

TH-N52

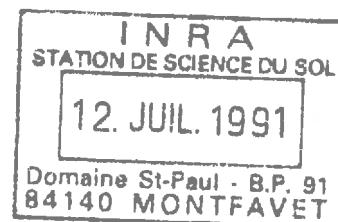
G-A5

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
UFR de GEOGRAPHIE
Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques
U.A. 95 du CNRS

**Etude de la variabilité spatiale des propriétés physiques
et hydriques des sols et des formations superficielles du
bassin de la Fecht, en amont de Turckheim (Haut-Rhin)**

Daniel REUTENAUER

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES
ET TECHNIQUES DE STRASBOURG (STRASBOURG I)
MENTION : GEOGRAPHIE PHYSIQUE



Jury :

MERCIER J.L., Directeur de Thèse
MEROT P.
MONNIER G., Rapporteur externe
VOGT H., Président du jury
ZILLIOX L., Rapporteur interne

NOVEMBRE 1987

AVANT-PROPOS

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma gratitude à tous ceux qui ont contribué à son élaboration.

Je tiens tout d'abord à remercier Messieurs P. MEROT, G. MONNIER, Henri VOGT et L. ZILLIOX qui ont accepté de juger ce travail.

Que Jean-Luc MERCIER, qui a assuré la direction de ma thèse, soit remercié pour l'aide qu'il m'a apportée et l'intérêt qu'il m'a manifesté tout au long de ce travail.

Je tiens à exprimer ma gratitude à Bruno AMBROISE qui a assuré largement le suivi de mon travail et qui, par ses compétences dans les divers domaines abordés et sa disponibilité, m'a permis d'approfondir mes résultats.

Mes remerciements s'adressent également à :

- à Patrice PAUL et Joel HUMBERT qui m'ont prêté leur concours en climatologie et en hydrologie;*
- à tous les informaticiens qui m'ont assisté (par ordre alphanumérique) : Daniel BLUMENROEDER, Anne ENGELMAN et Jean-Luc MERCIER, membres du CEREG, et M. TURLOT de l'Institut de Mathématique;*
- à l'ensemble des membres de l'Atelier de Cartographie Thématique Appliquée, pour la disponibilité dont ils ont fait preuve à mon égard et pour la qualité des illustrations : Claire BELLER, Christophe SIRA et Annie BOUZEGHALA;*
- à Richard BRAUN, pour l'aide qu'il m'a apporté pour la réalisation et la mise au point des appareillages.*
- à mes amis du CEREG: Anne-Véronique AUZET, Jean-Luc MONNON, Georges NAJJAR, Daniel VIVILLE et les autres.*

Ce travail de thèse a été effectué dans le cadre du Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques de Strasbourg (CEREG). Il s'intègre dans le programme PIREN-Eau/Alsace (CNRS, Ministère de l'Environnement, Région Alsace) et dans l'Action Thématique Programmée (ATP) "Influence des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux du sol" (CNRS, INRA, ORSTOM, CIRAD).

SOMMAIRE

Sommaire	2
Index des principaux symboles et abréviations	4
Liste de figures	5
Liste des photos	8
Liste des tableaux	9
Liste des annexes	10
INTRODUCTION GENERALE	11
PREMIERE PARTIE : PRESENTATION DE LA DEMARCHE ADOPTEE, DU CADRE NATUREL ET DU PROTOCOLE DE L'ETUDE	15
CHAPITRE I : LA DEMARCHE ADOPTEE	17
1.1. Théorie de la circulation de l'eau en milieu poreux	18
1.2. Méthodes de détermination expérimentale des propriétés hydriques	21
1.3. Les principes de la discrétisation spatiale	27
1.4. La variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques	30
1.5. Conclusion	35
CHAPITRE II : PRESENTATION DU CADRE NATUREL : DISCRETISATION DE L'ESPACE EN UNITES DE COMPORTEMENT HYDRIQUE HOMOGENE	37
2.1. Le climat du bassin de la Fecht	39
2.2. Les linéaments du reliefs	39
2.3. Géologie du bassin de la Fecht	40
2.4. Etude géomorphologique	45
2.5. Etude des sols	61
2.6. La végétation du bassin de la Fecht	67
2.7. Définition des unités de comportement hydrique homogène	70
CHAPITRE III : PROTOCOLE DE L'ETUDE : ECHANTILLONNAGE, TRAITEMENTS EXPERIMENTAUX ET INFORMATIQUES	75
3.1. Echantillonnage	75
3.2. Traitement expérimental des échantillons	84
3.3 Traitements informatiques	95
DEUXIEME PARTIE : ETUDE UNIVARIEE : CARACTERISATION ET VARIABILITE SPATIALE DES VARIABLES PHYSIQUES ET HYDRIQUES	97
INTRODUCTION	99
CHAPITRE IV : LES PROPRIETES PHYSIQUES	101
4.1. La fraction minérale	101
4.2. La matière organique	112
4.3. La densité apparente	117
Conclusion	120
CHAPITRE V : LES PROPRIETES HYDRIQUES	121
5.1. La rétention hydrique	121
5.2. La conductivité hydraulique	137
5.3. Les propriétés hydriques des formations cryogéniques	141
CONCLUSION	150

TROISIEME PARTIE : RELATIONS ENTRE VARIABLES ET ANALYSE GLOBALE DES DONNEES	157
INTRODUCTION	159
CHAPITRE VI : LES PROPRIETES HYDRIQUES DES FRACTIONS GROSSIERES ORGANIQUE ET MINERALE : EXPERIMENTATIONS COMPLEMENTAIRES	161
6.1 Les propriétés hydriques des éléments grossiers organiques	161
6.2 Densité de la fraction minérale grossière	166
CHAPITRE VII : CORRELATIONS ENTRE LES PROPRIETES PHYSIQUES DU SOL	169
7.1 Revue bibliographique: relations entre les propriétés physiques du matériel	169
7.2 Relation entre la densité apparente DA et les constituants du milieu	170
7.3 Estimation des densités réelles des constituants du milieu	173
7.4 Estimation de la porosité des constituants du matériel	174
CHAPITRE VIII : RELATIONS ENTRE PROPRIETES HYSIQUES ET HYDRIQUES DU MATERIEL	175
8.1 Revue bibliographique	175
8.2. Relations empiriques	178
8.3 Relations conceptuelles	179
Conclusion	193
CHAPITRE IX : ESTIMATION DE LA COURBE DE CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE : LE MODELE DE VAN GENUCHTEN	197
9.1 Rappels bibliographiques	198
9.2 La fonction de rétention et le modèle prévisionnel de VAN GENUCHTEN	201
9.3 Ajustement de la fonction de rétention aux données expérimentales (θ, h)	204
9.4 Estimation de la courbe de conductivité hydraulique	209
Conclusion	221
CHAPITRE X : ANALYSES GLOBALE DES DONNEES	223
10.1 Etude d'ensemble des données granulométriques	225
10.2 Les propriétés physiques et hydriques	228
Conclusion	233
CONCLUSION GENERALE	235
BIBLIOGRAPHIE	241
ANNEXES	253

INDEX DES PRINCIPAUX SYMBOLES ET ABREVIATIONS

Symbole	Définition	Dimension	Unité
a	Paramètre du modèle de VAN GENUVHTEN		
A	Argile		
b	Paramètre du modèle de VAN GENUCHTEN		
CV	Coefficient de variation		
CVL	sL/mG		
DAi	Densité apparente du constituant i	ML-3/ML-3	
DRI	Densité réelle du constituant i	ML-3/ML-3	
FPI	Fraction pondérale du constituant i	M/M	g/g
GRO	Pourcentage d'éléments grossiers minéraux		
h	Tension hydraulique	L	cm
ha	Pression d'entrée d'air	L	cm
ho	Paramètre du modèle de VAN GENUCHTEN		
H	Charge hydraulique	L	cm
Ks	Conductivité hydraulique à saturation	LT-1	cm/h (ou m/s)
K(θ),K(h)	Conductivité hydraulique en milieu poreux non saturé	LT-1	cm/h (ou m/s)
LF	Limons fins (2 à 20μ)		
LG	Limons grossiers (20 à 50μ)		
m	Moyenne		
mG	Moyenne géométrique		
MO	Taux de matière organique fine		
MOG	Taux de matière organique grossière		
MVA	Masse volumique apparente	ML-3	g/cm3
pF	Logarithme décimal de IhI		
s	Ecart-type		
S	Taux de saturation	L3/L3	cm3/cm3
s2	Variance		
Se	Saturation effective	L3/L3	cm3/cm3
SE	Erreur standard d'estimation (écart-type des résidus)		
sL	écart-type asymétrique		
SM	Sables moyens (200 à 500μ)		
SG	Sables grossiers (500 à 2000μ)		
SG1	Sables grossiers supérieurs à 1000μ		
SG2	Sables grossiers inférieurs à 1000μ		
Sr	S résiduel	L3/L3	cm3/cm3
θp	Teneur en eau pondérale	M/M	g/g
θv	Teneur en eau volumique	L3/L3	cm3/cm3
θr	θv résiduel	L3/L3	cm3/cm3
θs	θv à saturation	L3/L3	cm3/cm3
Q	Fluc de DARCY	LT-1	cm/h
VMA	Volume massique apparent	M-1L3	cm3/g
z	Profondeur	L	cm
<4mm	graviers inférieurs à 4mm		
<8mm	graviers inférieurs à 8mm		
<16mm	graviers inférieurs à 16mm		
>16mm	graviers et cailloux supérieurs à 16mm		

LISTE DES FIGURES

- Fig. 2.1** Le bassin de la Fecht en amont de Turckheim : carte de localisation
- Fig. 2.2** Carte lithologique du bassin de la Fecht en amont de Turckheim
- Fig. 2.3** L'association tripartite typique des formations de versant en domaine granitique
a) Coupe de Luttenbach (LUT)
b) Coupe de l'Altenberg (ALT)
- Fig. 2.4** Courbes granulométriques cumulées des trois termes de la séquence tripartite, sur granites
a) ensemble des granites
b) granites grenus
c) granites porphyroïdes
- Fig. 2.5** Diffractométrie aux RX des argiles
- Fig. 2.6** Courbes granulométriques cumulées des formations cryogéniques sur substrats non granitiques
- Fig. 2.7** Courbes granulométriques cumulées des bandes d'illuviation ferro-argileuses et du milieu encaissant
- Fig. 2.8** Relation entre l'altitude et le taux de matière organique, intégré sur les 20 premiers cm du profil, et mise en évidence du rôle de la distance à la ligne de crête principale
- Fig. 2.9** Influence de la distance à la ligne de crête principale sur la teneur en matière organique, intégré sur les 20 premiers cm du profil
- Fig. 2.10** Carte phyto-écologique du bassin de la Fecht, en amont de Turckheim
- Fig. 2.11** Cartes des unités de comportement hydrique homogène
- Fig. 3.1** Localisation des sites de prélèvement
- Fig. 3.2** Bassin versant expérimental du Ringelbach : localisation des sites de prélèvement des monolithes de sol
- Fig. 3.3** Représentation schématique des "volumes sédimentaires homogènes"
- Fig. 3.4** Relation entre la teneur en eau volumique (a) et pondérale (b) et la densité apparente D_{Arem} d'un même matériel, tassé dans les bagues de manière différente (presse à membrane)
- Fig. 3.5** Exemple de correction de la teneur en eau volumique à pF3.5 et 4.2 (échantillon SZR 00-05 cm)
- Fig. 3.6** Relation entre les taux de matière organique déterminés par calcination MO et par oxydation à l'eau oxygénée MOox.
- Fig. 4.1** Distributions statistiques des grandes fractions texturales et du taux d'éléments lithiques des altérites sur terrains cristallins et sur grauwackes, tous niveaux confondus
- Fig. 4.2** Diagramme textural triangulaire des principaux types de formations superficielles, tous niveaux confondus
- Fig. 4.3** Courbes granulométriques cumulées des principaux types de substrats : valeurs moyennes, tous niveaux confondus, et écarts-type des valeurs cumulées

Fig. 4.4 Différenciation verticale des données granulométriques cumulées à 2, 50, 500 et 2000 μ pour les altérites des principaux types de substrats

Fig. 4.5 Distributions statistiques du taux de matière organique des horizons humifères de l'étage montagnard moyen, de l'horizon B sur terrains cristallins et des formations cryogéniques

Fig. 4.6 Profil (moyennes et écarts-type) de la matière organique pour les différents étages altitudinaux sur granites

Fig. 4.7 Distributions statistiques de la densité apparente des horizons humifères de l'étage montagnard moyen, de l'horizon B sur terrains cristallins et des formations cryogéniques

