14.

L'étude du graphe  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  nous permet de préciser la part respective des eaux de type météorique associées à l'infiltration et des eaux enrichies par l'évaporation sur la composition isotopique dans le sol.

On remarque que tous les points représentatifs de la composition isotopique de l'eau dans le sol sont situés à droite de la droite météorique. On y distingue des eaux superficielles affectées par un enrichissement isotopique caractérisé par des droites d'évaporation de pentes inférieures à celle de la droite météorique et des eaux profondes de nature isotopique plus proche de celle des pluies et groupées près de la droite météorique.

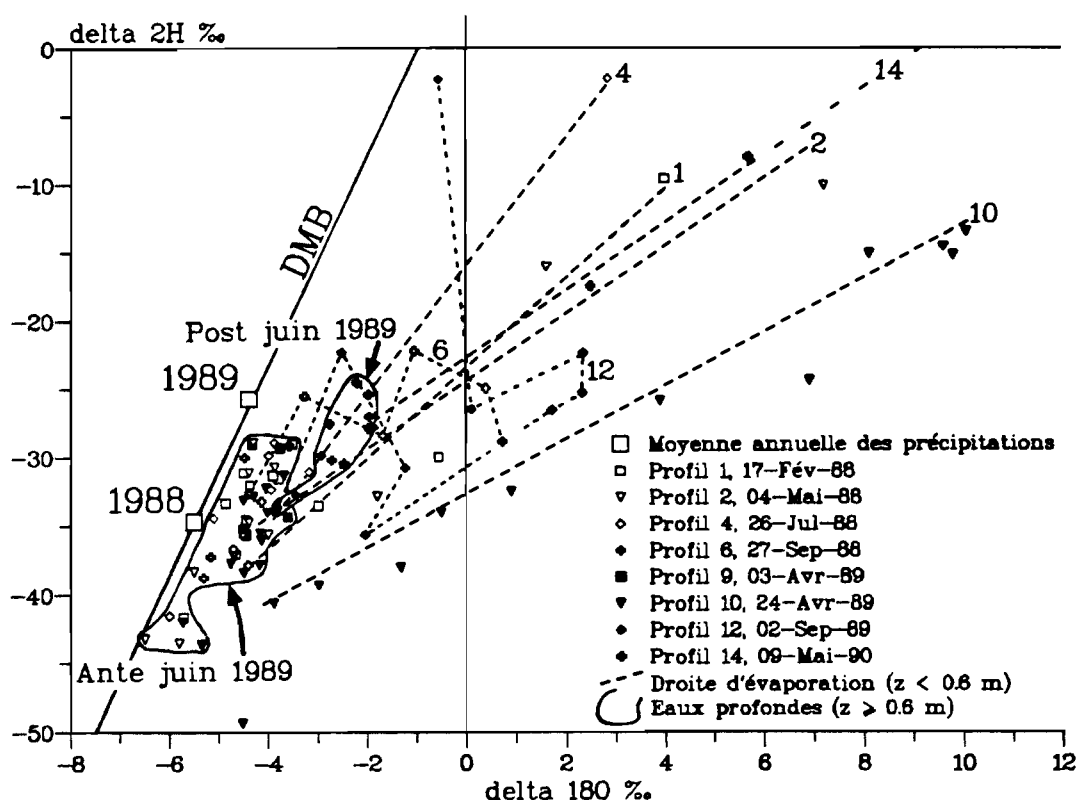


Figure 3.40: Relation  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  des eaux du sol à la station B, comparaison avec les précipitations.

Les eaux superficielles du sol ( $z < 0.6$  m) se signalent par des teneurs enrichies en isotopes lourds qui évoluent à l'occasion des saisons sèches et humides.

En saison sèche les couples  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  se répartissent selon des droites typiques de l'enrichissement isotopique à l'évaporation. Des ajustements linéaires (méthode des axes majeurs) réalisés sur ces mesures pour les profils de saison sèche 1, 2, 10 et 14 nous donnent les relations suivantes.

- "Zone liquide": Ces relations concernent les points du profil isotopique compris entre la profondeur de l'enrichissement maximal et 0.6 m, profondeur limite de pénétration de l'enrichissement isotopique (cf. 1.1.3.3.1):

1:	17-Fév-1988	$\delta_{2H} = (3.27 \pm 0.48)\delta_{18O} - (23.6 \pm 3.3)$	n = 4	r = 0.959
2:	04-Mai-1988	$\delta_{2H} = (2.45 \pm 0.40)\delta_{18O} - (24.5 \pm 4.0)$	n = 5	r = 0.940
10:	24-Avr-1989	$\delta_{2H} = (1.96 \pm 0.10)\delta_{18O} - (32.7 \pm 1.6)$	n = 8	r = 0.994
14:	09-Mai-1990	$\delta_{2H} = (2.48 \pm 0.13)\delta_{18O} - (22.7 \pm 0.9)$	n = 3	r = 0.996

- "Zone vapeur": La relation suivante concerne les points du profil isotopique (n° 10 exclusivement, cf. 3.2.5.2.2) compris entre la surface et la profondeur de l'enrichissement maximal:

10:	24-Avr-1989	$\delta_{2H} = (2.33 \pm 0.12)\delta_{18O} - (37.7 \pm 2.0)$	n = 6	r = 0.992
-----	-------------	--	-------	-----------

Le profil 1 (17 février 1988) de milieu de saison a une pente  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  qui vaut 3.3, valeur supérieure à celles des pentes de fin de saison mesurées fin avril-début mai, respectivement 2.5, 2.0 et 2.5 pour les profils 2, 10 et 14. Cette diminution de la pente de la droite isotopique au cours de la progression de l'évaporation de l'eau du sol est caractéristique d'un régime hydrique transitoire (cf. 1.1.3.4.2 et 2.2.3.3).

En saison humide la situation est plus complexe. Le profil 4 du 28 juillet 1988, caractérisé par une droite d'évaporation dont la pente a une valeur relativement élevée, soit 4.7, a été échantillonné après une période déficitaire en précipitations (cf. 3.2.2.2). Le profil de teneur en eau (figure 3.38-b) nous montre que le sol est humide en surface ( $\theta = 19\%$  à 0.1 m). La forte pente de la droite d'évaporation associée à un sol humide est caractéristique d'un premier stade évaporatoire (cf. 2.2.3.3).

Les profils isotopiques 6 et 12 de septembre 1988 et 1989 sont associés à des profils de teneurs en eau caractéristiques des sols humides de fin de saison des pluies (figures 3.38-b et d). La composition isotopique en  $^2H$  et en  $^{18}O$  des eaux superficielles présente un caractère intermédiaire entre celui des eaux de type météorique et celui des eaux du sol affectées par l'évaporation. Ceci nous montre que les eaux enrichies en isotopes lourds de fin de saison sèche ne sont que partiellement lessivées par les pluies relativement appauvries et qu'il en demeure une trace jusqu'en fin de saison humide.

Les eaux profondes du sol ( $z \leq 0.6$  m) ont un caractère isotopique de type météorique et sont localisées à proximité de la droite locale des pluies.

Les points représentatifs de la composition en  $^2H$  et en  $^{18}O$  de ces eaux sont systématiquement situés à la droite de la DMB et témoignent d'un mélange entre les eaux pluviales qui s'infiltrent et les eaux enrichies en isotopes lourds de la zone superficielle du sol. La composition des eaux profondes du sol varie peu après la saison humide 1988, ceci pouvant être soit la conséquence d'une infiltration profonde

de faible importance cette saison-là, soit le fait que l'eau infiltrée a une composition peu différente de celle du sol. Cette deuxième hypothèse est envisageable pour 1988, si on suppose que la composition de l'eau infiltrée est la composition moyenne des pluies (figure 3.40).

Par contre, en 1989, les eaux du sol après la saison des pluies présentent une évolution isotopique qui semble relever des influences conjuguées des eaux enrichies de la zone superficielle du sol et des pluies de la saison 1989. En effet, les points représentatifs des eaux profondes des profils de septembre 1989 et de mai 1990 se trouvent déplacés dans une position intermédiaire entre le point représentant la pluie moyenne et les points de la partie supérieure du profil de fin de saison sèche prélevé le 24 avril 1989.

### **3.2.5.2 Influence de l'évaporation**

#### **3.2.5.2.1 Introduction**

Le dessèchement du sol en saison sèche se manifeste par une diminution des teneurs en eau qui touche essentiellement la partie supérieure du profil ( $z < 0.6$  m environ) alors que l'eau de pluie accumulée dans les couches plus profondes du sol se conserve relativement bien d'une année à l'autre. Cet effet est caractéristique des sols nus où le développement d'une couche superficielle affectée essentiellement par des transferts en phase vapeur limite fortement le prélèvement d'eau dans les couches plus profondes. Le prélèvement racinaire provoque dans les sols de ce type mis en culture une diminution de la teneur en eau plus importante et jusqu'à une plus grande profondeur (environ 1.5 m; WALBADET et al, 1989). Le profil hydrique caractéristique du sol sec est acquis rapidement après les dernières pluies. L'étude de nos profils (cf. 3.2.5.1.1) nous a montré que cette durée est comprise entre 20 et 30 jours.

Ces considérations générales sur le dessèchement des sols sont similaires à celles dégagées par WALBADET et al (1989) à l'occasion de l'étude à Gampela (15 km au nord-est de Ouagadougou) d'un sol latéritique peu différent de celui de Barogo.

ALLISON et al (1984a) ont réalisés une chronique de 10 profils en  $^2\text{H}$  dans un sol sableux nu jusqu'à 2.5 m de profondeur en climat semi-aride (sud de l'Australie). Ils remarquent que l'enrichissement isotopique superficiel à l'évaporation progresse en profondeur au cours du dessèchement du sol, en relation avec l'approfondissement du front évaporatoire. Nous avons pu mettre en évidence une évolution identique pour les saisons sèches 1987-1988 et 1989-1990, alors qu'elle n'apparaît pas aussi clairement pour la saison 1988-1989.

Le pic isotopique de saison sèche présente la forme caractéristique décrite à l'occasion de l'étude bibliographique (cf. 1.1.3.4) et de l'expérimentation (cf. 2.2.3.3).

### 3.2.5.2.2 Le profil isotopique de fin de saison sèche 1989

Le pic d'enrichissement isotopique à l'évaporation est illustré par les profils détaillés (teneurs en  $^2\text{H}$  et en  $^{18}\text{O}$ ) de fin de saison sèche du 24 avril 1989 (figure 3.41-a). Les deux profils présentent une allure similaire et résultent de phénomènes identiques.

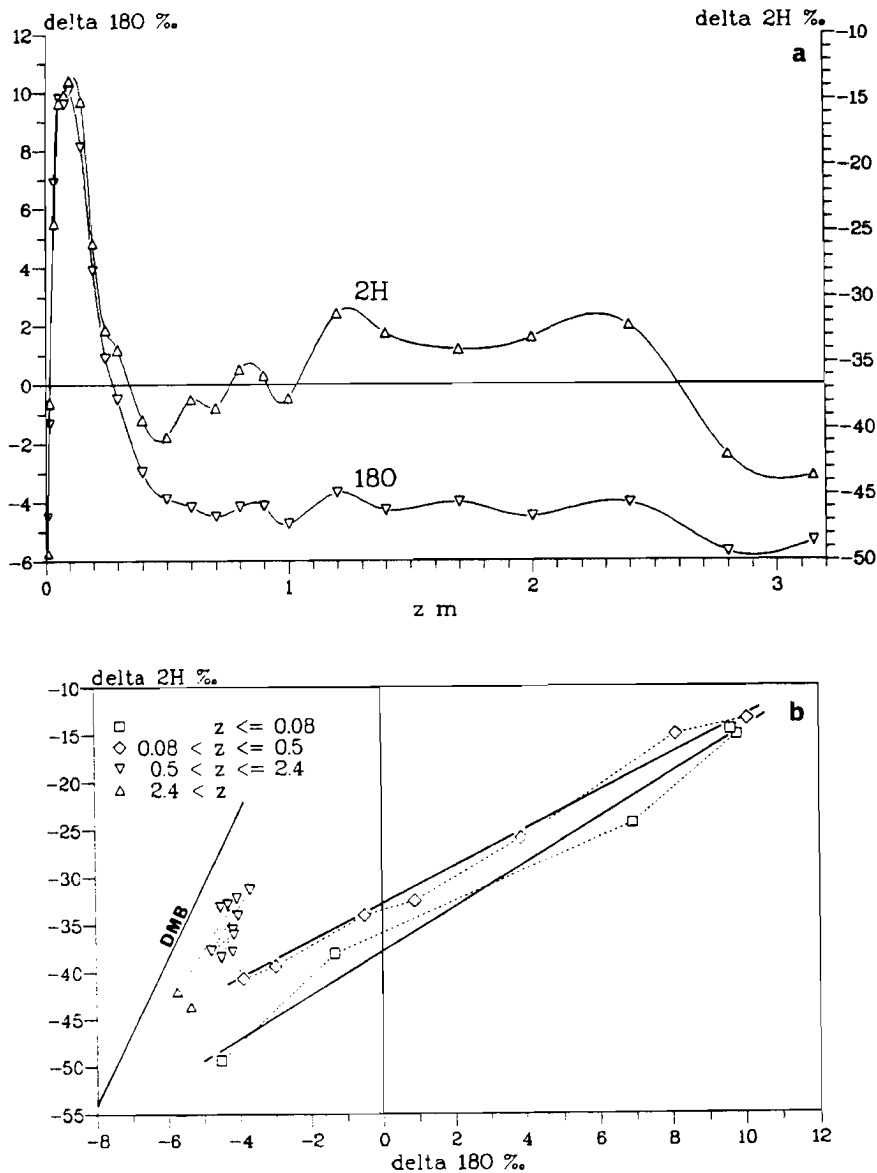


Figure 3.41: Composition isotopique dans le sol de la station B, le 24 avril 1989. **a**: Profils isotopiques ( $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$ ). **b**: Couples  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  et droites isotopiques d'évaporation.

**"Zone de diffusion vapeur" ( $0 < z < 0.1$  m):** Les profils nous montrent qu'il existe un minimum de teneur en surface ( $-4.5 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$  à 1 cm) dû à l'influence de la vapeur atmosphérique très appauvrie en isotopes lourds, puis les teneurs augmentent très fortement jusqu'à atteindre un maximum ( $\delta_{\text{pic}} = 10.1 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$ ) situé à 0.1 m de profondeur. Les couples  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  associés à cette région superficielle du sol

affectée par des transferts essentiellement en phase vapeur définissent une droite de faible pente (figure 3.41-b) qui souligne le rôle du fractionnement cinétique (cf. 1.1.3.3.1).

Le point représentatif de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique ( $-15.2 \delta_{18O}\text{‰}$  et  $-77 \delta_{2H}\text{‰}$ ; cf. 3.2.2.5) prélevée le même jour que le profil est très proche de cette droite (écart de  $4 \delta_{2H}\text{‰}$ ). Les teneurs isotopiques dans cette région du sol apparaissent donc comme le résultat d'un mélange entre l'eau du sol à 0.1 m et la vapeur atmosphérique.

Teneur isotopique maximale ( $z = 0.1$  m): La teneur isotopique maximale  $\delta_{pic}$  se trouve à la profondeur  $z_{pic} = 0.1$  m pour les deux variétés isotopiques. ALLISON et al (1984b) proposent la formulation suivante pour évaluer le flux évaporatoire instantané  $f^{ev}$  à partir de  $z_{pic}$ :  $f^{ev} = (1-h_a)\rho^s\tau d_I^v(p-\theta)/z_{pic}$ . Des valeurs appropriées pour les différents paramètres ( $T_{0.1} = 40$  °C, cf. 3.2.1.2;  $h_a = 0.44$ , valeur moyenne à Ouagadougou en avril;  $\tau = 0.46$ , cf. 2.3.3;  $\theta = 0.04$ ;  $p = 0.52$ , cf. 2.2.1.1) nous donnent une évaluation de  $f^{ev}$  de  $0.15 \text{ mm.j}^{-1}$ , valeur grossièrement comparable avec celle déterminée par MILVILLE (1990) à l'occasion de son étude hydrodynamique, soit  $0.07 \text{ mm.j}^{-1}$ .

"Zone de diffusion liquide" ( $0.1 < z < 0.5$  m): En dessous de ce maximum d'enrichissement les teneurs isotopiques décroissent de façon progressive par le jeu des transferts diffusifs en phases vapeur et liquide. La forte variation des teneurs en eau dans cette région ( $0.1 \leq z \leq 0.5$ ) est à l'origine d'une variation de l'importance respective des transferts dans les deux phases.

Les points représentatifs des compositions isotopiques des eaux de cette région du sol définissent une droite, dite "droite d'évaporation", dont la pente vaut environ 2.0 (figure 3.41-b; cf. 3.2.5.1.3). Le calcul théorique de la valeur de cette pente pour différents jeux vraisemblables de paramètres nous donne environ 3.4 selon la formulation de BARNES et ALLISON (1983) et environ 2.5 selon celle de BARNES et ALLISON (1984). Même une forte diminution de  $h_a$  ne permet pas de descendre en dessous d'une valeur de 2.5. Ces formulations ont été établies pour un régime hydrique stationnaire, ce qui n'est évidemment pas le cas à Barogo, mais notre étude théorique a suggéré que la pente variait peu au cours du deuxième stade évaporatoire et qu'on pouvait faire l'analogie avec les pentes calculées selon BARNES et ALLISON (cf. 2.3.3.2.2). La droite d'évaporation mesurée dans le milieu naturel présente donc, comme la droite d'évaporation expérimentale, une faible pente inexpliquée par la théorie (cf. 1.1.3.5.2).

Zone profonde du sol ( $z > 0.5$  m): La région du sol qui n'est pas affectée par l'enrichissement isotopique à l'évaporation commence après 0.5 m de profondeur. On remarque sur les profils isotopiques (figure 3.41-a) que la teneur en  $^{18}\text{O}$  de ces couches profondes du sol varie peu de la base du pic isotopique à la profondeur de 2.4 m alors que la teneur en  $^2\text{H}$  augmente de 0.5 à 1.2 m de profondeur ( $+9 \delta_{2H}\text{‰}$ ) pour se stabiliser ensuite.

Il existe des éléments théoriques et expérimentaux (cf. 1.1.3.3.2 et 1.2.2.3.3) qui montrent qu'un appauvrissement isotopique peut se produire à la base du pic sous l'influence d'un gradient thermique ( $dT/dz < 0$ ) stationnaire dans le sol. Cet appauvrissement affecte plus intensément le deutérium que

l'oxygène 18. En effet, le fractionnement cinétique est indépendant de la température, contrairement au fractionnement à l'équilibre, et est relativement plus important pour l'oxygène 18 que pour le deutérium. A Barogo, le gradient thermique peut atteindre  $10\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$  en surface et  $5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$  à 0.5 m de profondeur à 15 h au mois d'avril. Mais le profil de température dans le sol présente d'importantes variations journalières (cf. 3.2.1.2) dont l'effet sur les compositions isotopiques demeure presque inconnu (BARNES et ALLISON, 1984).

Ce phénomène peut également être la conséquence de la variation de la composition des eaux météoriques. Ceci est illustré par les points représentatifs de la composition des eaux profondes du sol qui sont alignés parallèlement à la droite météorique (figure 3.41-b). La comparaison des profils en  $^2\text{H}$  et en  $^{18}\text{O}$  du début de la saison sèche (27 septembre 1988) avec ceux de fin de saison (24 avril 1989) nous montre que la teneur en  $^2\text{H}$  diminue nettement de 0.5 à 0.8 m de profondeur (variation maximale d'environ 15 ‰) alors que la composition en  $^{18}\text{O}$  n'évolue pratiquement pas (variation maximale 0.6 ‰). Ceci nous suggère que l'appauvrissement isotopique qui affecte le deutérium sur cet intervalle de profondeur apparaît pendant la saison sèche et n'est donc pas un héritage des pluies.

L'hypothèse de l'influence du gradient thermique pour expliquer les profils de teneurs en isotopes lourds à la base du pic (0.5 à 0.8 m de profondeur) apparaît donc être la plus appropriée, les eaux plus profondes ayant un caractère isotopique de type météorique. Mais l'importance relative de cet effet sur le deutérium par rapport à l'oxygène 18 semble excessif si on se réfère à l'expérience de BARNES et al (1989) (cf. 1.1.3.3.3).

### 3.2.5.2.3 Comparaison des profils isotopiques de fin de saison sèche

La comparaison des profils isotopiques de fin de saison sèche d'avril-mai 1988, 1989 et 1990 (profils 2, 10 et 14) nous montre que la forme du pic décrit ci-dessus est caractéristique. Le coefficient de corrélation calculé pour les teneurs en  $^{18}\text{O}$  vaut 0.960 pour 1988/1989, 0.925 pour 1988/1990 et 0.911 pour 1989/1990.

A l'exception de la mesure à 0.1 m, le profil en  $^{18}\text{O}$  de 1988 se superpose de façon satisfaisante à celui de 1989. Le profil de 1990, par contre, présente des teneurs systématiquement supérieures à celles de 1988 et 1989. La teneur isotopique des eaux profondes du sol de fin de saison sèche 1989 et 1990 varie peu avec la profondeur (écart type  $0.6\text{ }^{\delta}_{18}\text{O}\text{‰}$ ) alors que les valeurs moyennes diffèrent sensiblement (respectivement  $-4.46$  et  $-2.35\text{ }^{\delta}_{18}\text{O}\text{‰}$ ). Si on compare ces profils isotopiques par rapport à la composition de leurs eaux profondes, on constate qu'ils sont semblables.

La variation de la composition isotopique moyenne des eaux profondes permet également de rendre compte, du moins en partie, de la différence entre les valeurs de l'enrichissement maximal au pic ( $\delta_{\text{pic}}$ ) en 1989 et 1990, respectivement 10.1 et 11.8  $\delta_{18}\text{O}\text{‰}$ . En effet, si on calcule l'enrichissement relatif par rapport à la teneur moyenne des eaux profondes, on trouve des valeurs plus comparables, soit respectivement 14.5 et 14.1  $\delta_{18}\text{O}\text{‰}$ .

La différence entre les profils isotopiques de fin de saison sèche 1989 et 1990 s'explique donc par

des teneurs différentes des eaux profondes qui constituent l'eau d'alimentation de la partie supérieure du sol affectée par l'enrichissement à l'évaporation. On pourra noter qu'on obtient un résultat similaire si, au lieu de considérer la composition moyenne des eaux profondes, on prend plutôt en compte la composition à la base des pics isotopiques (0.8 m).

La profondeur à laquelle on trouve l'enrichissement maximal ( $z_{pic}$ ), indéfinie en 1988 par manque de prélèvement, est plus grande en 1990 (environ 0.15 m) qu'en 1989 (environ 0.1 m). Ceci est une conséquence de la teneur en eau systématiquement plus faible en 1990 qu'en 1989 (différence 2.5 à 5.6 % de 0.15 à 0.5 m de profondeur). En effet, à un profil hydrique plus sec est associée une zone de transfert "vapeur" plus étendue et donc un front évaporatoire plus profond (ALLISON et al, 1984b).

#### 3.2.5.2.4 Effets de l'évaporation en saison humide

Un enrichissement isotopique à l'évaporation est susceptible de se produire sur les eaux de ruissellement et sur l'eau stagnant à la surface du sol dans de petites dépressions, et ce préalablement à leur infiltration. Ce phénomène a été étudié de façon théorique par GAT et TZUR (1970) (cf. 1.1.3.5.3).

Une partie de l'eau de pluie s'infiltrant dans le sol contribue à humidifier la zone superficielle du sol, le reste atteignant les couches plus profondes. En saison des pluies, la zone superficielle du sol est affectée par la succession de périodes d'imbibition lors des pluies et du ruissellement et de périodes d'évaporation. La composition isotopique y résulte donc de la conjugaison de l'enrichissement à l'évaporation et du mélange avec les eaux de pluies.

La composition isotopique ( $^{18}O$ ) dans le sol près de la surface (on choisit la profondeur de 0.1 m comme référence) présente en effet une variation parallèle à la variation saisonnière du signal isotopique des pluies (cf. 3.2.2.2). Mais l'eau dans le sol est nettement enrichie en  $^{18}O$  par rapport à l'eau de pluie, et ce de façon à peu près constante au cours de la saison (figure 3.42). L'enrichissement relatif moyen en  $^{18}O$  est de 5.7 ‰ en 1988 et 8.4 ‰ en 1989.

GAT (1987) relie l'enrichissement isotopique  $\delta - \delta_0$  qui se produit à la surface du sol au paramètre  $x$  qui représente la fraction de teneur en eau résiduelle:  $\delta - \delta_0 = -\epsilon \ln(x)$ , avec  $\epsilon = 1 - 1/\alpha + (1 - h_a)(\alpha K - 1)$  enrichissement effectif total (CRAIG et GORDON, 1965). L'application de ce modèle très simplifié à nos données pour des paramètres appropriés ( $T = 30 \text{ °C}$ ;  $n = 0.5$ ;  $h_a$  humidité relative atmosphérique moyenne mensuelle à Ouagadougou) donne des valeurs calculées de  $x$  comprises entre 0.6 et 0.8 pour 1988 et entre 0.5 et 0.6 pour 1989. Même s'il paraît difficile de relier ce paramètre  $x$  au régime hydrique affectant la partie superficielle du sol, les valeurs réalistes qu'il prend montrent en tout cas que la composition isotopique s'explique bien par un enrichissement à l'évaporation des eaux de pluies d'imbibition.



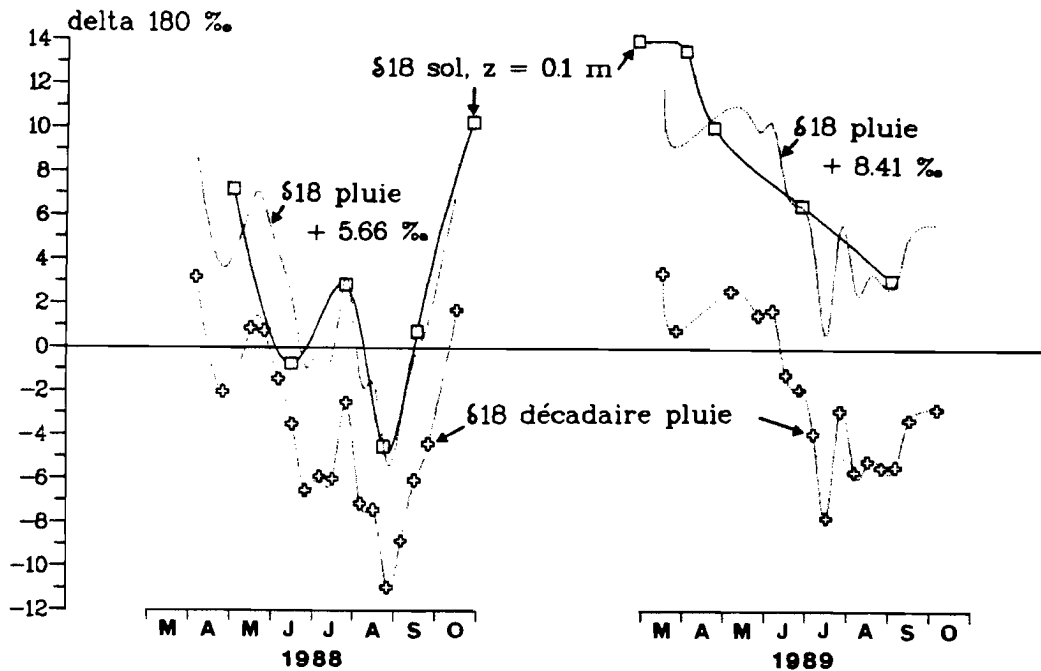


Figure 3.42: Comparaison de la teneur en  $^{18}\text{O}$  dans les précipitations à l'échelle décadaire et dans le sol de la station B à la profondeur de 0.1 m.

L'eau d'infiltration qui n'a pas participé à l'imbibition de la partie superficielle du sol affectée par l'évaporation s'infiltré plus profondément et se mélange plus ou moins à l'eau initialement contenue dans le profil. L'étude de la chronique des profils isotopiques (cf. 3.2.5.1) nous suggère que ce mélange n'est pas total car il subsiste dans les premiers 50 cm du sol des teneurs isotopiques élevées qui constituent comme une trace du pic de saison sèche.

### 3.2.5.3 Influence de l'infiltration

#### 3.2.5.3.1 Généralités

La figure 3.43 présente l'évolution des teneurs en eau et en  $^{18}\text{O}$  moyennes sur les intervalles de profondeur 0-0.8, 1-2 et 2-3.15 m, moyennes calculées sur la base du pas de prélèvement le plus général. Cette figure nous permet de souligner les grands traits de l'infiltration des eaux de pluie dans le sol.

On remarque de prime abord que les variations d'humidité dans le sol concernent avec une amplitude comparable les trois couches définies ci-dessus. Les teneurs en eau généralement plus élevées dans la couche 1-2 m sont dues à la texture plus fine du sol (cf. 3.2.5.1.2). La teneur isotopique  $\delta_{18\text{O}}$  présente par contre des variations plus importantes dans la couche superficielle que plus profondément. De plus, les valeurs y sont plus élevées, en conséquence de l'enrichissement isotopique à l'évaporation (cf. 3.2.5.1.2).

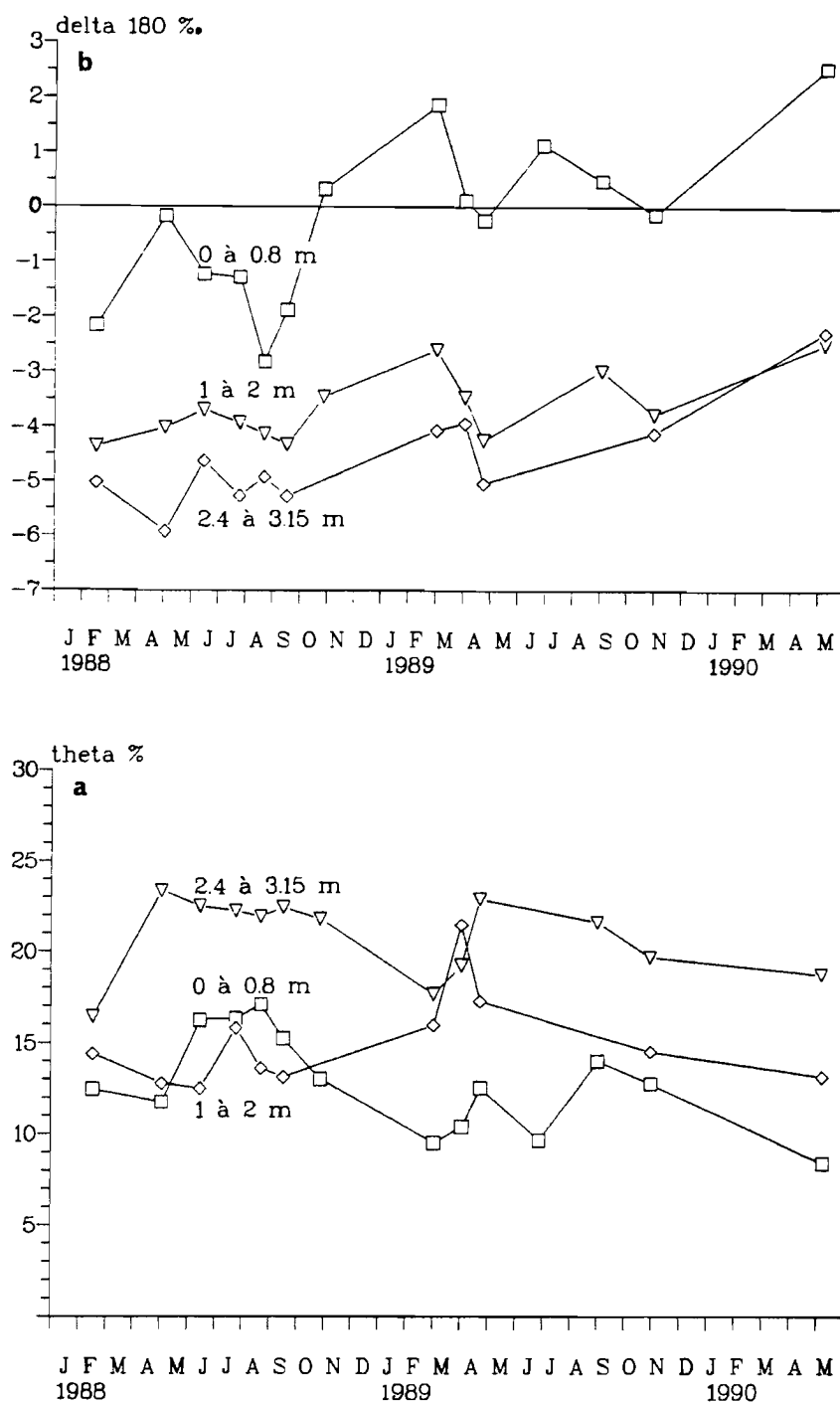


Figure 3.43: Evolution temporelle moyenne dans le sol pour trois horizons. a: Teneurs en eau. b: Teneurs en  $^{18}\text{O}$ .

**Couche 0-0.8 m:** L'évolution des teneurs en eau de la zone superficielle du sol est marquée par l'alternance de l'infiltration en saison des pluies et de l'évaporation en saison sèche.

L'infiltration superficielle en 1988 se manifeste par une nette augmentation de la teneur en eau moyenne (profil du 16 juin) suite aux premières averses importantes de fin mai-début juin (cf. 3.2.5.1.1). Le sol demeure humide durant la saison des pluies puis commence à se dessécher au cours du mois de

septembre suite à la raréfaction des fortes averses. La teneur en eau moyenne diminue au cours de la saison sèche de plus de 15 % à 9-10 %.

Les deux averses précoces de 16-17 mm de la mi-mars 1989 provoquent une légère augmentation (environ 3 %) de la teneur en eau qui diminue ensuite jusqu'à la fin juin suite à un début de saison humide déficitaire (seulement trois averses de 10 à 15 mm). Les pluies importantes de juillet et août re-humidifient la partie superficielle du sol (profil du 2 septembre). La saison sèche qui suit est marquée par le dessèchement du sol comme en 1988.

La teneur isotopique moyenne des eaux superficielles du sol présente de fortes variations. Elle augmente en saison sèche en conséquence de l'évaporation.

En saison humide la variation est comparable à celle des pluies qui s'appauvrissent progressivement en isotopes lourds. Cette variation moyenne est de nature identique à celle mise en évidence pour la profondeur 0.1 m (cf. 3.2.5.2.4, figure 3.42) mais d'amplitude inférieure. La teneur moyenne dans le sol demeure néanmoins toujours largement supérieure à celle des pluies, comme par exemple pour le profil d'août 1988 qui présente une teneur moyenne en  $^{18}\text{O}$  de  $-2.8 \text{ ‰}$  alors que la pluie a une teneur moyenne comprise entre  $-7$  et  $-8 \text{ ‰}$ . Cette différence s'explique en partie par une teneur isotopique élevée en début de saison (profil isotopique de fin de saison sèche), l'augmentation limitée de la teneur en eau associée (de 12 à 17 %) et donc une limitation de la variation de la composition isotopique par effet de bilan.

Couche 1-1.2 m: La zone intermédiaire présente également une variation de l'humidité en relation avec le caractère saisonnier des précipitations. L'effet de l'infiltration en 1988 est perceptible dans cette partie du sol dès le profil du 4 mai, suite aux pluies précoces du mois d'avril (15 mm le 26), et ce avant l'humidification de la partie superficielle qui se produit entre le 4 mai et le 16 juin après des pluies plus importantes. Ceci révèle l'existence d'un mécanisme d'infiltration rapide et profond par des macropores qui "court-circuitent" en quelque sorte la partie superficielle du sol. La teneur en eau moyenne augmente ainsi de façon relativement importante (+7 %) puis se maintient au cours de la saison humide jusqu'à la fin du mois d'octobre (variation inférieure à 1.5 %). La diminution de teneur en eau qui se produit ensuite en saison sèche est plus à mettre sur le compte du drainage du sol que de l'évaporation (cf. 3.2.5.1.2).

La variation de teneur en eau qui se produit durant la saison des pluies 1989 est similaire à celle de 1988. Une nette augmentation (+5 %) de la teneur en eau se produit après les averses précoces de la mi-mars, alors que la zone superficielle du sol demeure relativement sèche, puis la teneur en eau se maintient jusqu'à au moins la fin septembre pour diminuer ensuite.

L'infiltration rapide qui se produit dès les premières pluies de la saison est associée à une faible variation de la composition isotopique dans cette partie du sol, en relation avec l'augmentation relativement modérée de la teneur en eau et une composition des eaux profondes peu différente de celle des pluies. Ceci rend délicate l'interprétation des variations de cette composition et on se limitera aux

traits les plus marquants.

Le drainage du sol est associé en 1988 et en 1989 à une augmentation de la composition isotopique. L'enrichissement isotopique à l'évaporation diffuse dans le sol jusqu'à 0.6 m de profondeur au maximum (cf. 3.2.5.2.2) et ne nous paraît pas être la source de cette variation. On peut avancer comme hypothèse que le drainage concerne une eau circulante dont la teneur en isotopes lourds est inférieure à celle de l'eau non circulante ou immobile. Ceci nous conduirait à distinguer à nouveau une macroporosité et une microporosité aux propriétés hydrodynamiques et aux compositions isotopiques différentes.