Fig. 4.8 Profil (moyennes et écarts-type) de la densité apparente pour les différents étages altitudinaux sur terrains cristallins

Fig. 5.1 Distributions statistiques de la teneur en eau à 3 humidités caractéristiques pour les horizons humifères de l'étage montagnard moyen, l'horizon (B) sur terrains cristallins et les formations cryogéniques (milieu encaissant et bandes d'illuviation)

Fig. 5.2 Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard supérieur, par horizons (partition H2)

Fig. 5.3 Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard moyen sur terrains cristallins, par horizons, et des formations cryogéniques (partition H2)

Fig. 5.4 Courbes de rétention (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard moyen sur grauweekes, par horizons (partition H2)

Fig. 5.5 Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard inférieur, par horizons (partition H2)

Fig. 5.6 Comparaison des horizons AoA1 et A1 de l'étage montagnard supérieur sur terrains cristallins et sur grauweekes

Fig. 5.7 Profils de 3 teneurs en eau caractéristiques (Θ_{sat} , Θ_{pF2} et $\Theta_{pF4.2}$) des différents étages altitudinaux, sur terrains cristallins

Fig. 5.8 Courbes de rétention en phase de sorption et de désorption

Fig. 5.9 Distributions statistiques de la conductivité hydraulique à saturation K_s pour les horizons humifères de l'étage montagnard moyen, l'horizon B sur terrains cristallins et les formations cryogéniques (milieu encaissant et bandes d'illuviation)

Fig. 5.10 Courbes de conductivité hydraulique des principaux types de formations du bassin de la Fecht

Fig. 5.11 Courbes de rétention (moyenne et écart-type) des 3 termes de la séquence tripartite sur granites

Fig. 5.12 Différenciation verticale de la densité apparente (moyenne m, écart-type s et intervalle de confiance sur la moyenne), sur terrains cristallins

Fig. 5.13 Différenciation verticale de la porosité (moyenne m, écart-type s et intervalle de confiance sur la moyenne), sur terrains cristallins

Fig. 5.14 Profil (mG : moyenne géométrique, sL : écart-type de Log10 K_s et intervalle de confiance de mG) de la conductivité hydraulique à saturation, sur terrains cristallins

Fig. 5.15 Différenciation des propriétés hydriques entre les bandes d'illuviation et le milieu encaissant (Site SMA)

Fig. 6.1 Teneur en eau pondérale des racines à différents pF

Fig. 6.2 Relation entre la densité réelle des racines DR_{rac} et la fraction pondérale des tissus racinaires FPMOG

Fig. 6.3 Densité apparente de la fraction minérale grossière DAMOG

Fig. 6.4 Densité réelle de la fraction minérale grossière DRMOG

Fig. 7.1 Application du modèle d'Adams à l'estimation de la densité apparente de la matière organique fine DAMO et de la matrice minérale fine DAMIN

Fig. 7.2 Comparaison de la densité apparente mesurée et calculée par le modèle d'Adams (N = 444)

Fig. 8.1 Relation entre la densité apparente DA et la teneur en eau pondérale à saturation $\Theta_p(sat)$

Fig. 8.2 Relation entre la teneur en eau pondérale à saturation $\Theta_p(pF2)$ et le taux de matière organique FPMO

Fig. 8.3 Relation entre la teneur en eau pondérale à pF2 $\Theta_p(pF2)$ et le taux de matière organique FPMO

Fig. 8.4 Relation entre la teneur en eau pondérale à pF4.2 $\Theta_p(pF4.2)$ et le taux de matière organique FPMO

Fig. 8.5 Application du modèle 1 à l'estimation des teneurs en eau pondérales de la matière organique fine Θ_{pMO} et de la matrice minérale fine Θ_{pMIN} , à différents pF (N = 444)

Fig. 8.6 Application du modèle 2 à l'estimation des teneurs en eau volumiques de la matière organique fine Θ_{vMO} et de la matrice minérale fine Θ_{vMIN} , à différents pF (N = 444)

Fig. 8.7 Comparaison de l'humidité à pF2 mesurée et calculée (N = 444)

Fig. 8.8 Les relations $\Theta_{pMIN}(pF)$ et $\Theta_{pMO}(pF)$ pour la totalité des échantillons et pour les échantillons non cryogéniques

Fig. 8.9 Comparaison des modèles 1a et 1b, pour les échantillons non cryogéniques (N = 310)

Fig. 8.10 Comparaison des modèles 1a et 2, pour l'ensemble des échantillons non cryogéniques (N = 310)

Fig. 8.11 Les relations $\Theta_{pMIN}(pF)$ et $\Theta_{pMO}(pF)$ pour différents type de substrats

Fig. 8.12 Les relations $\Theta_{pMO}(pF)$ et $\Theta_{pMIN}(pF)$ pour les différents étages altitudinaux, sur granites

Fig. 9.1 La fonction de rétention de VAN GENUCHTEN : paramètres descriptifs de la courbe de rétention hydrique

Fig. 9.2 Distribution des 2 paramètres a et h_0 par horizons des sols de l'étage montagnard moyen sur granites

Fig. 9.3 Comparaison des paramètres obtenus par ajustement des points expérimentaux $K(h)$ et $\Theta(h)$ (modèle 1)
a) paramètre a
b) paramètre h_0

Fig. 9.4 Comparaison des modèles 1 et 2 dans le cas du "décrochement" de Θ_{sat} (échantillon SCH55-67 cm)

Fig. 9.5 Vérification de la qualité de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique : histogramme des erreurs-standard d'estimation SE des 39 échantillons

Fig. 9.6 Distribution des paramètres a et h_0 obtenus par ajustement des points expérimentaux $K(h)$

Fig. 9.7 Exemples de courbes de conductivité hydraulique de sols sur granite :

a) Niveau de surface : échantillon G1 3, 00-12 cm; sol brun acide; modèle 1

b) Niveau profond : échantillon SCH 30-42 cm; sol ocre podzolique; modèle 2

Fig. 9.8 Exemple de courbe de conductivité hydraulique d'un sol sur grauwackes :
échantillon LD 3, 12-24 cm, sol brun acide; modèle 1

Fig. 9.9 Exemple de courbe de conductivité hydraulique des arènes litées :
site BVU, -150 cm; modèle 2

Fig. 10.1 AFD I - Cercle des corrélations et position des centres de gravité des groupes dans le plan factoriel (1,2)

Fig. 10.2 Les propriétés physiques et hydriques - Cercle des corrélations et position des centres de gravité des groupes dans le plan factoriel (1,2)

LISTE DES PHOTOS

Photo 1 : Découpage lamellaire de l'arène en place (site GAY, lumière polarisée, x 16)

Photo 2 : Bandes d'accumulation dans l'arène litée (site SZR, lumière polarisée, x 16)

Photo 3 : La formations gélifluée sur granites : agrégats émoussés (site GAY, lumière naturelle, x 16)

LISTE DES TABLEAUX

- Tab. 3.1 : Echantillonnage des unités en fonction de la profondeur (formation géfluée) et du type de formations superficielles (formations cryogéniques)
- Tab. 3.2 : Répartition de l'échantillonnage par horizons pédologiques et types de formations superficielles (partition H2)
- Tab. 4.1 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV), par type de roche-mère, des propriétés texturales de la matrice fine (<2mm) et des éléments lithiques (partition G1)
- Tab. 4.2 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV), par type de roche-mère et par niveau, des propriétés texturales de la matrice fine (<2mm) et des éléments lithiques (partition G2)
- Tab. 4.3 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) de la densité apparente D_A , du taux de matière organique MO et de la teneur en éléments grossiers organiques MOG, pour les partitions H1, H2 et H3
- Tab. 5.1 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) des propriétés hydriques, par unités et par niveaux (partition H1)
- Tab. 5.2 : Comparaison de la rétention des différents horizons de sol sur terrains cristallins, aux 3 étages altitudinaux
- Tab. 5.3 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) des propriétés hydriques, par unité et par horizons (partition H2)
- Tab. 5.4 : Comparaison de la rétention des différents horizons de sol sur terrains cristallins et sur grauwackes
- Tab. 5.5 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) des propriétés hydriques, par types de "volumes sédimentaires homogènes" (partition H3)
- Tab. 5.6 : Comparaison des distributions des propriétés physiques et hydriques à grande et moyenne échelle
- Tab. 6.1 : Valeurs de la teneur en eau Θ_{pMOG} et de la densité apparente des racines DAMOG, à différents pF
- Tab. 8.1 : Paramètres d'ajustement des modèles d'estimation de l'humidité pondérale (modèle 1a et 1b) et volumique (modèle 2), pour la totalité des échantillons et les échantillons non cryogéniques
- Tab. 9.1 : Paramètres d'ajustement moyens de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN, par unité et par horizon (partition H2), par volumes sédimentaires homogènes (partition H3), pour les altérites du grès et les moraines
- Tab. 9.2 : Comparaison du paramètre d'ajustement Θ_r et de la teneur en eau à pF4.2
- Tab. 9.3 : Paramètres d'ajustement des relations $\Theta(h)$, $K(h)$ et $K(\Theta)$
- Tab. 9.4 : Description des modèles 1, 2 et 3
- Tab. 10.1 Tableau appartenance-affectation de l'AFD I
- Tab. 10.2 Tableau appartenance-affectation de l'AD pas à pas

LISTE DES ANNEXES

Annexe I

Fig. I.1 & I.2 : Variation du taux de matière organique, intégré sur les 20 premiers cm du profil, en fonction de l'altitude. Essai de mise en évidence d'autres facteurs : le type de couvert végétal (fig. I.1) et l'orientation (fig. I.2)

Fig. I.3 : Appareillage utilisé pour la détermination expérimentale de la courbe de conductivité hydraulique : a) Manomètre à eau, bac à sable à PF2 - b) Manomètre à mercure, bac à kaolin à pF 2.7

Fig. I.4 : Rétention pondérale de sables calibrés (80-100 μ) à pF3.5 et 4.2

Fig. I.5 : Influence de la perturbation de la structure de l'échantillon lors du prélèvement (par inclusion d'un caillou) sur la forme de la courbe de rétention mesurée au laboratoire

Tab. I.1 : Parenté génétique et correspondances des granites des feuilles géologiques (1/50.000) MUNSTER, GERARDMER, NEUF-BRISACH/OBERHAASHEIM et COLMAR/ARTOLSHEIM

Tab I.2 : Composition minéralogique des principaux types de granites du bassin de la Fecht

Tab. I.3 : Analyses chimiques des différents types de granites et des grauwackes du bassin de la Fecht

Tab. I.4 : Caractéristiques des sites de mesures

Tab. I.5 : Affectation détaillée des échantillons, par sites

Annexe II

Fig. II.1 : Courbes de rétention (moyenne et écart-type) de différents types de formations cryogéniques

Tab. II.1 : Courbes de rétention en phase de désorption (D) et de sorption (S) des principaux types de milieux (N=27)

Tab. II.2 : Propriétés hydriques de différents types de formations cryogéniques

Annexe III

Fig. III.1a : La densité apparente des racines pour différents pF

Fig. III.1b : Relation entre la densité réelle de la fraction fine et le taux de matière organique

Fig. III.2 : Distribution des 2 paramètres a et ho pour différents types de formations

Fig. III.3 : Etude de sensibilité des paramètres ho et a

Fig. III.4 : Projection des individus dans le plan factoriel (1,2)

Tab. III.1 : Matrice des corrélations

Tab. III.2 : Paramètres d'ajustement des modèles d'estimation de l'humidité pondérale (modèle 1a) et volumique (modèle 2), pour différents types de substrats

Tab. III.3 : Paramètres d'ajustement du modèle d'estimation de l'humidité volumique (modèle 2), pour différents étages altitudinaux sur terrains cristallins

Tab. III.4 : Paramètres d'ajustement moyens de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN, par unités et par niveaux (partition H3)

INTRODUCTION

Les propriétés hydriques des sols et des formations superficielles, qui caractérisent l'aptitude de ces milieux poreux à retenir et à transmettre l'eau qu'ils contiennent en fonction de leur état hydrique ou énergétique, contrôlent la redistribution des précipitations au niveau du sol et les transferts hydriques au sein des formations meubles. L'étude des propriétés hydriques de ces matériaux trouve de ce fait des applications pratiques, directes ou indirectes, dans l'ensemble des disciplines scientifiques relatives à la gestion des ressources en eau, dont l'enjeu économique et écologique est considérable : en hydrologie, par une meilleure connaissance de la répartition des précipitations au sein du système sol-plante-atmosphère (évapotranspiration réelle) et de l'écoulement hypodermique, en écologie et en agronomie (drainage, irrigation, fertilisation) ainsi qu'en géomorphologie (reptation, mouvements de masse et météorisation).

En physique des sols, les recherches menées pendant ces dernières décennies sur le fonctionnement hydrodynamique des sols ont permis d'établir les fondements théoriques de la circulation de l'eau en milieu poreux non saturé, de proposer des modèles théoriques de simulation et des techniques numériques de résolution. Sur cette base, des progrès importants ont pu être réalisés dans la connaissance des "processus hydrologiques locaux".

En hydrologie, la prise en compte de la structure interne des bassins versants - dans les modèles "conceptuels à discrétisation spatiale" - constitue une des voies de recherche en vue de l'amélioration de la simulation du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant. En particulier, la définition d'unités de comportement hydrique homogène permet d'appréhender de manière plus fine et plus réaliste les mécanismes des transferts hydriques à l'intérieur des bassins. Les propriétés hydriques des différentes unités soumises aux conditions météorologiques règlent en effet le comportement dynamique de l'eau aussi bien au niveau stationnel qu'à l'échelle du bassin versant.

Les propriétés hydriques des sédiments meubles varient fortement d'un point à l'autre de l'espace, tant verticalement, en relation avec la différenciation des profils en horizons pédologiques et la superposition des formations superficielles, que latéralement, à l'échelle métrique, à l'échelle de la parcelle ou de l'unité morphopédologique. Reconnue de longue date par les géomorphologues, les pédologues et les agronomes, la variabilité spatiale constitue en fait "la caractéristique la plus générale d'une unité naturelle" (MONNIER, 1982), mais elle n'a fait l'objet de recherches spécifiques que depuis une dizaine d'années. Ce thème de recherche, qui suscite un intérêt croissant, pose le problème général de la représentativité spatiale de mesures ponctuelles d'une propriété donnée.

La plupart des travaux consacrés à ce sujet concerne l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques à grande échelle : soit ils s'attachent spécifiquement à la description de la variabilité spatiale des propriétés hydriques des sols à l'aide des méthodes de la géostatistique, soit ils étudient les conséquences de cette variabilité sur les écoulements hydriques; dans la simulation des transferts hydriques à l'échelle de la parcelle, on substitue alors à l'approche déterministe des modèles hydrodynamiques une approche stochastique, en injectant dans les modèles des données "statistiquement paramétrées".

Mais comment appréhender l'étude la variabilité spatiale des propriétés hydriques à moyenne échelle - à l'échelle d'un bassin versant de plusieurs centaines de km² - sans que la taille de l'échantillon requis par la mise en oeuvre des méthodes statistiques devienne prohibitive? Sachant que les caractéristiques géométriques et hydriques des sols et des formations superficielles résultent de l'histoire géologique et de l'évolution morphopédologique du matériel, le moyen le plus "économique", mais aussi le plus réaliste, d'aborder l'étude de la variabilité des propriétés hydriques à moyenne échelle consiste en :

- une discrétisation préalable de la zone d'études en unités morphopédologiques homogènes, à l'aide de critères naturalistes,
- un échantillonnage allégé au sein de chacune d'elles,
- une vérification statistique de la pertinence du découpage effectué.

La variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols et des formations superficielles recouvre en effet deux aspects : elle provient d'une part de la stratification du milieu naturel en organisations géomorphologiques et pédologiques nettement différenciées, introduisant des discontinuités latérales et verticales, et, d'autre part, elle reflète la non uniformité de ces propriétés au sein d'une même unité morphopédologique. A l'intérieur d'une unité, il existe en effet une variabilité "résiduelle", liée aux micro-hétérogénéités internes du matériel. Il est donc possible d'étudier d'une part l'aspect structuré du milieu naturel à l'aide de critères naturalistes - accessibles à l'observation directe - , de vérifier statistiquement que les unités morphopédologiques définies recouvrent des différences significatives dans les distributions des propriétés hydriques et de décrire, d'autre part, la variabilité interne des différentes unités par des méthodes statistiques, moyennant certaines hypothèses spécifiques aux "variables régionalisées".

La détermination expérimentale des propriétés hydriques étant généralement longue et onéreuse, l'étude des corrélations entre les variables hydriques et des variables d'accès plus facile constitue une alternative pour la réduction du volume de travail de laboratoire : elle doit déboucher sur une simplification ultérieure de l'échantillonnage en permettant de caractériser la variabilité spatiale de nombreuses variables à l'aide de quelques unes. On peut par ailleurs tester des modèles d'estimation des propriétés hydriques les plus lourdes à mesurer (courbe de conductivité hydraulique); en établissant la validité de ces modèles sur un nombre restreint d'échantillons, il sera possible de prédire leur valeur en un grand nombre de points de l'espace, à partir d'autres données.

Le présent travail s'intègre dans les recherches menées au sein du Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (C.E.R.E.G., UA 95 du CNRS) de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg sur "la structure et le fonctionnement du milieu naturel en moyenne montagne" (AMBROISE B., GOUNOT M. & MERCIER J.L., 1982) et dans le Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement PIREN-Eau/Alsace (CNRS, Ministère de l'Environnement, Région Alsace) (ZILLIOX, 1982). Il s'appuie sur des travaux antérieurs réalisés dans le bassin de la Fecht (OH, 1985), situé sur le versant oriental des Vosges, à la hauteur de Colmar (Haut-Rhin) et prolonge les recherches effectuées par AMIET (1980) et REUTENAUER (1982) dans le bassin de la Petite Fecht et celles de VIVILLE (1985) dans le bassin du Ringelbach, qui constitue une référence de la variabilité spatiale à grande échelle.

Au sein d'une thématique hydrologique plus générale, les objectifs de ce travail sont donc spécifiquement :

- la caractérisation hydrique des formations superficielles d'origine périglaciaire et des sols dans un milieu ayant connu une évolution géomorphologique complexe et l'étude de la variabilité de ces milieux particuliers, à différentes échelles;

- la vérification de l'adéquation des méthodes naturalistes à la définition de zones de comportement hydrique homogène, significativement différentes, et la mise au point d'une méthodologie adaptée à l'étude de la variabilité spatiale à moyenne échelle, à partir de l'exemple régional d'un bassin versant vosgien : choix des critères naturalistes du découpage de l'espace et méthodes statistiques d'étude; proposition d'une simplification par le recours à des variables d'accès facile, corrélées avec les premières.

Dans une première partie, nous justifierons les choix méthodologiques effectués et le protocole de l'étude; nous présenterons le cadre naturel du bassin de la Fecht, en amont de Turckheim, et, sur la base de cette étude naturaliste, nous définirons "a priori" des zones de comportement hydrique homogène.

Dans la seconde partie, nous caractériserons d'une manière analytique la variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques dans les différentes unités : variabilité inter-unité, variabilité intra-unité (latérale et verticale). Nous interpréterons les résultats obtenus en relation avec l'organisation du milieu naturel.

Dans la troisième partie, nous étudierons les corrélations entre les variables, nous testerons des modèles d'estimation des propriétés hydriques (courbe de rétention et courbe de conductivité hydraulique) et nous proposerons une simplification du protocole d'étude. Enfin, nous vérifierons statistiquement la validité de la discrétisation de l'espace en unités de comportement hydrique homogène par le recours à des analyses factorielles.

PREMIERE PARTIE

**PRESENTATION DE LA DEMARCHE
ADOPTEE, DU CADRE NATUREL ET
DU PROTOCOLE DE L'ETUDE**

CHAPITRE I

LA DEMARCHE ADOPTEE

L'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques, initiée par les travaux de NIELSEN et al. (1973), a connu depuis lors un développement croissant, attesté par le nombre des articles et des revues bibliographiques désormais consacrés à ce sujet (CAMPBELL, 1979; WARRICK & NIELSEN, 1980; VAUCLIN, 1982). L'intérêt suscité par leur étude s'explique par le rôle joué par les propriétés hydriques sur la dynamique de l'eau en milieu poreux et par les applications pratiques qui en découlent. En physique des sols, ces propriétés interviennent comme paramètres dans les modèles hydrodynamiques de simulation des transferts hydriques à l'échelle stationnelle. Pour optimiser la mise en oeuvre de ces modèles numériques, il est nécessaire de tenir compte de la variabilité spatiale des propriétés hydriques, en fixant notamment leur gamme de variation. En hydrologie, les recherches récentes se sont orientées vers des modèles hydrologiques "à discrétisation spatiale", qui tiennent compte de la structure interne des bassins versant; de tels modèles permettent d'analyser finement le fonctionnement interne d'un bassin et de prévoir l'impact hydrologique d'un aménagement (GIRARD et al., 1972; GIRARD, 1975).

Les résultats de ce travail doivent concourir aux réflexions menées dans ces deux directions de recherche. Les objectifs à moyen terme assignés à ce travail sont en effet :

- d'effectuer un découpage du bassin de la Fecht en unités de fonctionnement hydrodynamique homogène, caractérisées par des propriétés hydriques significativement différentes : ces données sont destinées à être intégrées en tant que paramètres dans des modèles hydrologiques spatialisés. Un tel travail a d'ores et déjà été amorcé par PERRIN (1987), dans le cadre du CEREG, avec le modèle "couplé à discrétisation spatiale" de GIRARD et al. (1981).

- de fournir, pour chaque unité et pour chaque profondeur, les distributions des propriétés hydriques en vue d'améliorer la connaissance des "processus hydrologiques élémentaires" - notamment sur versant - par la simulation des transferts hydriques à l'aide de modèles hydrodynamiques, à paramètres stochastiques.

Ces objectifs imposent donc de déterminer les propriétés hydriques de la totalité des unités du bassin étudié et de mesurer ou d'estimer l'ensemble des variables pertinentes dans le cadre de la théorie de l'hydrodynamique (courbe de rétention hydrique et courbe de conductivité hydraulique).

Compte-tenu de ces impératifs et de l'échelle de l'étude, la démarche adoptée vise à réduire au maximum :

- la taille de l'échantillon : d'une part en tirant parti des méthodes naturalistes, d'autre part en choisissant les techniques statistiques les plus adaptées à moyenne échelle;

- le volume des travaux de laboratoire : la détermination des propriétés hydriques étant souvent longue, il est nécessaire de sélectionner des techniques de mesure simples, mais fiables, et de tester des modèles d'estimation des propriétés les plus difficiles à obtenir (en particulier, la courbe de conductivité hydraulique) à partir d'autres propriétés de détermination plus aisée, celles-ci devant donc être également mesurées : la densité apparente, la granulométrie, le taux de matière organique, la conductivité hydraulique à saturation; cette dernière variable intervient comme paramètre dans le modèle de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique de VAN GENUCHTEN (1980).

Dans ce chapitre, après un bref rappel théorique des principes de la circulation de l'eau en milieu poreux, nous justifierons le choix des techniques de mesure des propriétés hydriques utilisées. Nous présenterons ensuite les critères de définition des unités homogènes du point de vue hydrique et discuterons des moyens statistiques adaptés à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques à moyenne échelle.

1.1. THEORIE DE LA CIRCULATION DE L'EAU EN MILIEU POREUX

Les progrès réalisés pendant les dernières décennies dans le domaine de l'hydrodynamique ont permis d'établir les fondements théoriques de la circulation de l'eau en milieu poreux. Les lois de l'hydrodynamique soulignent l'importance de l'état énergétique de l'eau du sol, dont la répartition spatiale et les variations temporelles conditionnent les flux hydriques. L'état hydrique des sols et des formations superficielles, assimilés à des milieux poreux, est entièrement décrit par trois variables d'état :

- La teneur en eau volumique θ
- la tension hydraulique h
- la conductivité hydraulique K

Ces propriétés des matériaux poreux ne sont pas indépendantes : elles sont liées par des relations phénoménologiques d'état, caractéristiques intrinsèques d'un matériel donné,

- la relation $\theta(h)$ ou courbe de rétention hydrique
- la relation $K(h)$ et $K(\theta)$ ou courbe de conductivité hydraulique

La circulation de l'eau dans le profil est régie par les lois de l'hydrodynamiques qui permettent de prévoir l'évolution spatio-temporelle des variables d'état, à partir de leur répartition initiale dans le profil et des conditions imposées aux limites (les relations phénoménologiques ayant préalablement été établies). Les principales d'entre elles sont :

- la loi de Darcy, généralisée aux milieux poreux non saturés
- l'équation de continuité (principe de conservation de la masse)
- l'équation de diffusivité de Richards qui en découle.

1.1.1 Les variables d'état

* La teneur en eau volumique θ (cm³/cm³ ou m³/m³) : grandeur adimensionnelle, elle est égale au volume d'eau par unité de volume apparent de matériel.