La teneur moyenne en oxygène 18 dans cette région du sol est plus élevée en 1989 qu'en 1988, ceci en relation avec la teneur moyenne des pluies en 1989 qui est supérieure à celle de 1988.

Aux deux averses précoces significatives de la mi-mars 1989 sont associées une augmentation de la teneur en eau et une diminution de la teneur isotopique dans le sol. On ne peut pas vérifier si cette variation se fait bien dans le sens de la composition de ces pluies car il nous manque la composition de la première averse.

Couche 2.4-3.15 m: La réaction saisonnière de la zone profonde du sol diffère en partie de celles des zones superficielles et intermédiaires. En saison des pluies, on remarque une augmentation transitoire (ou locale; cf. 3.2.5.1.2) de la teneur en eau moyenne entre la mi-juin et fin juillet en 1988 et au cours du mois de mars en 1989. Ce comportement est à rapprocher de celui de la couche intermédiaire et relève à nouveau d'un mode d'infiltration rapide. Mais le caractère transitoire (ou local) de ces variations de teneur en eau nous suggère qu'une faible partie des précipitations qui affectent la zone intermédiaire touche cette zone profonde et donc qu'une faible proportion des macropores atteint ces profondeurs.

La composition isotopique moyenne de cette région profonde du sol présente des variations sensiblement parallèles à celles de la région intermédiaire et appelle les mêmes commentaires. On remarque néanmoins que les teneurs isotopiques y sont constamment inférieures de  $1.0 \delta_{18O}\text{‰}$  en moyenne (écart-type 0.4) du début 1988 à la saison humide 1989 puis sensiblement égales ensuite.

Ceci nous suggère qu'il s'est produit une infiltration profonde en 1989 assez efficace pour homogénéiser la composition isotopique de 1 à plus de 3 m de profondeur. La différence initiale de  $1.0 \delta_{18O}\text{‰}$  est probablement la marque d'une stratification de la composition isotopique dans les couches profondes du sol en relation avec la grande variabilité inter-annuelle de la teneur moyenne annuelle des précipitations (cf. 3.2.2.4.3, figure 3.29).

### 3.2.5.3.2 Modélisation de l'infiltration. I: Description du modèle

Nous nous proposons dans les sous-chapitres suivants de réaliser une modélisation de l'infiltration diffuse en 1988 et 1989 à partir d'un algorithme basé en partie sur celui de THORNWHAITE. Ce type de modèle a été appliqué par SMITH et al (1970), THOMA et al (1978) et ALLISON et HUGHES (1974) à l'interprétation de profils en tritium naturels et par GASCUEL-ODOUX (1984) à l'étude de la variabilité spatiale de l'infiltration à l'aide de l'oxygène 18.

Le modèle consiste en une fonction d'entrée mensuelle qui représente un gain ou une perte en eau et un ensemble de réservoirs (ou couches de sol) où les transferts sont régis par un mécanisme simplifié. Ce type de modèle ne permet pas d'accéder aux paramètres physiques du transfert de l'eau mais autorise néanmoins le calage sur des profils expérimentaux et permet ainsi de tester différentes hypothèses de mélange.

Fonction d'entrée: La lame d'eau  $I$  qui s'infiltré dans le sol ( $I > 0$ ) ou s'évapore ( $I < 0$ ) s'exprime à l'échelle mensuelle:

$$I = P - E_r - Q$$

avec  $P$  pluie,  $E_r$  évaporation réelle et  $Q$  ruissellement. Toutes ces grandeurs s'expriment en mm.

Le ruissellement sur sol nu a été étudié à Barogo par MILVILLE (1990) (cf. 3.1.2.2.5). La figure 3.44 nous montre les mesures de  $Q$  vs  $P$  qu'il a obtenu en 1988 à l'échelle de l'événement pluvieux ainsi qu'une fonction ajustée  $Q(P)$ . Cette fonction a été déterminée par la méthode des moindres carrés pour trois classes de hauteur de pluie journalière et ce pour toutes les pluies, même celles pour lesquelles le ruissellement est nul:

$P < 1.1 \text{ mm}$	:	$Q = 0$		
$1.1 < P < 15 \text{ mm}$	:	$Q = 0.069(P-1.1)$	$n = 44$	$r = 0.38$
$P > 15 \text{ mm}$	:	$Q = 0.88(P-14.3)$	$n = 12$	$r = 0.85$

Le ruissellement mensuel  $Q$  est la somme des ruissellements journaliers, calculés à partir des pluies par la fonction ci-dessus. Le tableau 3.5 nous permet de comparer les valeurs mensuelles mesurées et calculées du ruissellement pour 1988.

L'évaporation réelle mensuelle  $E_r$  s'exprime en réduisant l'évaporation potentielle  $E_p$  par un facteur  $f$  (ANDERSEN et SEVEL, 1974) qui dépend du stock d'eau disponible  $S - S_{\min}$  (mm) dans le réservoir sol, avec  $S$  stock à la fin du mois et  $S_{\min}$  stock minimal de fin de saison sèche:

$$E_r = f.E_p$$

Les mesures hebdomadaires de teneurs en eau (par sonde à neutrons) effectuées par MILVILLE (1990) à la station B1 de Barogo ont permis de déterminer la variation de stock mensuelle  $I = S_i - S_{i-1}$ , et donc la variation de stock cumulé  $S - S_{\min}$ , au cours de la saison des pluies 1988 (tableau 3.5). Les valeurs de  $E_p$  choisies sont les moyennes mensuelles à Ouagadougou de l'évapotranspiration potentielle TURC (BRGM-AQUATER, 1986). La figure 3.45 présente les valeurs du facteur de réduction  $f$  en fonction de  $S - S_{\min}$ , valeurs calculées par la relation  $f = (P - Q - (S - S_{\min})) / E_p$  qui découle des équations

Figure 3.44: Lames ruissellées Q et précipitations P journalières sur sol nu à la station B de Barogo, mesures (MILVILLE, 1990) et ajustement.

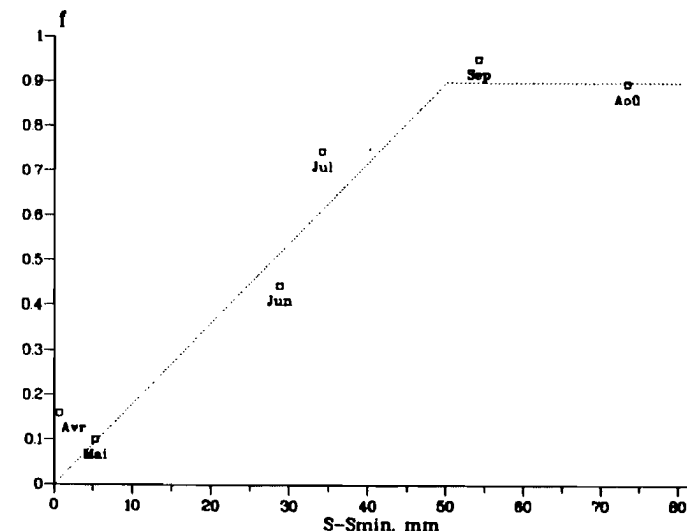
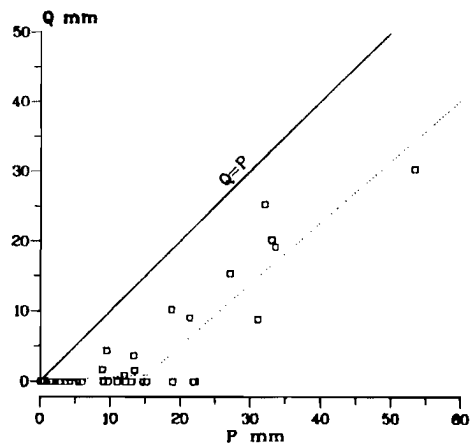


Tableau 3.5: Valeurs mensuelles mesurées et calculées pour 1988 et 1989 des différents termes de la fonction d'entrée du modèle d'infiltration.

mois i	E <sub>p</sub> mm (1)	P mm (2)	δ <sub>18O</sub> ‰ (2)	δ <sub>2H</sub> ‰ (2)	Q mm		S <sub>i</sub> -S <sub>i-1</sub> mm		S-S <sub>min</sub> mm		I mm (4)
					(3)	(4)	(5)	(4)	(5)	(4)	
1988											
1	186	0			0	0					
2	187	0			0	0					
3	205	0			0	0					
4	161	26.3	-0.16	-1.1	0	1.5	0.7	0.7	6.4	6.4	
5	126	44.2	0.79	7.76	27	16.3	4.6	5.3	10.5	4.1	
6	115	127	-3.94	-22.7	52.7	50	23.4	28.7	28.5	18.0	
7	100	82.2	-4	-23.1	2.5	10.5	5.4	34.1	35.8	7.3	
8	89	177.2	-9.12	-62.7	58.5	59.2	38.9	73	73.7	37.9	
9	110	95.9	-6.74	-44.3	10.2	13.8	-19	54	56.8	-16.9	
10	137	2.9	1.71	21	0	0.1			17.2	-39.6	
11	162	0			0	0			4.4	-12.8	
12	166	0			0	0			1.1	-3.3	
1989											
1	186	0				0					
2	187	0				0					
3	205	37.8	3.16	26.2		4.3			7.1	7.1	
4	161	0				0			1.8	-5.3	
5	126	41.1	1.53	9.3		2.6			12.3	10.5	
6	115	30.1	-0.79	-4.3		1.4			13.4	1.0	
7	100	208.9	-4.97	-26.6		109			40.6	27.2	
8	89	316.6	-5.36	-33.8		126			83.8	111.0	
9	110	89.3	-4.72	-28.2		16.5			57.6	-26.2	
10	137	30.3	-2.74	-13.6		2.4			24.7	-32.9	
11	162	0				0			6.3	-18.4	
12	166	0				0			1.6	-4.7	

- (1): ETP Turc moyenne mensuelle, BRGM-AQUATER (1986)
- (2): Mesures
- (3): Mesures MILVILLE (1990)
- (4): Valeurs calculées, cf texte
- (5): D'après mesures θ, MILVILLE (1990)

Figure 3.45: Relation entre le facteur de réduction de l'évaporation potentielle et la variation de stock mensuelle pour les deux premiers mètres de sol.

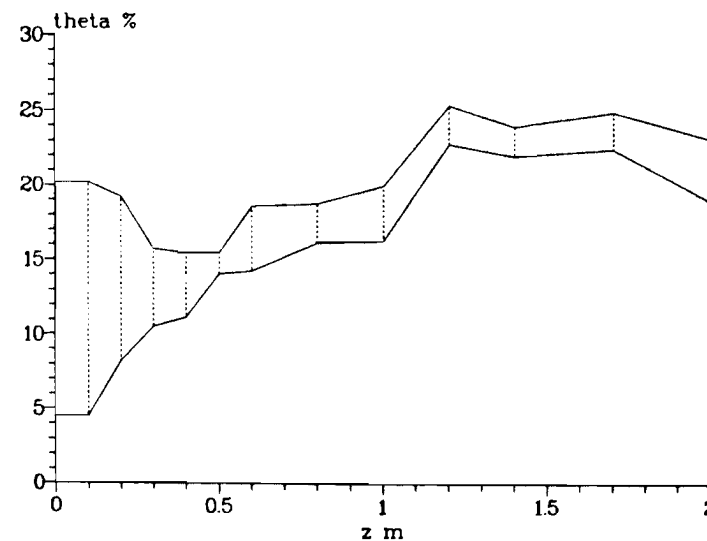


Figure 3.46: Profils de teneurs en eau caractéristiques d'un sol sec et d'un sol humide.

exprimant  $I$  et  $E_r$  (cf. ci-dessus). L'évolution de  $f$  avec  $S-S_{\min}$  nous permet de déterminer par ajustement (moindres carrés) une fonction caractéristique du sol similaire à celle proposée par ANDERSEN et SEVEL (1974):

$$\begin{aligned} S-S_{\min} \leq 50 \text{ mm} & : f = 0.9(S-S_{\min})/50 & n = 5 & r = 0.959 \\ S-S_{\min} > 50 \text{ mm} & : f = 0.9 \end{aligned}$$

La variation de stock cumulé  $S-S_{\min}$ , toujours positive, est limitée par l'accroissement maximum de stock toléré par le sol  $S_{\max}-S_{\min}$ , (appelé par ailleurs "réserve facilement utilisable"). Si la quantité d'eau qui s'infiltré  $I$  est supérieure à  $S_{\max}-S$ , la différence constitue la recharge  $R$  mensuelle en bas de profil.

Le tableau 3.5 nous permet de vérifier pour 1988 que le calcul par l'algorithme décrit ci-dessus des lames d'eau mensuelles  $I$  qui s'infiltrent dans le sol nous donne des valeurs comparables à celles de la variation de stock mesurée  $S_i-S_{i-1}$ . Les valeurs calculées et mesurées de la variation de stock cumulé  $S - S_{\min}$  y sont également comparées. Le calcul est étendu aux mesures de pluviosité réalisées en 1989 et nous permet de déterminer la fonction d'entrée mensuelle  $I$  de cette année (tableau 3.5).

La teneur en isotopes lourds  $\delta I$  ( $\delta\%$ ) associée aux valeurs mensuelles de  $I$  est considérée, en première hypothèse, comme égale à la teneur moyenne mensuelle des précipitations. En deuxième hypothèse on supposera que cette teneur subit un accroissement  $\Delta\delta$  ( $\delta\%$ ) constant d'un mois à l'autre qui représente l'enrichissement isotopique susceptible d'affecter la lame d'eau préalablement à son infiltration (cf. 3.2.5.2.4).

Le réservoir sol: On considère la tranche de sol comprise entre la surface et la profondeur de 2 m. Le réservoir sol est défini par les profils de teneur en eau moyens secs et humides, c'est à dire de fin de saison sèche et de fin de saison humide.

On a choisi un découpage spatial qui nous permet de distinguer  $n = 12$  couches dans le sol (figure 3.46). Chacune de ces couches  $i$  est caractérisée par sa hauteur d'eau initiale  $h_i^0$  (mm, déterminée à partir de la teneur en eau du sol sec) et sa capacité de rétention  $\Delta h_i$  (mm, déterminée à partir de la différence entre les teneurs en eau du sol sec et du sol humide). La somme des capacités  $\Delta h_i$  (mm) représente l'accroissement maximum de stock  $S_{\max}-S_{\min}$ . La composition isotopique  $\delta_i^0$  ( $\delta\%$ ) du profil initial est celle du profil de fin de saison sèche.

Le modèle offre la possibilité de prendre en compte une phase d'eau immobile dans le sol. A l'état initial on considère qu'il existe dans chaque couche de sol une quantité  $xI.h_i^0$  d'eau immobile et une

quantité  $(1-xI) \cdot h_i^0$  d'eau potentiellement mobile. Le coefficient  $xI$  (compris entre 0 et 1) représente la proportion d'eau immobile dans le sol et est constant dans le temps comme dans l'espace. La composition isotopique initiale de ces deux phases est  $\delta_i^0$ , composition du profil initial. La composition isotopique de la phase immobile est considérée comme constante au cours de la saison humide alors que la composition de la phase mobile est modifiée par les lames d'eau qui s'infiltrent.

On propose deux variantes au modèle d'infiltration: mélange total (M1) et effet piston (M2). Les algorithmes sont disponibles à l'annexe 3.2. Les deux variantes fonctionnent de façon identique en ce qui concerne l'infiltration des lames d'eau mensuelles. La capacité de rétention des couches successives du sol est satisfaite jusqu'à épuisement de la lame d'eau et, si la capacité de rétention totale du sol est atteinte, l'excédent représente alors la recharge à 2 m.

Dans le modèle à mélange total la nouvelle lame d'eau mensuelle ( $I > 0$ ) se mélange totalement avec l'eau mobile initialement présente dans la couche du sol, puis la quantité qui excède la capacité de rétention de cette couche se mélange avec l'eau de la couche suivante, etc. Dans le modèle à effet piston la lame d'eau occupe la ou les premières couches de sol jusqu'à épuisement alors que l'eau mobile contenue dans le sol au début du mois est repoussée dans les couches inférieures. Les couches où se trouvent des eaux de provenance différente sont homogénéisées avant le calcul du mois suivant.

La composition isotopique finale est calculée pour chaque couche à partir de la composition et de la hauteur d'eau associée des phases immobiles et mobiles.

### 3.2.5.3.3 Modélisation de l'infiltration. II: Application

Tests préliminaires: Le modèle est appliqué aux deux saisons des pluies étudiées 1988 et 1989. L'infiltration calculée par le modèle atteint 1.7 m de profondeur en 1988 et la profondeur maximale de 2 m en 1989 où un excédent de 66 mm constitue la recharge. Les profils isotopiques initiaux en oxygène 18 sont ceux de fin de saison sèche (4 mai 1988 et 24 avril 1989) et les profils à simuler ceux de fin de saison humide (27 septembre 1988 et 31 octobre 1989). Ce choix, réalisé parmi les profils disponibles, découle de la répartition des pluies ces années-là (figure 3.23).

Le modèle ne prend pas en compte les mois où la fonction d'entrée  $I$  est négative, c'est dire ici les mois de septembre 1988 et 1989 et d'octobre 1989 (tableau 3.5). Les simulations sont donc réalisées pour les mois de mai à août pour lesquels  $I$  est toujours positif. Comme l'enrichissement isotopique à l'évaporation affecte l'eau de la surface du sol dès la fin de la saison humide (cf. 3.2.5.1.1), la comparaison entre les profils mesurés et les profils calculés se fera à l'exclusion des compositions isotopiques affectées par l'évaporation, c'est à dire à 0.1 m en 1988 et à 0.1 et 0.2 m en 1989.

L'adéquation entre les profils simulés et les profils naturels est mesurée par la somme des carrés des écarts des compositions isotopiques à chaque profondeur,  $\Sigma r^2$  ( $\delta_{18O}\text{‰}^2$ ), sauf pour les points mentionnés ci-dessus.



1988				1989			
MODELE	xI	$\Delta\delta^{18O}$	$\Sigma r^2$	MODELE	xI	$\Delta\delta^{18O}$	$\Sigma r^2$
TESTS							
M1	0	0	25.3	M1	0	0	24.6
	1	0	8.88		1	0	28.3
	0	4	9.00		0	4	11.0
M2	0	0	128.	M2	0	4	104.
	1	0	21.7		1	0	33.3
	0	4	96.0		0	4	51.7
M1	0.7	3.5	CALAGE OPTIMAL 2.68	M1	1	8	5.54
M1	0.7	3.5	CALAGE RETENU 2.68	M1	0.7	5	6.41

Tableau 3.6: Paramètres et résultats des simulations de l'infiltration pour 1988 et 1989.

Le tableau 3.6 présente les valeurs du critère  $\Sigma r^2$ , calculées pour 12 simulations réalisées pour 1988 et 1989 avec les variantes M1 et M2 et trois couples de paramètres  $(xI, \Delta\delta^{18O})$ : (0,0); (1,0); (0,4). La figure 3.47 montre l'allure de ces profils isotopiques calculés pour 1988 et les compare au profil mesuré.

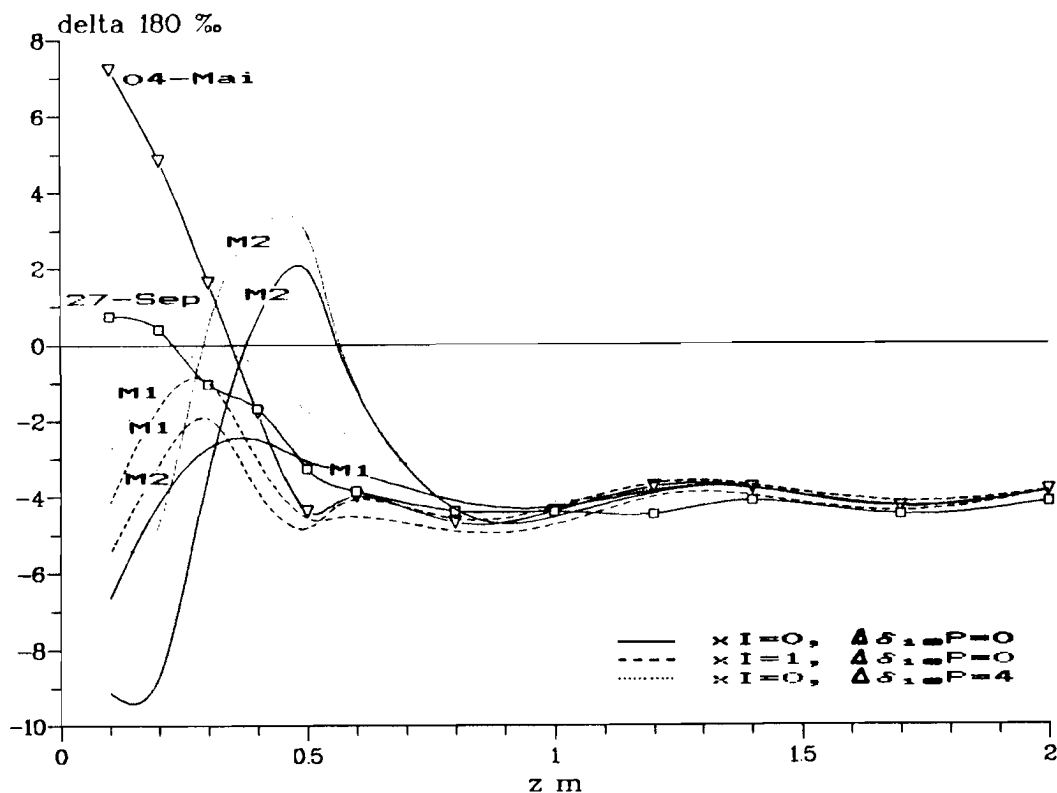


Figure 3.47: Profils isotopiques ( $^{18}O$ ) mesurés du 4 mai et du 27 septembre 1988; comparaison avec les profils calculés par le modèle d'infiltration selon différentes hypothèses.

Les valeurs de  $\Sigma r^2$  et la forme des profils calculés nous permettent de constater que le modèle à effet

piston ne convient pas pour expliquer les profils naturels. En effet, les eaux de surface riches en isotopes lourds sont déplacées en profondeur (à environ 0.5 m) et remplacées par les eaux de pluies relativement pauvres. Seule l'hypothèse d'une phase immobile importante limite ce phénomène qui contredit nos mesures.

Le modèle de mélange M1 est donc retenu pour le calage. On remarque en outre que les hypothèses de l'existence d'une phase d'eau immobile et d'un enrichissement isotopique à l'évaporation des eaux de pluies en préalable à leur infiltration contribuent à diminuer les valeurs de  $\Sigma r^2$  et donc à mieux représenter les profils naturels.

Calage: Le calage optimal est obtenu par cartographie (courbes isovaleurs) du critère  $\Sigma r^2$  dans l'espace ( $0 \leq xI \leq 1$ ;  $0 \leq \Delta\delta \leq 9 \delta_{18O}\text{‰}$ ) et recherche de sa valeur minimale (tableau 3.6). La valeur minimale de  $\Sigma r^2$  est parfaitement définie en 1988, les courbes isovaleurs dessinant une cuvette aux contours réguliers. Par contre, en 1989, ces courbes définissent un sillon dont l'axe courbe (d'équation approximative  $\Delta\delta_{18O} = 3 - xI + 6xI^2$ ) est formé de minima locaux.  $\Sigma r^2$  diminue régulièrement sur cet axe de 9.1 à 5.5 quand  $xI$  augmente de 0 à 1.

L'unicité du calage pour 1989 apparaît donc moins bien définie que pour 1988. Ceci est probablement la conséquence de la fonction d'entrée qui est déterminée de façon moins précise. En effet, les mesures qui ont permis d'obtenir les relations  $Q(P)$  et  $f(S - S_{\min})$  sont uniquement celles de 1988, ces relations pouvant être différentes pour 1989. Comme il nous semble que la variation inter-annuelle de  $xI$ , qui est un paramètre caractéristique du sol, est moins importante que celle de  $\Delta\delta$ , qui est plutôt en relation avec le climat, nous retiendrons pour le calage du modèle sur les données de 1989 la même valeur de  $xI$  que celle obtenue pour 1988.

Les calages retenus (tableau 3.6) sont donc le calage optimal pour 1988 ( $xI = 0.7$  et  $\Delta\delta = 3.5 \delta_{18O}\text{‰}$ ) et pour 1989 le calage correspondant à la même valeur de  $xI$  sur le sillon des minima locaux ( $xI = 0.7$  et  $\Delta\delta = 5 \delta_{18O}\text{‰}$ ), le critère prenant une valeur  $\Sigma r^2 = 6.4$  peu différente de celle du calage optimal.

La recharge à 2 m calculée par le modèle pour 1989 a la composition isotopique suivante:  $\delta_{18O} = -2.4$  et  $\delta_{2H} = -23 \delta\text{‰}$ .

Les profils simulés de fin de saison humide 1988 et 1989 sont globalement comparables aux profils naturels (figure 3.48) à l'exception de la partie superficielle du sol où les compositions isotopiques sont marquées par l'enrichissement à l'évaporation qui se développe peu après les dernières pluies significatives (cf. 3.2.5.1.1).

La teneur isotopique des eaux profondes est systématiquement surestimée par le modèle, et ce pour les deux années. Ceci se manifeste de 0.6 à 1.7 m de profondeur en 1988 avec un écart compris entre 0.2 et 0.8  $\delta_{18O}\text{‰}$  (moyenne 0.5) et de 0.8 à 1.7 m de profondeur en 1989 avec un écart de 0.3 à 1.5  $\delta_{18O}\text{‰}$  (moyenne 0.8).

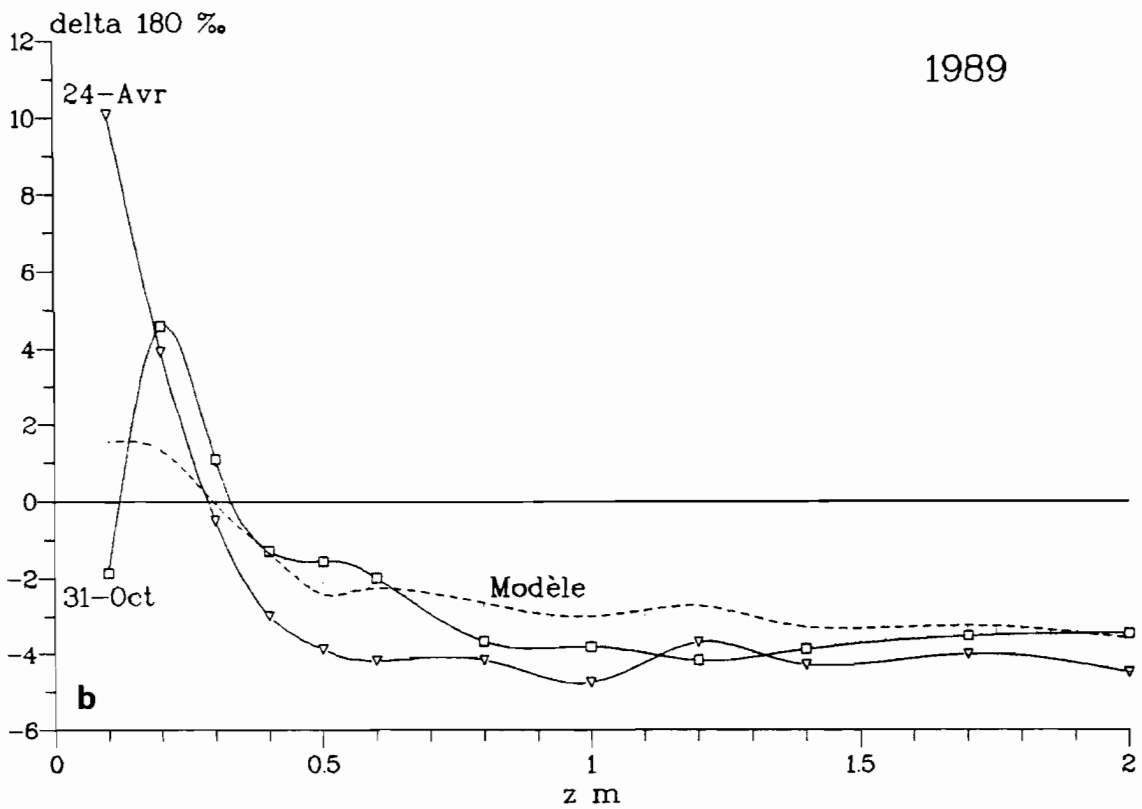
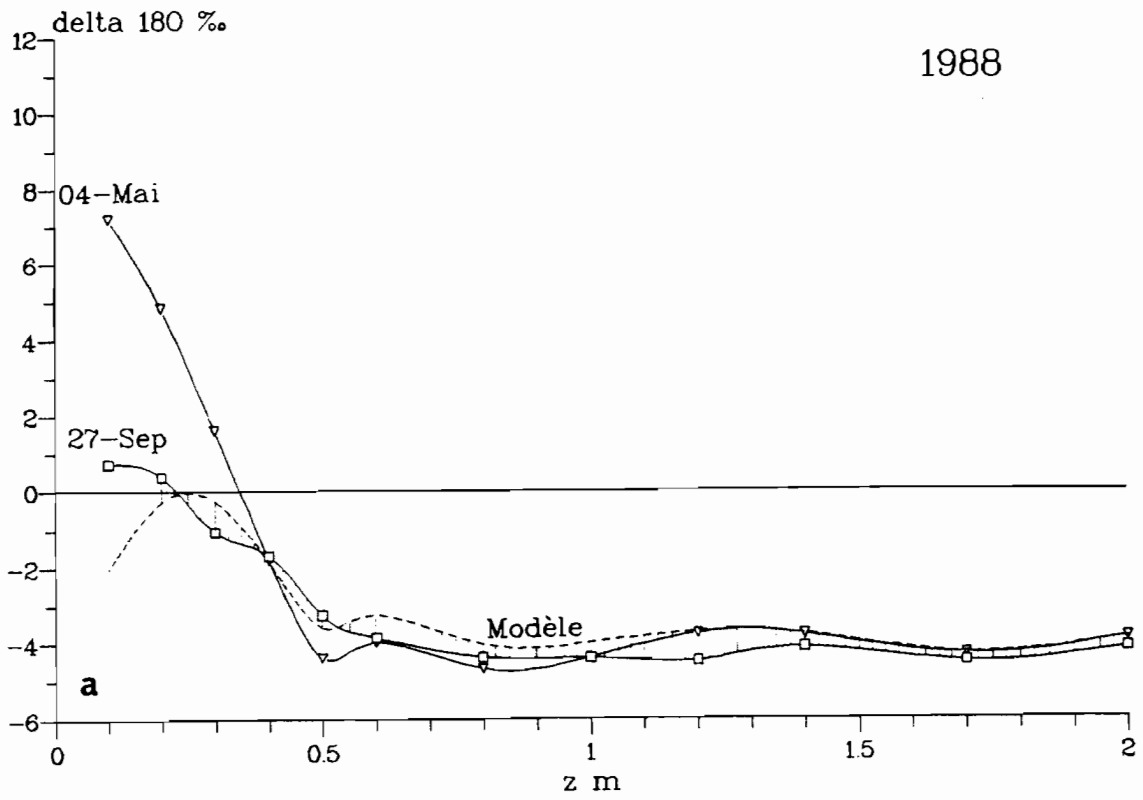


Figure 3.48: Profils isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ) mesurés de début et de fin de saison humide; comparaison avec les résultats des simulations de l'infiltration. a: Pour 1988. b: Pour 1989.

### 3.2.5.3.4 Modélisation de l'infiltration. III: Discussion

Le calage du modèle d'infiltration sur les profils naturels nous a conduit à faire les hypothèses de l'existence d'une phase d'eau immobile dans le sol et d'un enrichissement isotopique des eaux qui s'infiltrent en surface.

L'hypothèse d'une phase d'eau immobile permet au modèle de rendre compte des teneurs en isotopes lourds élevées qui demeurent en saison humide dans la partie superficielle du sol malgré l'infiltration d'eaux de pluies fortement appauvries. L'aspect très simplifié de la prise en compte de cette hypothèse dans la formulation du modèle nous empêche de relier la fraction  $x_I$  calculée aux propriétés hydriques de l'espace poral. Les calages réalisés nous montrent néanmoins qu'il est nécessaire d'envisager une phase immobile relativement importante pour expliquer nos profils naturels.

L'enrichissement isotopique des eaux qui s'infiltrent résulte de l'évaporation des eaux de ruissellement et des eaux stagnantes en surface ainsi que du mélange avec les eaux de la couche superficielle du sol, également affectées par l'évaporation qui se produit entre deux averses (cf. 3.2.5.2.4). Le modèle proposé considère que cet enrichissement global est constant en cours de saison.

BLAVOUX (1978) fait également l'hypothèse d'un fractionnement isotopique à l'évaporation préalable à l'infiltration des pluies pour expliquer la composition des eaux de drainage d'un lysimètre (Thonon en France, sédiments fluvio-glaciaires) par un modèle à mélange total de type THORNWHAITE. Mais cet enrichissement, indexé sur le taux d'évaporation potentielle, prend une valeur mensuelle variable arbitraire comprise entre 0 et  $2 \delta_{18O}\text{‰}$  qui conduit à une valeur moyenne annuelle de  $0.63 \delta_{18O}\text{‰}$ . Notre hypothèse simplifiée, qui permet néanmoins un calage satisfaisant, conduit à un enrichissement global nettement plus important ( $3.5$  et  $5 \delta_{18O}\text{‰}$  en 1988 et 1989) qui s'explique par une évaporation potentiellement plus importante au Burkina Faso qu'en France, ainsi que par un taux d'infiltration probablement inférieur pour notre sol.

Le modèle de GAT et TZUR (1970) permet d'évaluer le rapport des taux moyens d'évaporation et d'infiltration potentielles en fonction de cet enrichissement isotopique (cf. 1.1.3.5.3). L'application de ce modèle isotopique simple à nos résultats, pour des valeurs mensuelles appropriées de l'évaporation potentielle et de l'humidité relative atmosphérique, nous donne des valeurs pour le taux d'infiltration comprises entre  $0.5$  et  $1.1 \text{ mm.h}^{-1}$  qui sont caractéristiques des sols lourds. Cette évaluation est en fait une valeur minimum car ce modèle ne prend pas en compte le mélange avec les eaux enrichies en isotopes lourds de la couche superficielle du sol.

La surestimation de la teneur isotopique des eaux profondes par le modèle relève à notre avis de la coexistence d'un mode d'infiltration diffuse et d'un mode d'infiltration directe. Cette hypothèse a déjà été avancée (cf. 3.2.5.1.2 et 3.2.5.3.1) pour rendre compte d'une évolution temporelle des teneurs en eau et isotopes différente dans la partie superficielle du sol et dans ses couches plus profondes. L'infiltration directe par les macropores, qui n'est pas prise en compte par le modèle, est un phénomène a priori non

fractionnant, alors que l'infiltration diffuse, calculée par le modèle, est affectée d'un enrichissement isotopique.

La différence qui demeure entre les profils naturels et simulés peut donc s'expliquer par l'infiltration directe d'eau de pluie à faible teneur en isotopes lourds qui se mélange dans les couches profondes à l'eau d'infiltration diffuse enrichie par l'évaporation. Il nous semble de plus que le drainage des couches profondes du sol qui se produit en fin de saison humide et s'accompagne d'une augmentation de la teneur en isotopes lourds concerne plutôt ces eaux mobiles. On pourra remarquer à cet égard que le profil de fin de saison sèche du 9 mai 1990 a une teneur isotopique profonde plus élevée que celle du profil de fin de saison humide du 31 octobre 1989 (figure 3.38-e) et se rapproche du profil simulé pour 1989 (figure 3.48-b).

### 3.2.5.4 Les autres sites

Comme à Barogo, on a réalisé des prélèvements à la tarière de profils de sol aux sites annexes de Gounghin, Nafona et Katchari en 1988 et 1989. La figure 3.49 présente les profils d'humidité pondérale ( $H_p$ ), et non de teneurs en eau car on n'a pas mesuré les densités, et de teneur en  $^{18}\text{O}$ .

#### 3.2.5.4.1 Gounghin

Le site de Gounghin, situé à seulement 7 km de Barogo, est sous la dépendance d'un climat qu'on supposera identique mais se trouve dans un contexte hydrogéologique différent puisque le niveau statique est nettement plus proche de la surface du sol et se situe dans les altérites (tableau 3.3). Les prélèvements sont réalisés à 11 m environ de l'axe d'un marigot dont le lit principal a une largeur d'une quinzaine de mètres. Le sol est un peu plus argileux et présente à partir de 1.6 m de profondeur un horizon hydromorphe (argiles grises à taches et concrétions) de type "pseudogley" qui traduit l'existence de conditions hydriques proches de la saturation.

Les trois profils étudiés (figure 3.49-a) sont comparés aux profils prélevés aux mêmes périodes à Barogo (figure 3.38).

Le profil de fin de saison sèche 1987-1988 du 17 mai est caractérisé par une humidité pondérale relativement élevée et un pic d'enrichissement isotopique à l'évaporation déformé près de la surface. Ceci est très probablement la conséquence de l'infiltration des pluies précoces de début de saison humide, et en particulier de la pluie du 14 mai (9 mm à Barogo).

Le profil de fin de saison humide 1988 du 3 novembre est fortement marqué par l'infiltration des eaux de pluies. En effet, les humidités pondérales augmentent sensiblement alors que les teneurs isotopiques diminuent jusqu'à  $-5.9 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$  dans le sens des faibles teneurs particulières aux pluies d'août et de début septembre 1988 (cf. 3.2.2.4.3). Ce comportement tranche avec celui décrit à Barogo, site où les profils isotopiques conservent en saison humide un héritage des teneurs élevées du pic de saison sèche (cf. 3.2.5.1.1).

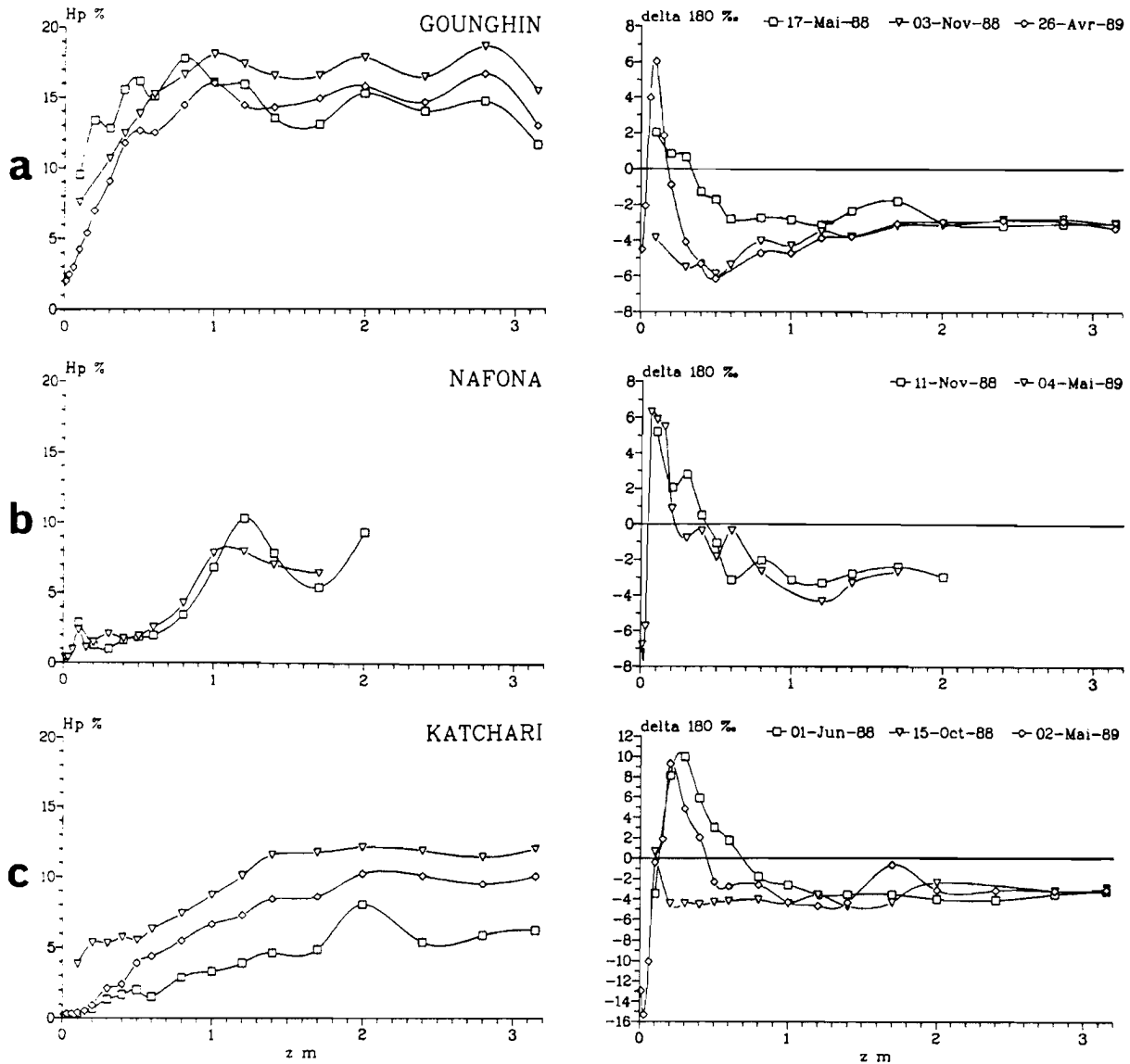


Figure 3.49: Profils d'humidités pondérales et de teneurs en  $^{18}\text{O}$  dans les sols des sites de Gounghin, Nafona, Katchari en 1988 et 1989.

Le profil de fin de saison sèche 1988-1989 du 26 avril, aux humidités caractéristiques d'un sol sec, présente un pic isotopique à l'évaporation bien développé. L'enrichissement isotopique atteint de façon sensible 0.3 à 0.4 m de profondeur alors que les teneurs plus profondes sont presque identiques à celles du profil précédent. La teneur isotopique maximale se trouve à 0.1 m de profondeur, comme à Barogo, mais est plus faible, cet écart s'expliquant en partie par la différence de composition des eaux situées à la base du pic (figure 3.38-c). Enfin le pic est moins large, phénomène que l'on peut mettre sur le compte des humidités pondérales plus importantes et donc de transferts en phase vapeur réduits (ALLISON et al, 1984b).

La réaction précoce et importante des profils isotopiques aux pluies de la saison humide 1988 traduit à notre avis l'infiltration d'une lame d'eau bien supérieure à celle de Barogo. La situation de ce site à proximité du marigot nous suggère qu'il bénéficie d'un ruissellement convergent pouvant même conduire à des inondations pour les averses les plus importantes. La concentration d'eau qui en résulte est même susceptible de provoquer l'infiltration d'une lame d'eau supérieure à la hauteur de pluie.

La composition isotopique des eaux du sol est remarquablement constante dans l'horizon hydromorphe, avec une moyenne de  $-3.01 \pm 0.15 \delta_{18O}\text{‰}$  entre 1.7 et 3.15 m de profondeur, malgré une variation de l'humidité pondérale sur 3 à 4 %. Ceci relève à notre avis de l'action homogénéisante de la nappe et de sa frange capillaire qui touche la base du profil avec une oscillation annuelle. La teneur en  $^{18}\text{O}$  dans cet horizon est un peu plus élevée que dans l'aquifère (moyenne  $-3.9 \delta_{18O}\text{‰}$ ), ce qui est probablement la conséquence du lessivage des eaux enrichies en isotopes lourds qu'on trouve dans la partie superficielle du sol en saison sèche.

L'hypothèse d'une décharge de la nappe à travers le sol, envisagée au chapitre 3.2.4.4, ne peut pas être confirmée par les profils isotopiques. En effet, l'alternance des saisons sèches et humides empêche le sol d'atteindre un régime hydrique permanent et à fortiori de présenter un profil isotopique stationnaire qui nous donnerait la mesure de ce phénomène (cf. 1.1.3.5.1).

#### 3.2.5.4.2 Nafona

Le site de Nafona se trouve dans la partie sud du pays où le climat est plus humide que dans la région centrale (cf. 3.1.1.5.1). Ceci est illustré par la pluviométrie en 1988 à la station synoptique voisine de Banfora qui totalise 1249 mm, soit plus du double de Barogo. Le sol sableux jusqu'à environ 0.7 m devient ensuite nettement plus argileux jusqu'à au moins 2 m, profondeur maximale d'investigation. Le niveau statique en 1985 et 1986 oscille entre environ 1 m de profondeur en août/septembre et 10 m en juin/juillet (BRGM-AQUATER, 1986).

Le profil d'humidité pondérale de fin de saison humide 1988 prélevé le 11 novembre, soit plus d'un mois après la dernière pluie enregistrée à Banfora (70 mm le 3 octobre), est caractéristique d'un sol sec (figure 3.49-b). Ceci est soit la conséquence d'un dessèchement rapide de la partie superficielle du sol, comme on a pu le remarquer pour la même période à Barogo (cf. 3.2.5.1.1), soit la conséquence d'une infiltration négligeable pendant la saison des pluies. Cette deuxième hypothèse est appuyée par le profil isotopique qui se signale par des teneurs élevées en isotopes lourds jusqu'à 0.4 m de profondeur malgré les pluies particulièrement appauvries de cette année-là, et a finalement la forme d'un profil de fin de saison sèche.

Les profils hydriques et isotopiques de fin de saison sèche 1988-1989 du 4 mai présentent peu de différences marquantes avec les profils précédents et suggèrent une évolution hydrodynamique négligeable du sol.

Les profils d'humidité pondérale sont caractérisés par une nette augmentation de la teneur en eau à

partir de 1 m de profondeur, en relation avec la transition entre l'horizon sableux et l'horizon argilo-sableux. La teneur isotopique dans le sol, qui varie de façon modérée de 1 à 2 m de profondeur (moyenne  $-3.1 \pm 0.6 \delta_{18O}\text{‰}$ ), est supérieure à la teneur dans l'aquifère (environ  $-4.6 \delta_{18O}\text{‰}$ ) sur la même période. Ceci nous suggère que la nappe a une influence négligeable sur la base du profil et donc que la remontée du niveau statique en 1988 n'a pas atteint le niveau de 1985-1986. La tendance régionale va bien dans ce sens, comme l'illustre la piézométrie au forage MF1 à Barogo de 1985 à 1988 (MILVILLE, 1990) avec un niveau maximum qui passe progressivement de 18.3 à 21.5 m. Ajoutons de plus que l'horizon plus argileux ne présente pas de caractère hydromorphe.

Le profil de fin de saison humide 1988 nous suggère que l'infiltration y fut négligeable, et ce malgré la pluviosité importante. Ceci est à notre avis la conséquence de la situation géomorphologique du site en position d'interfluve sur un plateau drainé. On peut en effet supposer que le ruissellement a ici une importance primordiale sur le bilan hydrologique.

#### 3.2.5.4.3 Katchari

Katchari se trouve au nord du pays dans la zone climatique sahélienne. Le sol consiste en un horizon sableux de la surface à 1.2 m de profondeur puis sablo-argileux à argilo-sableux ensuite. La coloration gris-bariolée qui apparaît après 1.7 m nous suggère une tendance à l'hydromorphie temporaire en relation avec une nappe superficielle saisonnière associée au marigot (cf. 3.1.2.3) et non avec l'aquifère principal dont le niveau statique se trouve à plus de 25 m de profondeur.

Le profil hydrique de fin de saison sèche 1987-1988 du 1<sup>er</sup> juin témoigne d'un dessèchement considérable du sol ( $H_p = 0.3$  à  $8\%$ ) jusqu'à la profondeur maximale d'investigation (3.15 m). Le profil isotopique ( $^{18}\text{O}$ ) prend la forme du pic caractéristique de l'évaporation. Ce pic est ici remarquable par son ampleur en comparaison des autres sites puisque la teneur maximale se trouve à 0.3 m de profondeur et que l'enrichissement isotopique se propage jusqu'à plus de 0.6 m. Comme on l'a déjà signalé à l'occasion de la comparaison entre les profils de Gounghin et de Barogo (cf. 3.2.5.4.1), ceci est une conséquence de l'importance accrue des transferts en phase vapeur dans les sols plus secs.

Le profil de fin de saison humide 1988 du 15 octobre résulte d'une infiltration efficace des eaux de pluies. En effet les humidités pondérales augmentent de 3.5 à 7 % sur tout le profil alors que le profil isotopique se caractérise par une teneur pratiquement constante de 0.2 à 1.7 m de profondeur (moyenne  $-4.3 \pm 0.3 \delta_{18O}\text{‰}$ ), la teneur à 0.1 m étant affectée par un enrichissement à l'évaporation. Ce comportement isotopique du sol à l'infiltration, qui conduit à un lessivage efficace des eaux enrichies en isotopes lourds de la partie superficielle du sol, est similaire à celui déjà décrit pour Gounghin (cf. 3.2.5.4.1).

Le profil de fin de saison sèche 1988-1989 du 2 mai est similaire au profil de l'année précédente. Le profil hydrique présente néanmoins un dessèchement moins intense et le pic isotopique caractéristique est en conséquence moins large. L'échantillonnage affiné en surface permet de constater que l'eau du sol



atteint des teneurs très faibles en  $^{18}\text{O}$  (jusqu'à  $-15 \text{ ‰}$ ) dans la gamme de celles de la vapeur atmosphérique (cf. 3.2.2.5 et 3.2.5.2.2).

Le comportement hydrique de ce sol sableux diffère de celui des sols argileux de Barogo et Gounghin. Les profils d'humidité évoluent ici de façon homogène jusqu'à la profondeur maximale d'investigation sous l'effet de l'évaporation et de l'infiltration.

Le sol prélevé en fin de saison sèche 1987-1988 présente un dessèchement bien plus intense que celui de 1988-1989. La hauteur totale des pluies mesurée à Katchari de 259 mm en 1987 et de 599 mm en 1988 nous illustre la forte variabilité inter-annuelle de la pluviosité dans ces régions (cf. 3.1.1.5.2). On a vu ci-dessus que les pluies de 1988 ont nettement contribué à augmenter le stock d'eau du profil; il semblerait que ce ne fut pas le cas en 1987.

L'infiltration des pluies de 1988 a provoqué une nette augmentation de l'humidité jusqu'à plus de 3 m de profondeur. Le profil isotopique associé se signale par un lessivage efficace des eaux aux teneurs fortement enrichies de saison sèche, remplacées par une eau de composition homogène de type météorique. Ceci relève des bonnes propriétés conductrices de ce type de sol sableux et d'un mélange efficace entre l'eau d'infiltration et celle initialement contenue dans le sol.

Malgré une forte variation de l'humidité pondérale, la composition isotopique varie peu en profondeur ( $z > 1.7 \text{ m}$ ) au cours de la période étudiée et est peu différente à 3.15 m (moyenne  $-3.1 \text{ ‰}$ ) de celle de l'aquifère profond prélevé au forage PKS voisin (moyenne  $-3.4 \text{ ‰}$ ). Ceci est probablement la conséquence de l'action homogénéisante de la nappe superficielle saisonnière qui lèche la base du profil (cf. 3.2.5.4.1).

### 3.2.5.5 Discussion

#### 3.2.5.5.1 L'évaporation

L'évaporation est le terme majoritaire des pertes du bilan de l'eau dans ce type de sol. MILVILLE (1990) évalue cette perte par évaporation en 1988 à la station B1 de Barogo à 57 % de la hauteur de pluie annuelle, le ruissellement représentant 39 %, la recharge à 2 m 3 % et la variation de stock en eau du sol moins de 1 %.

Le dessèchement du sol qui se produit entre deux saisons humides provoque une diminution de la teneur en eau jusqu'à la profondeur de 0.8 m. MILVILLE (1990), par l'étude du plan de flux nul, obtient également cette profondeur comme limite à l'influence de l'évaporation. Le dessèchement, rapide dans le mois qui suit la fin de la saison des pluies, décroît rapidement ensuite, limité par l'apparition d'un "mulch" de sol très sec où les transferts en phase vapeur dominant.

Caractéristiques du pic isotopique: Les profils isotopiques obtenus au Burkina Faso sont similaires à ceux déjà présentés et décrits dans la littérature pour les climats semi-arides (BARNES et ALLISON, 1982; ALLISON et al, 1984a; ALLISON et al, 1984b).

Le profil détaillé du 24 avril 1989 à Barogo (cf. 3.2.5.2.2) nous a permis de préciser les caractéristiques du pic isotopique qui se développe dans le sol en saison sèche. Les dix premiers cm du sol sont occupés par le "mulch" sec et présentent des teneurs isotopiques intermédiaires entre celle de la vapeur atmosphérique et celle du sol au niveau du front évaporatoire. Le front évaporatoire, défini comme la zone où l'évaporation est maximale, correspond au maximum d'enrichissement isotopique (MÜNNICH et al, 1980; BARNES et ALLISON, 1982). Cet enrichissement à l'évaporation diffuse dans le sol à travers les phases liquide et vapeur jusqu'à environ 0.6 à 0.8 m de profondeur.

Les pentes des relations linéaires  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  diminuent au cours de la période sèche pour se stabiliser à une valeur de 2 à 2.5 (cf. 3.2.5.2.2). Comme il a été montré dans l'étude expérimentale (chapitre 2), cette valeur est plus faible que celles que l'on peut déduire de la théorie. Ce problème a été discuté au chapitre 2.3.3.2.2. Mais l'influence des conditions particulières au milieu naturel, tels l'existence dans le sol de forts gradients thermiques, les variations nycthémérales et inter-journalières des paramètres climatiques ou l'effet des compositions isotopiques initiales, demeure mal connue.

La comparaison des profils isotopiques de fin de saison sèche 1988-1989 aux quatre sites burkinabes nous a permis de montrer l'influence de l'humidité du sol sur la diffusion de l'enrichissement isotopique au front évaporatoire vers les couches plus profondes du sol. Plus l'humidité est faible, plus la diffusion se fait profondément, ce qui souligne l'importance croissante de la part respective de la phase vapeur sur les transferts (ALLISON et al, 1984b).

La comparaison des profondeurs et des valeurs de l'enrichissement isotopique maximal est plus délicate car ces caractéristiques dépendent aussi bien des propriétés du sol que des paramètres atmosphériques. L'enrichissement maximum est un peu plus important à Barogo qu'à Gounghin mais il se situe sensiblement à la même profondeur. Ces deux sites sont sous la dépendance du même climat, ce qui nous conduit à invoquer pour Gounghin l'influence des teneurs fortement appauvries en isotopes lourds présentes dans le sol en fin de saison humide alors qu'à Barogo demeurent des teneurs élevées. Par contre, les sites de Nafona et Katchari diffèrent essentiellement en ce qui concerne le climat. On a pu constater que le pic isotopique est plus intense et nettement plus profond à Katchari qu'à Nafona. Cette différence est bien celle qu'on attend d'une évolution vers un climat plus chaud et surtout plus sec (cf. 1.2.2.1.3).

On a également cherché à comparer le fractionnement isotopique entre l'eau du sol en surface et la vapeur atmosphérique pour les quatre sites en fin de saison sèche 1988-1989 (tableau 3.7). La composition isotopique en surface est évaluée soit par la composition au prélèvement le plus superficiel (1 cm), soit par extrapolation linéaire du profil  $\delta(z)$  ( $0 < z < z_{pic}$ ) à la surface.

On remarque que quel que soit le mode d'évaluation le fractionnement est plus important à Barogo et Gounghin qu'à Nafona et Katchari et apparaît nettement plus en relation avec la teneur en eau du sol en surface qu'avec le climat. Le fractionnement isotopique de l'eau résiduelle des sols argileux de Barogo et Gounghin est légèrement supérieur au fractionnement à l'équilibre (compris entre 8.9 à 7.5  $\delta_{18O}\%$  pour

	$\delta_a^v$ $\delta_{18O}\text{‰}$	$H_p 0.01^*$ %	$\delta_{0.01}^l$ $\delta_{18O}\text{‰}$	$\epsilon^{***}$ $\delta_{18O}\text{‰}$	$\delta_0^l$ $\delta_{18O}\text{‰}$	$\epsilon^{***}$ $\delta_{18O}\text{‰}$
BAROGO	-15.2	1.35	-4.52	10.7	-3.31	11.9
GOUNGHIN	-14.8	2.02	-4.51	10.3	-5.26	9.6
NAFONA	-13.2	0.38	-6.79	6.5	-11.17	2.1
KATCHARI	-17.9	0.28	-12.95	5.0	-16.39	1.5

\* : Mesure sur prélèvement de sol fait à 1 cm de profondeur.

\*\* : Valeur calculée à  $z = 0$  par interpolation du profil isotopique entre  $z_{pic}$  et la surface du sol (moindres carrés,  $r$  compris entre 0.89 et 0.97).

\*\*\* : Fractionnement isotopique entre l'eau en surface du sol et la vapeur atmosphérique:  $\epsilon = (\delta^l - \delta^v) / (1 + \delta^l)$ .

Tableau 3.7: Comparaison des fractionnements isotopiques entre l'eau en surface du sol et la vapeur atmosphérique en fin de saison sèche 1989 pour les quatre sites étudiés au Burkina Faso.

une gamme de température de 30 à 50 °C), ce qui nous suggère qu'il s'y ajoute un fractionnement d'origine cinétique. Par contre, il est inférieur pour les sols sableux de Nafona et Katchari et l'eau résiduelle du sol tend vers un échange isotopique complet avec la vapeur. Ce dernier point est similaire aux résultats de COLIN-KACZALA (1986) qui compare les profils isotopiques en phase vapeur et liquide dans des sols sableux.

Il nous semble que ce rapprochement entre le fractionnement et la nature du sol, qui est en contradiction avec l'influence plus prévisible des conditions climatiques (cf. BARNES et ALLISON, 1983), souligne le rôle particulier de la matrice poreuse et de sa minéralogie dans les échanges isotopiques entre les phases vapeur et liquide.

L'évaporation en saison humide: GAT et TZUR (1970) font la revue des phénomènes pouvant introduire un fractionnement isotopique des pluies avant leur infiltration profonde dans le sol:

- L'interception d'une fraction de la pluie par la partie aérienne des végétaux ou dans des dépressions étanches (creux de rocher par exemple). Ces eaux interceptées s'enrichissent en isotopes lourds au fur et à mesure qu'elles s'évaporent. L'entraînement du résidu par la continuation de la pluie ou par une nouvelle averse conduit finalement à élever la teneur isotopique de la lame ruisselante. Les plus petites averses sont d'ailleurs susceptibles d'être intégralement perdues par ce processus;

- L'interception d'une partie de la pluie sous la forme d'un film en surface du sol ou du ruissellement et dans de petites dépressions (flaques, mares). Ces eaux subissent simultanément les effets de l'évaporation et de l'infiltration. Les auteurs proposent une formulation pour évaluer l'enrichissement isotopique en fonction du rapport des taux d'infiltration et d'évaporation potentielles;

- Le mélange entre les eaux qui s'infiltrent et l'eau déjà présente en surface du sol qui subit un enrichissement isotopique entre deux averses. Les auteurs signalent que le mécanisme du mélange avec l'eau contenue dans des pores de tailles variées est mal connu.

Nous avons illustré ce dernier point par l'étude de la corrélation entre la composition isotopique à 0.1 m dans le sol et celle de la pluie. Elle nous a montré qu'un enrichissement isotopique à l'évaporation affecte la partie superficielle du sol tout au long de la saison humide (cf. 3.2.5.2.4). Cet enrichissement est limité en intensité et en profondeur (10/20 premiers centimètres du sol, cf. 3.2.5.1.1) par le lessivage et le remplacement partiel de ces eaux superficielles par la succession des lames d'eau qui s'infiltrent. La part de ces lames d'eau qui ne participe pas à la re-humectation de la partie superficielle du sol acquière ainsi une partie de cet enrichissement à l'évaporation.

La modélisation de l'infiltration diffuse en 1988 et 1989 nous a permis une évaluation du fractionnement isotopique global qui se produit entre la pluie et la lame d'eau qui s'infiltré. Ce point est discuté au chapitre 3.2.5.3.4.

### 3.2.5.5.2 L'infiltration

La réaction saisonnière (teneur en eau et en isotopes lourds) des trois couches distinguées dans le sol de Barogo aux pluies de saison humide nous a suggéré qu'il coexistait deux mécanismes d'infiltration, l'un diffus à travers la microporosité du sol, l'autre direct et rapide par la macroporosité (cf. 3.2.5.3.1).

L'infiltration diffuse affecte de façon sensible la partie superficielle du sol dès les premières pluies journalières importantes (20 à 30 mm) et cesse son effet en fin de saison humide lorsque ces pluies disparaissent. La simulation de cette infiltration par un modèle simple à réservoirs nous a conduits à y inclure le fractionnement isotopique global à l'évaporation qui accompagne l'eau de pluie qui pénètre dans le sol (cf. 3.2.5.5.1). L'option de mélange total, qui donne de meilleurs résultats que l'effet piston, a pour conséquence de bien homogénéiser les compositions isotopiques de l'eau dans le sol et d'atténuer ainsi la variation saisonnière caractéristique des pluies.

Les teneurs isotopiques élevées qui demeurent en saison humide dans la partie superficielle du sol s'expliquent en partie par l'augmentation limitée des teneurs en eau. Mais les simulations ont montré qu'il était nécessaire de prendre en compte une part d'eau immobile dans le sol pour représenter convenablement les profils naturels. Cette hypothèse a été introduite de façon très simplifiée en considérant que la part d'eau immobile est proportionnelle à la teneur en eau du profil hydrique sec et que sa composition isotopique constante est celle de fin de saison sèche. Cette représentation théorique grossière du phénomène révèle notre ignorance de la composition réelle et de la teneur en eau associée du sol ainsi que des phénomènes d'échange entre les phases mobiles et immobiles.

Cette hypothèse a déjà été évoquée et discutée dans le chapitre 2 à l'occasion de l'expérience d'évaporation sur colonnes pour rendre compte des compositions dans le sol après l'opération de drainage et de la différence entre les profils isotopiques mesurés et les profils simulés par le modèle MOISE (cf. 2.2.3.4.3 et 2.3.3.2.3). Pour ce dernier point, on a été conduit à utiliser une fraction d'eau immobile  $x_I$  qui s'est avérée peu variable avec la profondeur. La valeur moyenne de  $x_I$  (0.45), est grossièrement comparable avec celle déduite de nos simulations de l'infiltration diffuse à Barogo (0.7),

la différence pouvant s'expliquer par un régime hydrique de nature différente (évaporation/infiltration) et accessoirement par un état hydrique du sol plus proche de la saturation pour l'expérimentation sur colonnes qu'en conditions naturelles.

GVIRTZMAN et MAGARITZ (1986) font la même hypothèse pour l'interprétation des teneurs en tritium d'un profil de sol réalisé dans une zone irriguée cultivée depuis 1957. Ils différencient une phase mobile dont la composition reflète celle de l'eau d'alimentation de 1968 à 1983 et une phase immobile ( $0.40 \pm 0.05$  de l'eau totale) qui conserve dans la partie supérieure du profil la mémoire du pic atmosphérique en tritium de la première moitié des années 60.

En ce qui concerne les autres sites étudiés, on a pu remarquer à Gounghin et à Katchari que le lessivage des eaux enrichies en isotopes lourds de fin de saison sèche était bien plus efficace qu'à Barogo puisqu'on trouve en fin de saison humide dans la partie superficielle des sols des compositions isotopiques de type plus nettement météorique. Ceci peut s'expliquer en ce qui concerne Gounghin par une infiltration bien plus efficace due à la situation de ce site dans une zone d'inondation. Le site de Katchari se distingue par son sol sableux qui est favorable à l'infiltration et dont la porosité plus grossière n'est pas adaptée à la conservation d'un domaine d'eau immobile important.

L'infiltration directe dans les sols de Barogo a été mise en évidence par MILVILLE (1990) à l'occasion des drainages internes réalisés dans le but de déterminer les relations  $k(\theta)$  des sols à 9 stations réparties sur le bassin. La lame d'eau de 230 mm appliquée en mars 1988 sur  $12 \text{ m}^2$  à la station E (sol sec) disparaît au bout de 19 heures et le front d'humectation atteint la profondeur de 1.4 m en moins d'une journée. MILVILLE (1990) invoque comme explication à cette infiltration rapide ( $12 \text{ mm.h}^{-1}$ ) un écoulement par les fentes de retrait observées à la surface du sol. Six des neuf stations étudiées présentent ce phénomène qui touche des profondeurs atteignant 1 à 2 m.

Nos données nous montrent qu'il se produit une augmentation significative des teneurs en eau dans la tranche de sol comprise entre 1 et 2 m peu après la première averse significative de la saison ( $h > 10 \text{ mm}$ ) sans que la tranche plus superficielle du sol paraisse affectée (cf. 3.2.5.1.2 et 3.2.5.3.1). Ces teneurs en eau plus élevées demeurent jusqu'en fin de saison des pluies. La tranche de sol comprise entre 2 et plus de 3 m montre des variations plus occasionnelles, ce qui nous a suggéré que l'infiltration directe des pluies atteignait plus rarement ces profondeurs. La réaction rapide du sol aux pluies précoces ne nous semble pas se produire par une infiltration latérale dans l'horizon intermédiaire mais plutôt par un écoulement sub-vertical qui agit rapidement sur une courte distance. Les variations des compositions isotopiques moyennes dans ces deux tranches de sol nous ont semblé cohérentes avec l'évolution du signal isotopique des précipitations à condition de postuler que celui-ci ne subisse pas de distorsion importante en préalable à l'infiltration. Les résultats de notre modélisation de l'infiltration diffuse ont conduit également à postuler qu'une partie de l'eau profonde se compose d'eau de pluie non fractionnée à infiltration directe (cf. 3.2.5.3.4).

Les travaux concernant l'étude de l'infiltration directe par des traceurs naturels ( $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ , Cl) sont

relativement nombreux (cf. BARNES et ALLISON, 1988). Mais ils concernent le plus souvent des profils profonds isolés et non une évolution temporelle en sub-surface et sont donc peu utiles à notre propos. Les articles de synthèse de BEVEN et GERMAN (1982) et WHITE (1985) traitent de la nature des macropores et de leur importance en ce qui concerne l'écoulement de l'eau.

Les relations complexes existant entre l'espace poral et les écoulements d'eau ont conduit à différentes définitions pour les macropores. Certains auteurs utilisent comme critère le potentiel capillaire ou le diamètre équivalent, d'autres la conductivité hydraulique ou la morphologie, mais il apparaît que la structure de ces pores a également une importance cruciale. L'ordre de grandeur du diamètre équivalent minimum est généralement compris entre 0.01 et 1 mm.

Les macropores ont diverses origines. Les pores formés par la faune souterraine (insectes, reptiles, petits mammifères) sont de forme tubulaire (diamètre de moins de 1 mm à plus de 50 mm) et sont le plus souvent concentrés près de la surface du sol. Les pores formés par les racines des végétaux sont également de forme tubulaire et sont associées à des racines vivantes ou en décomposition. Les fentes et fissures résultent du retrait qui accompagne la dessiccation des sols argileux ou de phénomènes d'altération chimique. L'apparition et le développement de telles fissures dépendent des variations de l'humidité dans les sols. Les fentes entre les blocs structuraux du sol peuvent perdurer, même après une humidification prolongée. Enfin on trouve dans des conditions très particulières des conduits naturels creusés par une érosion interne du sol.

Le mécanisme de conduction des macropores est complexe car les différentes catégories de ces pores ont des effets qui varient selon les conditions hydrologiques. Même une faible proportion volumique (0.001 à 0.05) de macroporosité dans les sols peut augmenter fortement le taux d'infiltration. L'écoulement est généré par des averses dont l'intensité est d'au moins 1 à 10 mm.h<sup>-1</sup>, les pluies plus faibles étant absorbées en surface du sol. Une partie de l'eau qui s'écoule dans ces systèmes macroporaux s'infiltré dans la matrice environnante et contribue à l'humidification des couches profondes du sol.

On a pu observer sur le site de Barogo divers éléments relatifs aux trois principaux types de macropores. Les fentes de retraits sont abondantes surtout en saison sèche dans le bas-fond argileux (sols non cultivés). La végétation de savane arbustive clairsemée produit dans ces sols des systèmes racinaires au développement modéré. On y trouve des nids de fourmis ainsi que des termites, insectes souterrains qui se signalent quelquefois par des monticules en terre caractéristiques. Ils se sont particulièrement distingués à la station B en détruisant de l'intérieur les pieds en bois (non traité) de l'abri du thermomètre numérique (figure A.8). La "stone line" remarquée à 0.8 m de profondeur à la station B (cf. 3.1.2.2.3) est souvent interprétée en zone tropicale comme une conséquence de l'activité de remobilisation des termites qui remontent les éléments fins en surface (rythme résultant moyen de 1 mm par an) mais aussi comme le vestige d'un pavage de versant (DERRUAU, 1988). Les mesures de teneur en matière organique (figure 3.10-d) nous montrent que l'activité biologique se manifeste jusqu'à environ 2 m de profondeur. Enfin il faut mentionner comme macropore éventuel les trous laissés par les prélèvements à la tarière. Ces forages, d'un diamètre de 4 à 5 cm, sont espacés de 50 cm au minimum

(annexe 3.1). Et bien que nous ayons pris soin de reboucher les trous par le reliquat de terre et de la tasser à la barre à mine, il en est resté systématiquement resté une quantité inemployée.

GUILLET (1991) a réalisé des profils pédologiques détaillés sur un petit bassin au sol généralement plus sableux que celui de Barogo et situé au nord de Ouahigouya (Burkina Faso). Les fentes de retrait sont limitées à la surface et ne dépassent pas 0.4 à 0.8 m de profondeur. La profondeur de pénétration des racines est très variable (0.2 à 1.8 m) et dépend du type de végétation. Les galeries et loges anciennes de termites sont abondantes et se trouvent jusqu'à 2 m de profondeur et plus. Les loges sont absentes dans les 30 à 40 premiers cm du sol où se produisent des variations importantes de la température (figure 3.19) et encore peu abondantes jusqu'à environ 1 m, profondeur à partir de laquelle l'humidité reste à peu près constante. Ces termites y pratiquent la culture souterraine de champignons pour leur alimentation.

Ces divers éléments nous laissent à penser que l'existence d'un système macroporal est tout à fait vraisemblable dans le sol de la station B. Les intensités mesurées des pluies en début de saison humide 1988 et 1989 (0.8 à 11 mm.h<sup>-1</sup>; figure 3.30) sont suffisantes pour initier un écoulement rapide par ce système. L'opération de drainage réalisée sur des colonnes de sol prélevées in-situ nous a montré que l'infiltration rapide ne se produisait pas, l'écoulement se manifestant à 1.1 m de profondeur seulement 24 jours après le début de l'application des lames d'eau en surface (cf. 2.1.1.2). Ceci nous suggère que le prélèvement d'une section réduite du sol (ici 110 cm<sup>2</sup>) provoque une rupture dans l'interconnexion du système macroporal et le rend inapte à la conduction profonde de l'eau.

### **3.2.6 Conclusions**

#### **3.2.6.1 Rappels**

La composition isotopique des précipitations saisonnières à Barogo présente un effet de masse caractéristique des régions tropicales. Aux pluies faibles de début et de fin de saison sont associées des teneurs élevées en isotopes lourds souvent marquées par l'évaporation, alors que le coeur de la saison à la pluviosité importante présente des teneurs plus faibles. L'effet de masse se révèle plus intense en 1988 qu'en 1989, en relation avec une évolution différente de la position de la ZITC, et conduit à des compositions isotopiques annuelles contrastées. La variabilité de la composition isotopique des pluies journalières est relativement faible sur l'étendue du bassin par rapport à celle des hauteurs précipitées.

La vapeur présente en saison sèche une composition isotopique marquée par la vapeur issue de l'évaporation de l'eau dans les sols. Il est vraisemblable qu'en saison humide ce phénomène s'atténue, la vapeur océanique devenant prépondérante (BARIAC, 1988a).

Les crues dans le petit bassin de Barogo sont rapides et occasionnelles. Les quelques analyses isotopiques réalisées nous ont suggéré que l'effet de l'évaporation ne se fait pas directement sentir sur ces écoulements de courte durée. Par contre, l'entraînement par le ruissellement d'eaux interceptées résiduelles (marquées ou non par l'évaporation) est susceptible de modifier la composition de la pluie au sol.

L'évaporation qui se produit dans la partie superficielle des sols en saison sèche, et dans une moindre mesure en saison humide, produit un excès d'isotopes lourds caractérisé par un déficit en deutérium important. Ces teneurs élevées nous permettent de disposer d'un traçage isotopique naturel des eaux d'infiltration qui diffusent dans le sol. La modélisation de ce phénomène nous a conduits à postuler que les eaux de pluie subissaient un fractionnement préalable à leur infiltration, ainsi qu'un mélange avec une partie seulement de l'eau initialement présente dans le sol. Un autre mécanisme d'infiltration a été mis en évidence. Il consiste en un écoulement rapide de l'eau de pluie à travers un système conducteur macroporal et son accumulation dans la tranche de sol comprise entre 1 et 2 m de profondeur. Ces eaux, soustraites rapidement à l'influence de l'atmosphère, sont vraisemblablement peu différenciées des pluies initiatrices.

La composition isotopique des eaux souterraines présente un caractère typiquement météorique. L'excès en deutérium supérieur à l'excès moyen des précipitations nous semble être la conséquence d'une sélection par l'infiltration des pluies les plus importantes, les pluies plus faibles étant interceptées par le bassin. Les études hydrogéologiques menées sur le site et nos données suggèrent que la recharge se produit de façon diffuse à travers les altérites non saturées et de façon directe par la fissuration.