La teneur en eau du sol peut également être exprimée en terme de taux de saturation S, qui correspond à la fraction des pores remplis d'eau,

$$S = \frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}}$$

θ_{sat} étant la teneur en eau volumique à saturation, supposée égale à la porosité.

En termes de saturation effective S_e , l'humidité s'écrit :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{\text{res}}}{\theta_{\text{sat}} - \theta_{\text{res}}} = \frac{S - S_{\text{res}}}{1 - S_{\text{res}}}$$

où θ_{res} et S_{res} représentent respectivement la teneur en eau et le taux de saturation résiduels, qui correspondent à l'eau retenue par le matériel lorsque la conductivité hydraulique peut être considérée comme nulle.

Ces 3 grandeurs peuvent être utilisées pour caractériser l'état de saturation du milieu. θ varie entre 0 et θ_{sat} , S et S_e entre 0 et 1.

* La charge hydraulique H et la tension hydraulique h : ces deux grandeurs, homogènes à une longueur (ML²T⁻²/MLT⁻²=L), décrivent l'état énergétique de l'eau du sol.

- La tension hydraulique h (ou pression hydrostatique, potentiel matriciel, potentiel capillaire, succion...) mesure la pression locale de l'eau du sol, ou potentiel hydrostatique. En milieu non saturé, l'eau du sol se trouve à une pression inférieure à la pression atmosphérique, du fait des forces de capillarité et d'adsorption par la matrice solide; h, qui correspond au déficit de pression de l'eau du sol par rapport à l'eau libre, est négatif, par convention, et exprimé en cm d'eau (h étant positif en milieu saturé et nul à l'interface = toit de la nappe).

- La charge hydraulique H (ou charge potentielle totale) mesure la densité d'énergie potentielle totale associée à l'eau du sol. Elle représente la somme d'un ensemble de potentiels élémentaires, les contributions majeures au potentiel total étant généralement celles du potentiel de pression hydrostatique, mesuré par h, et du potentiel gravitaire, mesuré par la profondeur z du point de mesure, dont l'origine est à la surface du sol et qui est orienté positivement vers le bas :

$$H = h - z$$

L'influence des autres potentiels (thermique, chimique, osmotique ...) sur la dynamique de l'eau peut être considérée comme négligeable dans notre cas.

* La conductivité hydraulique K : cette grandeur, homogène à une vitesse (LT⁻¹), mesure l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient, pour un état de saturation donné.

1.1.2. Les relations phénoménologiques

* La courbe de rétention hydrique : la relation $\theta(h)$ exprime l'aptitude du sol à retenir l'eau, en fonction de son état de saturation. On la remplace souvent, pour des raisons de commodité, par la courbe équivalente $\theta(pF)$, avec $pF = \text{Log}_{10}(h)$.

La relation $\theta(h)$ présente une hystérèse, i.e. les courbes mesurées respectivement en phase de désorption et de sorption sont différentes. La première présente une teneur en eau supérieure, pour une tension donnée (effet de la " bouteille d'encre "). Ces deux relations constituent en fait des courbes enveloppes entre lesquelles évolue l'état de l'eau du sol dans les conditions naturelles, en fonction de son histoire hydrique.

* La courbe de conductivité hydraulique

Comme la courbe de rétention, la courbe de conductivité hydraulique - la relation $K(\theta)$ ou $K(h)$ - est hystérétique et fortement non-linéaire.

1.1.3. Les lois de l'hydrodynamique

Selon la théorie de l'hydrodynamique, les flux sont engendrés par les gradients des potentiels énergétiques et contrôlés par les relations phénoménologiques, caractéristiques de l'eau et du milieu de propagation. Ces flux peuvent être calculés à partir d'équations différentielles, par rapport à l'espace et au temps; nous présentons ici ces équations en écriture monodimensionnelle, telles qu'elles interviennent dans les modèles monodimensionnels simulant les transferts verticaux dans les sols (FREEZE, 1969).

* La loi de Darcy

Relation phénoménologique de processus, cette loi exprime la proportionnalité entre le flux hydrique Q et le gradient de charge qui le provoque :

$$Q = - K(h) * \frac{dH}{dz}$$

Dans la loi de Darcy "généralisée", qui s'applique aux milieux poreux saturés ou non, K varie en fonction de l'état de saturation du milieu.

* L'équation de continuité

Cette équation d'état exprime la conservation de la masse d'eau au cours du temps dans un élément de sol et s'écrit :

$$\frac{d\theta}{dt} = - \frac{dQ}{dz}$$

* L'équation de diffusivité de Richards

On l'obtient en combinant la loi de Darcy et l'équation de continuité. Equation différentielle de base des écoulements en milieu non saturé, elle s'énonce :

$$C(h) \frac{\delta h}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left\{ K(h) \frac{\delta h}{\delta z} - 1 \right\}$$

avec $C(h) = d\theta/dh$ = capacité capillaire, dérivée de la courbe de rétention.

Conclusion :

A partir de ce cadre conceptuel, différents types de modèles mathématiques ont été mis au point, qui permettent de simuler les transferts hydriques dans les sols et les formations superficielles : modèles unidimensionnels (FREEZE, 1969; WANG, 1982), bidimensionnels (REMSON et al., 1971; VAUCLIN et al., 1979) ou bidimensionnels sur versant (FREEZE, 1978; GREMINGER, 1982), avec la prise en compte de l'aspect stochastique de la distribution des variables hydrodynamiques (BOULIER, 1985). La mise en oeuvre de ces modèles numériques, en permettant de simuler certains processus hydrologiques à l'échelle de la station ou de la parcelle expérimentale (infiltration, ruissellement, stockage, écoulement hypodermique...), doit permettre une description plus fine du cycle de l'eau dans un bassin versant et des applications directes à l'échelle de la parcelle, notamment pour l'irrigation ou le drainage.

L'application des modèles hydrodynamiques à la prédiction des transferts hydriques dans les conditions naturelles requiert la connaissance préalable des courbes de rétention hydrique et de conductivité hydraulique des sols et des formations superficielles (relations phénoménologiques). Celles-ci doivent être mesurées, sur le terrain ou au laboratoire - ou estimées par des modèles de prédiction - en un nombre de points suffisant pour caractériser les différents types de formations et tenir compte de leur variabilité spatiale. C'est pourquoi il est nécessaire de choisir des techniques et des méthodes de mesures suffisamment simples pour être facilement reproductibles.

1.2. METHODES DE DETERMINATION EXPERIMENTALE DES PROPRIETES HYDRIQUES

S'appuyant sur les principes théoriques de la circulation de l'eau en milieu poreux, de nombreuses techniques de mesures des propriétés hydriques des sols ont été proposées, qui s'appliquent au laboratoire ou sur le terrain. Sans prétendre à l'exhaustivité, nous en présentons ici les plus usitées et nous justifierons le choix des techniques et des méthodes adoptées dans cette étude.

La détermination des propriétés hydriques est généralement longue et onéreuse et de ce fait peu adaptée au traitement du nombre élevé d'échantillons requis par les traitements statistiques. C'est pourquoi, les techniques de mesures des propriétés hydriques finalement retenues sont celles qui utilisent un appareillage peu sophistiqué, mais fiable, et permettent le traitement simultané de plusieurs échantillons.

1.2.1. MESURE DE LA COURBE DE RETENTION HYDRIQUE

1.2.1.1. Mesures de terrain

Nous exposons ici brièvement les différentes techniques de mesure de la teneur en eau et de la tension hydraulique utilisées in situ : en couplant deux de ces méthodes, il est possible d'établir la relation $\theta(h)$ à partir des données de terrain.

* Mesure de l'humidité volumique θ :

- mesures non destructives : par humidimétrie neutronique (DAUDET et VACHAUD, 1977; GUENNELON et CABIBEL, 1977), par gammamétrie (BOUMA et al., 1971); par sonde à chocs thermiques (HAMBURGER & MERCIER, 1978)

- par prélèvement d'échantillons et mesures gravimétriques (REYNOLDS, 1970).

* Mesure du potentiel de tension h :

La première méthode est citée pour mémoire, la seconde est encore d'un usage peu répandu tandis que la troisième est couramment utilisée :

- mesure de l'abaissement du point de congélation de l'eau (RICHARDS, 1949);

- micropsychrométrie à thermocouple, à "effet Peltier" (DALTON & RAWLINGS, 1968; HILLEL & GARDNER, 1970; DANIEL, 1982; BRUCKLER, 1984);

- tensiométrie : les tensiomètres (RICHARDS, 1947) se composent d'un capteur, constitué par une bougie poreuse ou une coupelle en céramique, relié à un système manométrique (manomètre à eau ou à mercure, manomètre à vide, capteur de pression ...). Les tensiomètres couvrent le domaine des tensions inférieures à 0.8 bars qui correspond à l'essentiel des situations de flux hydriques rencontrées dans les conditions naturelles, en milieu tempéré (RICHARDS & MARSH, 1961) et, plus particulièrement, dans les Vosges (AUZET, 1985). Les tensiomètres sont couramment utilisés sur le terrain ou au laboratoire, étant relativement faciles d'usage et disponibles dans le commerce, pour la détermination des relations $\theta(h)$ et $K(h)$.

La détermination in situ des propriétés hydriques s'effectue généralement sur un site ou dans une parcelle expérimentale. Elle nécessite une installation relativement lourde, qu'il n'est pas envisageable de multiplier pour des mesures en de nombreux sites. C'est pourquoi nous nous sommes orientés vers des techniques de prélèvement sur le terrain avec traitement au laboratoire des échantillons. En outre, dans cette étude, on s'attache à l'étude des courbes de rétention hydrique, propriétés intrinsèques des matériaux et paramètres des modèles hydrodynamiques, non au suivi de l'évolution de l'humidité in situ, en fonction des différents épisodes climatiques. Enfin, les méthodes de mesure in situ ne permettent de déterminer qu'une portion de la courbe de rétention hydrique, alors qu'au laboratoire il est possible de déterminer cette courbe dans son ensemble, depuis la saturation jusqu'au point de flétrissement permanent (pF4.2), ou au-delà.

1.2.1.2. Mesure de laboratoire

* Par micropsychrométrie à thermocouples : DANIEL (1982) propose de mesurer la courbe de rétention en phase de sorption par l'adjonction progressive de quantités d'eau connues, à l'aide d'une seringue hypodermique, à un échantillon contenu dans une cellule et de mesurer le potentiel correspondant par des micropsychromètres, qui permettent en outre de vérifier la mise à l'équilibre hydrique du milieu (généralement 48 h).

* L'extracteur à plaques poreuses : cet appareil permet de mesurer l'humidité du sol jusqu'à pF4.3 (RICHARDS, 1965); l'humidité aux faibles pF est mesurée par l'extracteur basses pressions et l'humidité aux pF élevés par la presse à membrane.

Ces 2 méthodes nécessitent un appareillage relativement sophistiqué et de nombreuses manipulations; elles ne permettent pas le traitement simultané d'un nombre élevé d'échantillon. La méthode suivante, au contraire, est simple dans son principe et dans sa mise en oeuvre; elle permet de traiter conjointement plus d'une vingtaine d'échantillons.

* Le bac à sable et à kaolin : cette méthode, mise au point par STAKMAN et al. (1969), consiste à imposer à un échantillon une succion donnée par l'intermédiaire d'un milieu poreux (sable de polder ou "Blokzijl sand" et kaolin), saturé en eau à la tension considérée, avec lequel il est en contact par la base. VARALLYAY (1973) affecte un "milieu de tension" particulier à chaque pF imposé : l'auteur utilise un bac pour chacune des tensions mesurées avec un matériel calibré spécifique, dont la pression d'entrée d'air et la conductivité hydraulique sont adaptées à la tension exercée; de ce fait, le temps de mise à l'équilibre est inférieur à 200 h pour des échantillons sableux ou limoneux. Les bacs ont été réalisés en plexiglas, ce qui permet de surveiller l'intérieur du bac (bulles d'air, fuites). Le dispositif de TOPP & ZEBCHUK (1979) présente des caractéristiques analogues : le milieu poreux utilisé est constitué par un mélange de limon sableux et d'argile.

C'est un appareillage de ce type - mis au point par VIVILLE & AMBROISE (1982) - qui a été utilisé dans cette étude. Les avantages de cet appareillage sont multiples :

- pour chacune des tensions imposées, on maximise la conductivité hydraulique (à saturation) du milieu de support des échantillons et on accélère ainsi leur mise à l'équilibre;

- les problèmes de suffosion au sein du milieu de tension, liés à l'utilisation d'une ampoule mobile, sont éliminés;

- on peut traiter simultanément plusieurs séries d'échantillons (25 par bac), qui sont passées progressivement d'un bac à un autre, de pF plus élevé. On détermine ainsi la courbe de rétention en phase de désorption.

Nous avons donc retenu cette méthode qui est particulièrement adaptée à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés de rétention des sols et des formations superficielles, qui requiert le traitement d'un grand nombre d'échantillons - 444 dans notre cas. En outre, ce dispositif permet également de mesurer la courbe de rétention hydrique en phase de sorption.

1.2.2. MESURE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE

Un nombre important de possibilités, tant théoriques que techniques, existe pour déterminer expérimentalement la conductivité hydraulique, sur le terrain ou au laboratoire. Nous présentons ici les principales méthodes utilisées et justifions les choix effectués pour la conception d'une méthode originale de mesure de la conductivité hydraulique en milieu non saturé (REUTENAUER, 1983).

1.2.2.1. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation Ks

Sur le terrain, les techniques de mesure de Ks (BOUWER, 1962) sont généralement dérivées des méthodes de MUNTZ (1905) et de PORCHET (1935). Dans la première, un cylindre enfoncé de quelques cm dans le sol est alimenté en eau par un flacon gradué et doublé par un cylindre plus large, également alimenté en eau qui crée un écran humide et évite une diffusion latérale. Dans la seconde, un trou cylindrique, de rayon connu, est creusé dans le sol et rempli d'eau. Dans les deux cas, on mesure l'écoulement en fonction du temps et on en déduit Ks par application de la loi de Darcy.

Au laboratoire, on utilise des méthodes de filtration, analogues à l'expérience originale de Darcy (charge variable) ou améliorées (charge constante) (HENIN, 1976), sur des échantillons remaniés ou à structure conservée. La méthode du perméamètre à charge constante a été appliquée par VIVILLE (1985) à des échantillons non remaniés (H = 5 cm, $\phi = 8$ cm) : dans cette technique, l'échantillon est totalement immergé, ce qui assure la continuité de la phase liquide entre l'intérieur et l'extérieur de l'échantillon. En outre, la circulation de l'eau s'effectue du bas vers le haut ce qui limite l'entraînement des particules fines. C'est cet appareillage que nous avons utilisé dans notre protocole opératoire.

1.2.2.2. Mesure de la courbe de conductivité hydraulique

De nombreuses méthodes de laboratoire ou de terrain ont été proposées qui diffèrent par leur base théorique, par les conditions opératoires et par les techniques de mesure mises en oeuvre.

Méthodes de terrain

In situ, la technique la plus usitée est celle du drainage interne, en phase de désorption : une batterie de tensiomètres, implantés à des profondeurs croissantes dans une parcelle expérimentale, mesure les variations de la tension du sol en fonction du temps et de la profondeur. L'évolution du profil hydrique est déterminée par sonde à neutrons (HILLEL & al., 1972; VACHAUD & al., 1973; HAVERKAMP & al. 1978; DANE, 1980; LUXMORE et al., 1981) ou déduit des données tensiométriques (les relations $\theta(h)$ ayant au préalable été mesurées au laboratoire sur des échantillons prélevés au sein de la parcelle expérimentale). Cet appareillage permet de suivre le ressuyage du sol, préalablement humidifié et couvert d'une couche isolante destinée à prévenir l'évaporation, et de calculer K pour différents états de saturation du milieu.

ARYA et al. (1975) présentent une méthode analogue, mais où la parcelle expérimentale, abondamment arrosée, est soumise à la fois à l'évaporation et au drainage. Des tensiomètres, installés à différentes profondeurs, mesurent le profil tensiométrique en fonction du temps, dont on déduit la position du plan de flux nul, ainsi que le profil hydrique à partir de courbes de rétention déterminées sur des échantillons prélevés sur le même site et traités au laboratoire.

La mise en oeuvre de techniques de terrain est relativement onéreuse et, si elle convient à des parcelles expérimentales horizontales, il n'est pas envisageable de multiplier ce type d'installation en différents endroits d'un bassin versant étendu. En outre, la gamme des tensions mesurées est généralement étroite. Enfin, dans notre milieu, il existe des difficultés supplémentaires liées à la topographie accidentée et à la nature très filtrante des formations étudiées, dont la conductivité hydraulique à saturation K_s est de l'ordre de plusieurs dizaines de cm/h (HUMBERT, 1977). C'est pourquoi, comme dans le cas de la courbe de rétention, nous avons opté pour des méthodes de laboratoire pour caractériser la conductivité hydraulique des différents types de milieux du bassin de la Fecht.

Méthodes de laboratoire

Parmi les nombreuses méthodes présentées dans la littérature et synthétisées dans diverses revues bibliographiques (KLUTE, 1972; RAGAB & al., 1981), on peut distinguer 2 grands types selon que les expérimentations s'effectuent en écoulement permanent ou transitoire.

- Ecoulement permanent :

* Méthode d'écoulement permanent entre des plaques poreuses : une colonne horizontale contient l'échantillon qui est en contact à ses 2 extrémités avec des plaques poreuses, alimentées en eau. Le gradient hydraulique est imposé au moyen de 2 ampoules à niveau constant, connectées aux plaques poreuses. La tension moyenne de l'échantillon est égale à la demi-somme des dénivellations de chacune des ampoules par rapport au milieu de l'échantillon. La tension peut également être imposée au moyen d'un tube latéral qui maintient une certaine pression d'air au sein de l'échantillon.

* Méthode d'infiltration à travers une croûte de gypse (HILLEL & al., 1970 a et b) : la couche constituée d'un mélange de sable et de gypse, de faible perméabilité, est étalée au sommet de l'échantillon et surmontée d'une certaine épaisseur d'eau. Elle alimente de façon continue l'échantillon sous-jacent. L'infiltration est poursuivie jusqu'à ce que le flux hydrique soit stabilisé et qu'un gradient hydraulique unitaire s'installe (équilibre dynamique). On mesure alors le flux hydrique et on en déduit K , pour un certain état de saturation du milieu. On effectue une série de mesures avec des couches sablo-gypseuses de composition différente, qui permettent chacune de déterminer un point de la courbe de conductivité hydraulique.

- Ecoulement transitoire :

* Méthode d'accroissement de la tension par paliers (outflow method): on applique à un échantillon contenu dans une cellule ou disposé sur une plaque poreuse un accroissement de pression donné qui provoque un ressuyage. En posant que l'effet de la gravité est négligeable, que la conductivité est constante et que l'humidité est une fonction linéaire de la tension h , dans le domaine d'accroissement de h , on peut déduire des variations du flux hydrique en fonction du temps la diffusivité, par une méthode analytique standard (GARDNER, 1956; ELRICK & al., 1964; KLUTE, 1972).

* Méthode du "profil instantané" : La plupart des méthodes employées s'effectuent en phase de vidange, soit par évaporation au sommet de l'échantillon (FLOECKER & al., 1968), soit par drainage interne (RICHARDS & al., 1953 ; WATSON, 1966 ; ROULIER & al., 1972). Cette seconde méthode s'apparente aux expérimentations de terrain. On effectue, sur un échantillon préalablement saturé, des mesures instantanées du profil de tension, à l'aide de tensiomètres, et de l'humidité volumique, par diverses méthodes (sonde à rayon γ , sonde à neutrons ...), pendant le ressuyage du sol. Ces mesures sont effectuées en fonction du temps et de la profondeur et permettent de calculer le gradient hydraulique et le flux hydrique moyen entre deux instants de mesures et de calculer K par la loi de Darcy. On obtient ainsi K pour différents états de saturation du milieu et on peut construire directement la courbe de conductivité hydraulique après l'expérience.

DANIEL (1982) propose une technique de détermination en phase de sorption par l'adjonction progressive de quantités d'eau connues, le suivi des profils de tension étant effectué à l'aide de psychromètres à thermocouple.

La méthode de drainage "avec un gradient unitaire" s'apparente à la précédente, mais repose sur l'hypothèse, qu'en drainage gravitaire, le gradient hydraulique est généralement proche de l'unité et qu'il suffit alors de mesurer le flux hydrique. Cependant une telle hypothèse n'est valable que si le matériel est homogène.

1.2.2.3 Discussion

Pour le choix d'une méthode de mesure de la courbe de conductivité, nous avons éliminé certaines d'entre elles, pour les raisons suivantes :

* des hypothèses trop restrictives : c'est le cas de la méthode de drainage, à gradient unitaire, qui n'est pas applicable à des échantillons présentant une différenciation verticale. Ces mêmes hypothèses de gradient d'humidité et de tension nuls sont souvent posées dans les solutions analytiques s'appuyant sur les équations de diffusivité.

* des mesures trop longues ou trop coûteuses : d'une manière générale, nous avons écarté toutes les méthodes ne permettant de déterminer qu'un seul point des relations $K(h)$ ou $K(\theta)$ ou une seule de ces 2 relations, lors d'une même expérience (écoulement permanent : infiltration à travers une croûte de gypse ; assèchement à l'air chaud) et celles nécessitant un appareillage trop sophistiqué (plaques poreuses, sonde à neutrons).

* les méthodes s'appliquant à des échantillons remaniés (en particulier les colonnes "semi-infinies") : on cherche en effet à déterminer les propriétés hydriques des matériaux naturels. Il est à noter cependant que certaines des méthodes employées, destinées à une recherche fondamentale en mécanique des fluides et appliquées à des échantillons remaniés, peuvent également être employées pour des échantillons à structure conservée.

De cette revue critique, on peut dégager les principes présidant à la conception de la méthode finalement retenue :

- * être une technique de laboratoire fiable mais simple dans sa mise en oeuvre, donc facilement reproductible
- * permettre le traitement simultané de plusieurs échantillons
- * ne pas nécessiter un appareillage trop sophistiqué ou onéreux
- * s'appliquer au traitement de monolithes de sol non remaniés
- * permettre de déterminer simultanément les relations $K(h)$ et $K(\theta)$
- * s'appliquer à la détermination de l'ensemble de la courbe de conductivité en une seule expérience : les mesures devront donc s'effectuer en écoulement transitoire

La méthode retenue (REUTENAUER, 1983) est une méthode du type "drainage interne, à profil instantané", s'appliquant à des monolithes de sol non remaniés. Les mesures s'effectuent en phase de désorption : le gradient hydraulique est mesuré à l'aide de 2 petits tensiomètres (ce qui impose la taille de l'échantillon : $H = 12$ cm, $\phi = 10$ cm), implantés respectivement près du sommet et de la base de l'échantillon, et le flux hydrique est déterminé par pesées successives de l'échantillon.

CONCLUSION

Du fait du nombre élevé d'échantillons requis pour l'étude de la variabilité spatiale, les méthodes et les techniques retenues dans notre protocole opératoire sont adaptées au traitement en série d'échantillons prélevés sur le terrain. On mesure la courbe de rétention par la méthode du bac à sable et à kaolin ($pF \leq 2.7$), sur des échantillons de sol non remaniés ($H = 5$ cm, $\phi = 8$ cm). On détermine ensuite sur ces mêmes échantillons la conductivité hydraulique à saturation K_s : la percolation de plusieurs jours, nécessaire à la stabilisation du flux hydrique, étant susceptible de perturber la structure de l'échantillon (en particulier par l'entraînement d'argiles), cette mesure s'effectue en second. La mesure des teneurs en eau à $pF_{3.5}$ et $pF_{4.2}$ est réalisée par la méthode de la presse à membrane, sur la fraction fine du matériel (< 2 mm). Ceci impose donc que cette détermination s'effectue en dernier, après destruction de l'échantillon. Ce protocole opératoire a été appliqué à la totalité des échantillons ($N=444$).

Parallèlement, on a mesuré la courbe de conductivité hydraulique sur une série restreinte d'échantillons ($N = 39$), dans le but de tester le modèle de prédiction de VAN GENUCHTEN (1980), ce modèle ayant donné de bons résultats par ailleurs. Cette mesure s'effectue en phase de désorption, par drainage interne d'un monolithe de sol.

1.3. Les principes de la discrétisation spatiale

La discrétisation de l'espace s'effectue à l'aide de critères naturalistes, à partir d'une réflexion sur la structure et le fonctionnement des différents niveaux d'organisation du milieu naturel. Une telle démarche a pour objet de faire l'économie d'un échantillonnage trop important (un échantillonnage "systématique" serait prohibitif) et permet ainsi une application à moyenne échelle. Il s'agit d'un découpage "a priori", i.e. qui ne tient pas compte explicitement dans la discrétisation de l'espace des données analytiques recueillies.