### 3.2.6.2 Recharge de l'aquifère

Le diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  des compositions isotopiques moyennes en 1988 et 1989 dans la pluie, dans la partie du sol non affectée par l'enrichissement isotopique à l'évaporation ( $z > 0.6$  m) et dans l'aquifère aux deux forages les plus proches de la station B (PM et B10, distants de respectivement 140 et 220 m), nous permet d'obtenir une représentation du mécanisme de la recharge (figure 3.50).

La faible variation de la composition isotopique moyenne dans le sol suite à la saison humide de 1988 nous suggère que l'infiltration y fut relativement peu efficace. MILVILLE (1990) évalue la recharge à 2 m de profondeur (station B1) à 3 % seulement de la pluie annuelle. La variation de la composition isotopique dans l'aquifère ne peut pas être rapprochée de ce résultat, par manque de données en 1987 et début 1988.

On remarque par contre dans le diagramme  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  un net déplacement suite à la saison humide 1989 de la composition isotopique des couches profondes du sol vers des teneurs en isotopes lourds et un déficit en deutérium plus élevés. Ce déplacement résulte du lessivage partiel des teneurs isotopiques de la partie superficielle du sol par les pluies. Un déplacement de la composition isotopique de l'aquifère se produit également dans le sens d'un mélange entre la pluie annuelle et l'eau d'infiltration du sol enrichie en isotopes lourds et caractérisée par un net déficit en deutérium. La recharge efficace de l'aquifère en 1989 est attestée par le niveau statique (forage PM) dont la hauteur maximale de remontée au coeur de la saison humide dépasse de 4 m environ celle de 1988 (figure 3.16).



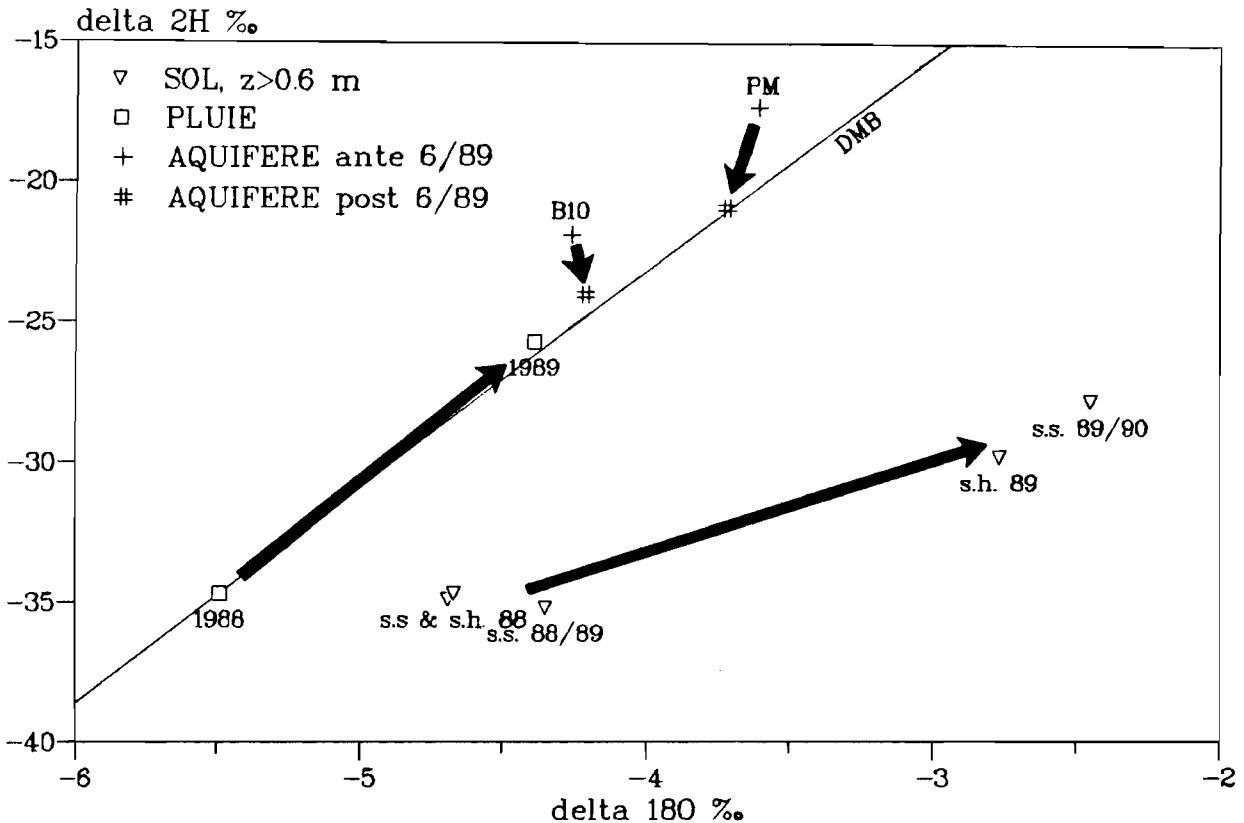


Figure 3.50: Représentation  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  de l'infiltration dans le sol de la station B et de la recharge de l'aquifère en 1988 et 1989.

L'eau qui s'infiltré et atteint l'aquifère comprend finalement une part d'eau d'origine ancienne ayant migré petit à petit à travers la colonne d'altérite et une part d'eau de pluie actuelle infiltrée par la fissuration dont la composition isotopique a été plus ou moins modifiée par le mécanisme de sélection. On fait les hypothèses que l'année 1989 est représentative de l'année moyenne, aussi bien en ce qui concerne la pluviométrie que la composition isotopique (cf. 3.2.2.4.3); que la station B est représentative et que la composition isotopique à la base de la zone non saturée est comparable à celle des couches profondes du sol, c'est à dire caractérisée par un enrichissement isotopique par rapport à la pluie et un net déficit en  $^2H$ . On peut alors assimiler la composition moyenne de la recharge à travers le sol à celle mesurée pour les couches profondes du sol pour 1989 (cf. 3.2.5.3.3). La composition isotopique locale dans l'aquifère après la saison humide 1989 peut alors s'exprimer comme résultant du mélange entre l'eau initiale de l'aquifère, l'eau de pluie d'infiltration directe par la fissuration (supposée non fractionnée) et l'eau d'infiltration par le sol. Cette approche est comparable à celle de SHARMA et HUGHES (1985).

On détermine ainsi pour 1989 aux forages PM et B10 que la part de l'infiltration directe représente respectivement 70 et 85 % de la recharge totale. Si on prend en compte une sélection des pluies de 1989 au seuil de 10 mm, cette part diminue à respectivement 63 et 74 %. Cette évaluation, même si elle

peut être considérée comme grossière, est vraisemblable et nous paraît bien révéler l'action conjuguée des deux modes d'infiltration sur la recharge de l'aquifère.

### 3.2.6.3 L'eau et le sol

L'interprétation des variations de la composition isotopique dans le sol de Barogo nous a conduit à distinguer trois catégories d'eau:

- Une eau immobile qui ne subit pas de mélange avec les autres types d'eau et dont la teneur en isotopes lourds dans la partie superficielle du sol est marquée par l'évaporation;
- Une eau mobile de composition isotopique intermédiaire pour laquelle les transferts se font de façon diffuse sous l'action des forces capillaires;
- Une eau mobile à transferts gravitaires rapides de composition isotopique de type météorique.

Ces trois types d'eau sont associés respectivement à une microporosité, une mésoporosité et une macroporosité.

L'extraction de l'eau des sols réalisée par distillation sous vide à 80 °C permet d'atteindre des rendements élevés (98 % en moyenne). Ces rendements sont établis par la perte en eau à 105 °C (annexe 1.1). L'eau ainsi extraite correspond à des potentiels hydriques élevés et représente le mélange des eaux capillaires avec la majorité de l'eau fortement adsorbée (JUSSERAND, 1980). L'effet isotopique de la vapeur d'eau contenue dans le sol est tout à fait négligeable, même pour des teneurs en eau très faibles où elle ne représente jamais plus d'un millième de la masse de l'eau liquide (COLIN-KACZALA, 1986).

JUSSERAND (1980) et WALKER et al (1992) comparent les compositions isotopiques des eaux extraites d'échantillons de sols selon des techniques variées: centrifugation, presse, distillation sous vide de 35 à 200 °C avec ou sans solvants organiques. Ils remarquent que plus la technique d'extraction permet d'atteindre des potentiels hydriques importants, plus la teneur en isotopes lourds est élevée. Cet effet est d'autant plus marqué que le sol est argileux et sec plutôt que sableux et humide.

EDMUNDS et al (1991) présentent des profils naturels en deutérium réalisés par réduction directe et avec distillation préalable ainsi que des profils en Cl extrait par centrifugation et élutriation. Les profils en Cl présentent des différences sensibles dans les 2 premiers mètres de sol. De fortes teneurs sont associées aux eaux extraites par élutriation (30 à 100 mg.l<sup>-1</sup>), qui représentent l'eau totale, alors que les échantillons centrifugés aux teneurs plus faibles (environ 5 mg.l<sup>-1</sup>) représentent plutôt l'eau des pores bien connectés. Les profils en deutérium présentent également des différences comprises dans une gamme d'environ -8 à 26 δ<sub>2H</sub>‰.

VACHIER et al (1991), à l'occasion de l'étude du drainage dans un sol argileux, comparent les profils naturels en oxygène 18 qu'ils obtiennent par distillation sous vide et par prélèvement in-situ à l'aide de bougies poreuses (nous avons tenté sans succès ce dernier mode de prélèvement en 1988 à Barogo, cf. annexe 3.1). Le profil obtenu par distillation sous vide prend la forme d'un profil

d'évaporation avec de relativement fortes teneurs en isotopes lourds en surface (jusqu'à  $-1.5 \delta_{18O}\text{‰}$ ) et des teneurs de type météorique ( $-6.5$  à  $-7.7 \delta_{18O}\text{‰}$ ) à partir de 0.3 m de profondeur. Les eaux extraites par les bougies poreuses présentent sur tout le profil un caractère météorique ( $-5.7$  à  $-6.9 \delta_{18O}\text{‰}$ ). Selon les auteurs "cette différence met en évidence l'existence de deux réservoirs d'eau localisés respectivement dans une macroporosité de fissures et une microporosité matricielle". Ces résultats et leur interprétation sont tout à fait comparables avec ceux obtenus à Barogo.

Ces remarques sur la nature des eaux extraites posent également le problème de la représentativité du prélèvement de sol. Les échantillons prélevés à la tarière à Barogo ont un volume très faible devant le volume d'investigation (figure A.8). Cette différence d'échelle souligne la variabilité spatiale des teneurs en eau et des densités du sol qui se manifeste pour nos mesures par des humidités volumiques anormales alors que les compositions isotopiques restent sensiblement dans la tendance. Les mesures d'humidité effectuées par MILVILLE (1990) à la station B1 située à environ 5 m de la zone des prélèvements à la tarière ne présentent pas ce phénomène, le volume d'investigation de la sonde neutronique employée étant beaucoup plus important. Par contre, certaines des stations étudiées (A, C, D et I) montrent bien une nette réaction des couches profondes du sol aux pluies précoces de mai 1987, comme on a pu le remarquer pour notre chronique en 1988 et 1989.

Les études en laboratoire et sur le terrain s'accordent donc pour souligner l'hétérogénéité de la composition des eaux contenues dans les différentes porosités qui caractérisent le sol. Ceci est particulièrement sensible pour les sols argileux où la microporosité due à la structure en feuillets de ces minéraux est abondante et la macroporosité potentiellement importante (fentes de retrait, macroporosité d'origine animale et végétale).

La composition isotopique des trois principales catégories de porosité est la conséquence de leur comportement hydrologique différent. Ainsi, aux faibles teneurs en eau résiduelles de saison sèche sont plutôt associées des compositions isotopiques marquées par l'évaporation alors que les eaux d'infiltration rapide par la macroporosité ont des compositions de type nettement météorique. Les eaux d'infiltration diffuse ont une composition intermédiaire.

## **CONCLUSION GENERALE**

---

---

Une partie importante de ce travail concerne la théorie isotopique de l'évaporation dans les sols. Après une étude bibliographique qui a souligné les contributions importantes de l'équipe australienne du CSIRO (BARNES, ALLISON et al), nous avons proposé un modèle numérique dans le but de simuler l'évolution des teneurs en eau et en isotopes lourds dans un sol sous évaporation en régime hydrique transitoire.

Le modèle a montré un accord général avec les solutions analytiques disponibles développées pour le cas particulier de l'état hydrique et isotopique stationnaires. Dans le cas du dessèchement en conditions transitoires, il a montré un comportement qualitatif cohérent avec la théorie hydrodynamique et les résultats isotopiques théoriques et expérimentaux disponibles.

Ce modèle numérique, qui permet de considérer des profils initiaux et des propriétés hydrodynamiques non uniformes et de prendre en compte la variation des facteurs climatiques, a pour principal intérêt de simuler conjointement l'évolution hydrique et isotopique d'un sol initialement saturé placé sous conditions évaporatoires. En effet, à la différence des profils isotopiques stationnaires qui apparaissent en régime permanent, les profils qui se développent en conditions transitoires dépendent de l'histoire hydrique et isotopique antérieure du sol.

Le modèle a été appliqué à la simulation des résultats d'une expérimentation menée sur six colonnes de sol initialement saturées puis placées en conditions évaporatoires transitoires. Ces colonnes de sol, prélevées à Barogo au Burkina Faso, ont conservé leur hétérogénéité verticale naturelle.

Le calage hydrodynamique du modèle a permis d'obtenir une bonne concordance entre les flux évaporatoires cumulés mesurés et simulés. Nous ne sommes pas parvenus par contre à reproduire fidèlement l'allure des profils de teneurs en eau, en particulier dans la partie superficielle du sol. Ce désaccord, que nous avons attribué aux formalisations utilisées pour les relations caractéristiques du sol, nous est apparu comme ayant une influence modérée sur le calcul des compositions isotopiques qui sont essentiellement affectées par le flux évaporatoire et les paramètres atmosphériques.

L'évolution isotopique simulée du sol pour des conditions de référence montre un comportement qualitatif tout à fait comparable avec celui de l'expérience. L'enrichissement isotopique à l'évaporation apparaît et se développe en surface du sol au premier stade évaporatoire alors que la teneur en eau diminue. Il se forme ensuite au deuxième stade évaporatoire (sol sec en surface) un pic isotopique caractéristique qui résulte des effets antagonistes de l'enrichissement à l'évaporation et du mélange avec la vapeur atmosphérique pauvre en isotopes lourds. Cette évolution isotopique au cours du dessèchement se traduit également par une diminution progressive de la pente des droites  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  en "zone de diffusion liquide", en relation avec un accroissement du rôle du fractionnement cinétique qui se produit dans la couche sèche superficielle.

Mais il est apparu que l'enrichissement mesuré est surestimé de façon systématique par le modèle. De plus, la valeur de la pente de la droite isotopique mesurée pour la dernière colonne prélevée est inférieure à celle calculée par le modèle et à celle qu'on peut déduire de la théorie. Pour tenter d'expliquer ces résultats nous avons émis plusieurs hypothèses. En ce qui concerne l'enrichissement

calculé excessif nous avons été conduits à supposer l'existence de deux réservoirs d'eau dans la matrice poreuse du sol. L'un contient une eau considérée comme immobile à teneur isotopique constante, l'autre contient une eau mobile qui diffuse et s'évapore et acquiert ainsi un enrichissement isotopique. La composition globale de l'eau du sol, telle qu'elle est mesurée par la technique analytique utilisée, résulte de la contribution de ces deux types d'eau. Cette hypothèse permet finalement un calage satisfaisant des résultats du modèle sur les profils isotopiques expérimentaux. Précisons que cette démonstration est indirecte car elle représente plus une interprétation des résultats du modèle qu'une véritable modélisation du phénomène qui aurait nécessité un remaniement important de la formalisation. Enfin, l'étude de l'influence des paramètres sur les résultats du modèle ne nous a pas permis de proposer une hypothèse réaliste pour rendre compte de la faible pente de la droite isotopique mesurée pour la dernière colonne. Nous avons simplement précisé à cet égard que l'hypothèse d'un domaine d'eau immobile était une explication possible.

Les profils isotopiques d'évaporation mesurés dans le milieu naturel en saison sèche sont bien développés et présentent la forme dissymétrique typique des sols secs. L'enrichissement global bien supérieur à celui obtenu pour les colonnes expérimentales est la conséquence d'une évaporation intense dans une atmosphère très sèche. Le modèle numérique n'a pas été appliqué à la simulation des profils isotopiques naturels. La forte variation nycthémérale et inter-journalière des paramètres climatiques (température dans l'atmosphère et dans le sol, humidité relative, composition isotopique de la vapeur atmosphérique), dont certains n'ont pas été mesurés de façon suffisante, ainsi que les problèmes théoriques qui demeurent (équilibre liquide-vapeur, effet d'un domaine d'eau immobile) sont autant de raisons qui auraient rendu très difficile une telle simulation. Néanmoins, l'étude de l'évaporation en milieu naturel nous a permis de caractériser l'état hydrique et isotopique dans le sol en fin de saison sèche, à la base de l'étude du phénomène d'infiltration en saison humide.

La théorie isotopique de l'évaporation de l'eau des sols présente le grand intérêt de nous donner les moyens de comprendre les résultats acquis au laboratoire et dans le milieu naturel. Mais il nous semble que certains problèmes demeurent.

Les faibles valeurs des pentes des droites isotopiques que nous avons trouvées à l'occasion de cette expérience pour la cinquième colonne et au Burkina Faso, et que divers autres travaux ont également mis en évidence, ne semblent pas pouvoir être expliquées par les formulations théoriques existant actuellement. COLIN-KACZALA (1986), qui fait un parallèle entre les compositions isotopiques dans l'eau liquide et la vapeur du sol sableux étudié, trouve dans le cas de l'oxygène 18 que le fractionnement liquide-vapeur dans la zone superficielle très sèche du sol peut être très faible et inférieur au fractionnement à l'équilibre. Ce comportement isotopique, qui n'a pas reçu d'interprétation par la théorie usuelle, est attribué à un échange complet entre la vapeur et l'eau de rétention fortement liée aux particules solides. Nous avons mis en évidence un effet similaire à l'occasion de la comparaison des teneurs isotopiques dans la vapeur atmosphérique et dans l'eau en surface des sols de nos quatre sites au Burkina Faso: le fractionnement est comparable au fractionnement à l'équilibre dans le cas des sols

argileux et nettement plus faible pour les sols sableux. Ces remarques suggèrent finalement que les échanges isotopiques liquide-vapeur dépendent de la texture du sol. Cet effet, qui ne rentre pas dans le cadre de la théorie actuelle, est susceptible d'avoir une influence sensible sur les pentes des droites isotopiques et aussi sur l'enrichissement global.

Le sol ferrugineux tropical bien développé de Barogo comporte trois horizons A, B et C riches en minéraux argileux. Il représente la partie supérieure de la colonne d'altérites qui surmonte le socle schisteux fissuré sur 20 m d'épaisseur ou plus. La limite supérieure de l'aquifère se trouve en général au niveau de la transition entre le socle et la zone altérée. La brusque remontée du niveau statique qui se produit au coeur des saisons pluvieuses pose la question du rôle exact du sol dans l'alimentation des réserves souterraines. En effet, l'infiltration dans les sols argileux est un phénomène lent qui intègre et amortit les apports d'eau dus aux précipitations. L'évaporation qui se produit dans la partie superficielle des sols provoque un enrichissement isotopique de l'eau résiduelle qui la distingue de la composition des pluies et offre un signal de traçage des eaux d'infiltration. Pour répondre aux interrogations sur la nature de la recharge, nous avons étudié le signal isotopique des eaux de pluies et les distorsions qu'il subit au cours de leur trajet dans le bassin.

L'interprétation des résultats isotopiques, appuyée par les divers éléments hydrogéologiques acquis précédemment sur le bassin, nous a inspiré une représentation du mécanisme de la recharge à Barogo (figure C.1).

Les précipitations saisonnières présentent une forte variabilité annuelle et inter-annuelle de leur composition isotopique. La teneur élevée en isotopes lourds des premières pluies de la saison qui tombent dans une atmosphère relativement sèche est généralement marquée par l'évaporation qui affecte les gouttes d'eau au cours de leur chute. Les pluies ultérieures présentent des teneurs progressivement décroissantes, en relation avec la diminution de la température qui accompagne l'intensification des précipitations. Nous avons montré en outre que la composition isotopique au coeur de la saison des pluies (mois d'août) était déterminée également par le type de temps, lui-même en relation avec la position latitudinale de la zone de convergence intertropicale. Les pluies d'abondance moyenne fortement appauvries en isotopes lourds de 1988 contrastent avec celles de 1989, plus abondantes et présentant un appauvrissement limité. Les points représentatifs des teneurs isotopiques des précipitations à Barogo (à l'exception de quelques pluies de faible importance marquées par l'évaporation) définissent une droite isotopique météorique locale très peu différente de la droite mondiale.

La pluie au sol subit les phénomènes de ruissellement, d'interception, d'évaporation et d'infiltration. Les pluies faibles ( $h < 10$  mm) sont intégralement interceptées par le bassin (humectation de la surface des sols, interception par les végétaux ou les dépressions naturelles) et sont reprises par l'évapotranspiration. Le ruissellement des pluies plus importantes se traduit par l'écoulement du marigot

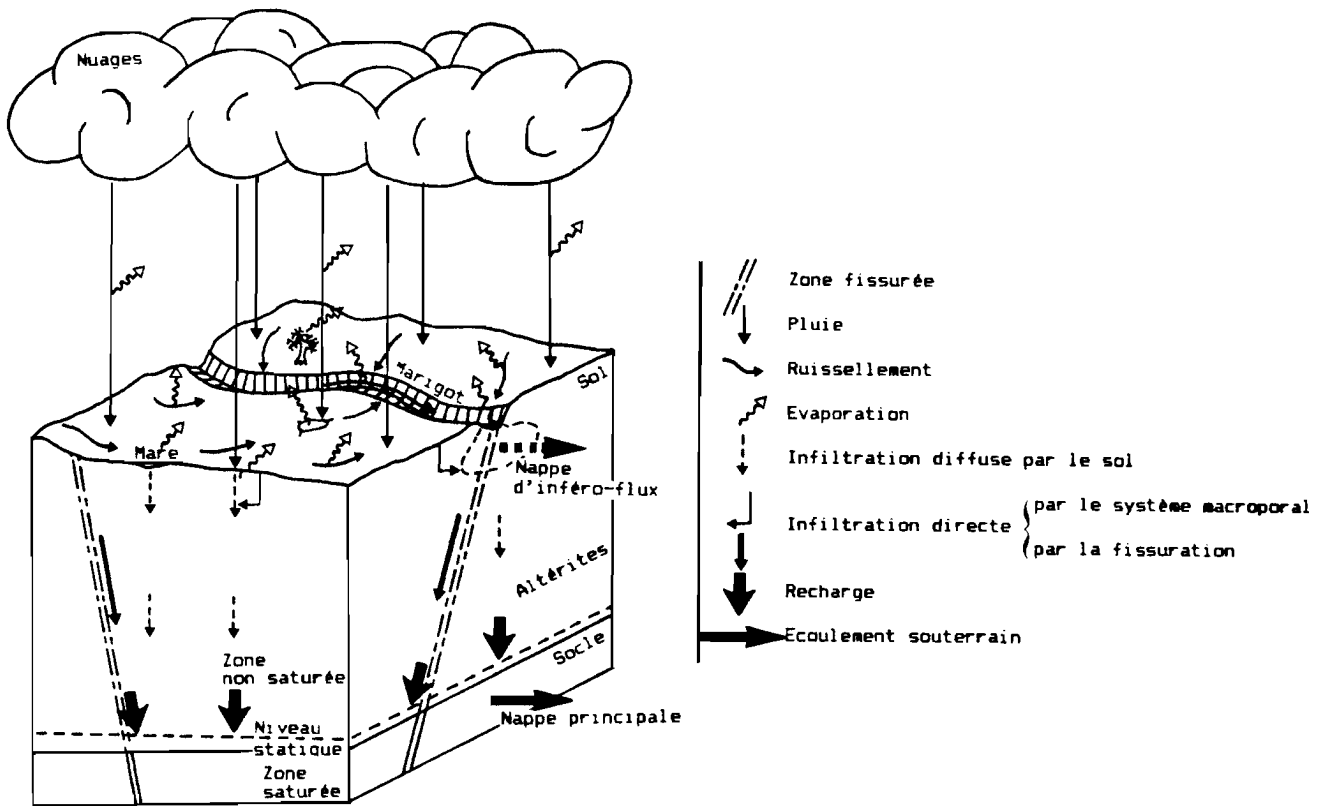


Figure C.1: Représentation hydrogéologique schématique du mécanisme de la recharge à Barogo.

sur quelques heures. Les quelques données dont on dispose sur les crues suggèrent que leur composition isotopique peut se différencier de celle des pluies par entraînement de l'eau d'interception de pluies antérieures, affectée ou non par l'évaporation. L'écoulement du marigot alimente une nappe alluviale temporaire (nappe d'inféro-flux).

Les résultats isotopiques obtenus dans le sol nu de la station B à Barogo nous ont suggéré qu'il existait deux modes d'infiltration.

Une infiltration directe se manifeste dès les pluies précoces de l'hivernage par une augmentation de la teneur en eau dans l'horizon B du sol et ce avant même que la partie superficielle du sol soit humidifiée. L'évolution de la composition isotopique dans cet horizon suggère que ces eaux sont peu différenciées des pluies et donc que ce mécanisme d'infiltration n'introduit pas de fractionnement. Une telle infiltration gravitaire rapide révèle l'existence d'un système conducteur macroporal. Un tel système est très vraisemblable à Barogo, bassin où nous avons de nombreux agents à l'origine de macropores: racines, termites très fréquentes et fentes de retraits favorisées par la nature argileuse du sol.

La simulation de l'infiltration diffuse par le modèle isotopique à réservoirs nous a permis d'étudier le mécanisme du mélange entre la lame d'eau d'infiltration et l'eau initialement contenue dans le sol. Nous en avons déduit que ce mélange se faisait avec une partie seulement de l'eau initiale, le reliquat étant



constitué par une eau immobile conservant dans la partie superficielle du sol les teneurs élevées en isotopes lourds acquises en saison sèche. Nous en avons déduit également que l'eau de pluie subissait un enrichissement isotopique en préalable à l'infiltration. Ce fractionnement est déterminé essentiellement par l'évaporation qui agit au cours même de l'infiltration diffuse, lente dans ces sols lourds, et par le mélange avec les eaux de la partie superficielle du sol qui subissent un enrichissement à l'évaporation entre deux averses.

La composition isotopique des eaux des couches profondes du sol (horizons B et C) résulte donc finalement du mélange entre les eaux d'infiltration directe et rapide, non fractionnées, et les eaux d'infiltration diffuse et lente, affectées par un enrichissement isotopique à l'évaporation.

Les eaux souterraines à Barogo ont une composition isotopique de type nettement météorique qui suggère un mode principal d'alimentation non fractionnant. Nous avons interprété la faible variation spatio-temporelle de cette composition comme relevant de deux modes d'alimentation: une infiltration directe et rapide des eaux de pluie par des zones conductrices (altérites et socle fissurés), éventuellement en relation avec le marigot ou avec sa nappe alluviale, et une infiltration lente et diffuse à travers le sol et les altérites. Le mécanisme d'infiltration directe est à l'origine d'une sélection des pluies les plus importantes, et donc les plus pauvres en isotopes lourds, alors que l'infiltration diffuse à travers le sol concerne des eaux enrichies par l'évaporation. Cette représentation bimodale de l'alimentation de l'aquifère (directe par la fissuration et diffuse par les altérites) est tout à fait comparable à la représentation bimodale de l'alimentation des couches profondes du sol (directe par le système macroporal et diffuse par la matrice poreuse).

L'évolution à la suite de l'hivernage 1989 de la composition isotopique des eaux souterraines (forage PM) qui résulte d'une part de l'infiltration efficace dans le sol, attestée par une modification sensible de la composition isotopique de ses couches profondes, et d'autre part de l'infiltration directe nous a permis d'évaluer à 60-70 % la part de l'infiltration directe dans la recharge totale. Ce schéma, qui fait l'hypothèse que l'année 1989 est représentative de l'année moyenne et que la station B est représentative du sol aux alentours du forage, nous suggère également qu'il est possible de relier la recharge totale annuelle de l'aquifère à la modification de sa composition isotopique. Mais le mécanisme mal connu du mélange des eaux souterraines nous empêche d'en donner une évaluation quantitative.

La grande variabilité de la pluviométrie régionale annuelle se traduit par une importance variable de la sélection des pluies par le mécanisme d'infiltration directe et de la part de la recharge diffuse à travers le sol et dans les altérites dans la recharge totale. L'excès en deutérium élevé des eaux souterraines à Barogo nous suggère que la recharge récente est caractérisée par une sélection sensible des pluies et une faible influence de la composante diffuse. Cette remarque va bien dans le sens du déficit régional en précipitations des années 80 (figure 3.4) qui a entraîné une baisse générale de la piézométrie (figure 3.5). Précisons enfin que les critères d'implantation des forages à Barogo, essentiellement dictés par une densité importante de fissuration, ainsi que le sol étudié, privé de sa végétation, nous donnent peut-être une image biaisée de la recharge. Il est possible que la recharge dans les zones peu fissurées comporte une part plus importante de l'alimentation diffuse par les altérites.

L'étude isotopique des mouvements de l'eau dans les sols argileux de Barogo nous a conduit à appréhender des phénomènes d'échelle micrométrique à décimétrique. Les résultats obtenus au laboratoire et en milieu naturel ont été interprétés en faisant à plusieurs reprises l'hypothèse de l'existence de différentes catégories d'eau caractérisées par la spécificité de leurs propriétés hydrodynamiques et isotopiques. Ces catégories d'eaux se répartissent en deux familles: eaux immobiles et mobiles.

L'opération de saturation des colonnes de sol expérimentales, qui a permis un lessivage approfondi de l'eau initialement contenue dans le sol, nous a montré qu'il demeurait néanmoins une eau fortement appauvrie en isotopes lourds par rapport à l'eau d'alimentation.

Cette eau ne peut probablement pas être l'eau de constitution des minéraux argileux qui demeure même après chauffage à 105 °C. Il est plus vraisemblable qu'il s'agisse d'eau liée hygroscopique. Celle-ci forme les premières couches à la surface des particules et sa structure semi-cristalline lui confère une grande stabilité. La grande surface spécifique des minéraux argileux (10 à 1000 m<sup>2</sup>.g<sup>-1</sup>) en comparaison des sables (1 m<sup>2</sup>.g<sup>-1</sup>) nous laisse à penser que le sol de Barogo contient une part relativement importante d'eau liée.

Les résultats de la modélisation de l'expérience d'évaporation nous ont conduit à faire l'hypothèse qu'une partie (environ 45 %) de l'eau contenue dans le sol n'était pas affectée par l'enrichissement isotopique qui se produit dans sa partie superficielle. Ceci suppose d'un point de vue plus physique qu'il existe des régions de la matrice poreuse où se trouve de l'eau qui ne se vaporise pas et présente des échanges limités avec la vapeur. De même avons nous postulé à l'occasion de l'étude du milieu naturel la présence d'un domaine d'eau immobile qui demeure malgré le lessivage dû aux eaux d'infiltration.

Ces régions particulières de la matrice du sol sont déterminées tout aussi bien par sa texture que par sa structure. La surface spécifique importante des minéraux argileux, à laquelle nous avons déjà rattaché l'eau hygroscopique, est favorable au maintien d'une quantité non négligeable d'eau liée pelliculaire. La structure en agrégats des particules argileuses et minérales associées est de plus propice à l'existence de pores isolés ou en cul de sac. Si des équilibres locaux peuvent se réaliser par diffusion entre les différentes couches d'eau liées aux particules, les échanges affectant les pores microscopiques des agrégats et les pores isolés sont probablement bien plus limités. Il est donc vraisemblable qu'une partie de l'eau puisse conserver sa composition isotopique propre, avec des échanges limités avec l'eau plus mobile et la vapeur.

Le domaine des eaux mobiles se subdivise en eaux capillaires et gravitaires. L'eau capillaire est retenue dans le sol par des forces de capillarité dont l'intensité est inversement proportionnelle aux rayons des pores. L'eau gravitaire s'écoule dans les pores les plus grands sous l'effet de la pesanteur.

La simulation de l'infiltration diffuse en milieu naturel nous a conduits à postuler que les eaux capillaires et les eaux gravitaires à écoulement lent étaient affectées par un mécanisme de mélange total qui exclue le domaine des eaux immobiles. Nous avons également mis en évidence une infiltration par la

macroporosité d'eaux gravitaires à infiltration rapide (système macroporal dans le sol ou, à plus grande échelle, fissuration dans les altérites).

Il apparaît une cohérence certaine entre le comportement hydrodynamique de ces différentes catégories d'eaux et leur composition isotopique. L'eau gravitaire qui s'écoule par la macroporosité à Barogo a une composition qui semble peu différenciée de celle des pluies. L'eau d'infiltration qui diffuse dans le sol acquiert une composition qui résulte du mélange entre la pluie, affectée par un fractionnement préalable, et l'eau mobile initialement contenue dans le sol. En milieu naturel, l'eau immobile conserve dans la partie superficielle du sol l'enrichissement isotopique acquis en saison sèche, alors que la quantité d'eau mobile résiduelle est minimale. Dans le cas de l'expérimentation sur colonne, l'eau immobile semble cette fois avoir été profondément renouvelée par l'infiltration d'une lame d'eau considérable appliquée sur une courte période. L'état de saturation forcée atteint par le sol a probablement permis à l'eau de drainage d'atteindre les moindres pores occupés par l'eau immobile. Il apparaît néanmoins qu'il demeure une ultime fraction immobile, associée aux minéraux argileux et à faible teneur en isotopes lourds, comme il est habituellement observé dans la nature, du moins pour le deutérium (O'NEIL et KHARAKA, 1975).

Il est dommage que cette image de la matrice du sol, représentée comme un patchwork de pores occupés par des eaux de nature isotopique variée, n'ait pu être confirmée ici par l'analyse séparée de chacune de ces catégories d'eau. Il nous paraît en effet possible d'établir un protocole d'extraction graduelle des eaux plus ou moins liées à la matrice. Les méthodes (drainage, extraction par dépression ou centrifugation, chauffage, distillation sous vide) existent et leur application raisonnée à un échantillon de sol donné devrait permettre d'obtenir une représentation détaillée du spectre des compositions isotopiques.

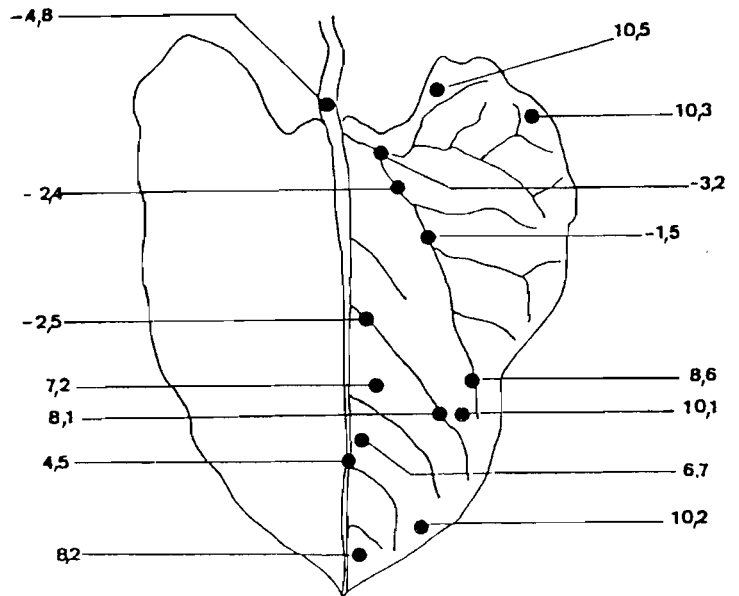


Figure C.2: Evolution de la teneur en oxygène 18 de l'eau au sein d'une feuille primaire chez le haricot (BARIAC, 1988b). Cette figure illustre de façon remarquable la forte hétérogénéité isotopique que peuvent présenter les systèmes naturels.

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

---

- AHO N., 1981. Quelques aspects écophysologiques des modes de réponse des plantes supérieures à la sécheresse atmosphérique: transpiration, photosynthèse, respiration. Thèse de doctorat d'état de l'université Paris VII.
- ALBERGEL J., CLAUDE J., 1989. Fonctionnement hydrologique des bas-fonds en Afrique de l'ouest. The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa. Proc. of the Sahel Forum, Ouagadougou, 331-342.
- ALLISON G.B., 1982. The relationship between  $^{18}\text{O}$  and deuterium in water in sand columns undergoing évaporation. J. of Hydrology 55, 163-169.
- ALLISON G.B., BARNES C.J., HUGHES M.W., 1983. The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils. 2: Experimental. J. of Hydrology 64, 377-397.
- ALLISON G.B., BARNES C.J., HUGHES M.W., 1984a. Towards understanding of stable isotope profiles in field soils. RIZA Symp., Münnich, 293-301.
- ALLISON G.B., BARNES C.J., HUGHES M.W., LEANEY F.W.J., 1984b. Effect of climate and vegetation on  $^{18}\text{O}$  and deuterium profiles in soils. Int. Symp. Isotope Hydrology in Water Resources Development, IAEA, Vienna, SM 27020, 105-123.
- ALLISON G.B., COLIN-KACZALA C., FILLY A., FONTES J.C., 1987. Measurement of isotopic equilibrium between water, water vapour and soil  $\text{CO}_2$  in arid zone soils. J. of Hydrology 95, 131-141.
- ALLISON G.B., HUGHES M.W., 1974. Environmental tritium in the unsaturated zone: estimation of recharge to an unconfined aquifer. IAEA, Vienna, SM 182/4, 57-69.
- ANDERSEN L.J., SEVEL T., 1974. 6 years environmental tritium profiles in the unsaturated and saturated zones, Gronhoj, Denmark. Isotopes Tech. in groundwater hydrology, IAEA, Vienna, SM 182/1, 18 p.
- ARANYOSSY J.F., FILLY A., TANDIA A.A., LOUVAT D., OUSMANE B., JOSEPH A., FONTES J.C., 1991. Estimation des flux d'évaporation diffuse sous couvert sableux en climat semi-aride (erg de Bilma, Niger). Int. Symp. on the use of isotopes Tech. in water Res. Dev., IAEA, Vienna, SM 319/39, 9 p.
- BARIAC T., 1988a. La transpiration des plantes terrestres et les isotopes stables de l'eau ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ): conséquences pour le traçage isotopique des eaux naturelles. Bull. Soc. Géol. France 8, vol 4, 187-192.
- BARIAC T., 1988b. Les isotopes stables ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: conséquence pour la vapeur d'eau atmosphérique. Thèse de l'université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BARIAC T., JUSSERAND C., LETOLLE R., 1982. A routine method for  $^{18}\text{O}$  analysis of water vapour. Int. J. Appl. Radiat. Isot. 33, 1365-1368.
- BARIAC T., LECOLLE P., 1990. Corrections apportées à l'analyse isotopique de l'oxygène-18 dans les eaux naturelles. Document interne au laboratoire de biogéochimie isotopique de l'université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1982. Interpretation of stable isotopes profiles in arid zone soils. Proc. Symp. on Hydrology and Water Ressources, Melbourne, 98-101.

- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1983. The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils. 1: Theory. *J. of Hydrology* 60, 141-156.
- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1984. The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils. 3: Theory for non-isothermal water movement. *J. of Hydrology* 74, 119-135.
- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. of Hydrology* 100, 143-176.
- BARNES C.J., ALLISON G.B., HUGHES M.W., 1989. Temperature gradients effects on stable isotope and chloride profiles in dry soils. *J. of Hydrology* 112, 69-87.
- BARNES C.J., WALKER G.R., 1989. The distribution of deuterium and oxygen 18 during unsteady evaporation from a dry soil. *J. of Hydrology* 112, 55-67.
- BEVEN K., GERMAN P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Wat. Resour. Res.* 18, 1311-1325.
- BLAVOUX B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de l'université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BOUJAMLAOUI Z., BARIAC T., MEROT P., DE MARSILY G., CARBONNEL J.P., JUSSERAND C., ABOUFIRASSI M., EL JAMILY M.O., 1991. Bilan hydrique et isotopique d'un sol soumis à l'évaporation: cas d'un milieu contrôlé. VII<sup>th</sup> World Congress on Water Ressources, Rabat.
- BRGM-AQUATER, 1986. La recharge naturelle des aquifères de socle sous climat sahélien et soudanien. Etude expérimentale au Burkina Faso. Rapport BRGM 86 BFA 177 EAU.
- BRUSSEL J., GEINAERT W., SIMMERS I., SOMMEN J.J., 1988. An investigation of groundwater recharge mechanisms in Burkina Faso. *Proc. Int. Sem. on "the state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa"*, Burkina Faso, 286-293.
- CAMPBELL G.S., 1977. *An introduction to environmental biophysics*. Springer Verlag, New York.
- CAMPBELL G.S., 1985. *Soil physics with BASIC. Transport models for soil-plant systems*. Elsevier, Amsterdam.
- CARY J.W., 1966. Soil moisture transport due to thermal gradients: Practical aspects. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30, 428-433.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Editions de l'ORSTOM.
- CASS A., CAMPBELL G.S., JONES T.L., 1984. Enhancement of thermal vapor diffusion in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 25-32.
- CEFIGRE, 1985. Synthèse des connaissances sur l'hydrogéologie du socle cristallin et cristallophyllien et du sédimentaire ancien de l'Afrique de l'ouest. CEFIGRE-ITCWRM.

- CHRISTMANN D., SONNTAG C., 1987. Groundwater evaporation from east saharian depressions by means of deuterium and oxygen 18 in soil moisture. Int. Symp. on the use of isotopes Tech. in water Res. Dev., IAEA, Vienna, SM 299/037, 189-204.
- CIEH-BGR, 1987. Recherche sur la fracturation profonde en zone de socle cristallin à partir de forages à gros débit et de linéaments Landsat à l'aide de méthodes géophysiques avancées. Etude CIEH-BGR.
- CITEAU J., BERGES J.C., DEMARCQ H., MAHE G. 1988-1990. Position de la zone intertropicale de convergence à 28°W. Veille climatique satellitaire 21 à 31, ORSTOM.
- CLOTHIER B.E., SCOTTER D.R., KERR J.P., 1977. Water retention in soil underlain by a coarse-textured layer: theory and field application. Soil Sci. 123, 392-399.
- COLEMAN M.L., SHEPERD T.J., DURHAM J.J., ROUSE J.E., MOORE G.R., 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. Anal. Chem. 54, 993-995.
- COLIN-KACZALA C., 1986. Profils isotopiques ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) des fluides (eau liquide, vapeur et  $\text{CO}_2$ ) de la zone non-saturée sous climat désertique. Thèse de doctorat de l'université Paris-Sud, 135 p.
- COLL., 1988. Handbook of geochemistry and physics. Weast R.C. Ed., CRC Press Inc.
- CONRAD G., FONTES J.C., 1970. Hydrologie isotopique du Sahara nord-occidental. IAEA, Vienna, SM 129/24, 405-419.
- COPLEN T.B., HANSHAW B.B., 1973. Ultrafiltration by a compacted clay membrane. I Oxygen and hydrogen isotopic fractionation. Geochim. et Cosmochim. Acta 37, 2295-2310.
- CRAIG H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and corrections factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta 12, 133-149.
- CRAIG H., 1961a. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702-1703.
- CRAIG H., 1961b. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural waters. Science 133, 1833-1834.
- CRAIG H., GORDON L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Proc. Conf. Stable Isotopes in Oceanography Studies and paleotemperatures. Lab. Geol. Nucl. Pisa, 9-130.
- DANSGAARD W., 1953. The abundance of  $\text{O}^{18}$  in atmospheric water and water vapour. Tellus 5, 461-469.
- DANSGAARD W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436-468.
- DERRUAU M., 1988. Précis de géomorphologie. Masson.
- DEVER L., MARLIN C., VACHIER P., 1990. Teneurs en  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$  et en chlorures des pluies dans le nord-est de la France (Châlons-sur-Marne): relation avec la température et l'origine des masses d'air. Geodinamica Acta 4. 133-140.

- DE VRIES D.A., KRUGER A.J., 1967. On the value of the diffusion coefficient of water vapour in air. Proc. CNRS Symp., Paris.
- DILUCA C., 1979. Principe et exemple d'application de techniques isotopiques en hydrogéologie. Bull. CIEH 35-36, 28-42.
- DINCER T., 1968. The use of oxygen 18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. Water Resour. Res. 6, Vol 4, 1289-1306.
- DONGMANN G., NÜRNBERG H.W., FORSTEL H., WAGENER K., 1974. On the enrichment of  $H_2^{18}O$  in the leaves of transpiring plants. Rad. and Environm. Biophys. 11, 41-52.
- DUCHAUFOR P., 1983. Pédologie. I Pédogenèse et classifications. 2<sup>nd</sup> édition, Masson.
- EBERSCHWEILER C., 1991a. Caractérisation du "signal pluie" deutérium et oxygène 18 dans les précipitations de la zone sahélienne. Note technique BRGM 022 EAU/4S/91, 10 p.
- EBERSCHWEILER C., 1991b. Etude isotopique des eaux souterraines à Barogo, Sanon et Katchari au Burkina Faso. Note inédite BRGM 4S/EAU, 16 p.
- EDMUNDS W.M., GAYE C.B., FONTES J.C., 1991. A record of climatic and environmental change contained in interstitial waters from the unsaturated zone of northern Senegal. Int. Symp. on the use of isotope Tech. in water Res. Dev., IAEA, Vienna, SM 319/35, 1-10.
- ELDIN M., 1984. Caractérisation de la sécheresse. Synthèse introductive. "La sécheresse en zone intertropicale, pour une lutte intégrée". Actes du colloque CIRAD-GERDAT-ISRA, Dakar, 13-20.
- ERIKSSON E., 1965. Deuterium and oxygen-18 in precipitation and other natural waters. Some theoretical considerations. Tellus 17, 498-512.
- FONTES J.C., 1974. Quelques aspects isotopiques du cycle des eaux naturelles. C. R. Coll. Int. Isot. Oxygène, CEA, Cadarache, 197-225.
- FONTES J.C., GONFIANTINI R., 1967. Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. Earth Planet. Sci. Lett. 6, 258-266.
- FONTES J.C., YOUSFI M., ALLISON G.B., 1986. Estimation of long term, diffuse groundwater discharge in the northern sahara using stable isotope profiles in soil water. J. of Hydrol. 86, 315-327.
- FRIEDMAN I., HARDCASTLE K., 1970. A new technique for pumping hydrogen gas. Geochim. Cosm. Acta 34, 125.
- GARDNER W.R., 1958. Some steady state solutions to the unsaturated flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. ?, 228-232.
- GARDNER W.R., 1959. Solutions to the flow equation for the drying of soils and other porous media. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 23, 183-187.
- GASCUEL-ODOUX C., 1984. Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol. Thèse Dr. Ing. de l'université Paris VI, 235 p.



- GAT J.R., 1971. Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations. *Water Resour. Res.* 7, 980-993.
- GAT J.R., 1987. Variability (in time) of the isotopic composition of precipitation: consequences regarding the isotopic composition of hydrologic systems. *Int. Symp. on the use of isotopes Tech. in Water Res. Dev.*, IAEA, Vienna, SM 299.
- GAT J.R., TZUR Y., 1970. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. *Isotopes in hydrology*, IAEA, Vienna, SM 83/4, 49-60.
- GONFIANTINI R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534.
- GONFIANTINI R., 1985. On the isotopic composition of precipitation in tropical stations. *Acta amazonica* 15, 121-139.
- GRAF D.L., FRIEDMAN I., MEENTS W.F., 1965. The origin of saline formation waters, II: isotopic fractionation by shale micropore systems. *Illinois state geological survey circular* 393. 1-31.
- GUILLET F., 1991. Etude et modélisation hydro-pédologique d'un bassin-versant de la zone sahélo-soudanaise au Burkina Faso (utilisation du modèle SOURCE). Thèse de doctorat de l'université Paris VI.
- GUILLOT B., 1988. Le retour des pluies au Sahel: description rapide, premier bilan et ébauche d'une analyse. *Veille climatique satellitaire* 24, ORSTOM, 52-62.
- GUILLOT B., 1989. Perturbations africaines et cyclones tropicaux: description rapide de deux exemples remarquables. *Veille climatique satellitaire* 29, ORSTOM, 33-39.
- GVIRTZMAN H., MAGARITZ M., 1986. Investigation of water movement in the unsaturated zone under an irrigated area using environmental tritium. *Water Resour. Res.* 22, 635-642.
- HAMMEL J.E., PAPENDICK R.I., CAMPBELL G.S., 1991. Fallow tillage effects on evaporation and seedzone water content in a dry summer climate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 1016-1022.
- HANKS R.J., GARDNER H.R., FAIRBOURN M.L., 1967. Evaporation of water from soils as influenced by drying with wind or radiation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31, 593-598.
- HARDCASTLE K., FRIEDMAN I., 1974. A method for oxygen isotope analyses of organic materials. *Geophys. Res. Lett.* 1, 165.
- HARRIS K.R., WOOLF L.A., 1980. Pressure and temperature dependence of the self diffusion coefficient of water and  $^{18}\text{O}$  water. *J. Chem. Soc., Faraday Trans. I* 76, 377-385.
- HILLEL D., 1974. *L'eau et le sol. Principes et processus physiques*, Vander.
- HILLEL D., 1975. Simulation of evaporation from bare soil under steady and diurnally fluctuating evaporativity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 3, Vol 120, 230-237.
- HILLEL D., 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic press, New York.

- HOEFS J., 1980. Stable isotope geochemistry. 2<sup>nd</sup> edition, Springer Verlag, New York.
- HOUPEURT A., 1956. Production. Etude des roches magasins. Publication de l'Institut Français du Pétrole réf. 1093, 143 p.
- IAEA, 1981. Stable isotope hydrology. Deutérium and <sup>18</sup>O in the water cycle. Technical reports series N°210, IAEA, Vienna.
- IAEA, 1992. Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. Technical reports series N°331. IAEA, Vienna.
- ISSAR A., NATIV R., KARNIELI A., GAT J.R., 1984. Isotopic evidence of the origin of groundwater in arid zones. Isotope Hydrology, IAEA, Vienna.
- JACKSON R.D., REGINATO R.J., KIMBALL B.A., NAKAYAMA F.S., 1974. Diurnal soil-water evaporation: comparison of measured and calculated soil-water fluxes. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38, 861-866.
- JOSEPH A., ARANYOSSY J.F., 1989. Mise en évidence d'un gradient de continentalité inverse en Afrique de l'ouest en relation avec les lignes de grains. Hydrogéologie 3, 215-218.
- JURY W.A., LETEY J., 1979. Water vapor movement in soil: reconciliation of theory and experiment. Soil Sci. Soc. Am. J. 43, 823-827.
- JUSSERAND C., 1980. Extraction de l'eau interstitielle des sédiments et des sols. Comparaison des valeurs de l'oxygène 18 par différentes méthodes, premiers résultats. Catena 7, 87-96.
- KALOGA B., 1983. Le manteau kaolinique des plaines du centre-sud de la Haute-Volta. Dynamique et relation avec le manteau smectitique. Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg.
- KEMP P.R., CORNELIUS J.M., REYNOLDS J.F., 1992. A simple model for predicting soil temperatures in desert ecosystems. Soil Sci. 4, vol 153, 280-287.
- KLUTE A., 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci. 113, 264-276.
- LAHUEC J.P., CARN M., 1988-1990. Convergence intertropicale. Veille climatique satellitaire 21 à 31, ORSTOM.
- LALIBERTE C.E., COREY A.T., BROOKS R.H., 1966. Properties of unsaturated porous media. Hydrology papers 17, Colorado state university, 40 p.
- LELONG F., 1964. Nouvelles données sur les nappes d'arènes. CIEH-BCEOM.
- LONGSWORTH L.G., 1954. Temperature dependence of diffusion in aqueous solutions. J. Am. Chem. Soc. 58, 770-773.
- MAJOUBE M., 1971. Fractionnement en <sup>18</sup>O et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. J. Chim. Phys. 68, 1423-1436.

- MARTIN J., THIERY D., 1986. Analyse d'une longue série piézométrique au Burkina Faso. BRGM note technique 86/14.
- MERLIVAT L., 1970. L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations en deutérium et  $^{18}\text{O}$  dans l'eau. *Isotope Hydrology*, IAEA, Vienna, 89-107.
- MERLIVAT L., 1978. Molecular diffusivities of water  $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ,  $\text{HD}^{16}\text{O}$  and  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  in gases. *J. Chem. Phys.* 69, 2864-2871.
- MERLIVAT L., COANTIC M., 1975. Study of mass transfer at the air-water interface by an isotopic method. *J. Geophys. Res.* 80, 3455-3464.
- MERLIVAT L., JOUZEL J., 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.* 84, 5029-5033.
- MILLS R., 1973. Self diffusion in normal and heavy water in the range 1-45 °C. *J. Phys. Chem.* 77, 685-688.
- MILLS R., HARRIS K.R., 1976. The effect of isotopic substitution on diffusion in liquids. *Chem. Soc. Rev.* 5, 215-231.
- MILVILLE F., 1990. Contribution à l'étude des mécanismes de la recharge naturelle des aquifères par les pluies en climat semi-aride. Application au site expérimental de Barogo au Burkina Faso. Thèse de l'université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 216 p.
- MÜNNICH K.O., CLARKE W.B., FISCHER K.H., FLOTTMAN D., KROMER B., ROETHER W., SIEGENTHALER U., TOP Z., WEISS W., 1977. Gas exchange and evaporation studies in a circular wind tunnel, continuous  $^{222}\text{Rn}$  measurements at sea and  $^3\text{H}/^3\text{He}$  measurements in a lake. *Proc. NATO Conf. on turbulent fluxes through the sea surface, wave dynamics and prediction.* 151-165.
- MÜNNICH K.O., SONNTAG C., CHRISTMANN D., THOMA G., 1980. Isotope fractionation due to evaporation from sand dunes. *Z. Mitt. Zentralinst. Isot. Strahlenforsh.* 29, 319-332.
- NIELSEN D.R., JACKSON R.D., CARY J.W., EVANS D.D., 1972. *Soil water.* ASA Madison, USA.
- OCHI J., 1990. La recharge naturelle des aquifères exploités dans le socle cristallin (phase II), Burkina Faso. Répercussion sur la nappe de la première année d'exploitation. D.E.A de l'université de Paris-Sud, 50 p.
- O'NEIL J.R., KHARAKA Y.K., 1975. Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 40, 241-246.
- OUSMANE B., FONTES J.C., ARANYOSSY J.F. JOSEPH A., 1983. Hydrologie isotopique et hydrochimie des aquifères discontinus de la bande sahéenne et de l'Air (Niger). IAEA, Vienna, *Isotope Hydrology SM 270/59*, 367-395.
- PENMAN H.L., 1940. Gas and vapour movements in the soil. I: The diffusion of vapours through porous solids. *Int. J. Agric. Sci.* 30, 437-462.

- PEROU Y., ZALACAIN V., 1975. Les atlas Jeune Afrique, Haute-Volta. Editions Jeune Afrique, Paris.
- PHILIP J.R., 1955. The concept of diffusion applied to soil water. Proc. Nat. Acad. Sci. India 24A, 93-104.
- PHILIP J.R., 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. J. Meteorol. 14, 354-366.
- PHILIP J.R., DE VRIES D.A., 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Am. Geophys. Union 38, 222-231.
- PORTER L.K., KEMPER W.D., JACKSON R.D., STEWART B.A., 1960. Chloride diffusion in soils as influenced by moisture content. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 24, 460-463.
- REYNOLDS W.D., WALKER G.K., 1984. Development and validation of a numerical model simulating evaporation from short cores. Soil Sci. Soc. Am. J. 48, 960-969.
- ROETHER W., 1970. Water CO<sub>2</sub> exchange set-up for the routine <sup>18</sup>Oxygen assay of natural waters. Int. J. Appl. Radiat. Isot. 21, 379.
- SAGNA P., 1990. Précipitations exceptionnelles à Dakar du 23 au 26/08 1989. Analyse de la situation météorologique. Veille climatique satellitaire 30-31, ORSTOM, 56-65.
- SALATI E., DALL'OLIO A., MATSUI E., GAT, J.R., 1979. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. Water Resour. Res. 15, 1250-1258.
- SCOCH-FISCHER H., ROSANSKI K., JACOB H., SONNTAG C., JOUZEL I., OSTLUND G., GEYH M.A., 1983. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D, <sup>18</sup>O and <sup>3</sup>H in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt. Isotope Hydrology, IAEA, Vienna, SM 270/19, 3-30.
- SHARMA M.L., HUGHES M.W., 1985. Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of western Australia. J. of Hydrology 81, 93-109.
- SHIMOJIMA E., CURTIS A.A., TURNER J.V., 1990. The mechanism of evaporation from sand columns with restricted and unrestricted water tables using deuterium under turbulent airflow conditions. J. of Hydrol. 117, 15-54.
- SMITH D.B., WEARN P.L., RICHARDS H.J., ROWE P.C., 1970. Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium. IAEA, Vienna, SM 129/6, 73-86.
- SONNTAG C., CHRISTMANN D., MÜNNICH K.O., 1984. Laboratory and field experiments on infiltration and evaporation of soil water by means of deuterium and oxygen 18. Proc. IAEA/GSF Meeting, Vienna, IAEA TECDOC 357, 145-159.
- STEWART G.L., 1972. Clay-water interaction, the behaviour of <sup>3</sup>H and <sup>2</sup>H in adsorbed water, and the isotope effect. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36, 421-426.

- STEWART M.K., 1975. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops. Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *J. Geophys. Res.* 9, Vol 80, 1133-1146.
- TANWEER A., HUT G., BURMAN J.O., 1988. Optimal conditions for the reduction of water to hydrogen by zinc for mass spectrometric analysis of deuterium content. *Chemical Geology* 73, 199-203.
- THIERY D., 1990. Modèle MERINOS: Modélisation de l'Evapotranspiration, du Ruissellement et de l'Infiltration par l'étude de la zone NON-Saturée. Rapport BRGM R30623 EAU 4S 90.
- THOMA G., ESSER N., SONNTAG C., WEISS W., RUDOLPH J., LEVEQUE P., 1978. New technique of in-situ soil moisture sampling for environmental isotope analysis applied at Pilat sand dune near Bordeaux. *Isot. Hydrol. Proc. Symp.*, IAEA, Vienna, 753-766.
- TRAVI Y., JUSSERAND C., 1980. Données géochimiques sur les eaux souterraines de la région de San (Mali). *Ann. Fac. Sc. Dakar* 32, 103-112.
- TRAVI Y., GAC J.Y., FONTES J.C., FRITZ B., 1987. Reconnaissance chimique et isotopique des eaux de pluie au Sénégal. *Géodynamique* 2, 43-53.
- TROEH F.R., JABRO J.D., KIRKHAM D., 1982. Gaseous diffusion equations for porous materials. *Geoderma* 27, 239-253.
- VACHIER P., COULOMB C., DEVER L., CALVET R., 1991. Approche isotopique du fonctionnement du drainage en milieu argileux. Poster Int. Symp. on the use of isotope Tech. in water Res. Dev., IAEA Vienna, SM 319.
- VAN GENUCHTEN M.T., WIERENGA P.J., 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media I. Analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 473-480.
- WALBADET E., PERROCHET P., MERMOUDA A., 1989. Régime hydrique en conditions naturelles d'un sol latéritique du Burkina Faso. The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa. *Proc. of the Sahel Forum*, Ouagadougou, 362-369.
- WALKER G.R., HUGHES M.W., ALLISON G.B., BARNES C.J., 1988. The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface. *J. of Hydrol.* 97, 181-197.
- WALKER G.R., WOODS P.H., ALLISON G.B., 1992. Interlaboratory comparison of methods to determine the stable isotope composition of soil water. *Int. Symp. on the use of isotopes Tech. in water Res. Dev.*, IAEA, Vienna, SM 319/40, 509-517.
- WHITE R.E., 1985. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. *Adv. Soil Sci.* 3, 95-120.
- WIND G.P., 1966. Capillary conductivity data, estimated by a simple method. *Symp. on wat. in the unsaturated zone*, Wageningen.
- YAPP C.J., 1982. A model for the relationships between precipitation, D/H ratios and precipitation intensity. *J. Geophys. Res.* 87, 9614-9620.

- YOUSFI M., ARANYOSSY J.F., DJERMOUNI B., FONTES J.C., 1984. Etude isotopique des mouvements de l'eau dans la zone non-saturée sous climat aride (Algérie). "Stable and radioactive isotopes in the study of unsaturated soil zone", Proc. Final Meet. Joint, IAEA/GSF, Vienna, 161-178.
- ZIMMERMAN U., EHHALT D., MÜNNICH K.O., 1967. Soil water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. Proc. Symp. Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna, 567-584.
- ZUNDEL G., MICKLEY W., GRISI B.M., FORSTEL H., 1978. The H<sub>2</sub><sup>18</sup>O enrichment in the leaf water of tropic trees: Comparison of species from the tropical rain forest and semi-arid region of Bresil. Radiat. Environ. Biophys. 15, 203-212.

**ANNEXES**



## ANNEXE 1.1: La méthode analytique

### Introduction

Une bonne conservation des échantillons prélevés pour les analyses isotopiques impose un soin particulier en ce qui concerne l'étanchéité du flaconnage pour éviter toute évaporation ou contamination atmosphérique. Les échantillons d'eau ou de sol sont donc conditionnés dès le prélèvement dans des flacons en verre dont les bouchons sont munis de joints et vissés, puis stockés au froid (5 à 6 °C) pour éviter les variations de température.

L'analyse de l'eau des sols impose son extraction qu'on a réalisée ici par distillation sous vide. Les échantillons d'eau sont équilibrés avec du CO<sub>2</sub> pour l'oxygène 18 et réduits en H<sub>2</sub> pour le deutérium. Les analyses isotopiques de ces gaz ont été dans leur grande majorité réalisées sur le spectromètre de masse FINNIGAN DELTA E du laboratoire de biogéochimie isotopique.

### Extraction de l'eau des sols

#### Principe et réalisation de la distillation sous vide:

Parmi les méthodes disponibles pour extraire l'eau des sols, on distingue les méthodes in-situ comme les bougies poreuses et les méthodes au laboratoire comme la centrifugation, la presse hydraulique, la distillation ou la lixiviation. On a retenu la distillation sous vide (DSV) qui permet d'atteindre des potentiels matriciels élevés et est donc bien adaptée aux sols argileux secs (JUSSERAND, 1980). La DSV donne de bons rendements d'extraction, nécessaires pour limiter le fractionnement isotopique de l'eau extraite (voir plus loin le chapitre sur la correction de Rayleigh).

Cette technique consiste à dessécher sous vide un échantillon de sol et à récupérer la vapeur produite par piégeage cryogénique. On peut distinguer la méthode dynamique, où le vide est maintenu durant toute la distillation et le piégeage doublé, et la méthode statique (ici choisie) où la distillation se fait en système clos. On a réalisé au BRGM une ligne de DSV en verre (Pyrex) comprenant 8 éléments de distillation (figure A.1).

Un aliquote de 50 à 120 g de l'échantillon de sol, selon sa teneur en eau, est introduit dans le ballon. Les 8 ballons sont fixés sur la ligne et congelés dans un bac contenant un mélange alcool-carboglace. L'air contenu dans la ligne est alors pompé jusqu'à l'obtention d'un vide correct (inférieur à 1 Pa) et les éléments isolés du pompage.

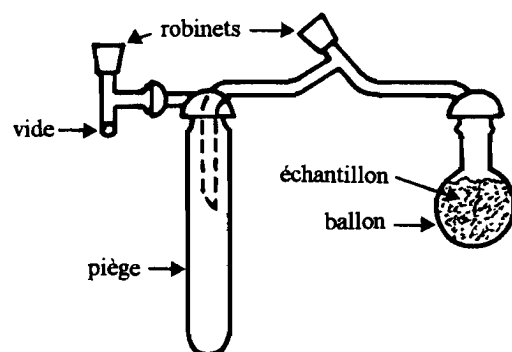


Figure A.1: Un élément de la ligne de distillation sous vide



Les ballons sont alors placés dans un bain d'eau chauffé à 70 °C par thermoplongeurs et régulé par un thermocontact. La récupération de la vapeur d'eau est assurée au niveau des pièges refroidis par des vases dewar remplis d'azote liquide. Chaque élément de distillation est étuvé par un cordon chauffant pour éviter toute condensation hors du piège. La durée de piégeage est de 4 heures ou exceptionnellement 5 pour des sols très secs.

La quantité d'eau résiduelle après distillation est déterminée par étuvage à 105 °C sur 24 heures en moyenne.

L'humidité pondérale  $H_p$  (cf. 1.1.2.1) de l'échantillon et le rendement Rdt sont déterminés par pesées et calculés de la façon suivante:

$$H_p = \frac{m_{\text{sol humide}} - m_{\text{sol étuvé}}}{m_{\text{sol humide}}}$$

$$\text{Rdt} = \frac{m_{\text{sol humide}} - m_{\text{sol sec}}}{m_{\text{sol humide}} - m_{\text{sol étuvé}}}$$

Pour une erreur de pesée standard  $\Delta m$ , on détermine l'erreur relative commise sur  $H_p$  et Rdt:

$$\frac{\Delta H_p}{H_p} = \frac{2 \Delta m}{m_{\text{sol humide}} - m_{\text{sol étuvé}}}$$

$$\frac{\Delta \text{Rdt}}{\text{Rdt}} = \frac{2 \Delta m}{m_{\text{sol humide}} - m_{\text{sol sec}}}$$

A.N.: pour  $m_{\text{sol humide}} = 100$ ,  $m_{\text{sol sec}} = 95.1$ ,  $m_{\text{sol étuvé}} = 95$  et  $\Delta m = 0.02$  (masses en g), on calcule  $H_p = 5 \%$ ,  $\text{Rdt} = 98 \%$ ,  $\Delta H_p/H_p = 0.80 \%$  et  $\Delta \text{Rdt}/\text{Rdt} = 0.82 \%$ . On constate d'après les équations ci-dessus que l'erreur est d'autant plus importante que le sol est sec.

#### Correction de RAYLEIGH:

La distillation de l'eau sous vide s'accompagne d'un processus de fractionnement obéissant à la loi de distillation de Rayleigh. Nous avons utilisé ce modèle pour déterminer la loi de correction des résultats isotopiques selon le rendement de la DSV.

On exprime selon la loi de distillation de Rayleigh le  $\delta_{100\%}$  de l'eau en fonction du  $\delta_{\text{mesuré}}$ , du rendement Rdt et du facteur de fractionnement isotopique  $\alpha$  (HOEFS, 1980):

$$\delta_{100\%} = (\delta_{\text{mesuré}} + 1) \frac{\text{Rdt}}{1 - (1 - \text{Rdt})^{1/\alpha}} - 1$$

La pente de la droite  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  est donnée par:

$$\frac{d\delta_{2H}}{d\delta_{18O}} = \frac{\alpha_{2H} - 1}{\alpha_{18O} - 1}$$

On a réalisé une expérience de DSV pour 8 aliquotes d'un même échantillon (sol station B, Barogo, de 50 à 70 cm de profondeur) avec des durées de distillation variables pour avoir des rendements différents. L'étuvage à 105 °C a été prolongé jusqu'à ce que les masses ne varient plus, dans le but d'obtenir un rendement vrai. Les résultats des pesées et des analyses isotopiques des distillats sont présentés tableau A.1.

N°	Durée h	m. sol hum., g	m. sol sec, g	masse eau, g	H <sub>p</sub> %	δ <sub>18O</sub> ‰	δ <sub>2H</sub> ‰
T1	0.33	50.41	48.00	2.41	17.83	-13.98	-100.70
T2	0.75	50.16	44.78	5.38	17.84	-12.18	-91.70
T3	1.25	49.47	42.21	7.26	17.77	-10.49	-76.40
T4	1.83	49.96	41.57	8.39	17.75	-8.80	-63.70
T5	2.50	50.07	41.37	8.70	17.78	-8.32	-59.50
T6	3.25	49.96	41.32	8.64	17.67	-8.21	-58.70
T7	4.08	50.04	41.33	8.71	17.71	-8.30	-59.70
T8	5.00	49.67	41.01	8.66	17.66	-7.93	-58.80

t:	Perte de masse (g) à l'étuvage à 105 °C au cours du temps t (h)							
	7.07	17.73	25.15	41.57	70.40	142.57	240.15	307.65
T1	6.25	6.42	6.45	6.46	6.53	6.54	6.58	6.58
T2	3.28	3.46	3.47	3.49	3.53	3.56	3.57	3.57
T3	1.30	1.42	1.45	1.45	1.49	1.52	1.53	1.53
T4	0.33	0.37	0.39	0.39	0.45	0.47	0.47	0.48
T5	0.10	0.14	0.17	0.17	0.18	0.20	0.20	0.20
T6	0.09	0.10	0.12	0.09	0.12	0.14	0.15	0.15
T7	0.06	0.09	0.09	0.09	0.12	0.14	0.15	0.15
T8	0.03	0.04	0.05	0.06	0.08	0.10	0.11	0.11

Tableau A.1: Résultats de l'expérience de distillation sous vide.

On remarque tout d'abord que l'échantillon est homogène au niveau de la teneur en eau; les valeurs calculées sont comprises entre 17.66 et 17.84 %. Le tableau A.1 nous permet de déterminer l'erreur relative  $\Delta Rdt/Rdt$  qu'on commet sur le rendement (surestimation) en fonction de la durée d'étuvage. On constate que pour les rendements habituellement rencontrés (sur les 540 échantillons distillés, il y a 95 % environ de valeurs supérieures à 95 % pour une moyenne de 98 %), l'erreur relative maximale est de 1 %.

La figure A.2 retrace l'évolution du rendement de la ligne avec le temps. En moins de 2 heures, 95 % de l'eau est récupérée et le gain de rendement entre 4 et 5 heures est négligeable (inférieur à 0.5 %), ce qui justifie a posteriori la durée d'expérimentation choisie en routine.

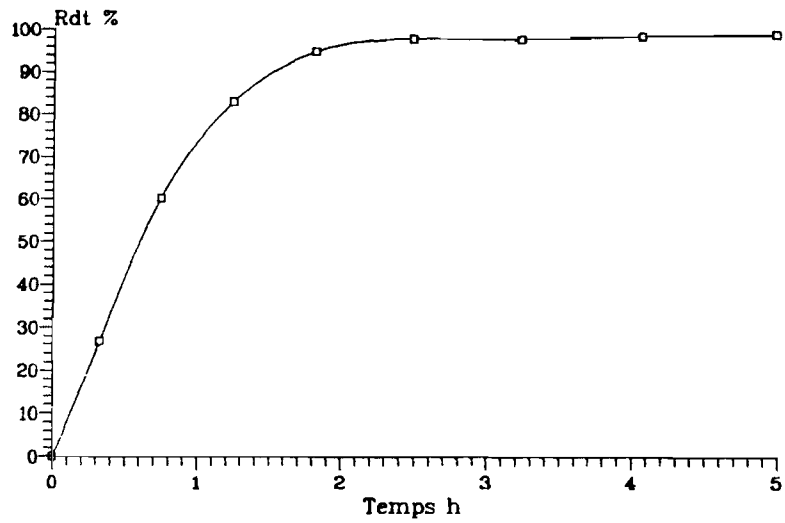


Figure A.2: Evolution dans le temps du rendement de l'expérience de distillation sous vide.

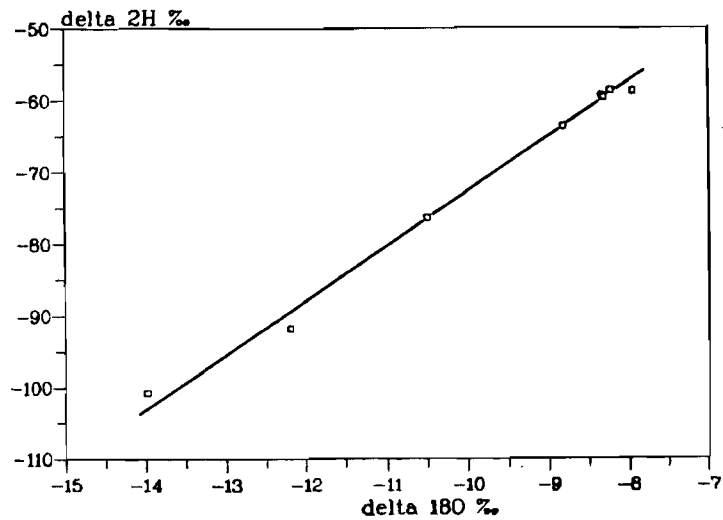


Figure A.3: Relation linéaire  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  de l'expérience de distillation sous vide.