La répartition spatiale des formations superficielles et des sols, qui constituent le milieu poreux, résulte pour l'essentiel des différents processus morphogénétiques et pédologiques qui se sont succédés et surimposés lors des fluctuations climatiques du Quaternaire (TRICART, 1965; MERCIER, 1972) et qui ont induit différentes organisations latérales et verticales. La géomorphologie climatique est de ce fait particulièrement adaptée à l'étude de la genèse et de la répartition spatiale de ces formations et à la définition de volumes sédimentaires différenciés par leur faciès et leur mode de mise en place, présentant une relative homogénéité interne de leurs propriétés physiques et chimiques.

1.3.1. Revue bibliographique

Pour définir des unités naturelles homogènes possédant une signification du point de vue hydrique, différentes méthodes ont été utilisées :

* l'observation de terrain, pratiquée par les géomorphologues, pour dresser des cartes hydromorphologiques (KLIMASZEWSKI, 1961; FERNANDOPULLE, 1961; TRICART, 1965) ou des cartes d'unités de comportement hydrique homogène (VIVILLE, 1985) et par les pédologues, pour définir les unités pédologiques ou pour "valoriser la carte pédologique en termes de comportement hydrique" (GASCUEL-ODOUX, 1984).

* la superposition de cartes thématiques (géologie, géomorphologie, pédologie et couvert végétal : BERTRAND & al., 1980) ou la photo-interprétation (van der BROECK & al., 1981).

* les analyses factorielles : des analyses multivariées ont été utilisées pour établir une typologie des unités naturelles, à partir de données quantitatives et qualitatives du milieu étudié (AMIET, 1980), ou pour préciser les limites des unités pédologiques (NORTCLIFF, 1978).

1.3.2. Principes généraux de la discrétisation spatiale

Pour définir les unités cartographiques, il est essentiel de ne sélectionner que les facteurs effectivement discriminants du point de vue des propriétés hydriques et d'éviter ainsi un morcellement trop important, tel qu'il résulterait par exemple d'une simple intégration des différents niveaux d'organisation du milieu naturel - les unités morphopédologiques étant obtenues par superposition des cartes géologiques, géomorphologiques et pédologiques de la zone d'étude. Les critères utilisés pour établir ces cartes thématiques ne se traduisent en effet pas forcément par des différences significatives du point de vue des propriétés hydriques du matériel. On peut donc être amené à supprimer certaines distinctions non significatives du point de vue hydrique ou au contraire à introduire des subdivisions supplémentaires.

Le choix de critères naturalistes pertinents dans l'optique de la définition de zones de comportement hydrique homogène repose sur une hypothèse de travail simple : les "volumes sédimentaires homogènes", caractérisés sur le terrain par un faciès homogène, au niveau macroscopique, présentent une minéralogie, une granulométrie et un arrangement structural particuliers; chacun de ces faciès présente donc une géométrie de l'espace poral et des caractéristiques hydriques qui lui sont propres.

Cette hypothèse est étayée par de nombreuses recherches menées en physique des sols qui montrent que les propriétés hydriques sont corrélées avec la granulométrie, le taux de matière organique et la structure (HENIN, 1976). Les critères à retenir pour la définition des unités cartographiques sont donc ceux qui sont discriminants pour une ou plusieurs des caractéristiques physiques ou géométriques du matériel. Une telle approche doit permettre de hiérarchiser les différents facteurs du milieu, de sélectionner les plus significatifs et d'éviter ainsi la multiplication des facteurs.

Schématiquement, on peut distinguer 3 niveaux d'organisation emboîtés, correspondant à des échelles spatio-temporelles différentes :

* la trame géologique définit la nature du matériel initial soumis à l'attaque météorique,

* les formations superficielles : les altérites résultantes sont façonnées par les mécanismes géomorphologiques;

* les sols : les formations superficielles constituent la roche-mère de sols en équilibre avec le climat et la végétation actuels.

+ Géologie

La trame géologique constitue le premier niveau d'organisation du milieu naturel : la roche-mère détermine dans une large mesure les propriétés texturales des formations meubles qui en dérivent. C'est donc un critère à retenir en priorité. Selon ce critère, la parenté des roches entraîne celle de leurs altérites (pour un même processus morphopédologique). En outre, le degré d'homogénéité du substrat déteint sur celui des formations superficielles.

+ Géomorphologie

Ce critère est à retenir lorsque l'évolution géomorphologique a différencié le matériel, au niveau textural ou structural. La différenciation peut être :

* latérale, en relation avec des mécanismes de mise en place différents et variables dans l'espace (alluvions, moraines, formations de versant)

* verticale : superposition de formations liées à différentes phases morphoclimatiques ou hétérogénéités internes à un type de formation donné.

Pour un même type de formations superficielles et/ou en l'absence de différenciations géomorphologiques significatives, c'est le critère géologique qui prime.

+ Pédologie

La classification pédologique est à retenir lorsque les différents sols se distinguent nettement par leur morphologie ou certaines de leurs propriétés (composition et structure des différents horizons). Les sous-classes de sols (selon la systématique proposée par DUCHAUFOR (1977), à partir de la classification française de 1967), qui tiennent compte de la nature de la roche-mère des sols (généralement les formations superficielles), sont à rapprocher des critères géologiques ou géomorphologiques. L'évolution pédologique provoque généralement une nette différenciation verticale des propriétés des sols - liée en particulier à la matière organique - et il est donc nécessaire d'en tenir compte.

+ Type de végétation

Les associations végétales ou les essences dominantes, relativement faciles à cartographier, sont souvent indicatrices de la nature du sol. Le critère phytologique est alors à rapprocher du critère pédologique.

Conclusion

L'étude naturaliste consiste tout d'abord dans un inventaire régional des formations superficielles, caractérisées par leur faciès (typologie descriptive) et leur genèse (typologie génétique), et des sols, caractérisés par la morphologie de leur profil et par leur processus d'évolution pédologique. On définit ainsi des "volumes sédimentaires homogènes", de nature essentiellement stratiforme, dont on étudie la distribution spatiale et les séquences qui les associent. On sélectionne alors a priori les facteurs susceptibles d'induire des différences de comportement hydrique significatives et on définit les unités qui en découlent. Du fait de la différenciation verticale des profils généralement observée, ces unités correspondent à une séquence de formations superficielles et à un type de sol donnés.

1.4. LA VARIABILITE SPATIALE DES PROPRIETES PHYSIQUES ET HYDRIQUES

La variabilité des propriétés des sols est un phénomène observé qualitativement de longue date par les pédologues et les géomorphologues (en particulier la variabilité verticale). Les expérimentations quantitatives poursuivies pendant les dernières décennies ont montré qu'au sein même d'une unité morphopédologique, à l'échelle de la parcelle et jusqu'au niveau du site de mesure, les caractéristiques physiques et hydriques du milieu fluctuent considérablement.

MONNIER (1982) propose 3 axes, d'ordre méthodologique, pour l'étude de la variabilité spatiale des propriétés des sols :

- * la description de la variabilité à l'aide de méthodes statistiques,
- * l'analyse de la variabilité observée et la recherche de paramètres associés aisément mesurables,
- * l'influence de la non-uniformité des sols sur les écoulements qui s'y produisent.

Notre étude concerne les 2 premiers axes de recherche. Cependant, les résultats présentés dans ce travail trouvent un prolongement naturel dans des applications hydrodynamiques et hydrologiques i.e. doivent concourir à terme aux réflexions menées dans le cadre du troisième axe méthodologique.

Les différentes méthodes d'étude de la variabilité spatiale peuvent être regroupées selon quatre directions, correspondant à des objectifs spécifiques (GASCUEL-ODOUX, 1984, 1987) :

1.4.1. Les méthodes d'analyse statistique unidimensionnelle :

Elles visent à caractériser la variabilité spatiale d'une propriété donnée, à partir de mesures ponctuelles suffisamment nombreuses. Pour la variable étudiée, dans un espace donné, on détermine la loi de distribution, la moyenne m , l'écart-type s , le coefficient de variation CV et on étudie sa structure spatiale.

* Approche probabiliste :

Lorsque les différentes déterminations locales de la propriété étudiée sont indépendantes et que le choix des sites peut être considéré comme aléatoire, on étudie la distribution de la variable à l'aide des techniques de la statistique classique et, en particulier, on détermine sa loi de distribution.

Les variables physiques et hydriques suivent généralement 2 lois de distribution : la loi normale pour les propriétés statiques et la loi log-normale pour les paramètres dynamiques (WARRICK et al., 1980; VAUCLIN, 1982).

- Loi normale : la densité apparente, le taux de matière organique, les fractions granulométriques et les teneurs en eau à différentes tensions (BECKETT & WEBSTER, 1971; ROGOWSKI, 1972; NIELSEN et al., 1973; CASSEL & BAUER, 1975; AMBROISE & VIVILLE, 1986)

- Loi log-normale : la conductivité hydraulique à saturation, la diffusivité (NIELSEN et al., 1973; BONNEL et al., 1981; BYERS & STEPHEN, 1983; AMBROISE & VIVILLE, 1986).

La loi de distribution étant connue, il est possible d'interpréter d'une manière probabiliste les paramètres statistiques de la distribution et de calculer le nombre d'observations à collecter pour déterminer la moyenne spatiale avec une précision relative souhaitée (VAUCLIN, 1982). La variabilité spatiale d'une propriété donnée, dans un espace donné, est alors décrite en termes d'écart-type et de coefficient de variation CV, rapport de l'écart-type à la moyenne. Ces deux paramètres sont complémentaires - l'un exprime une variabilité absolue et l'autre une variabilité relative, partiellement fonction de l'ordre de grandeur de la moyenne - et il est souhaitable de les utiliser conjointement.

* La structure spatiale de la variable :

A la suite des travaux de NIELSEN, BIGGAR & ERHT (1973), les méthodes d'analyse géostatistique ont été appliquées à l'étude des propriétés physiques et hydriques des sols et le concept de variable régionalisée (MATHERON, 1970) a été introduit en science du sol : il s'agit d'une variable Z, prenant des valeurs Z(x) à chaque point x d'un espace donné (CICERI, MARCHAND & RIMBERT, 1973). La structure spatiale de la variable a été principalement étudiée à l'aide de 2 fonctions d'autocorrélation spatiale, destinées à mesurer la dépendance spatiale entre les points de mesure :

- le corrélogramme :
$$\rho(dx) = \frac{\text{Cov}\{Z(x+dx), Z(x)\}}{s^2}$$

- le variogramme : il mesure la similitude, en moyenne, entre des points de mesures séparés par une distance dx

$$\gamma(dx) = \frac{1}{2N(dx)} \sum_{i=1}^{N(dx)} \sum_{j=1}^{N(dx)} \{Z(x+dx) - Z(x)\}^2 = \frac{1}{2} \text{Var}\{Z(x+dx) - Z(x)\}$$

Pour l'ensemble des paires de points distants de dx, $\gamma(dx)$ est égal à la demi-variance des différences entre les deux points du couple. On calcule $\gamma(dx)$ pour des valeurs régulièrement croissantes de dx.

On construit ainsi le variogramme qui résume la structure spatiale de la variable étudiée. Le variogramme est décrit par la pente proche de l'origine et par sa portée i.e. la valeur de dx au-delà de laquelle le variogramme atteint un palier : au-delà de ce palier, les mesures peuvent être considérées comme spatialement indépendantes. Il peut également servir à définir une stratégie d'échantillonnage visant à minimiser le nombre des points d'observation, pour une erreur d'estimation donnée, ou, pour un nombre d'échantillons donné, à réduire notablement cette erreur (BURGESS, WEBSTER & McBRATNEY, 1981). Lorsqu'on lui ajuste une fonction mathématique, le variogramme est à la base d'une méthode d'interpolation spatiale : le krigeage (MATHERON, 1970).

A la suite des travaux de WEBSTER et al. (1975), de nombreuses recherches ont été consacrées à l'étude de la structure spatiale des propriétés physiques et hydriques. Beaucoup d'auteurs constatent une dépendance spatiale de ces propriétés qui ne dépasse généralement pas quelques dizaines de mètres, tandis que d'autres, au contraire, observent une dépendance faible ou nulle entre les points de mesures. Parmi les différentes études effectuées, citons :

- * GAJEM & al. (1981), RUSSO & BRESLER (1981), TEN BERGE & al. (1983), VAUCLIN & al. (1983) et SADDIQ & al. (1985) qui ont étudié la structure spatiale de la teneur en eau volumique à différentes tensions et GASCUEL-ODOUX (1984) celle de la teneur en eau pondérale in situ;
- * RUSSO & BRESLER (1981) ont analysé la structure spatiale du potentiel de tension,
- * BRUCE & LIVET (1982) et BYERS & STEPHENS (1982) celle de la conductivité hydraulique;
- * WEBSTER (1977), GAJEM et al. (1981) et YEMEL 'YANOV (1982) ont étudié la densité apparente,
- * McBRATNEY & WEBSTER (1981) et XU & WEBSTER (1984) la matière organique,
- * CAMPBELL (1979), VAUCLIN et al. (1983) et BYERS & STEPHEN (1983) les propriétés texturales.