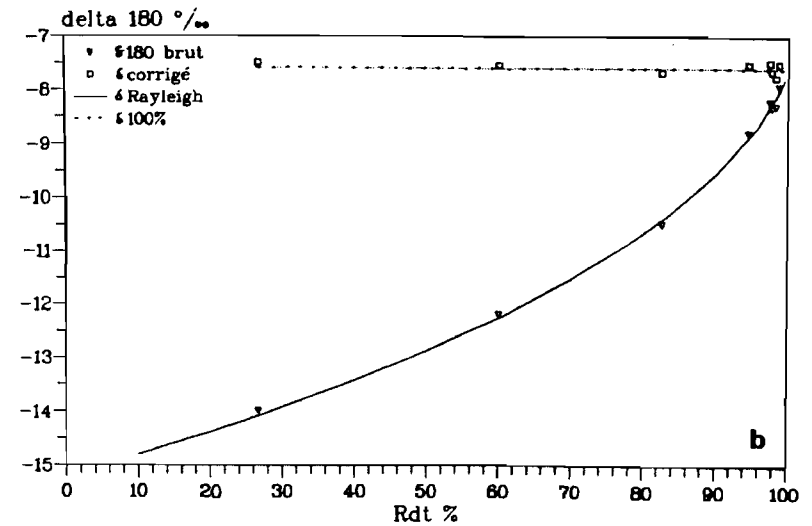
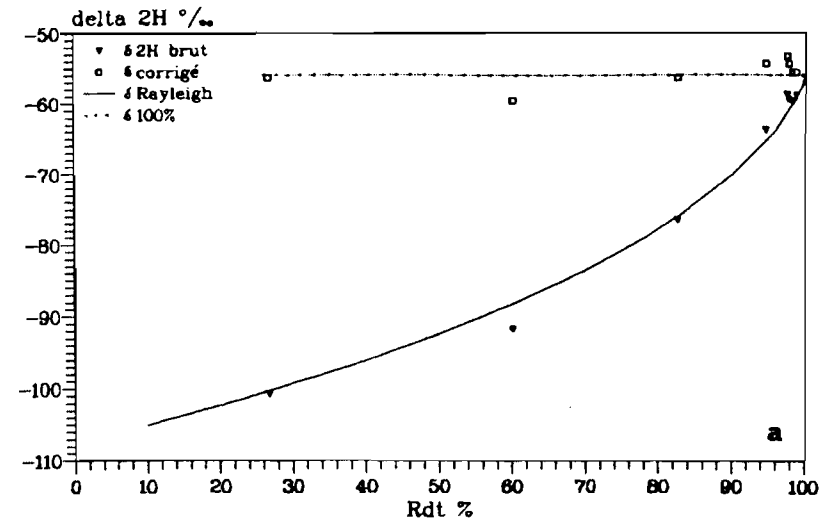


Figure A.4: Ajustement du modèle de Rayleigh sur les résultats de l'expérience de distillation sous vide. a: Teneurs en  $^2H$ . b: Teneurs en  $^{18}O$ .

La droite  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  établie à partir des résultats isotopiques (figure A.3) a une pente de 7.44, valeur caractéristique d'un fractionnement liquide-vapeur à l'équilibre (sans composante cinétique). Cette constatation, qui établit que l'humidité relative dans la ligne est nulle, confirme l'hypothèse de la loi de distillation de Rayleigh (WALKER et al, 1992).

Le calage de la loi de Rayleigh sur les mesures isotopiques (figure A.4) nous permet de déterminer les valeurs de  $\alpha_{2H}$  et  $\alpha_{18O}$  et donc, d'après les relations de thermodépendance (cf. 1.1.1.2), la température équivalente de la ligne, soit 48 °C. La pente théorique de la droite  $\delta_{2H}-\delta_{18O}$  vaut 7.51 pour cette température, ce qui est en parfait accord avec notre valeur expérimentale.

Cette température, inférieure de 22 °C à la température du bain thermostaté, représente la température moyenne à laquelle se déroule le processus de distillation. On conçoit aisément que la température dans la ligne soit inférieure à celle du bain. On ne dispose pas de mesure thermométrique dans le sol ou la ligne pour confirmer cette "mesure" isotopique.

#### Erreur analytique:

On a cherché à évaluer  $\Delta\delta_{\text{corrigé}}$ , l'erreur commise sur la composition isotopique corrigée par la loi de Rayleigh  $\delta_{100\%}$ , à partir de l'erreur analytique standard sur la composition isotopique  $\Delta\delta$ , et l'erreur sur le rendement  $\Delta Rdt$ . L'erreur issue de l'étuvage de 24 heures domine largement l'erreur due aux pesées.

$$\Delta\delta_{\text{corrigé}} = A.\Delta\delta + B.\Delta Rdt$$

A est très peu différent de 1 pour les deux isotopes, alors que B vaut respectivement pour l'oxygène 18 et le deutérium, 14 à 54 et 100 à 430, pour des rendements compris entre 90 et 100 %.

A.N.: pour  $\Delta\delta_{2H} = 1 \text{ ‰}$ ,  $\Delta\delta_{18O} = 0.1 \text{ ‰}$ ,  $\Delta Rdt/Rdt = 1 \text{ ‰}$ , on détermine:

$$Rdt = 90 \text{ ‰} \quad \Delta\delta_{2H \text{ corrigé}} = 2.0 \text{ ‰} \quad \Delta\delta_{18O \text{ corrigé}} = 0.24 \text{ ‰}$$

$$Rdt = 99 \text{ ‰} \quad \Delta\delta_{2H \text{ corrigé}} = 5.3 \text{ ‰} \quad \Delta\delta_{18O \text{ corrigé}} = 0.64 \text{ ‰}$$

L'augmentation de l'erreur sur la composition isotopique corrigée quand le rendement approche 100 % est probablement compensée par l'erreur relative due à l'étuvage qui décroît pour les forts rendements.

On peut finalement évaluer l'erreur maximale moyenne à 3  $\delta\text{‰}$  pour le deutérium et 0.35  $\delta\text{‰}$  pour l'oxygène 18, soit environ le triple de l'erreur analytique standard. Signalons que cette erreur, essentiellement due à l'étuvage, va généralement dans le sens d'une sous-estimation de la composition isotopique.

#### **Analyse de la teneur en oxygène 18**

L'analyse de la teneur isotopique  $\delta_{18O}$  est basée sur l'équilibration de l'eau avec du  $CO_2$  selon la

méthode de ROETHER (1970). Les équilibres ont été réalisés au laboratoire de biogéochimie isotopique.

La correction des données spectrométriques se fait grâce à un logiciel en BASIC selon la procédure déterminée par BARIAC et LECOLLE (1990). La pratique a montré que pour des volumes d'eau inférieurs à 0.5 ml, les analyses du standard sont systématiquement appauvries malgré la correction de CRAIG (1957).

On dispose de 107 valeurs du standard interne LOBI. Si on élimine 3 valeurs aberrantes, on détermine une moyenne de  $-6.98 \pm 0.2 \delta_{18O}\text{‰}$ .

### Analyse de la teneur en deutérium

L'analyse de la teneur en deutérium  $\delta_{2H}$  se fait sur l'hydrogène obtenu par réduction sous vide à 450 °C de l'eau sur du zinc selon la méthode décrite par COLEMAN et al (1982).

On a choisi de faire les réductions dans des tubes de quartz scellés. Pour cela on dispose de robinets à vide en verre (figure A.5) que l'on accouple aux tubes de quartz par un adaptateur-réducteur amovible SWAGELOCK en acier inox.

On confectionne tout d'abord les tubes de quartz (diamètre extérieur 6 mm, intérieur 4 mm et longueur d'environ 170 mm). Ils sont fermés à une extrémité, numérotés, nettoyés puis placés en étuve. Le zinc type "AnalaR zinc shot" est tamisé à la fraction 0.63-0.8 mm, très soigneusement nettoyé à l'acide, étuvé puis dégazé sous vide une demi-heure à 350 °C. Le zinc est conservé sous vide.

On prépare les tubes en y plaçant au fond le zinc (doseur) et quelques microlitres d'eau grâce à un cathéter et une micro-seringue. Le tube est immédiatement accouplé à la ligne par le robinet spécial. L'échantillon est congelé à l'azote liquide puis on pompe l'air résiduel du tube (ligne étuvée avec pompe à vide secondaire, pression résiduelle d'environ 0.01 Pa). Le tube est scellé sous vide au chalumeau et mis à réagir 30 minutes à 460 °C dans un four horizontal à régulation programmable.

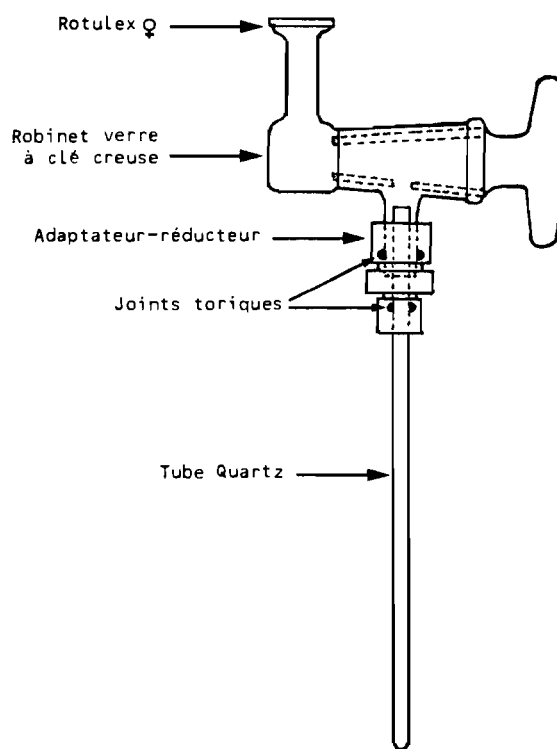


Figure A.5: Robinet à vide modifié pour l'accouplement des tubes de quartz.

Le tube passe directement au spectromètre de masse à l'aide d'un robinet du type de celui de la figure A.5 dont la clé permet de briser l'extrémité du tube de quartz préalablement entaillé au couteau à verre. Le robinet est muni d'un disque de verre fritté pour éviter l'introduction de poussières de quartz. L'analyse au spectromètre de masse se fait à partir d'un standard hydrogène bouteille. La composition isotopique de notre hydrogène standard ( $\delta_{BT/VSMOW} = -135.35 \delta_{2H}\%$ ) est déterminée par régression linéaire grâce à l'analyse de 3 standards internes calibrés sur le VSMOW (-88, -57 et 0  $\delta_{2H}\%$ ).

Le calcul de la pression d'hydrogène que l'on atteint au cours de la réduction nous a conduits à choisir pour notre dispositif un volume d'eau d'analyse de 4  $\mu\text{l}$ . On a déterminé la masse optimale de zinc pour la réduction selon la procédure de TANWEER et al (1988). On procède pour cela à la réduction d'aliquotes du standard LOBI (standard interne au laboratoire de l'université) pour différentes masses de zinc, de 50 à 140 mg.

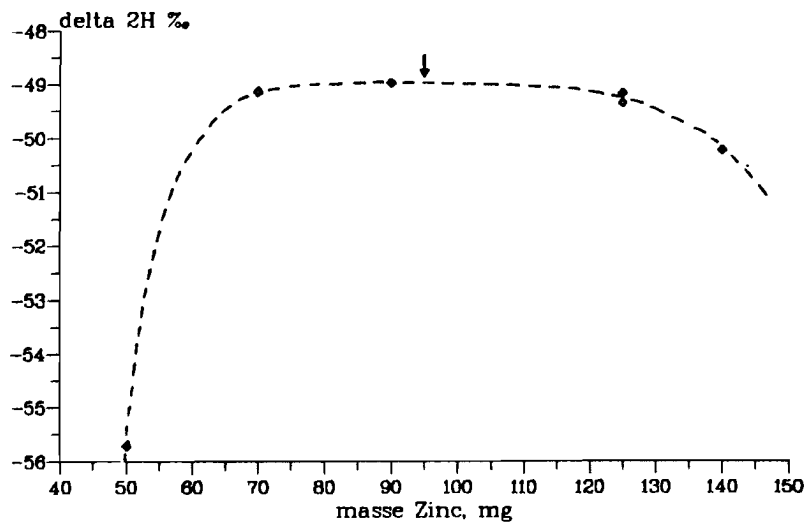


Figure A.6: Influence de la masse de zinc sur la composition isotopique de l'hydrogène produit par la réduction de l'eau.

La figure A.6 montre que pour une masse comprise entre 70 et 120 mg la teneur en  $^2\text{H}$  est maximale alors qu'en dehors de cet intervalle la réaction est incomplète. On a finalement choisi une masse de 95 mg de zinc en routine.

Finalement, on teste la méthode sur le standard LOBI. On détermine sur 19 analyses une valeur moyenne par rapport au standard VSMOW (cf. 1.1.1.1) de  $-46.80 \pm 1.27 \delta_{2H}\%$  pour une valeur standard de  $-46.6 \delta_{2H}\%$ . Les analyses du standard en routine conduisent pour 59 valeurs (5 valeurs aberrantes non prises en compte) à une moyenne de  $-46.62 \pm 1.66 \delta_{2H}\%$ .

Cette méthode qui permet la préparation de 50 à 70 échantillons par jour apparaît moins précise et moins fiable que la méthode de réduction sur l'uranium à 800 °C, mais reste adaptée à notre objet qui consiste essentiellement en un appui aux analyses des teneurs en  $^{18}\text{O}$ , détermination des droites  $\delta_{2H}$ - $\delta_{18O}$  et des valeurs moyennes.

### **Analyse de la vapeur d'eau**

Les échantillons de vapeur atmosphérique prélevés au Burkina Faso en ampoules à vide ont été analysés par le laboratoire de biogéochimie isotopique selon la méthode de FRIEDMAN et HARDCASTLE (1970) pour le deutérium et la méthode de HARDCASTLE et FRIEDMAN (1974) et BARIAC et al (1982) pour l'oxygène 18, avec des écarts-types de respectivement 1 et 0.4 ‰.

## ANNEXE 1.2: Programmation du modèle "MOISE"

### Programmation

#### Structure du programme

L'organigramme nous montre que le programme se compose de 4 parties principales: un en-tête, un module d'entrées, la boucle de calcul et un ensemble de sous-programmes (figure A.7).

#### En-tête et module d'entrées

Dans l'en-tête sont définis les types des variables parmi entier (2 octets), réel (4 octets) et double-précision (8 octets). On y établit également les formulations des variables thermodépendantes  $\rho$ ,  $\rho^s$ ,  $d^v$ ,  $\alpha_i$ ,  $d_I^1$  et  $d_I^v$  (COLL., 1988; équations 12, 6, 3, 5 et 7), les constantes  $d_I^v / d^v$  et  $R_{I,VSMOW}$  (équations 1 et 5) et la relation thermodynamique  $h(\psi, T)$  (équation 14).

Dans le module d'entrées on détermine tout d'abord la discrétisation spatiale. Le profil est divisé en blocs (jusqu'à 5 unités) permettant de concevoir un sol à horizons bien délimités caractérisés par les propriétés hydrodynamiques de la matrice poreuse. Pour chaque bloc on définit les valeurs de  $\tau$ ,  $p$ ,  $\beta$  et  $\theta_{sat}$  (cf. 1.2.1.1.2 et 1.2.1.1.3) ainsi que les relations caractéristiques  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  par les paramètres  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  et  $e$  (équations 28 et 29). Chaque bloc est divisé en sous-blocs caractérisés par leur pas d'espace  $\Delta z$ . Ceci permet d'adapter le pas d'espace avec la profondeur et d'obtenir ainsi, par exemple, un calcul plus précis près de la surface où les variations sont les plus importantes. Tout calcul dans le programme impliquant une ou plusieurs variables définies pour un bloc (par exemple  $\psi_i(\theta_i)$  qui dépend de  $\theta_{sat}$ ,  $a$ ,  $b$  et  $c$ ) sera réalisé dans une boucle à trois niveaux permettant le paramétrage du numéro de bloc, du numéro de sous-bloc et de l'indice  $i$  indiquant la couche élémentaire. Le programme calcule enfin la profondeur  $z_i$  de chaque couche.

On définit ensuite les profils initiaux de teneurs en eau  $\theta_i^0$  (et  $\psi_i^0$ ), de compositions isotopiques  $\delta_{I,i}^0$  et de température  $T_i^0$  ainsi que les paramètres  $T_a$ ,  $h_a$ ,  $E_p$ ,  $n_s$  et  $n_a$  (cf. 1.2.1.2.4),  $R_{I,a}^v$ ,  $\psi_{n+1}$ ,  $R_{I,n+1}^1$  et  $cal$ , type de limite de bas de profil (1: constante, 2: drainée, 3: étanche; cf. 1.2.1.3.2).

Le temps  $t$  est déterminé à partir de  $t_0$  date initiale et  $t_{final}$  date finale et des pas de temps courant  $\Delta t_{courant}$ , minimum  $\Delta t_{min}$  et maximum  $\Delta t_{max}$ .

Les paramètres de contrôle de la convergence et du pas de temps sont  $\Sigma|F_i|_{max}$  résidu maximal,  $P_{max}$  nombre maximal d'itérations,  $\Delta B_{min}$  et  $\Delta B_{max}$  valeurs limites de la variation de bilan pendant  $\Delta t$  (cf. boucle de calcul).

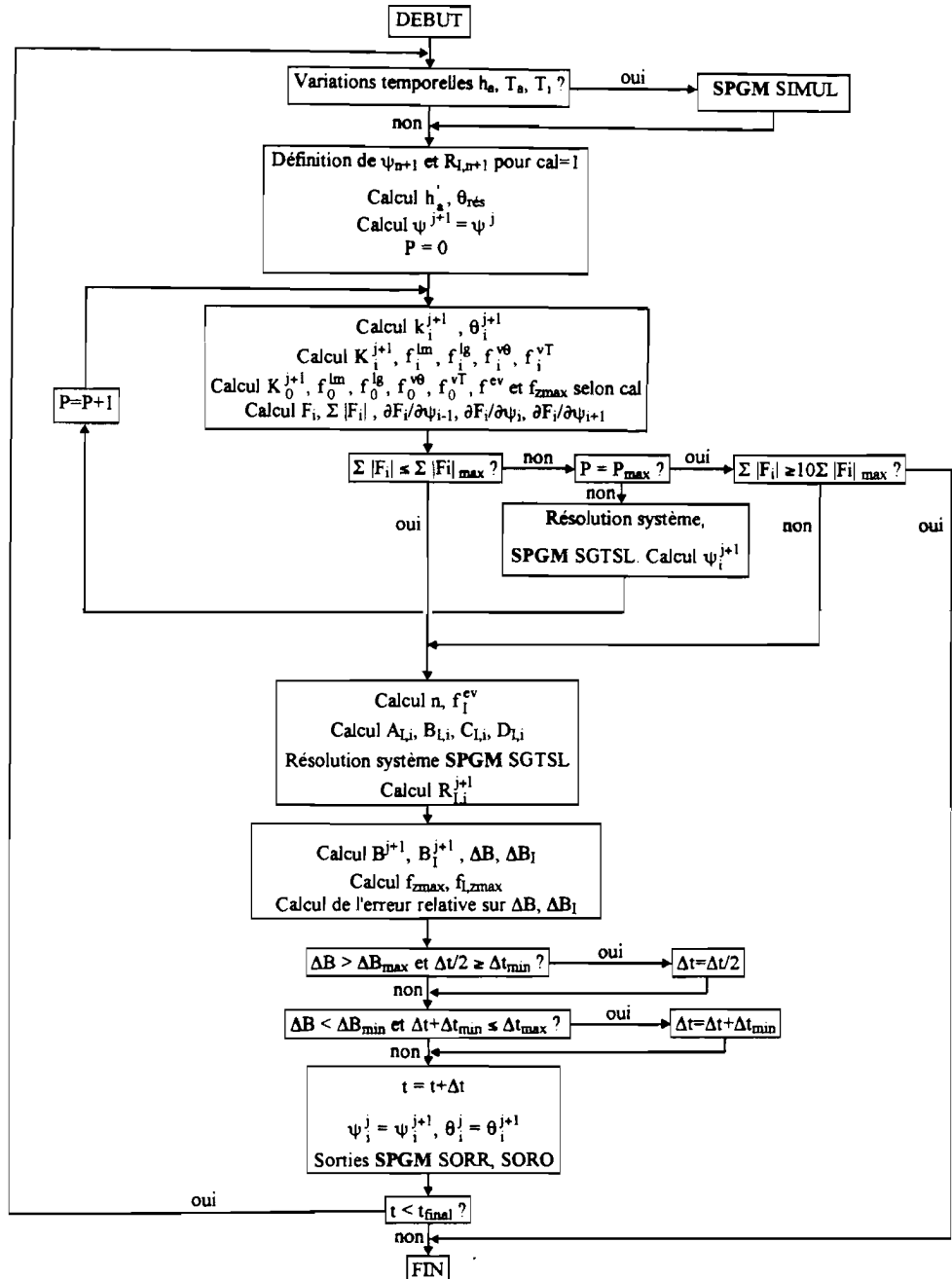
On définit enfin les dates et fréquences des sorties occasionnelles et régulières.



**EN-TETE:** - Déclarations de type  
 - Définition des formules et paramètres:  $h(\psi, T)$ ,  $\rho(T)$ ,  $\partial\rho^s(T)/\partial T$  et  $\alpha_f(T)$ ,  $d_1^l(T)$ ,  $d_1^v(T)$ ,  $d_1^v/d_v$ ,  $R_{LVS\text{MOW}}$  pour  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$

**ENTREES:** - Définition des blocs ( $\tau$ ,  $p$ ,  $\beta$ ,  $\theta_{\text{sat}}$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ ,  $e$ ) et des sous-blocs (pas d'espace). Calcul de  $z_i$   
 - Définition de  $\theta_i^0$ ,  $R_{L,i}^0$ . Calcul de  $\psi_i^0(\theta_i^0)$   
 - Définition de  $T_a$ ,  $h_a$ ,  $E_p$ ,  $n_s$ ,  $n_s$ ,  $R_{L,a}^v$ ,  $T_i^0$ , cal,  $\psi_{n+1}$ ,  $R_{L,n+1}$   
 - Définition de  $t_0$ ,  $t_{\text{final}}$ ,  $\Delta t_{\text{min}}$ ,  $\Delta t_{\text{max}}$ ,  $\Delta t_{\text{courant}}$   
 - Définition de  $\Sigma|F_i|_{\text{max}}$ ,  $P_{\text{max}}$ ,  $\Delta B_{\text{min}}$ ,  $\Delta B_{\text{max}}$   
 - Définition des fréquences et dates des sorties  
 - Calcul  $B^0$  et  $B_1^0$   
 - Sorties à  $t = 0$ : SPGM SORR, SORO

**CALCUL:**



**SPGM:** (sous programmes)

- Fonctions  $\psi(\theta)$ ,  $\theta(\psi)$ ,  $k(\psi)$
- SORR, SORO sorties régulières ( $t$ ,  $\Delta t$ ,  $f^{cv}$ ,  $f_{z\text{max}}$ ,  $B$ , erreur relative sur  $\Delta B$ ) et occasionnelles ( $z$ ,  $\theta(z)$ ,  $\psi(z)$ ,  $\delta_f(z)$ , calcul pentes zone liquide et retour vapeur, SPGM PENTE)
- PENTE: calcul pentes, SPGM MINIGRAD
- MINIGRAD: régression linéaire par les axes majeurs
- SIMUL: calcul de  $T_a$ ,  $h_a$  et  $T_i$  à la date  $t$
- SGTSL: résolution des systèmes tridiagonaux

Figure A.7: Organigramme du programme du modèle "MOISE"

Le programme calcule le bilan initial en eau B et en isotopes  $B_I$  (équations 70 et 71) et transcrit les valeurs des profils et conditions initiales sur les fichiers de sorties occasionnelles (SOO.DAT) et régulières (SOR.DAT).

### Boucle de calcul

Si les conditions atmosphériques  $T_a$ ,  $h_a$  (et éventuellement  $E_p$ ,  $R_a^V$ ) et les températures dans le sol  $T_i$  sont variables au cours du temps, le programme fait appel au sous-programme SIMUL qui retourne les valeurs de ces paramètres à la date t.

Le programme calcule ensuite  $h_a^I$  et  $\theta_{\text{rés}}(\psi_a)$  (cf. 1.2.1.1.2, équations 30 et 31) et définit  $\psi_i^P$ , les valeurs initiales des potentiels pour le processus itératif (confondues dans le programme avec  $\psi_i^{j+1}$ ), ainsi que  $\psi_{n+1}$  et  $R_{I,n+1}^I$  pour cal = 1 (limite constante).

Dans un premier temps le programme cherche à déterminer les nouvelles valeurs de  $\psi_i$  à la fin du pas de temps. Dans la boucle de calcul itératif de ces potentiels  $\psi_i^{j+1}$ , le programme détermine les teneurs en eau  $\theta_i^{j+1}$  et les conductivités  $k_i^{j+1}$  associées puis calcule la conductivité moyenne  $K_i$  et les flux  $f_i^{lm}$ ,  $f_i^{lg}$ ,  $f_i^{v\theta}$  et  $f_i^{vT}$  (équations 65, 55, 56, 57 et 58). Les flux des couches  $i = 0$  et  $i = n$  sont calculés à part, avec le terme supplémentaire  $f^{ev}$  pour la surface (équation 68) et l'application des conditions aux limites en bas de profil selon la valeur de cal (cf. 1.2.1.3.2).

Une boucle calcule ensuite les expressions de  $F_i$  (et la somme  $\Sigma|F_i|$ ) et les dérivées partielles  $\partial F_i / \partial \psi_{i-1}$ ,  $\partial F_i / \partial \psi_i$  et  $\partial F_i / \partial \psi_{i+1}$  (équation 66). Des tests appropriés permettent de prendre en compte les expressions particulières aux couches 0 et n.

La convergence est réalisée quand la somme des résidus  $\Sigma|F_i|$  est inférieure au critère  $\Sigma|F_i|_{\text{max}}$ . On tolère  $\Sigma|F_i|$  inférieur à 10 fois  $\Sigma|F_i|_{\text{max}}$  si le programme a atteint le nombre maximal d'itérations  $P_{\text{max}}$  sinon le calcul s'arrête définitivement (convergence considérée comme irréalisable). Si la convergence n'est pas réalisée, le sous-programme SGTSL résout le système tridiagonal des  $F_i$ , ce qui permet de déterminer les nouvelles valeurs de  $\psi_i^{j+1}$  (cf. 1.2.1.3.3) et de reprendre les calculs de la boucle itérative avec ces nouvelles valeurs. Quand la convergence est réalisée, le programme passe à la partie isotopique.

Dans une deuxième partie le programme calcule à partir des  $\psi_i^{j+1}$  les valeurs des compositions isotopiques à la fin du pas de temps. Le programme détermine tout d'abord la valeur du paramètre n (équation 52) et, pour les deux espèces isotopiques, les deux termes du flux évaporatoire isotopique  $f_i^{ev}$ : un terme "sol" dépendant de  $R_{I,0}^{l,j+1}$  et un terme "atmosphère" constant (équation 69).

Une boucle calcule ensuite les coefficients  $A_i$ ,  $B_i$ ,  $C_i$  et  $D_i$  (cf. 1.2.1.3.3) du système des  $F_{L,i}$  (équation 67) et déterminés à partir des flux isotopiques (équations 59 à 64). Le sous-programme SGTSL résout le système tridiagonal, ce qui nous donne les compositions isotopiques à la fin du pas de temps.

Le calcul des bilans à la fin du pas de temps  $B^{j+1}$  et  $B_I^{j+1}$  permet de déterminer les variations de bilans  $\Delta B$  et  $\Delta B_I$ . Le programme calcule également  $f^{ev}$ ,  $f_{zmax}$ ,  $f_I^{ev}$  et  $f_{I,zmax}$ . A partir de ces flux aux limites et des variations de bilan (équations 70 et 71), le programme détermine les erreurs relatives sur le bilan en eau et en variétés isotopiques. Des valeurs faibles (inférieures au %) de ces erreurs nous assureront que le calcul ne crée ni ne détruit de la masse.

Le programme procède ensuite aux tests de contrôle du pas de temps. Si la variation de bilan en eau est supérieure à  $\Delta B_{max}$  le pas de temps  $\Delta t$  est réduit de moitié, sauf s'il devient ainsi inférieur à  $\Delta t_{min}$ . De la même façon le pas de temps est augmenté de  $\Delta t_{min}$  dans la limite de  $\Delta t_{max}$  pour une variation de bilan inférieure à  $\Delta B_{min}$ . Ce processus de modification du pas de temps permet de maintenir la variation de bilan dans une fourchette prédéterminée et d'assurer ainsi une évolution régulière du calcul.

A la suite de ces tests, le temps  $t$  est incrémenté de  $\Delta t$ . Le programme réinitialise les potentiels et teneurs en eau au début du pas de temps  $\psi_i^j$  et  $\theta_i^j$  avec les valeurs courantes  $\psi_i^{j+1}$  et  $\theta_i^{j+1}$ . Dans le cas où la date en cours correspond à une date de sortie occasionnelle ou régulière, le programme fait appel au sous-programme SORO ou SORR. Si la date finale  $t_{final}$  est atteinte le programme s'arrête définitivement. Dans le cas contraire le calcul reprend au début de la boucle principale pour la nouvelle date.

### Sous-programmes

Les fonctions  $\psi(\theta)$ ,  $\theta(\psi)$  et  $k(\psi)$  sont calculés par les sous-programmes PSTH, THPS et KATH selon les paramètres de blocs a, b, c, d, e et  $\theta_{sat}$  (équations 28 et 29).

Le sous-programme SORR assure l'écriture des sorties régulières sur le fichier SOR.DAT:  $t$ ,  $\Delta t$ ,  $B$ ,  $f^{ev}$ ,  $\Sigma f^{ev} = \Sigma_{t_0}^t (f^{ev} \cdot \Delta t)$ ,  $f_{zmax}$ ,  $\Sigma f_{zmax} = \Sigma_{t_0}^t (f_{zmax} \cdot \Delta t)$  et les erreurs relatives sur le bilan eau et isotopes. Le sous-programme SORO transcrit sur le fichier SOO.DAT les valeurs des profils  $\theta_i$ ,  $\delta_{2H,i}$ ,  $\delta_{18O,i}$  et  $\psi_i$  et les coefficients des droites isotopiques (pente, ordonnée à l'origine et coefficient de corrélation) pour la zone d'appauvrissement isotopique superficiel et la zone de diffusion profonde (sous-programme PENTE).

Le sous-programme PENTE détermine les couples isotopiques en "zone vapeur" et "liquide" et calcule les droites de régression correspondantes (sous-programme MINIGRAD). Les couples  $(\delta_{2H}, \delta_{18O})$  associés à la "zone vapeur" sont définis à partir des points situés entre la surface et le maximum d'enrichissement isotopique  $\delta_{pic}$  alors que les couples de la "zone liquide" correspondent à l'intervalle de profondeur compris entre le maximum et  $z_{max}$ .

Le sous-programme MINIGRAD calcule les coefficients des droites de régression par la méthode des axes majeurs.

Le sous-programme SIMUL détermine les paramètres  $T_a$ ,  $h_a$  (et éventuellement  $E_p$ ,  $R_a^v$ ) et les températures dans le sol  $T_i$  à la date  $t$ . Ce sous-programme est écrit pour chaque cas particulier en fonction des mesures disponibles (fichiers) et des procédures de simulation choisies (interpolation sur mesures, fonctions empiriques ou modélisation). Il est inutile pour des conditions constantes, les paramètres étant définis quel que soit  $t$  dans le module d'entrée.

La résolution des systèmes linéaires tridiagonaux est réalisée par le sous-programme SGTSL (bibliothèque de programmes FORTRAN "LINPACK", programme conçu par DONGARRA J. en 1978).

## Contrôle du calcul

### Convergence

La réalisation de la convergence de la partie hydrodynamique du modèle dépend d'un choix approprié des paramètres de contrôle.

Le critère de convergence  $\Sigma|F_i|_{\max}$  a un ordre de grandeur de  $10^{-8} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  soit moins d'un gramme d'eau de différence tolérée par  $\text{m}^2$  et par jour à chaque itération. On utilise éventuellement des valeurs plus élevées, jusqu'à  $10^{-7}$ , quand on considère un nombre  $n$  important de couches de sols. En effet, dans ce cas, la somme  $\Sigma|F_i|$  se fait sur plus de termes et on obtient un résidu total plus grand. Le nombre maximal d'itérations  $P_{\max}$  vaut 10 à 15. On a pu constater en pratique que la convergence est soit assurée avant une dizaine d'itérations, soit ne se réalise pas.

Le choix de la fourchette de variation de bilan  $\Delta B_{\min}$  et  $\Delta B_{\max}$  va déterminer l'évolution des pas de temps. Les valeurs usuelles sont d'un ordre de grandeur de  $10^{-2}$  à  $10^{-1} \text{ kg.m}^{-2}$ , avec  $\Delta B_{\min} \# \Delta B_{\max} / 2$ . Le pas de temps initial pratique est de quelques centaines de secondes. Le pas de temps maximal est choisi en fonction de l'éventuelle variation des paramètres atmosphériques et des températures dans le sol. Il pourra être horaire pour des simulations en conditions naturelles à journalier dans le cas d'expériences en conditions contrôlées.

Pour assurer la convergence des premières itérations d'une simulation, en général les plus difficiles, il est parfois nécessaire de bloquer le contrôle automatique du pas de temps. Pour ce faire on modifie le test d'incrémentation du pas de temps  $\Delta t = \Delta t + \Delta t_{\min}$  (figure A.7) en y ajoutant la condition  $t < 10000 \text{ s}$ , par exemple.

### Résolution

On a vérifié l'exactitude de la résolution du système non linéaire de la partie hydrodynamique en réinjectant les solutions  $\psi_i^{j+1}$  dans les expressions de  $F_i$ . On a fait de même avec les  $R_{i,i}^{1,j+1}$  dans les  $F_{Li}$

pour la partie isotopique. On a aussi vérifié que le calcul des coefficients de la matrice isotopique, qui se fait dans une boucle unique, était équivalent pour les deux isotopes en permutant toutes les valeurs des paramètres et variables concernant  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$ .

Enfin, nous avons réalisé une version du programme qui utilise les abondances isotopiques  $A_I$  à la place des rapports isotopiques  $R_I$  (cf. 1.1.1.1) avec une relation d'équilibre (équation 2) modifiée de façon adéquate. Nous avons trouvé à l'occasion d'un test une différence minimale ( $0.1 \delta_{18\text{O}}\text{‰}$  et  $0.2 \delta_{2\text{H}}\text{‰}$  maximum) sur les compositions isotopiques calculées.

### Tests divers

On a contrôlé tous les calculs réalisés par le programme: relations thermodépendantes, relations entre  $h$ ,  $\theta$ ,  $k$  et  $\psi$ , calcul des pentes, etc. La mise au point et la pratique du programme nous ont montré la vraisemblance et la cohérence générale des résultats.

```

C-----
C   Modelisation Isotopique des Sols sous Evaporation   1
C-----
C   PROGRAM MOISE
C-----
C   version finale
C   experience sur colonnes
C
C   R.MATHIEU BRGM/SGN/GCH et Universite Pierre et Marie Curie
C
C-----
C                                     MODULE EN-TETE
C-----
C
C Déclarations de type
C-----
C   LOGICAL COV
C   INTEGER NOB,DSB(5,5),NSB(5),NTR,NSP,NMA,NIT,NDC,L,I,J,K,IB,IS,
C ~ INFO,CAL
C   REAL GRA,ZMA,POB(5),TOR(5),BET(5),TEA(5),TEB(5),TEC(5),TED(5),NEA,
C ~ NES,TEE(5),TES(5),ESB(5,5),PSTH,THPS,KAPS,EVP,DBP,DEF,DT,TF,RD,
C ~ HAP,PE1,PE2,PE3,TER
C   REAL PRO(0:51),TIN,TFI,DMI,DMA,TEP,DTC,FSR,TSP(20),R2S,RDS,HAT
C ~ ,RA2,RA0,PSM,RM2,RM0,FMA,DBM,SFI,FJP,EJP,HJP,GJP,E,P,B,C,T,G,AI,
C ~ AM,DL,DV,DK,DU,FJP2,HJP2,DEF2,FJFO,HJFO,DEFO
C   REAL TC(50),TD(50),TE(50),TB(50),TBB(50),EP,DPR,OI,OM,SI,SM,RM,
C ~ NEP,DHA
C   DOUBLE PRECISION PSI(0:50),THI(0:50),RI2(0:50),RIO(0:50),TEM(0:50)
C ~ ,PSP(0:50),KAI(0:50),KIM(0:50),FLM(0:50),FLG(0:50),FVI(0:50),
C ~ FTI(0:50),THP(0:50),FIP(0:50),X,Y
C   DOUBLE PRECISION DFM(0:50),DFI(0:50),DFP(0:50),BIL,BIP,DBI,AA2(0:
C ~ 50),BB2(0:50),CC2(0:50),DD2(0:50),AAD(0:50),BBO(0:50),CCO(0:50),
C ~ DDO(0:50),UC
C   DOUBLE PRECISION RHO,DVA,RHS,ALD,AL2,DLO,DL2,DV0,DV2,HSD,DRT,TAT,
C ~ RI,AA,BB,CC,DD,BIL2,BILO,BIP2,BIPO,DBI2,DBIO,FL2,FLO,FL,
C ~ FV2,FV0,FV
C
C
C Fonctions formules et parametres
C-----
C Fonctions formules
C   HSD(Y,X)=EXP(2.1649E-3*Y/(X+273.16))
C   RHO(X)=(999.84+16.945*X-7.987E-3*X*X-46.176E-6*X*X*X+105.56E-9*
C ~ X*X*X*X-280.54E-12*X*X*X*X*X)/(1+16.88E-3*X)
C   RHS(X)=1.323*EXP(17.27*X/(237.3+X))/(273.16+X)
C   DVA(X)=2.17E-5*(1+X/273.16)**1.88
C   DRT(X)=(5307/(X+273.16)-1)/(X+273.16)*RHS(X)
C   ALO(X)=EXP(1137/(X+273.16)/(X+273.16))-4.156/(X+273.16)-2.0667E-3)
C   AL2(X)=EXP(24844/(X+273.16)/(X+273.16))-76.248/(X+273.16)+
C ~ 52.612E-3)
C   DLO(X)=.9669E-9*EXP(2.1876+1393.3/(X+273.16)-535400/(X+273.16)/
C ~ (X+273.16))
C   DL2(X)=DLO(X)/.9833
C   DV0(X)=.9723*DVA(X)
C   DV2(X)=.9755*DVA(X)
C
C Parametres
C   RDS=.9723
C   RD2=.9755
C   RDS=1.9934E-3
C   R2S=1.5576E-4
C   GRA=9.81

```

```

C-----
C                                     MODULE ENTREES   2
C-----
C
C Matrice poreuse et discretisation
C-----
C
C   ZMA=1.1
C   NOB=3
C   POB(1)=0.52
C   TOR(1)=0.46
C   BET(1)=2
C   TEA(1)=-0.000874
C   TEB(1)=-0.079
C   TEC(1)=-8.107
C   TED(1)=574.3
C   TEE(1)=17.7
C   TES(1)=0.30
C   NSB(1)=2
C   ESB(1,1)=.04
C   DSB(1,1)=8
C   ESB(1,2)=.11
C   DSB(1,2)=8
C   POB(2)=0.45
C   TOR(2)=0.4
C   BET(2)=2
C   TEA(2)=-0.01216
C   TEB(2)=-0.087
C   TEC(2)=-7.505
C   TED(2)=307.5
C   TEE(2)=23
C   TES(2)=0.4
C   NSB(2)=1
C   ESB(2,1)=.13
C   DSB(2,1)=5
C   POB(3)=0.46
C   TOR(3)=0.4
C   BET(3)=2
C   TEA(3)=-0.01426
C   TEB(3)=-0.155
C   TEC(3)=-9.551
C   TED(3)=.7123
C   TEE(3)=21.1
C   TES(3)=0.46
C   NSB(3)=3
C   ESB(3,1)=.1
C   DSB(3,1)=3
C   ESB(3,2)=.3
C   DSB(3,2)=4
C   ESB(3,3)=.42
C   DSB(3,3)=4
C   PRO(0)=0
C   E=0
C   L=0
C   DO 70 I=1,NOB
C     DO 40 J=1,NSB(I)
C       F=ESB(I,J)/DSB(I,J)
C       E=E+ESB(I,J)
C       DO 30 K=1,DSB(I,J)
C         L=L+1
C         PRO(L)=PRO(L-1)+F
C       CONTINUE
C     CONTINUE
C   CONTINUE
C   IF (ABS(E-ZMA).GE.1E-5) THEN
C     PRINT *, 'ERREUR DECOUPAGE'

```

```

GOTO 999
ENDIF
NTR=L
PRO(L+1)=PRO(L)+F

C
C Conditions aux limites
C -----
C t=t0:psi et theta
L=0
DO 90 I=1,N0B
DO 100 J=1,NSB(I)
DO 110 K=1,DSB(I,J)
L=L+1
PSI(L)=-4.837+4.771*PRO(L)
IF (PSI(L).GT.-1.5) PSI(L)=-1.5
THI(L)=THPS(PSI(L),TEA(I),TEB(1),TEC(1),TES(I))
110 CONTINUE
100 CONTINUE
90 CONTINUE
PSI(0)=-4.837
THI(0)=THPS(PSI(0),TEA(1),TEB(1),TEC(1),TES(1))
C t=t0:delta0
DO 115 L=0,NTR
RI2(L)=-62.3+8.39*PRO(L)
RIO(L)=-8.04+0.945*PRO(L)
115 CONTINUE
DO 120 L=0,NTR
RI2(L)=R2S*(RI2(L)/1000+1)
RIO(L)=R0S*(RIO(L)/1000+1)
120 CONTINUE
C z=z0
COV=.TRUE.
EVP=8.4E-6
DHA=0
NEA=.5
NES=1
RA2=-104.5
RA0=-14.6
RA2=R2S*(RA2/1000+1)
RA0=R0S*(RA0/1000+1)
C z=zmax
CAL=2
FSM=0
RM2=0
RMO=0
RM2=R2S*(RM2/1000+1)
RMO=R0S*(RMO/1000+1)

C
C Temps
C -----
TIN=0
TFI=21859200
DMI=400
DMA=50000
TEP=TIN
DTC=400

C
C Controle boucle de calcul
C -----
FMA=2E-8
NMA=12
DBM=.1
DBP=.3

C
C Sorties
C -----

```

3

```

FSR=-86400
NSP=4
TSP(1)=950400
TSP(2)=3628800
TSP(3)=7948800
TSP(4)=13996800
TSP(NSP+1)=2*TFI
NDC=0
DSV=TIN+FSR

C
C Bilans a t0
C -----
BIL2=0
BILO=0
EJP=0
GJP=0
L=0
DO 140 I=1,N0B
DO 150 J=1,NSB(I)
DO 160 K=1,DSB(I,J)
L=L+1
BIL=BIL+(RHO(TEM(L))*THI(L)+RHS(TEM(L))*(POB(I)-THI(L))*HSO(PSI(L),TEM(L)))*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
~ BIL2=BIL2+(RHO(TEM(L))*THI(L)+RHS(TEM(L))*(POB(I)-THI(L))*HSO(PSI(L),TEM(L))/AL2(TEM(L))*RI2(L)*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
~ SI(L),TEM(L))/ALO(TEM(L))*RIO(L)*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
~ BILO=BILO+(RHO(TEM(L))*THI(L)+RHS(TEM(L))*(POB(I)-THI(L))*HSO(PSI(L),TEM(L))/ALO(TEM(L))*RIO(L)*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
160 CONTINUE
150 CONTINUE
140 CONTINUE
BIL=BIL+(RHO(TEM(0))*THI(0)+RHS(TEM(0))*(POB(1)-THI(0))*HSO(PSI(0),TEM(0)))*PRO(1)
~ (0),TEM(0)))*PRO(1)
BIL2=BIL2+(RHO(TEM(0))*THI(0)+RHS(TEM(0))*(POB(1)-THI(0))*HSO(PSI(0),TEM(0))/AL2(TEM(0))*RI2(0)*PRO(1)
~ SI(0),TEM(0))/ALO(TEM(0))*RIO(0)*PRO(1)
~ BILO=BILO+(RHO(TEM(0))*THI(0)+RHS(TEM(0))*(POB(1)-THI(0))*HSO(PSI(0),TEM(0))/ALO(TEM(0))*RIO(0)*PRO(1)
~ SI(0),TEM(0))/ALO(TEM(0))*RIO(0)*PRO(1)

C
C Sorties a t0
C -----
OPEN (UNIT=19,FILE='SOR.DAT',STATUS='NEW')
WRITE (19,170) '      F      pas      B J+1      fev fev'//
~ ' cum      fbp fbp cum      FZ FHZ F0Z'
OPEN (UNIT=20,FILE='SOO.DAT',STATUS='NEW')
WRITE (20,170) '      z      theta      del2H      del180      psi'
CALL SORR(TIN,DTC,BIL,0,0,0,0,0,0,0)
CALL SORO(TIN,PRO,PSI,THI,RI2,RIO,NTR)
170 FORMAT (A)
NDC=1
PRINT 429,TEP,DTC,0,0,0,0,0

C
C=====
C                                MODULE CALCUL
C=====
C
C Retour de la boucle principale
C -----
190 IF (COV.EQ..TRUE.) THEN
CALL SIMUL (TEP,TIN,DTC,PRO,HAT,TAT,TEM,NTR)
ENDIF

C
C Conditions aux limites
C -----
IF (CAL.EQ.1) THEN
PSI(NTR+1)=PSM
RI2(NTR+1)=RMC
RIO(NTR+1)=RMO

```

4#  
#  
#  
#  
#

255

```

EL SE
  PSI(NTR+1)=PSI(NTR)
  RI2(NTR+1)=RI2(NTR)
  RIO(NTR+1)=RIO(NTR)
ENDIF
TEM(NTR+1)=TEM(NTR)
HAF=HAF+DHA
HAF=HAF*RHS(TAT)/RHS(TEM(0))
TER=(273.16+TEM(0))/2.1649E-3*LOG(HAF)
TER=THPS(TER,TEA(1),TEB(1),TEC(1),TES(1))

```

```

C
C CALCUL HYDRODYNAMIQUE
C =====

```

```

  NIT=0
  DO 200 L=0,NTR+1
    PSP(L)=PSI(L)
  200 CONTINUE

```

```

C
C Retour boucle iterations
C -----

```

```

210 NIT=NIT+1

```

```

C Calcul k(psi), theta(psi)
C -----

```

```

  L=0
  DO 220 I=1,NOB
    DO 230 J=1,NSB(I)
      DO 240 K=1,DSB(I,J)
        L=L+1
        KAI(L)=KAPS(PSP(L),TEA(I),TEB(I),TEC(I),TED(I),TEE(I),TES(I))
        THP(L)=THPS(PSP(L),TEA(I),TEB(I),TEC(I),TES(I))
      240 CONTINUE
    230 CONTINUE
  220 CONTINUE
  KAI(0)=KAPS(PSP(0),TEA(1),TEB(1),TEC(1),TED(1),TEE(1),TES(1))
  THP(0)=THPS(PSP(0),TEA(1),TEB(1),TEC(1),TES(1))
  KAI(NTR+1)=KAPS(PSP(NTR+1),TEA(NOB),TEB(NOB),TEC(NOB),TED(NOB),
  ~ TEE(NOB),TES(NOB))

```

```

C
C Calcul K, flm, flg, fv
C -----

```

```

  L=0
  DO 250 I=1,NOB
    DO 260 J=1,NSB(I)
      DO 270 K=1,DSB(I,J)
        L=L+1
        KIM(L)=KAI(L)**((PRO(L)-PRO(L-1))/(PRO(L+1)-PRO(L-1))) *
  ~ KAI(L+1)**((PRO(L+1)-PRO(L))/(PRO(L+1)-PRO(L-1)))
        FLM(L)=-KIM(L)*(PSP(L+1)-PSP(L))/(PRO(L+1)-PRO(L))
        FLG(L)=GRA*KAI(L)
        FVI(L)=-TOR(I)*(POB(I)-THP(L))*DVA(TEM(L))*RHS(TEM(L))*
  ~ 2.1649E-3*HSD(PSP(L),TEM(L))*(PSP(L+1)-PSP(L))/(PRO(L+1)-
  ~ PRO(L))/(TEM(L)+273.16)
        FTI(L)=-BET(I)*TOR(I)*(POB(I)-THP(L))*DVA(TEM(L))*HSD(PSP(L),
  ~ TEM(L))*DRT(TEM(L))*(TEM(L+1)-TEM(L))/(PRO(L+1)-PRO(L))
      270 CONTINUE
    260 CONTINUE
  250 CONTINUE
  KIM(0)=KAI(0)**.5*KAI(1)**.5
  FLM(0)=-KIM(0)*(PSP(1)-PSP(0))/PRO(1)
  FLG(0)=GRA*KAI(0)
  FJF=-EVP*(HSD(PSP(0),TEM(0))-HAF)/(1-HAT)
  FVI(0)=-TOR(1)*(POB(1)-THP(0))*DVA(TEM(0))*RHS(TEM(0))*2.1649E-3
  ~ *HSD(PSP(0),TEM(0))*(PSP(1)-PSP(0))/PRO(1)/(TEM(0)+273.16)
  FTI(0)=-BET(1)*TOR(1)*(POB(1)-THP(0))*DVA(TEM(0))*HSD(PSP(0),
  ~ TEM(0))*DRT(TEM(0))*(TEM(1)-TEM(0))/PRO(1)

```

5

```

IF (CAL.NE.1) THEN
  FLM(NTR)=0
  FVI(NTR)=0
ENDIF
IF (CAL.EQ.3) FLG(NTR)=0

```

```

L
C Calcul Fi, somme(Fi) et derivees partielles
C -----

```

```

  F=TEB(1)
  U=TEC(1)
  E=TEE(1)
  T=TOR(1)
  P=POB(1)
  G=BET(1)
  SFI=0
  L=0
  DO 280 I=1,NOB
    DO 290 J=1,NSB(I)
      DO 300 K=1,DSB(I,J)
        IF (L.EQ.0) GOTO 251
        L=L+1
        IF (L.EQ.0) THEN
          DP4=PRO(L)*2
        ELSE
          DP4=PRO(L+1)-PRO(L-1)
        ENDIF
        IF (L.LT.2) THEN
          DP1=PRO(L)
          DP2=DP1
          DP3=DP1*2
        ELSE
          DP1=PRO(L)-PRO(L-1)
          DP2=PRO(L-1)-PRO(L-2)
          DP3=PRO(L)-PRO(L-2)
        ENDIF

```

```

C Calcul Fi et somme(Fi)

```

```

  FIP(L)=-FLM(L)-FLG(L)-FVI(L)-FTI(L)
  IF (L.NE.0) FIP(L)=FIP(L)+FLM(L-1)+FLG(L-1)+FVI(L-1)+FTI(L-1)
  IF (L.EQ.0) FIP(L)=FIP(L)+FJF
  FIP(L)=FIP(L)-(RHO(TEM(L))*(THP(L)-THI(L))+RHS(TEM(L))*HSD
  ~ (PSP(L),TEM(L))*(POB(I)-THP(L))-HSD(PSP(L),TEM(L))*(POB(I)-
  ~ THI(L)))*DP4/2/DTC
  SFI=SFI+ABS(FIP(L))
  IF (L.EQ.0) GOTO 255

```

```

C Calcul dFi/dpsi1-1

```

```

  DFM(L)=T*2.1649E-3*DVA(TEM(L-1))*RHS(TEM(L-1))*HSD(PSP(L-1),
  ~ TEM(L-1))/(TEM(L-1)+273.16)/DP1
  DFM(L)=DFM(L)*((PSP(L)-PSP(L-1))*((THP(L-1)-B)/C/PSP(L-1)-
  ~ 2.1649E-3*(P-THP(L-1))/(TEM(L-1)+273.16))+P-THP(L-1))
  DFM(L)=DFM(L)-KIM(L-1)*(DP2*E*(PSP(L)-PSP(L-1))/DP3/C/PSP(L-1)
  ~ -1)/DP1+GRA*E*FAI(L-1)/C/PSP(L-1)
  DFM(L)=DFM(L)-G*T*DVA(TEM(L-1))*HSD(PSP(L-1),TEM(L-1))*DRT(TEM
  ~ (L-1))*(TEM(L)-TEM(L-1))/DP1*(B-THP(L-1))/C/PSP(L-1)+2.1649
  ~ E-3*(P-THP(L-1))/(TEM(L-1)+273.16)

```

```

C Calcul dFi/dpsi1

```

```

255 DFI(L)=-RHS(TEM(L))*HSD(PSP(L),TEM(L))*(2.1649E-3*(POB(1)-THP(
  ~ L))/(TEM(L)+273.16)-(THP(L)-TEB(1))/TEC(1)/PSP(L)+RHO(TEM(L))
  ~ *(THP(L)-TEB(1))/TEC(1)/PSP(L))*DP4/2/DTC
  DFI(L)=DFI(L)+BET(1)*TOR(1)*DVA(TEM(L))*HSD(PSP(L),TEM(L))*DRT(
  ~ TEM(L))*(TEM(L+1)-TEM(L))/(PRO(L+1)-PRO(L))*(TEB(1)-THP(L))/
  ~ TEC(1)/PSP(L)+2.1649E-3*(POB(1)-THP(L))/(TEM(L)+273.16)
  IF (L.NE.0) THEN
    DFI(L)=DFI(L)+T*2.1649E-3*DVA(TEM(L-1))*RHS(TEM(L-1))*HSD(PSP
    ~ (L-1),TEM(L-1))/DP1*(THP(L-1)-P)/(TEM(L-1)+273.16)
    DFI(L)=DFI(L)-KIM(L-1)/DP1*(DP1/DP3*E*(PSP(L)-PSP(L-1))/C/PSP
    ~ (L)+1)
  
```

6



```

ENDIF
IF ((CAL.EQ.3).AND.(L.EQ.NTR)) GOTO 256
DF1(L)=DF1(L)-GRA*TEE(I)*KAI(L)/TEC(I)/PSP(L)
IF ((CAL.EQ.2).AND.(L.EQ.NTR)) GOTO 256
UC=(PSP(L+1)-PSP(L))*((THP(L)-TEB(I))/TEC(I)/PSP(L)-2.1649E-3
~ *(POB(I)-IHP(L))/(TEM(L)+273.16))+POB(I)-IHP(L)
DF1(L)=DF1(L)-UC*2.1649E-3*TOR(I)*DVA(TEM(L))*RHS(TEM(L))*HSO
~ (PSP(L),TEM(L))/(TEM(L)+273.16)/(PRO(L+1)-PRO(L))
DF1(L)=DF1(L)+RIM(L)/(PRO(L+1)-PRO(L))*(DF1/DP4*TEE(I))*PSP
~ (L+1)-PSP(L))/TEC(I)/PSP(L)-1)
256 IF (L.EQ.0) DF1(L)=DF1(L)-EVF*HSO(PSP(O),TEM(O))*2.1649E-3/(1-
~ HAI)/(TEM(O)+273.16)
IF (L.EQ.NTR) GOTO 300
C Calcul
df1/dpsii+1
DFP(L)=KIM(L)/(PRO(L+1)-PRO(L))*((PRO(L+1)-PRO(L))/DP4*TEE(I)*
~ (PSP(L+1)-PSP(L))/TEC(I)/PSP(L+1)+1)
DFP(L)=DFP(L)-TOR(I)*DVA(TEM(L))*RHS(TEM(L))*2.1649E-3*HSO(PSP
~ (L),TEM(L))*((THP(L)-POB(I))/(TEM(L)+273.16)/(PRO(L+1)-PRO(L))
IF (L.EQ.0) GOTO 252
B=TEB(I)
C=TEC(I)
E=TEE(I)
T=TOR(I)
P=POB(I)
G=BET(I)
300 CONTINUE
290 CONTINUE
280 CONTINUE
DFM(O)=0
DFP(NTR)=0
C
C Test convergence et resolution systeme
C -----
C Test convergence
IF (SFI.LE.FMA) GOTO 315
IF (NIT.EQ.NMA) THEN
PRINT *, 'Pb convergence SFI=', SFI
IF (SFI.GE.(10*FMA)) GOTO 999
GOTO 315
ENDIF
C Resolution systeme
DO 305 L=1, NTR+1
TC(L)=DFM(L-1)
TD(L)=DFI(L-1)
TE(L)=DFP(L-1)
TB(L)=-FIP(L-1)
305 CONTINUE
CALL SGTSL(NTR+1, TC, TD, TE, TB, INFO)
IF (INFO.NE.0) PRINT *, 'Pb matrice eau'
L=0
DO 310 I=1, NOB
PE=PSH(TEB(I), TEA(I), TEB(I), TEC(I), TES(I))
DO 309 J=1, NSB(I)
DO 308 K=1, DSB(I, J)
L=L+1
PSP(L)=PSP(L)+TB(L+1)
IF (PSP(L).GT.PE) PSP(L)=(PSP(L)-TB(L+1)+PE)/2
308 CONTINUE
309 CONTINUE
310 CONTINUE
PE=PSH(TEB(I), TEA(I), TEB(I), TEC(I), TES(I))
PSP(O)=PSP(O)+TB(I)
IF (PSP(O).GT.PE) PSP(O)=(PSP(O)-TB(I)+PE)/2
GOTO 210
C Convergence O.K
315 CONTINUE

```

7

```

C
C CALCUL ISOTOPIES
C -----
NEP=(C*(THP(O)-IHR))*NEA+(TES(O)-IHP(O))*NES/(TES(O)-IHR)
FLG=-RD2**NLE**EVF*HSO(PSP(O), TEM(O))/AL2(TEM(O))/(1-HAI)
FVI=-RD2**NEP**EVP**HAP**RAI/(1-HAI)
FLF=-RDO**NEP**EVP*HSO(PSP(O), TEM(O))/AL0(TEM(O))/(1-HAI)
FV0=-RDO**NEP**EVP**HAP**RAI/(1-HAI)
C
C Calcul A1, B1, C1, D1 pour 2H et 18O
C -----
L=0
T=TOR(I)
P=POB(I)
DO 380 I=1, NOB
DO 390 J=1, NSB(I)
DI 400 K=1, DSB(I, J)
IF (L.EQ.0) GOTO 420
421 L=L+1
420 IF (L.EQ.0) THEN
DF1=PRO(I)
DP2=DF1*2
ELSE
DF1=PRO(L)-PRO(L-1)
DP2=PRO(L+1)-PRO(L-1)
ENDIF
C Parametres 2H
IS=2
A1=AL2(TEM(L))
AM=AL2(TEM(L-1))
AP=AL2(TEM(L+1))
RD=RD2
RI=R12(L)
RM=R12(NTR+1)
DL=DL2(TEM(L))
DF=DL2(TEM(L-1))
DV=DV2(TEM(L))
DU=DV2(TEM(L-1))
FL=FL2
FV=FV2
C Calcul A1
410 IF (L.EQ.0) THEN
AA=0
ELSE
AA=T*(THP(L-1)*DI**RHO(TEM(L-1))+(P-THP(L-1))*DU**HSO(PSP(L-1),
~ TEM(L-1))*RHS(TEM(L-1))/AM)/DF1+FLM(L-1)+FLG(L-1)+(FVI(L-1)+
~ FTI(L-1))/AM*RD
ENDIF
C Calcul b1
BB=-FLM(L)-FLG(L)-(FVI(L)+FTI(L))/A1*RD-(RHO(TEM(L))*THP(L)+
~ RHS(TEM(L))*((POB(I)-IHP(L))*HSO(PSP(L), TEM(L))/A1)*DP2/2/DTC
IF (L.NE.0) BB=BB-T*(THP(L-1)*DI**RHO(TEM(L-1))+(P-THP(L-1))*DU*
~ HSO(PSP(L-1), TEM(L-1))*RHS(TEM(L-1))/A1)/DF1
IF (L.EQ.0) BB=BB+FL
IF ((CAL.EQ.1).OR.(L.NE.NTR)) BB=BB-TOR(I)*((THP(L)*DL**RHO(TEM
~ (L))+((POB(I)-IHP(L))*DV**HSO(PSP(L), TEM(L))*RHS(TEM(L))/A1)/(PRO
~ (L+1)-PRO(L))
C Calcul C1
IF (L.EQ.NTR) THEN
C1=0
ELSE
CC=TOR(I)*((THP(L)*DL**RHO(TEM(L)))+(POB(I)-IHP(L))*DV*
~ HSO(PSP(L), TEM(L))*RHS(TEM(L))/A1)/(PRO(L+1)-PRO(L))
ENDIF
C Calcul D1
DD=RI*(RHO(TEM(L))*THI(L)+RHS(TEM(L))*((POB(I)-IHP(L))*

```

8

```

~ HSD(PST(L),TEM(L))/AI)*DP2/2/DTC
IF (L.EQ.0) DD=DD+V
IF ((L.EQ.NTR).AND.(CAL.EQ.1)) DD=DD+RM*(TOR(L)*(THP(L)*DL*
~ RHD(TEM(L))+(POB(I)-THP(L))*DV*HSD(PST(L),TEM(L))*RHS(TEM(L))
~ /AP)/(PRO(L+1)-PRO(L))
IF (IS.EQ.2) THEN
AA2(L)=AA
BB2(L)=BB
CC2(L)=CC
DD2(L)=DD
C Parametres 180
IS=18
AI=ALO(TEM(L))
AM=ALO(TEM(L-1))
AF=ALO(TEM(L+1))
RD=RDO
RI=RIO(L)
RM=RIO(NTR+1)
DL=DLO(TEM(L))
DR=DLO(TEM(L-1))
DV=DVO(TEM(L))
DU=DVO(TEM(L-1))
FL=FLO
FV=FVO
GOTO 410
ELSE
AAO(L)=AA
BBO(L)=BB
CCO(L)=CC
DDO(L)=DD
ENDIF
IF (L.EQ.0) GOTO 421
T=TOR(I)
P=POB(I)
400 CONTINUE
390 CONTINUE
380 CONTINUE
C
C Resolution systemes
C -----
DO 382 L=1,NTR+1
TC(L)=AA2(L-1)
TD(L)=BB2(L-1)
TE(L)=CC2(L-1)
TB(L)=-DD2(L-1)
382 CONTINUE
CALL SGTSL(NTR+1,TC,TD,TE,TB,INFO)
IF (INFO.NE.0) PRINT*,'Pb matrice 2H'
DO 384 L=1,NTR+1
TL(L)=AAO(L-1)
TD(L)=BBO(L-1)
TE(L)=CCO(L-1)
TB(L)=-DDO(L-1)
384 CONTINUE
CALL SGTSL(NTR+1,TC,TD,TE,TB,INFO)
IF (INFO.NE.0) PRINT*,'Pb matrice 180'
DO 386 L=0,NTR
RI2(L)=TB(L+1)
RIO(L)=TBB(L+1)
386 CONTINUE
C
C =====
C
C Calcul bilans et variations
C -----
L=0

```

```

BIP=0
BIP2=0
BIFO=0
DO 340 I=1,NOB
DO 350 J=1,NSH(1)
L=L+1
BIP=BIP+(RHD(TEM(L))*THP(L)+RHS(TEM(L))*(POB(I)-THP(L))*HSD
~ (PSP(L),TEM(L))*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
BIP2=BIP2+(RHD(TEM(L))*THP(L)+RHS(TEM(L))*(POB(I)-THP(L))*HSD(P
~ SP(L),TEM(L))/AL2(TEM(L))*RI2(L)*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
BIFO=BIFO+(RHD(TEM(L))*THP(L)+RHS(TEM(L))*(POB(I)-THP(L))*HSD(P
~ SP(L),TEM(L))/ALO(TEM(L))*RIO(L)*(PRO(L+1)-PRO(L-1))/2
360 CONTINUE
350 CONTINUE
340 CONTINUE
BIP=BIP+(RHD(TEM(O))*THP(O)+RHS(TEM(O))*(POB(1)-THP(O))*HSD
~ (PSP(O),TEM(O))*PRO(1)
BIP2=BIP2+(RHD(TEM(O))*THP(O)+RHS(TEM(O))*(POB(1)-THP(O))*HSD(P
~ SP(O),TEM(O))/AL2(TEM(O))*RI2(O)*PRO(1)
BIFO=BIFO+(RHD(TEM(O))*THP(O)+RHS(TEM(O))*(POB(1)-THP(O))*HSD(P
~ SP(O),TEM(O))/ALO(TEM(O))*RIO(O)*PRO(1)
DBI=BIP-BIL
DBI2=BIP2-BIL2
DBIO=BIFO-BILO
BIL=BIP
BIL2=BIP2
BILO=BIFO
C
C Calcul fev, fbp, flux cumules et erreurs
C -----
EJP=EJP+FJP*DTC
HJP=FLM(NTR)+FLG(NTR)+FVI(NTR)
GJP=GJP+HJP*DTC
DEF=0
IF (DBI.NE.0) DEF=(FJP-HJP-DBI/DTC)/(DBI/DTC)*100
FJP2=FL2*RI2(O)+FV2
FJPO=FLD*RIO(O)+FVO
IF (CAL.NE.1) THEN
HJP2=0
HJPO=0
ELSE
HJP2=(POB(NOB)-THP(NTR))*DV2(TEM(NTR))*HSD(PSP(NTR),TEM(NTR))*RHS
~ (TEM(NTR))*(RI2(NTR+1)/AL2(TEM(NTR+1))-RI2(NTR)/AL2(TEM(NTR)))
HJP2=TOR(NOB)*(HJP2+THP(NTR)*DL2(TEM(NTR))*RHO(TEM(NTR))*(RI2
~ (NTR+1)-RI2(NTR))/(PRO(NTR+1)-PRO(NTR))
HJPO=(POB(NOB)-THP(NTR))*DVO(TEM(NTR))*HSD(PSP(NTR),TEM(NTR))*RHS
~ (TEM(NTR))*(RIO(NTR+1)/ALO(TEM(NTR+1))-RIO(NTR)/ALO(TEM(NTR)))
HJPO=TOR(NOB)*(HJPO+THP(NTR)*DLO(TEM(NTR))*RHO(TEM(NTR))*(RIO
~ (NTR+1)-RIO(NTR))/(PRO(NTR+1)-PRO(NTR))
ENDIF
HJP2=RI2(NTR)*(FLM(NTR)+FLG(NTR)+RDU)*FVI(NTR)/AL2(TEM(NTR))-HJP2
HJPO=RIO(NTR)*(FLM(NTR)+FLG(NTR)+RDU)*FVI(NTR)/ALO(TEM(NTR))-HJPO
DEF2=0
DEFO=0
IF (DBI2.NE.0) DEF2=(FJP2-HJP2-DBI2/DTC)/(DBI2/DTC)*100
IF (DBIO.NE.0) DEF0=(FJPO-HJPO-DBIO/DTC)/(DBIO/DTC)*100
C
C Tests pas de temps
C -----
DT=DTC
TF=TEF+DT
IF ((ABS(DBI).GT.DBP).AND.(DTC/2).GE.DM1) DTC=DTC/2
IF ((ABS(DBI).LT.DBP).AND.(DTC+DM1).LE.DMA).AND.(TF.GE.10000)
~ DTC=DTC+DMI
C

```

```

C -----
      TEP=TEP+DTC
      PRINT 429,TP,DT,NIT,SFI,HSO(PSP(1),TEM(1))
429  FORMAT (' TEP=',F10.0,' DTC=',F8.0,' NIT=',I3,' SFI=',F10.4
~ ' ' DT=',F8.5)
      DO 430 L=0,NTR
      PSI(L)=PSP(L)
      TH(L)=THP(L)
430  CONTINUE
C
C Sorties
C -----
      IF ((TH.GE.DSV).OR.(TP.GE.TFI)) THEN
      DSV=DSV+FSR
      CALL SDRR(TP,DT,BIL,FJP,EJP,HJP,GJP,DEF,DEF2,DEFO)
      ENDIF
      IF ((TP.GE.TSP(NDC)).OR.(TP.GE.TFI)) THEN
      CALL SORO(TP,PRO,PSP,THP,R12,R10,NTR)
      CALL SDRR(TP,DT,BIL,FJP,EJP,HJP,GJP,DEF,DEF2,DEFO)
      NDC=NDC+1
      ENDIF
      IF (TP.GE.6E6) FSR=432000

```

C

C Test fin calcul

```

C -----
      IF (TP.LT.TFI) GOTO 190
999  STOP
      END

```

```

C =====
C                               SOUS-PROGRAMMES
C =====

```

C Fonctions sous-programmes

```

C -----
C psi(theta)
      REAL FUNCTION PSTH(TH,A,B,C,TS)
      REAL A,B,C,TS,TH
      IF (TH.GE.TS) THEN
      PSTH=A*(TS-B)**C
      ELSE
      PSTH=A*(TH-B)**C
      ENDIF
      RETURN
      END

```

```

C theta(psi)
      REAL FUNCTION THPS(PS,A,B,C,TS)
      REAL PS,A,B,C,TS,PE
      PE=A*(TS-B)**C
      IF (PS.GE.PE) THEN
      THPS=TS
      ELSE
      THPS=B+(PS/A)**(1/C)
      ENDIF
      RETURN
      END

```

```

C k(psi)
      REAL FUNCTION KAPS(PS,A,B,C,D,E,TS)
      REAL PS,A,B,C,D,E,TS,PE
      PE=A*(TS-B)**C
      IF (PS.GE.PE) THEN
      KAPS=D*(TS-B)**E
      ELSE
      KAPS=D*(PS/A)**(E/C)
      ENDIF
      RETURN
      END

```

C

C Traitement fichiers de sorties

C -----

C Sorties regulieres

```

      SUBROUTINE SURR(TP,DT,BIL,FJP,EJP,HJP,GJP,DEF,DEF2,DEFO)
      REAL TP,DT,BIL,FJP,EJP,HJP,GJP,DEF,DEF2,DEFO
      WRITE (19,100) TP,DT,BIL,FJP,EJP,HJP,GJP,DEF,DEF2,DEFO
100  FORMAT (1X,F9.0,1X,F6.0,2(1X,F7.2,1X,F10.4),1X,F7.2,1X,3F5.2)
      END

```

C Sorties occasionnelles

```

      SUBROUTINE SORO(TP,PRO,PSP,THP,R12,R10,NTR)
      REAL TP,PRO(0:50),DE2,DED,FEV,INV,PEL,INL
      INTEGER NTR,L
      DOUBLE PRECISION PSP(0:50),THP(0:50),R12(0:50),R10(0:50)
      CALL PENTE(R12,R10,NTR,FEV,INV,RVA,PEL,INL,RLI)
      WRITE (20,100) TP
      DO 10 L=0,NTR
      DE2=(R12(L)/1.5576E-4-1)*1000
      DED=(R10(L)/1.9934E-3-1)*1000
      WRITE (20,200) PRO(L),THP(L),DE2,DED,PSP(L)
10  CONTINUE
      WRITE (20,210) FEV,INV,RVA,PEL,INL,RLI
100  FORMAT(1X,'T=',F9.0)
200  FORMAT(2(1X,F7.4),2(1X,F8.3),1X,F10.4)
210  FORMAT(1X,SP,'DROITE vap:d2H=',F6.3,'d180',F7.2,' r=',F6.3,
~ ' ' l1q:d2H=',F6.3,'d180',F7.2,' r=',F6.3)
      RETURN
      END

```

C

C Calcul des pentes 2H-180

```

C -----
      SUBROUTINE PENTE(R12,R10,NTR,FEV,INV,RVA,PEL,INL,RLI)
      INTEGER NTR,L,LL,ZP2,ZP0,ZZV,ZZL
      REAL DE2(0:50),DED(0:50),FEV,INV,PEL,INL,P12,P10,X(50),Y(50),RVA,
~ RLI
      DOUBLE PRECISION R12(0:50),R10(0:50)

```

C Calcul profondeur pic

```

      P12=-1E5
      P10=P12
      DO 10 L=0,NTR
      DE2(L)=(R12(L)/1.5576E-4-1)*1000
      DED(L)=(R10(L)/1.9934E-3-1)*1000
      IF (DE2(L).GT.P12) THEN
      P12=DE2(L)
      ZP2=L
      ENDIF
      IF (DED(L).GT.P10) THEN
      P10=DED(L)
      ZP0=L
      ENDIF
10  CONTINUE
      IF (ZP2.LE.ZP0) THEN
      ZZV=ZP2
      ZZI=ZP0
      ELSE
      ZZV=ZP0
      ZZL=ZP2
      ENDIF

```

C Calcul pente vapeur

```

      FEV=0
      INV=0
      IF (ZZV.EQ.0) GOTO 40
      DO 20 L=0,ZZV
      X(L+1)=DED(L)
      Y(L+1)=DE2(L)
20  CONTINUE

```

```

40 CALL MINIGRAD(X,Y,ZZV+1,PEV,INV,RVA)
CONTINUE
C Calcul pente liquide
DO 30 L=ZZL,NTR
LL=L-ZZL+1
X(11)=DE0(L)
Y(11)=DE2(L)
30 CONTINUE
CALL MINIGRAD(X,Y,LL,PEL,INI,R1)
RETURN
END
C
C Regression methode axes majeurs
C -----
SUBROUTINE MINIGRAD(X,Y,N,P,I,R)
REAL X(50),Y(50),P,I,SX,SY,SXY,SX2,SY2,CX,CY,CXY,ALP,R
INTEGER N,L
SX=0
SY=0
SXY=0
SX2=0
SY2=0
DO 10 L=1,N
SX=SX+X(L)
SY=SY+Y(L)
SXY=SXY+X(L)*Y(L)
SX2=SX2+X(L)*X(L)
SY2=SY2+Y(L)*Y(L)
10 CONTINUE
CX=SX2-SX*SX/N
CXY=2*(SX*SY/N-SXY)
CY=SY2-SY*SY/N
IF ((CXY.EQ.0).OR.(CX*CY.LE.0)) THEN
P=0
I=0
R=0
RETURN
ENDIF
ALP=2*(CY-CX)/CXY
P=(-ALP+(ALP*CX-CXY)/ABS(ALP*CX-CXY)*SQRT(ALP*ALP+4))/2
I=(SY-P*SX)/N
R=-CXY/SQRT(CX*CY)/2
RETURN
END
C
C Simulation Ta, ha et Tso1
C -----
SUBROUTINE SIMUL(TEP,TIN,DTC,PRO,HAT,IAT,TEM,NTR)
INTEGER NTR,L,I
REAL PRO(0:50),HAT,T(75),Z(5),HA(75),TA(75),TS(5,75),TSO(5),TEP,
~ TIN,DTC
DOUBLE PRECISION TEM(0:50),TAT
SAVE T,HA,TA,TS,Z
C Interpolation temporelle
IF (ABS(TEP-TIN).GE.1E-2) GOTO 1
Z(1)=.03
Z(2)=.07
Z(3)=.17
Z(4)=.37
Z(5)=.9
OPEN (21,STATUS='OLD',FILE='COLSIMUL.DAT',FORM='FORMATTED')
DO 10 L=1,73
READ (21,100),T(L),HA(L),TA(L),TS(1,L),TS(2,L),TS(3,L),TS(4,L),
~ TS(5,L)
100 FORMAT (F6.0,7F5.0)
T(L)=T(L)*3600