- Conclusion :

Sachant que les distances d'autocorrélation généralement observées pour les différentes propriétés étudiées sont très nettement inférieures à la distance entre les points de mesure échantillonnés dans notre étude et du fait de l'absence de structure spatiale de ces propriétés constatée dans un sous bassin du bassin de la Fecht (le bassin versant élémentaire du Ringelbach; VIVILLE, 1985), nous considérerons que les mesures effectuées dans les différents sites sont spatialement indépendantes et que les données peuvent donc être traitées comme des individus statistiques en général.

1.4.2. Méthodes d'analyse statistique multidimensionnelle

Les analyses multidimensionnelles, qui permettent la prise en compte simultanée d'un grand nombre de données, visent à la réduction de l'information par la mise en évidence des facteurs essentiels qui décrivent ou discriminent le mieux les groupes d'individus, correspondant aux sites compris dans une unité spatiale donnée.

* Les méthodes de classification

Dans ces méthodes descriptives, de type exploratoire, les classes auxquelles appartiennent les individus ne sont pas connues au départ : à partir d'un grand nombre de variables, ces analyses multivariées sont destinées à les mettre en évidence et à définir leurs critères de différenciation.

Citons entre autres :

- L'analyse en composantes principales ACP et l'analyse factorielle des correspondances AFC (AMIET, 1980)

- La classification hiérarchique ascendante : BONNEL (1983) et VIVILLE (1985)

* Les méthodes de discrimination :

On teste par ces méthodes la validité d'une classification établie a priori.

- L'analyse de variance : elle est utilisée pour la comparaison de sites ou d'unités par l'étude des variances. Citons notamment les études portant sur :

* les propriétés physiques : WILDING & al. (1965), McCORMACK & WILDING (1969), DREES & WILDING (1973) et EDMONDS & al. (1982)

* les propriétés hydriques : ALJIBURY & EVANS (1961), LOBERT & CORMARY (1964), HENNINGER & al. (1976) et BACHE & al. (1981).

- L'analyse discriminante AD : elle permet de mesurer la qualité d'une partition de l'échantillon total en groupes correspondant à des unités préétablies et de sélectionner les variables les plus discriminantes. Elle s'applique en outre au classement d'individus supplémentaires. L'AD a été utilisée par BASCOMB & JARVIS (1970), Van de BROEK & al. (1981) et VIVILLE (1985).

Ces analyses factorielles sont adaptées pour vérifier "globalement" - sur un ensemble de variables - la validité d'une partition de l'échantillon total en sous-groupes significativement différents, cette partition pouvant en particulier s'effectuer sur la base de critères naturalistes. Elles ont donc pour fonction essentielle d'analyser l'aspect structuré de l'espace : elles décrivent l'hétérogénéité des sites de mesure ou des unités, caractérisés par différentes variables. Elles prennent cependant en compte implicitement la "variabilité" intra-unité des propriétés retenues, qui correspondent à la proximité (dans la métrique utilisée) des individus des différents groupes à leurs centres de gravité respectifs.

1.4.3. Les méthodes de corrélation :

L'étude des corrélations entre les variables hydriques et d'autres variables descriptives du milieu répond à un double objectif :

* un objectif opératoire : par la mise en relation de variables d'accès facile avec certaines propriétés hydriques, plus longues à déterminer, on peut caractériser ces dernières à moindre coût;

* un objectif analytique (ou explicatif) : la corrélation comporte une dimension explicative lorsque les relations mises en évidence sont conceptuelles; elles concourent alors à la compréhension de l'origine de la variabilité.

Les relations statistiques entre les variables hydriques et d'autres variables descriptives du milieu (relations linéaires ou non linéaires, régressions simples ou multiples) traduisent une dépendance entre ces variables. Lorsque la nature exacte de cette dépendance n'est pas expliquée la relation est dite empirique; lorsqu'elle correspond à un phénomène physique, la relation entre les variables est dite conceptuelle.

En physique des sols, deux modèles conceptuels méritent une attention particulière :

* les modèles d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique : parmi les propriétés hydriques, la courbe de conductivité hydraulique est la plus difficile à déterminer expérimentalement. Les modèles d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique à partir de la courbe de rétention hydrique (MUALEM, 1976; VAN GENUCHTEN, 1980) sont de ce fait particulièrement intéressants pour alléger les travaux de laboratoire. Il est cependant nécessaire de tester au préalable, sur un nombre restreint d'échantillons, la validité de la méthode de prédiction utilisée, dans le milieu étudié.

* la mise en facteur d'échelle : cette méthode prometteuse est employée en science du sol pour modéliser le milieu poreux et pour décrire la variabilité de ses propriétés hydriques. Le concept de facteur d'échelle repose sur la notion de milieux poreux semblables introduite par MILLER & MILLER (1955). La mise en facteur d'échelle constitue une forme très intéressante de réduction des variables hydriques qui a donné de bons résultats dans différentes études (WARRICK & al., 1977; SHARMA & al., 1980). Elle présente l'avantage d'être applicable à toutes les échelles spatiales (à condition que le matériel étudié soit homogène). Nous n'avons pas utilisé le facteur d'échelle dans cette étude : pour plus de détail, on se reportera avantageusement aux auteurs cités et à la revue bibliographique de GASCUEL-ODOUX (1984, 1987).

1.4.4. Les méthodes d'estimation :

Citées pour mémoire, ces méthodes permettent l'estimation en tout point de l'espace, à partir d'un échantillonnage, de la valeur de la propriété étudiée et sa représentation sous forme cartographique. Parmi les méthodes d'interpolation spatiale (DELHOMME, 1976), le krigeage est celle qui a été le plus souvent utilisée en science du sol. Développé par MATHERON (1970), le krigeage utilise la structure spatiale de la variable pour son estimation en tout point de l'espace. Dans notre étude, nous n'emploierons pas ces méthodes, principalement à cause de l'échelle de la zone étudiée.

1.5. CONCLUSION

Cette étude vise à caractériser les propriétés hydriques mesurées au sein des différentes unités, d'en estimer la variabilité spatiale et de vérifier statistiquement que leur comportement hydrique est significativement différent. Compte tenu de l'échelle de la zone d'étude, nous avons tenté de choisir les variables, les méthodes de mesure, le schéma d'échantillonnage et les traitements statistiques les plus aptes à répondre à ces différents objectifs.

Les variables :

La détermination des courbes de rétention hydrique et de conductivité hydraulique, dans leur ensemble, est nécessaire pour la mise en oeuvre des modèles de simulation des transferts hydriques. La courbe de conductivité hydraulique étant longue à mesurer, on se propose de tester le modèle d'estimation de VAN GENUCHTEN (1980), qui permet de prédire les relations $K(\theta)$ et $K(h)$ à partir de la relation $\theta(h)$. Ce modèle a donné des résultats satisfaisants sur des sols variés (MUALEM, 1976; VAN GENUCHTEN, 1980). La validité du modèle de prévision une fois établie, sur un nombre réduit de monolithes de sol, on pourra estimer la courbe de conductivité hydraulique en de nombreux points, à savoir tous ceux pour lesquels la courbe de rétention hydrique a été mesurée. C'est pourquoi la conductivité hydraulique à saturation K_s , qui intervient comme paramètre dans ce modèle de prédiction, a été mesurée systématiquement, sur l'ensemble des échantillons. En outre, les propriétés physiques (densité apparente, granulométrie et taux de matière organique) susceptibles d'expliquer les propriétés hydriques ont été intégrées dans le protocole opératoire. Au total, 27 variables ont été mesurées au laboratoire pour les 444 échantillons prélevés (cf. chap. III).

Les méthodes :

On mesure la courbe de rétention en phase de désorption sur des échantillons non remaniés par la méthode du bac à sable et à kaolin jusqu'à pF2.7 et par la méthode de la presse à membrane aux pF3.5 et 4.2, sur la matrice fine (<2mm) de ces échantillons remaniés. La conductivité hydraulique à saturation est déterminée par la méthode du perméamètre à charge constante, sur les échantillons non remaniés.

La courbe de conductivité hydraulique est mesurée en phase de désorption sur une série limitée d'échantillons non remaniés, représentatifs des différents types de milieux du bassin, et doit permettre de vérifier la validité du modèle de prédiction de la courbe de conductivité de VAN GENUCHTEN.

La démarche adoptée

L'approche méthodologique utilisée comporte 2 démarches parallèles :

- * on effectue, d'une part une discrétisation de l'espace en unités de comportement hydrique homogène, à partir d'une étude naturaliste,
- * d'autre part, on applique à la zone d'étude un échantillonnage allégé, on traite les échantillons au laboratoire et on étudie statistiquement leur distribution.

Enfin, on vérifie s'il y a adéquation entre les unités naturalistes et les distributions des différentes variables au sein de chacune d'elles.

Le découpage de l'espace est réalisé "a priori" sur la base des critères naturalistes dégagés de l'étude terrain et de l'exploitation de la documentation disponible (cartes thématiques, bibliographie régionale).

On effectue un échantillonnage "stratifié" du bassin i.e. que chaque unité est échantillonnée individuellement. Un tel schéma d'échantillonnage est adapté à l'étude de la variabilité dans chacune des unités et à une vérification globale de la pertinence du découpage de l'espace.

En l'absence de corrélation spatiale, on utilise les méthodes de la statistique classique pour quantifier la variabilité au sein des différentes unités et pour vérifier globalement, par le recours à des analyses multivariées, la pertinence de la discrétisation de l'espace en unités de comportement hydrique homogène.

Enfin, l'étude des corrélations entre les propriétés physiques et hydriques du matériel et l'application de modèles conceptuels doit déboucher sur une simplification ultérieure des échantillonnages.

CHAPITRE II

PRESENTATION DU CADRE NATUREL: DISCRETISATION DE L'ESPACE EN UNITES DE COMPORTEMENT HYDRIQUE HOMOGENE

A partir de l'exemple régional de la vallée de la Fecht, nous souleverons les problèmes méthodologiques posés par la définition d'unités homogènes du point de vue de leurs propriétés hydriques, à l'aide de critères naturalistes. Nous tenterons de généraliser ces réflexions et proposerons une approche générale pour la discrétisation de l'espace.

Le bassin de la Fecht, en amont de Turckheim - qui correspond à la "vallée de Munster" - est situé sur le versant oriental des Vosges à la latitude de Colmar, dans le département du Haut-Rhin (Fig. 2.1) et couvre une superficie de 230 km².