```

13

```

HA(1)=HA(1)/1000
TA(1)=TA(1)/10
DO 5 I=1,5
TS(1,I)=TS(I,L)/10
5 CONTINUE
10 CONTINUE
CLOSE (21)
1 I=L-1
IF ((TEP+DTC).LT.T(L)) GOTO 30
CONTINUE
30 HAT=HA(1)+(TEP+DTC-T(1))*(HA(1+1)-HA(1))/(T(1+1)-T(1))
TAT=TA(1)+(TEP+DTC-T(1))*(TA(1+1)-TA(1))/(T(1+1)-T(1))
DO 40 L=1,5
TSO(L)=TS(L,1)+(TEP+DTC-T(1))*(TS(L,I+1)-TS(L,1))/(T(I+1)-T(1))
40 CONTINUE
C Interpolation spatiale
DO 50 L=0,NTR
IF (PRO(L).LT.Z(2)) TEM(L)=TSO(1)+(TSO(2)-TSO(1))/
~ (Z(2)-Z(1))*(PRO(L)-Z(1))
IF ((PRO(L).LT.Z(3)).AND.(PRO(L).GE.Z(2))) TEM(L)=TSO(2)+
~ (TSO(3)-TSO(2))/(Z(3)-Z(2))*(PRO(L)-Z(2))
IF ((PRO(L).LT.Z(4)).AND.(PRO(L).GE.Z(3))) TEM(L)=TSO(3)+
~ (TSO(4)-TSO(3))/(Z(4)-Z(3))*(PRO(L)-Z(3))
IF (PRO(L).GE.Z(4)) TEM(L)=TSO(4)+(TSO(5)-TSO(4))/
~ (Z(5)-Z(4))*(PRO(L)-Z(4))
50 CONTINUE
RETURN
END
C
C Resolution matrice tridiagonale
C -----
SUBROUTINE SGTSL(N,C,D,E,B,INFO)
C Subroutine "LINPACK", Jack DONGARRA, aout 1978, Argonne nat. lab.
INTEGER N,INFO,K,KB,KP1,NM1,NM2
REAL C(1),D(1),E(1),B(1),T
INFO=0
C(1)=D(1)
NM1=N-1
IF (NM1.LT.1) GOTO 40
D(1)=E(1)
E(1)=0.0E0
E(N)=0.0E0
DO 30 K=1,NM1
KP1=K+1
IF (ABS(C(KP1)).LT.ABS(C(K))) GOTO 10
T=C(KP1)
C(KP1)=C(K)
C(K)=T
T=D(KP1)
D(KP1)=D(K)
D(K)=T
T=E(KP1)
E(KP1)=E(K)
E(K)=T
T=B(KP1)
B(KP1)=B(K)
B(K)=T
10 CONTINUE
IF (C(K).NE.0.0E0) GOTO 20
INFO=1
GOTO 100
CONTINUE
I=-C(KP1)/C(K)
C(KP1)=D(KP1)+I*D(K)
D(KP1)=E(KP1)+I*E(K)

```

14

```
      E(KP1)=0.0E0
      B(KP1)=B(KP1)+T*B(K)
30    CONTINUE
40    CONTINUE
      IF(C(N).NE.0.0E0) GOTO 50
      INFO=N
      GOTO 90
50    CONTINUE
      NM2=N-2
      B(N)=B(N)/C(N)
      IF (N.EQ.1) GOTO 80
      B(NM1)=B(NM1)/C(NM1)-D(NM1)/C(NM1)*B(N)
      IF (NM2.LT.1) GOTO 70
      DO 60 KB=1,NM2
        K=NM2-KB+1
        B(K)=B(K)/C(K)-D(K)/C(K)*B(K+1)-E(K)/C(K)*B(K+2)
60    CONTINUE
70    CONTINUE
80    CONTINUE
90    CONTINUE
100   CONTINUE
      RETURN
      END
```

C=====

**ANNEXE 2.1: Résultats de l'expérimentation sur colonnes**

z m	Hd %	da	das	das MILVILLE	ds	p totale calculée	das ajustem.
0.01						0.5673	1.1744
0.03						0.5598	1.1946
0.05				1.45		0.5485	1.2253
0.055	0.6460	1.3201	1.2348			0.5452	1.2343
0.06					2.714	0.5417	1.2438
0.08						0.5262	1.2856
0.1					2.713	0.5091	1.3318
0.125						0.4873	1.3922
0.15				1.56		0.4661	1.4511
0.165	0.1289	1.6491	1.4365			0.4544	1.4838
0.17	0.9980	1.6394	1.4757			0.4507	1.4941
0.2					2.723	0.4323	1.5458
0.24	0.1469	1.8506	1.5788			0.4213	1.5787
0.25				1.62		0.4216	1.5784
0.27						0.4268	1.5657
0.3						0.4474	1.5115
0.32	0.1686	1.7273	1.4361			0.4591	1.4807
0.35				1.64		0.4580	1.4856
0.35	0.1710	1.7922	1.4858			0.4580	1.4856
0.37	0.1681	1.7879	1.4873			0.4573	1.4888
0.4	0.1780	1.8066	1.4851		2.747	0.4563	1.4936
0.42	0.1729	1.8348	1.5176			0.4547	1.4969
0.44	0.1713	1.8182	1.5067			0.4532	1.5001
0.45				1.37		0.4524	1.5017
0.5						0.4486	1.5098
0.54	0.1715	1.8795	1.5572			0.4455	1.5163
0.55				1.51		0.4447	1.5179
0.56	0.1724	1.8650	1.5435			0.4439	1.5195
0.595	0.1699	1.8806	1.5610			0.4412	1.5252
0.6					2.729	0.4408	1.5260
0.65				1.52		0.4353	1.5340
0.655	0.1882	1.7887	1.4521			0.4348	1.5348
0.695	0.1800	1.9381	1.5893			0.4304	1.5413
0.73	0.1763	1.8319	1.5089			0.4264	1.5470
0.75				1.54		0.4242	1.5502
0.76	0.1785	1.8982	1.5594			0.4231	1.5518
0.8					2.68	0.4186	1.5583
0.84	0.1766	1.9314	1.5904			0.4172	1.5647
0.85				1.51		0.4169	1.5664
0.885	0.1693	1.8667	1.5506			0.4157	1.5720
0.94	0.1320	1.8131	1.5738			0.4139	1.5809
0.95				1.52		0.4136	1.5825
1					2.705	0.4120	1.5906
1.05				1.55			
1.15				1.58			
1.25				1.61			
1.35				1.7			
1.4					2.706		
2					2.951		
3.15					2.695		

**Densités et porosités pour le sol de la station B, Barogo**

	eau d'alimentation		eau de drainage		
	δ18%	δ2%	δ18%	δ2%	
1	-7.12	-48.30	A	-6.46	-44.90
2	-7.03	-48.50	B	-6.45	-44.50
3	-7.08	-48.40	C	-6.40	-45.30
			D	-6.37	-44.60
			E	-6.40	-45.70
			F	-6.42	-45.00

**Composition isotopique de l'eau d'alimentation et de drainage**



colonne A, 11 jours - colonne B, 42 jours

z m	θ	δ18%	δ2%	z m	θ	δ18%	δ2%
0.005	0.2535	-0.35	-22	0.0025	0.1498	2.88	
0.0145	0.2282	-2.74	-31.4	0.0095	0.1395	0.16	-27.2
0.024	0.2268	-4.07	-40.4	0.019	0.1382	-1.71	-30.6
0.036	0.2126	-5.65	-49.8	0.031	0.1414	-3.52	-38.8
0.048	0.2458	-6.89	-48.8	0.048	0.1449	-4.85	-46.5
0.06	0.22	-7.07	-53.2	0.07	0.1612	-5.85	-52.3
0.072	0.2165	-7.15	-54.5	0.092	0.1867	-6.33	
0.084	0.2162	-7.15	-52.8	0.114	0.2069	-6.73	-51.3
0.096	0.2277	-7.51		0.136	0.2165	-6.96	
0.113	0.2321	-7.52	-58.7	0.158	0.232	-7.4	-58.3
0.135	0.241	-7.91	-60.2	0.18	0.2437	-7.45	
0.157	0.251	-7.68	-62	0.202	0.2465	-7.46	-56.9
0.179	0.2875	-7.89		0.224	0.2497	-7.41	
0.201	0.3062	-7.59		0.246	0.2592	-7.66	-57.8
0.223	0.3404	-7.73	-63	0.268	0.2793	-7.52	-54.2
0.245	0.3637	-7.82		0.29	0.3026	-7.77	-56.8
0.267	0.3573	-7.86		0.312	0.3132	-7.76	-54.6
0.294	0.3614	-7.92		0.339	0.3288	-7.84	-59
0.326	0.3557	-7.93		0.371	0.3326	-7.71	-58.4
0.358	0.3533	-7.73	-60.7	0.403	0.3344	-7.58	-56.1
0.39	0.3836	-7.9		0.435	0.3258	-7.68	
0.422	0.3692	-7.86		0.467	0.3267	-7.83	
0.454	0.37	-7.58		0.499	0.3495	-7.67	
0.486	0.3823	-7.57		0.531	0.3459	-7.85	
0.518	0.3855	-8.57	-65.9	0.563	0.3332	-7.8	-59
0.555	0.3887	-7.89		0.6	0.3192	-7.41	
0.597	0.3931	-7.84		0.642	0.3258	-7.2	
0.639	0.4071	-8.49		0.684	0.3306	-7.56	
0.681	0.4158	-8.39		0.726	0.3342	-7.49	
0.723	0.3747	-7.31	-58.2	0.768	0.3442	-7.41	-56.9
0.765	0.3986	-7.54		0.81	0.3286	-7.09	
				0.852	0.3369	-7.47	
				0.894	0.3466	-7.26	
				0.936	0.3392	-7	
				0.978	0.3205	-7.23	-53.1
				1.02	0.3191	-7.05	
				1.062	0.2936	-7.2	
				1.104	0.3028	-6.67	-50.4

colonne C, 92 jours

colonne D, 162 jours

colonne E, 253 jours

z m	θ	δ18%	δ2%	z m	θ	δ18%	δ2%	z m	θ	δ18%	δ2%
0.0025	0.0291	-2.52		0.005	0.0321	-2.36	-41.6	0.0025	0.0266	-3.37	
0.0095	0.0501	-0.26		0.012	0.0389	-0.67	-34.7	0.0095	0.0291	0.53	
0.019	0.0583	-0.93	-34	0.0215	0.0488	0.36	-35.1	0.019	0.0426	1.44	
0.031	0.0777	-2.05		0.0335	0.0598	-0.66	-39.3	0.031	0.0435	0.59	-35.9
0.043	0.0932	-3.94	-44.4	0.0455	0.0759	-2.23	-45.9	0.043	0.0723	0.08	-40.4
0.055	0.1001	-4.87	-49	0.0575	0.09	-2.9	-48	0.055	0.0807	-0.8	-40.7
0.067	0.1135	-5.49		0.0695	0.0995	-3.28	-48.4	0.067	0.0925	-1.76	
0.079	0.1226	-5.79	-53	0.0815	0.106	-4.64	-54.8	0.079	0.1033	-2.47	
0.091	0.1434	-6.44	-54.1	0.0935	0.119	-5.57	-54	0.091	0.1155	-3.21	-46
0.108	0.161	-6.81	-53.2	0.1105	0.1558	-5.71	-56.3	0.106	0.1426	-4.07	-49.1
0.13	0.1759	-6.75	-52.4	0.1325	0.1734	-6.07		0.13	0.164	-5.23	-54.6
0.152	0.1968	-7.22	-55.3	0.1545	0.1921	-6.58	-56.7	0.152	0.1814	-6	-56.2
0.174	0.2126	-7.14	-53.4	0.1765	0.2076	-6.87	-58.7	0.174	0.1946	-6.27	-56.5
0.196	0.2283	-6.92		0.1985	0.2199	-6.96	-57.5	0.196	0.2297	-6.66	-55.7
0.218	0.2648	-7.23		0.2205	0.2274	-7.05	-59.4	0.218	0.2687	-6.93	-56.2
0.24	0.2896	-7.33		0.2425	0.227	-7.19	-56.7	0.24	0.2854	-7.07	-60.2
0.262	0.3122	-7.39	-54.3	0.2645	0.2329	-7.36		0.262	0.2934	-7.44	-58.2
0.289	0.2888	-7.25		0.2915	0.2648	-7.51	-59.4	0.289	0.3012	-7.48	-56.4
0.321	0.2924	-7.33		0.3235	0.2738	-7.67	-61.6	0.321	0.298	-7.49	-59.9
0.353	0.3137	-7.52	-55.5	0.3555	0.2855	-7.59	-60.7	0.353	0.2981	-7.58	-60.9
0.385	0.3122	-7.36		0.3875	0.2843	-7.55		0.385	0.2702	-7.3	
0.417	0.3146	-7.38		0.4195	0.2996	-7.65		0.417	0.2863	-7.41	
0.449	0.3041	-7.39		0.4515	0.3068	-7.69		0.449	0.282	-7.41	
0.481	0.3108	-7.34		0.4835	0.3013	-7.64		0.481	0.2943	-7.61	
0.513	0.2951	-7.12	-54.6	0.5155	0.3119	-7.56	-57.9	0.513	0.2962	-7.58	-58.5
0.55	0.3269	-7.49		0.5525	0.3088	-7.6		0.55	0.3094	-7.54	
0.592	0.2735	-7.34		0.5945	0.304	-7.49		0.592	0.3165	-7.59	
0.634	0.3199	-7.41		0.6365	0.3129	-7.21		0.634	0.3146	-7.51	
0.676	0.3286	-7.22		0.6785	0.3074	-7.04		0.676	0.3177	-7.44	
0.718	0.3461	-7.4	-54.7	0.7205	0.3058	-7.17	-56.5	0.718	0.3004	-7.38	
0.76	0.3301	-7.24		0.7625	0.2869	-7.06		0.76	0.2866	-7.28	
0.802	0.3206	-7.15		0.8045	0.3087	-6.89		0.802	0.3075	-7.27	
0.844	0.3385	-7.08		0.8465	0.3081	-7.12		0.844	0.2991	-6.97	
0.886	0.3428	-7.28		0.8885	0.313	-7.33		0.886	0.2981	-7.22	
0.928	0.3191	-7.19	-54	0.9305	0.2988	-7.45	-56	0.928	0.295	-7.1	-56
0.97	0.3327	-7.15		0.9725	0.2782	-6.98		0.97	0.29	-7.34	
1.012	0.3434	-7.15		1.0145	0.2261	-6.96		1.012	0.2753	-6.88	
1.069	0.3648	-7.08	-52.3	1.068	0.245	-6.84		1.0665	0.3037	-6.84	

Composition isotopique et teneur en eau dans le sol pour les cinq colonnes.



### ANNEXE 3.1: Matériels et méthodes employés en milieu naturel

#### Introduction

Sur le site de Barogo, pour lequel on dispose du plus grand nombre de données, on a pu disposer du matériel installé à l'occasion des campagnes "Milieux fissurés" et par MILVILLE (1990) (cf. 3.1.2.2.1). La station B de Barogo, point privilégié de l'étude de la zone non saturée, comporte l'essentiel de l'équipement spécifique à l'étude isotopique (figure A.8).

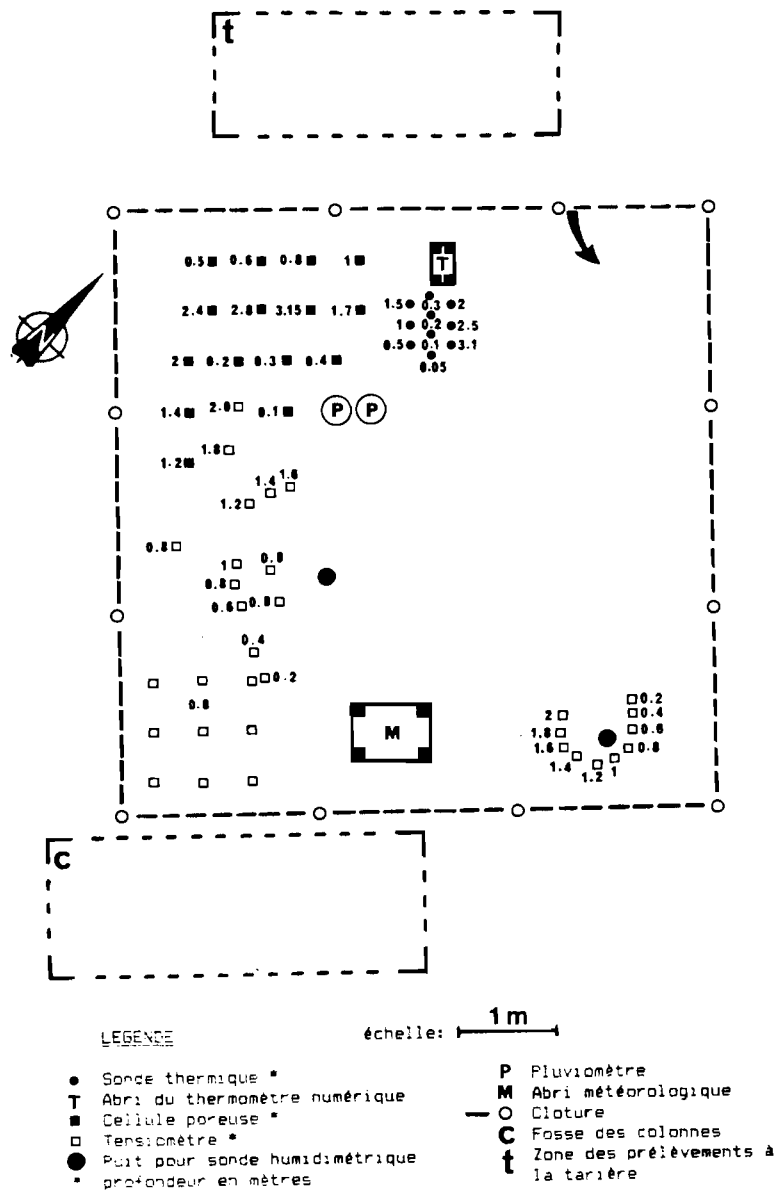


Figure A.8: Plan de la station expérimentale B à Barogo et équipement scientifique.

En complément de l'installation de MILVILLE (1990) comprenant trois ensembles tensiométriques, 2 puits pour sonde humidimétrique, un abri météorologique, deux pluviomètres et 3 parcelles de

ruissellement, on a ajouté un thermomètre numérique associé à 10 thermocouples placés dans le sol ainsi que 15 cellules poreuses de prélèvement d'eau.

Les prélèvements de sol à la tarière ainsi que le creusement de la fosse pour le prélèvement des colonnes (cf. 2.1.1.1) ont été réalisés à proximité de l'enclos contenant l'instrumentation.

Pour ce qui concerne les autres sites, on retiendra de ce chapitre la description du mode opératoire pour les prélèvements de sol à la tarière, le prélèvement de vapeur atmosphérique et le prélèvement d'eau aux pompes villageoises.

## Mesures

Le thermomètre numérique installé à la station B est connecté à 10 sondes de pénétration (thermocouples de type K) placées verticalement dans le sol aux profondeurs suivantes: 5, 10, 20, 30, 50, 100, 150, 200, 250 et 310 cm. Ces sondes sont montées sur des tubes PVC (diamètre 3 cm) peints en blanc pour limiter l'échauffement radiatif.

L'étalonnage des sondes avant installation a donné une valeur moyenne de  $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  dans la glace fondante et  $+98.9\text{ }^{\circ}\text{C}$  dans l'eau bouillante. Ce matériel est donné pour une gamme basse de  $-50$  à  $+199\text{ }^{\circ}\text{C}$  avec une précision de  $\pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  à température ambiante.

Les mesures de température dans le sol et de la température atmosphérique (thermomètre à Hg sous abri) sont faites chaque jour à 7, 15 et 21 h T.U. ainsi que toutes les heures pendant 24 h une fois par mois. Un villageois de Barogo, B. COMPAORE, a assuré ce suivi de juin 1988 à juin 1990.

En ce qui concerne les autres mesures: potentiel hydrique, humidité volumique, mesures climatiques, suivi piézométrique, ... on se rapportera au travail de MILVILLE (1990).

## Prélèvements de pluies, vapeur et eaux souterraines

Les pluies sont récoltées au pluviomètre normalisé (en matière plastique) à la fin de l'épisode pluvieux pour limiter toute évaporation.

La vapeur atmosphérique a été prélevée en 1989 grâce à des ampoules en verre sous vide ouvertes à l'altitude de 2 m au dessus du sol. On a systématiquement rempli 2 ampoules à la fois pour obtenir le couple  $(\delta_{2\text{H}}, \delta_{18\text{O}})$ .

Les prélèvements d'eau souterraine se font de

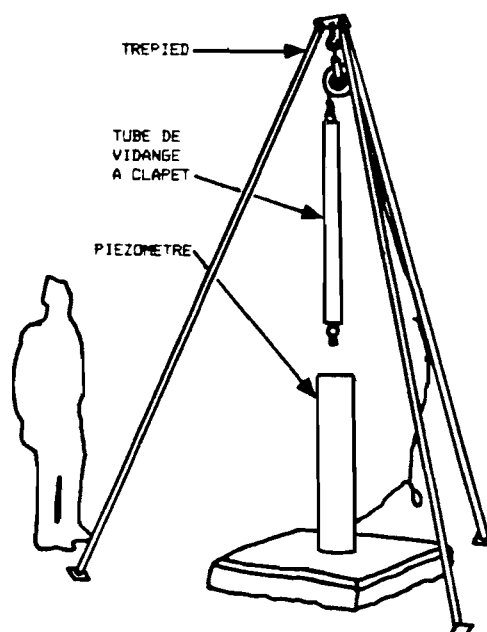


Figure A.9: Dispositif de prélèvement de l'eau dans les piézomètres.

façon directe en ce qui concerne les pompes manuelles villageoises au débit permanent. On risque par contre de trouver dans les piézomètres une eau stagnante à la composition isotopique altérée. Pour éviter cela on a fait réaliser un trépied supportant un tube à clapet qui permet par vidanges répétées (une trentaine de manoeuvres) de purger le piézomètre et d'obtenir ainsi une eau pure (figure A.9).

### **Prélèvements de sol**

Les 15 cellules poreuses (système NARDEUX DTS 2000), installées station B avant la saison des pluies 1988 dans le but de prélever directement l'eau du sol, n'ont presque jamais fonctionné car le profil initial était déjà sec et l'absence d'infiltration profonde cette année-là n'a pas permis au sol d'atteindre des potentiels hydriques compatibles avec ce type de prélèvement à dépression.

Les prélèvements de sol se font à la tarière de 0.3 m à 3.15 m de profondeur et par une petite fosse pour la surface. La tarière utilisée est de type Edelman (ou tarière à cuiller) de diamètre 4 cm, adaptée à ce type de sol compact. Une rallonge fixée par des raccords à baïonnette permet de dépasser les 3 m de profondeur, si le sol l'autorise. La compacité des sols de Barogo a souvent imposé des efforts considérables pendant 2 à 4 heures à 3 personnes simultanément pour atteindre la profondeur désirée.

On procède habituellement de façon à limiter au maximum au cours du creusement la pollution par les couches supérieures du sol. Le conditionnement (flacon en verre) de l'échantillon récolté est immédiat. La fosse en surface est rendue nécessaire par des risques plus importants de pollution ainsi que par la nature très friable des couches supérieures sèches du sol qui rend très délicate la récupération de l'échantillon par la tarière. Cette fosse de petite dimension (environ 30x50 cm<sup>2</sup>) permet par décapage progressif d'effectuer un prélèvement fin. Finalement le trou est soigneusement rebouché pour éviter de laisser à l'eau de pluie un passage préférentiel dans le sol.

**ANNEXE 3.2: Modèle d'infiltration****PARAMETRES**

Fonction d'entrée:	I :	lame d'eau infiltrante du mois en mm
	$\delta I$ :	composition isotopique de la lame d'eau infiltrante du mois en $\delta\%$
Réservoir sol:	i :	indice de la couche de sol
	n :	nombre de couches
	$h_i^0$ :	hauteur d'eau initiale (sol sec) en mm
	$\delta_i^0$ :	composition isotopique initiale en $\delta\%$
	$\Delta h_i$ :	capacité de rétention en mm
	$h_i$ :	hauteur d'eau additionnelle en mm (nulle à $t_0$ )
	$\delta_i$ :	composition isotopique de l'eau additionnelle en $\delta\%$
	$xI$ :	proportion d'eau immobile
	R :	recharge à 2 m de profondeur en mm (nulle à $t_0$ )
	$\delta R$ :	composition isotopique de la recharge en $\delta\%$

**MODELE D'INFILTRATION**

Phase d'eau immobile, calcul préalable:

$$\text{pour } i = 1 \text{ à } n: h_i = (1-xI) \cdot h_i^0$$

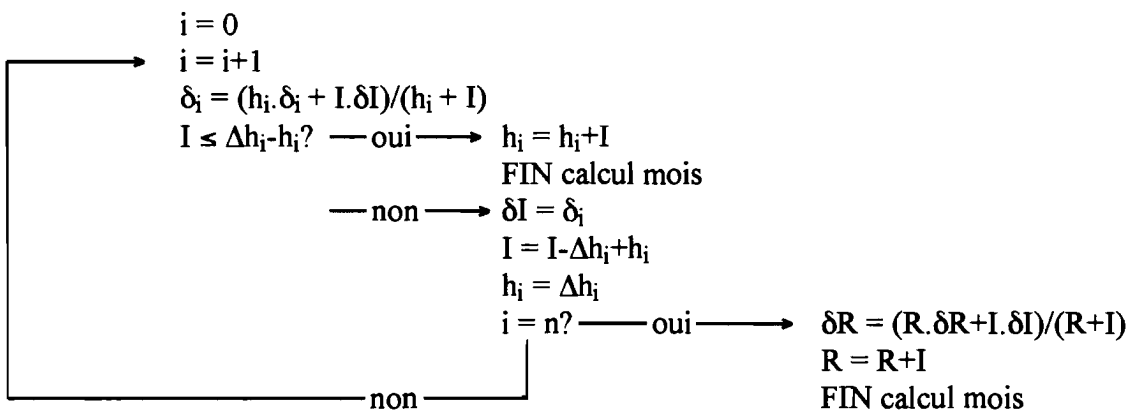
$$h_i^0 = xI \cdot h_i^0$$

$$\Delta h_i = \Delta h_i + h_i$$

$$\delta_i = \delta_i^0$$

Calcul pour chaque mois:

M1: MELANGE TOTAL



## M2: EFFET PISTON

$$I > \sum_{i=1}^n h_i? \quad \text{--- oui} \rightarrow R = I - \sum_{i=1}^n (\Delta h_i - h_i)$$

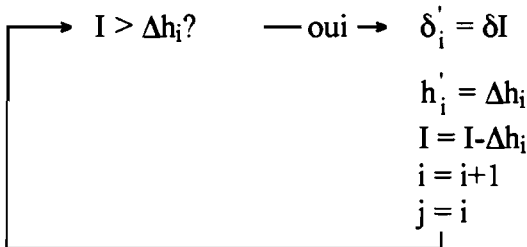
$$\delta R = [(I - \sum_{i=1}^n \Delta h_i) \cdot \delta I + \sum_{i=1}^n (h_i \cdot \delta_i)] / R$$

$$\text{pour } i = 1 \text{ à } n: h_i' = \Delta h_i$$

$$\delta_i = \delta I$$

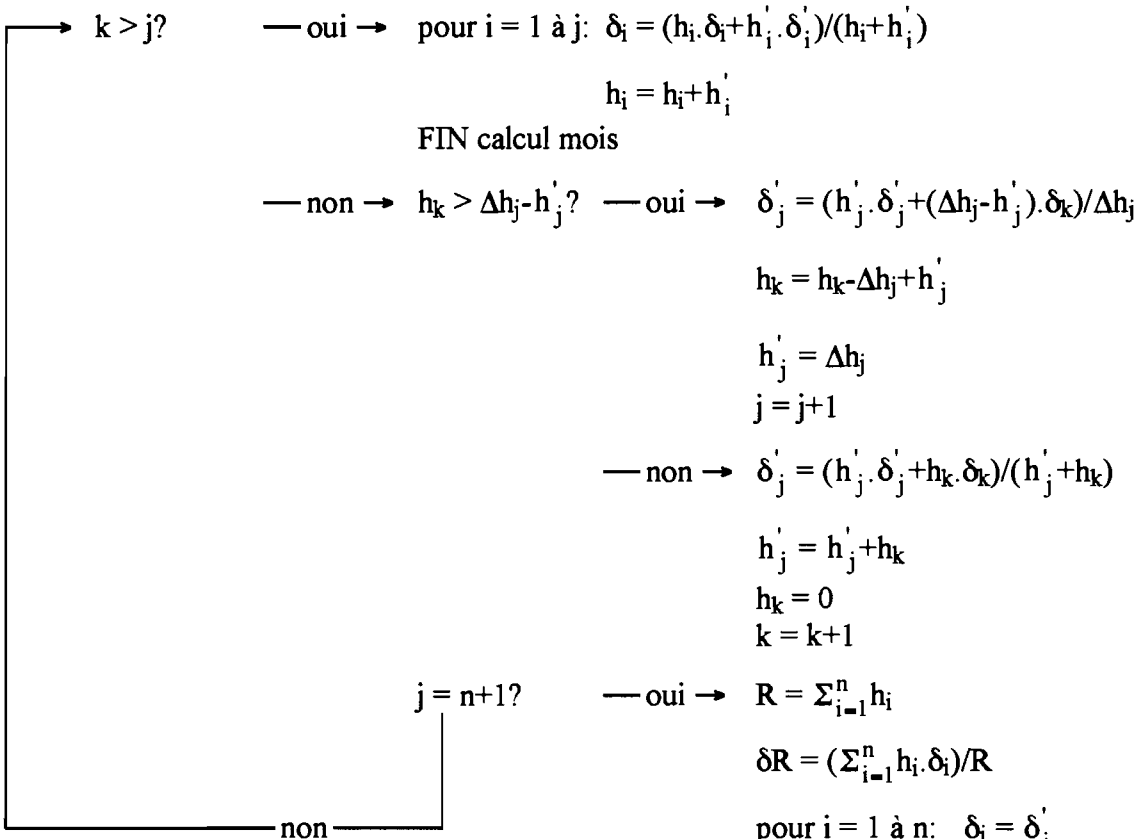
$$\text{pour } i = 1 \text{ à } n: h_i' = 0$$

$$i = 1; j = 1; k = 1$$



$$\delta_i' = \delta I$$

$$h_i' = I$$



Composition isotopique finale  $\delta_i$ :

$$\text{pour } i = 1 \text{ à } n: \delta_i = (h_i \cdot \delta_i + h_i^0 \cdot \delta_i^0) / (h_i + h_i^0)$$

$$h_i = h_i + h_i^0$$

FIN calcul mois





## BAROGO

	B1		B10		PM	
	δ180%	δ2H%	δ180%	δ2H%	δ180%	δ2H%
27-Avr-88					-3.52	-19.4
29-Jun-88			-3.98	-22.5	-3.6	
24-Août-88	-4.04	-21.8	-4.31	-21.4	-3.58	
25-Oct-88	-3.82		-4.28		-3.67	-18.6
04-Mar-89	-4.35	-20.6	-4.32	-23.6	-3.7	-14.8
27-Mar-89	-4.17	-17.8	-4.37	-20.1	-3.54	
27-Avr-89	-4.29	-19.2	-4.28		-3.66	-16.3
02-Jul-89	-4.24		-4.21	-22.9	-3.69	
01-Sep-89	-4.24	-24.4	-4.28	-25.1	-3.81	-20.9
30-Oct-89	-4.25		-4.14		-3.66	
	772.1		772.2		104	
	δ2H%	δ180%	δ2H%	δ180%	δ2H%	δ180%
27-Avr-88	-3.86	-21.8	-4.27		-4.31	-24.2
29-Jun-88	-3.56		-4.06	-22.1		
24-Août-88	-3.61	-19.4			-4.3	-20.4
25-Oct-88	-3.67	-20.4			-4.21	-27.3
04-Mar-89	-3.97	-21.2	-4.32	-24.9	-4.42	-26.8
27-Mar-89	-3.94		-4.35	-19.8	-4.28	-22.6
27-Avr-89	-3.88	-18.8	-4.26	-18.6	-4.42	-23
02-Jul-89	-3.77	-20.3	-4.17	-20.3	-4.18	-26.3
01-Sep-89	-3.8	-19.3	-4.19	-23.2	-4.23	
30-Oct-89	-3.97		-4.17	-25.1	-4.36	

## GOUNGHIN

	714.2	
	δ180%	δ2H%
17-Mai-88	-3.99	-25.4
03-Nov-88	-3.68	
26-Avr-89	-4.11	-26.8

NAFONA

	SIIII	
	δ180%	δ2H%
22-Avr-88	-5.04	
11-Nov-88	-4.38	
04-Mai-89	-4.83	-29.2

Composition isotopique des eaux souterraines en 1988 et 1989 aux 6 forages étudiés à Barogo ainsi qu'à Gounghin, Nafona et Katchari.

z m	GOUNGHIN					
	17-Mai-88		03-Nov-88		26-Avr-89	
	Hp	δ180 %	Hp	δ180 %	Hp	δ180 %
0.01					2.02	-4.51
0.03					2.47	-2.06
0.06					2.99	3.98
0.10	9.52	2.04	7.57	-3.86	4.23	6.04
0.15					5.40	1.85
0.20	13.35	0.85			6.97	-0.89
0.30	12.78	0.67	10.66	-5.53	9.05	-4.09
0.40	15.53	-1.26	12.42	-5.32	11.76	-5.31
0.50	16.15	-1.71	13.80	-5.91	12.62	-6.14
0.60	15.07	-2.82	15.19	-5.39	12.48	
0.80	17.77	-2.74	16.58	-4.04	14.41	-4.72
1.00	16.03	-2.84	18.06	-4.30	15.98	-4.72
1.20	15.88	-3.13	17.36	-3.48	14.40	-3.86
1.40	13.48	-2.35	16.49	-3.78	14.24	-3.77
1.70	13.02	-1.77	16.50	-3.17	14.87	-3.06
2.00	15.22	-2.99	17.77	-3.13	15.72	-2.95
2.40	12.93	-3.17	16.37	-2.83	14.58	-2.88
2.80	14.66	-3.08	18.61	-2.80	16.61	-2.93
3.15	11.59	-3.02	15.40	-3.08	12.93	-3.31

z m	NAFONA				KATCHARI					
	11-Nov-88		04-Mai-89		01-Jun-88		15-Oct-88		02-Mai-89	
	Hp	δ180 %	Hp	δ180 %	Hp	δ180 %	Hp	δ180 %	Hp	δ180 %
0.01			0.38	-6.79					0.28	-12.95
0.03			0.38	-5.74					0.32	-15.31
0.06			0.91	6.29					0.33	-10.06
0.10	2.89	5.21	2.34	5.87	0.33	-3.46	3.84	0.65	0.40	-0.40
0.15			1.08	5.48					0.52	1.89
0.20	1.26	2.06	1.44	0.87	0.66	8.13	5.35	-4.45	0.91	9.30
0.30	0.99	2.80	2.05	-0.80	1.35	9.98	5.31	-4.44	2.12	4.85
0.40	1.61	0.51	1.73	-0.40	1.66	5.88	5.72	-4.55	2.39	2.04
0.50	1.84	-1.07	1.90	-1.85	2.02	3.03	5.52	-4.32	3.92	-2.30
0.60	1.95	-3.15	2.54	-0.38	1.55	1.76	6.28	-4.21	4.42	-2.75
0.80	3.45	-2.04	4.29	-2.66	2.90	-1.79	7.37	-4.08	5.50	-2.60
1.00	6.83	-3.14	7.84		3.34	-2.61	8.70	-4.43	6.64	-4.31
1.20	10.37	-3.32	7.98	-4.33	3.93	-3.57	10.08	-3.60	7.29	-4.67
1.40	7.88	-2.78	7.06	-3.32	4.65	-3.56	11.57	-4.71	8.44	-4.35
1.70	5.44	-2.39	6.45	-2.67	4.90	-3.56	11.74	-4.34	8.60	-0.64
2.00	9.39	-2.98			8.04	-4.01	12.12	-2.38	10.23	-3.13
2.40					5.40	-4.12	11.87		10.09	-3.17
2.80					5.88	-3.58	11.42	-3.21	9.51	-3.23
3.15					6.23	-3.27	12.03	-2.91	10.07	-3.09

Humidités pondérales et compositions isotopiques des profils de sol prélevés en 1988 et en 1989 à Gounghin, Nafona et Katchari.