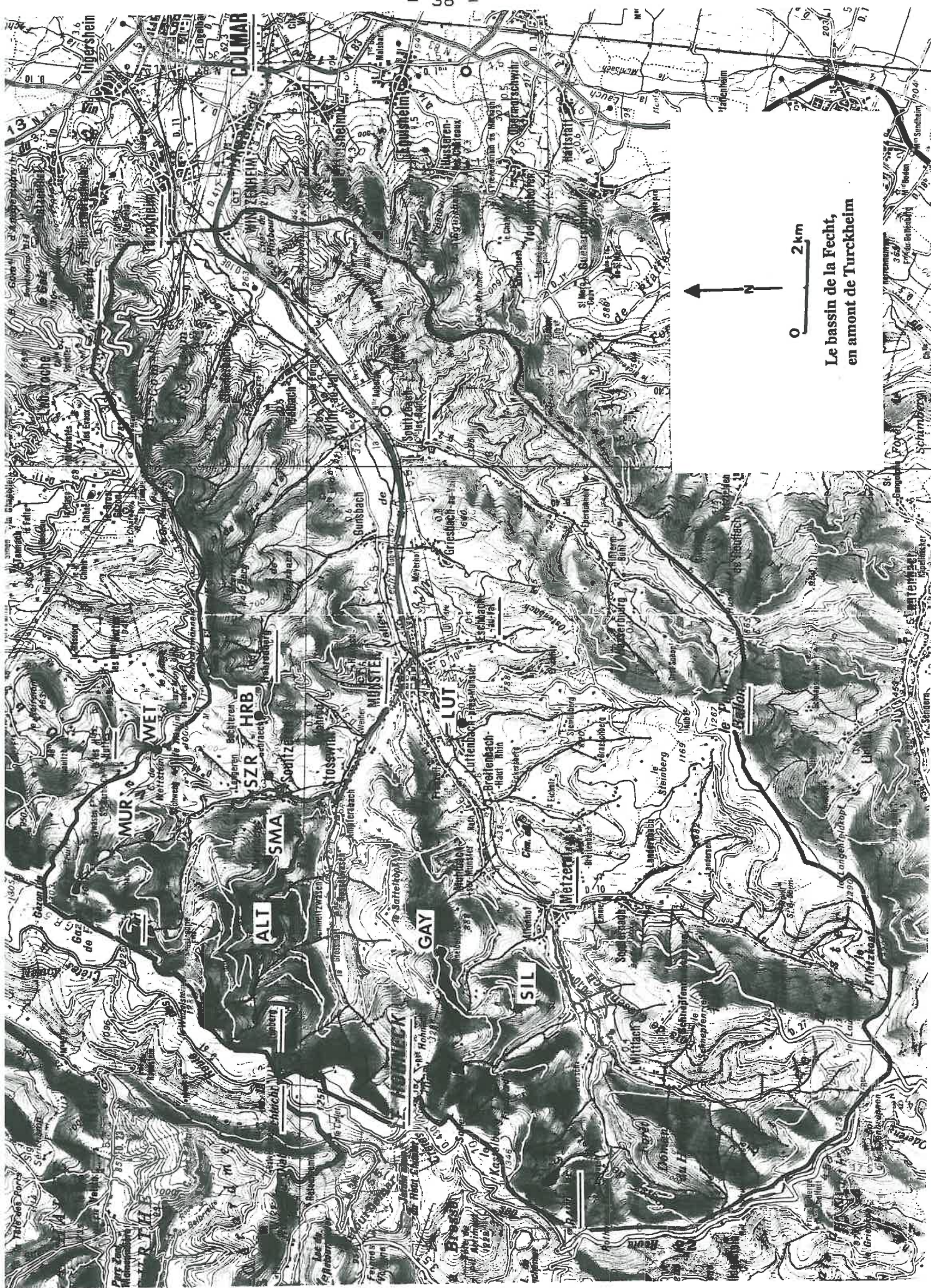
Le substrat géologique est composé en majorité de terrains cristallins et cristallophylliens (56 % de la surface du bassin). Des grauwackes du Carbonifère (22.5 %) affleurent dans le partie SW du bassin, qui est frangé au Nord par des grès triasiques (1.5 %).

Les versants sont couverts d'un manteau de gélifluxion continu : à l'ouest du bassin, en secteur granitique, la formation gélifluée surmonte des formations périglaciaires plus anciennes, selon une "séquence tripartite", tandis qu'à l'est elle recouvre directement la roche en place. Les hautes vallées, marquées par l'empreinte glaciaire, sont encombrées de dépôts morainiques (8 % de la superficie totale du bassin). A l'aval, les fonds des vallées principales ont été régularisés par des épandages fluvio-glaciaires et recouverts d'alluvions récentes (12 %).

Sur terrains cristallins et sur grauwackes, les sols sont de type bruns acides, bruns ocreux ou ocres podzoliques. Sur grès, on trouve des sols podzoliques et des podzols.

La végétation, en majorité forestière, présente une zonation en fonction de l'altitude : les "Hautes Chaumes" occupent les sommets, la hêtraie-sapinière les versants de l'étage montagnard moyen et la chênaie ceux de l'étage montagnard inférieur. Les fonds de vallée et certains replats topographiques sont occupés par des prairies de fauches et des pâtures.

Sur la carte topographique (Fig. 2.1), sont repérés les toponymes et les sites évoqués dans l'étude naturaliste.



0 2 km
 N
 Le bassin de la Fecht,
 en amont de Turckheim

2.1. LES LINEAMENTS DU RELIEF

Le bassin de la Fecht est limité à l'ouest par la ligne de crête principale des Vosges, d'orientation sensiblement méridienne, qui culmine à 1362 m au Hohneck. Les altitudes s'abaissent progressivement vers l'est, pour atteindre 240 m à l'exutoire, à Turckheim. L'altitude moyenne du bassin, en amont de Walbach, est de 753 m (HUMBERT, 1986).

La surface sommitale est caractérisée par l'ample convexité des croupes qui la jalonnent et s'oppose au modelé vigoureux des cirques glaciaires qui l'entaillent sur sa bordure orientale. Trois lignes de crête secondaires s'y raccordent et cloisonnent les hautes vallées, au modelé glaciaire : au nord, la ligne de crête s'échelonnant entre le Gazon de Faing (1303 m) et les Trois-Epis forme la limite de partage des eaux avec le bassin limitrophe de la Weiss, tandis qu'au sud la ligne de crête qui se développe entre le Lauchenkopf (1314 m) et les Cinq-Châteaux sépare le bassin de la Fecht de celui de la Lauch. Ces deux lignes de crête se prolongent jusqu'à la plaine d'Alsace et sont jalonnées de croupes convexes, dont l'altitude décroît progressivement vers l'est. La troisième ligne de crête secondaire, qui descend depuis le Hohneck jusqu'à Munster, sépare les sous-bassins de la grande et de la petite Fecht. Les hautes vallées sont fortement encaissées et des versants en pente forte se raccordent aux talwegs; à l'aval, la vallée de la Fecht est élargie et plane.

2.2. LE CLIMAT DU BASSIN DE LA FECHT (PAUL, 1982)

Le massif vosgien, par son orientation méridienne et son altitude induit une altération mésoclimatique du climat général : la barrière orographique des Vosges, qui fait obstacle aux flux perturbés de secteur ouest, représentant 35% des types de temps (PAUL, 1983), est responsable de l'augmentation de la pluviosité sur le versant lorrain, avec un maximum sur les parties sommitales du massif; au delà, on assiste à une brutale décroissance des précipitations sur le versant alsacien, par effet de foehn. Le régime pluviométrique du bassin de la Fecht est donc caractérisé par un fort gradient pluviométrique horizontal entre la crête principale et la plaine d'Alsace : pour la période 1976/80, les précipitations moyennes annuelles sont respectivement de 1816 mm à la station de l'Altenberg (1084 m) et de 587 mm/an à Colmar/Meyenheim (209 m). Le gradient pluviométrique est de l'ordre de 160mm/an/km dans la zone située aux abords immédiats de la crête.

Le régime thermique de la haute vallée de la Fecht est caractérisé par l'abaissement généralisé de la température, lié à l'altitude (la moyenne annuelle est de 6.2°C à la station de l'Altenberg et de 10.1°C à Colmar/Meyenheim, pour la période 1976/80). Il s'accompagne d'une augmentation notable de la durée d'enneigement sur les sommets (130j/an). En outre, la forte nébulosité aux environs de la crête abaisse l'amplitude thermique annuelle (topoclimat de la crête des Vosges).

Le climat de la vallée de la Fecht, marqué par une continentalisation croissante en direction de l'est et par un renversement de la répartition saisonnière des précipitations, s'inscrit donc entre deux pôles :

- le climat à tendance océanique (en termes de régime mensuel des précipitations) de la crête principale des Vosges : l'hiver est la saison la plus arrosée et le printemps la saison la plus sèche;

- le climat continental de la plaine d'Alsace, au niveau de Colmar : la saison la plus humide est l'été, avec un minimum hivernal très marqué.

Dans le bassin de la Fecht, on constate une nette corrélation entre les précipitations et, respectivement, l'altitude et la distance à la ligne de crête. Ceci provient du fait que les altitudes décroissent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la ligne de crête principale, le meilleur indice du gradient pluviométrique étant en définitive la distance à la crête (HUMBERT & PAUL, 1982). Le gradient des précipitations (en fonction de la distance à la ligne de crête) et celui de la température (en fonction de l'altitude) concourent donc à individualiser des étages climatiques, qui ont pour conséquence un étagement de la végétation et des sols.

2.3. GEOLOGIE DU BASSIN DE LA FECHT

Les formations géologiques du bassin de la Fecht se composent pour l'essentiel d'une couverture sédimentaire dévono-dinantienne peu métamorphisée et d'un socle granitique hercynien. Elles s'inscrivent dans le cadre structural des Vosges moyennes, comprises entre la dislocation du Bilstein, au nord, et les formations du Culm de la série du Markstein, au sud (Von ELLERT et al., 1970). Cette zone a fait l'objet d'une synthèse récente par FLUCK (1980) qui, à partir de leurs parentés géochimique et minéralogique et de leurs relations structurales, a retracé l'histoire varisque des terrains granitiques et métamorphiques des Vosges moyennes. Les lambeaux résiduels de grès triasiques constituent les seuls témoins de l'histoire post-hercynienne des Vosges moyennes, marquée par la tectonique plio-quadernaire.

2.3.1. Histoire géologique des Vosges moyennes

La tectogenèse hercynienne débute à la fin du Viséen (Carbonifère inférieur) par une première phase de compression N-S qui affecte les terrains pré-varisques, composés d'un socle gneissique et d'une couverture sédimentaire de faciès Culm : il en résulte un écaillage des gneiss, un chevauchement de la couverture et de grands décrochements N35 (faille de Sainte-Marie-aux-Mines - Retourner).

Lors d'une phase de détente, un magma basique - produit par l'hybridation d'un magma syéno-gabbroïque avec des produits de fusion crustale - se met en place et se différencie en profondeur.

Au Namurien, l'intrusion de la partie haute du réservoir magmatique "des crêtes" dans le plan de décollement entre socle et couverture est responsable d'une bande de réchauffement E-W, large d'une vingtaine de kilomètres, et s'accompagne de l'anatexie du socle et du métamorphisme de contact de la couverture viséenne. La mise en place du granite des crêtes s'accompagne de la fusion de la croûte environnante : les produits de palinogénèse du socle donnent des granites leucocrates (granite du Lac Vert) et des granites porphyroïdes (granite du Bramont, de la Schlucht et de Hohrodberg), légèrement contaminés par le magma des crêtes.

Une reprise de compression N-S est à l'origine du rejeu des décrochements et du chevauchement de grandes nappes du socle (migmatites des Trois-Epis) dont la mise en place induit une brusque augmentation de pression. Cette surpression explique la structure cloisonnée des granites du bassin de la Fecht. Dans la zone de réchauffement, les terrains viséens métamorphisés franchissent la courbe de l'anatexie et se transforment en migmatites (migmatites de Kaysersberg), tandis que, plus à l'est, se produit une libération verticale du magma le long de la dislocation de Sainte-Marie-aux-Mines (granite des crêtes s.s.).

Postérieurement à ces épisodes tectoniques, l'ensemble du massif se comporte comme une masse rigide. La cordillère "arverno-vosgienne" passe alors une longue période tectoniquement calme et subit l'ablation partielle de la couverture viséenne. Les processus subaériens qui affectent les terrains cristallins et sédimentaires pendant de longues durées ont pour conséquence l'effacement du relief hercynien. L'érosion du massif est attestée par l'existence de rares bassins houillers - absents dans la vallée de la Fecht - et par la mise en place des dépôts permien constitués d'arkoses et de conglomérats rubéfiés, peu consolidés.

Les formations détritiques du Trias inférieur (Buntsandstein) succèdent au Permien et recouvrent le massif varisque pénéplané. Ces séries gréseuses, d'une puissance de 400 mètres, présentent un faciès fluviatile qui passe progressivement à un faciès deltaïque. Les sables fluviatiles, transgressifs sur le permien et sur le socle, proviennent du "Continent gaulois", situé à l'emplacement actuel du Bassin de Paris et recouvrent la quasi-totalité des Vosges.

Du Trias moyen au Jurassique supérieur (Dogger), on assiste à une sédimentation marine essentiellement marno-calcaire. Les sédiments du sommet du Jurassique et du Crétacé sont absents et, lors de cette période d'émersion probable, l'érosion élabore une surface prétertiaire, légèrement déformée par les prémices de la tectonique alpine.

L'effondrement du fossé rhénan - contre-coup de la surrection alpine -, ébauché à l'Eocène, aboutit à l'Oligocène à l'individualisation du horst vosgien. L'érosion violente du massif est responsable de la mise en place de puissantes séries conglomératiques le long du rebord rhénan, en particulier dans la région de Colmar.

L'histoire du Miocène est mal connue du fait de l'absence de sédimentation corrélative dans le fossé rhénan. Il semble que le soulèvement des Vosges ait été plus faible et que l'ablation se soit bornée à effacer progressivement le relief issu de la déformation tectonique oligocène.

La reprise de la surrection des Vosges au Pliocène et au Quaternaire et l'affaissement généralisé du fossé rhénan ont provoqué l'incision du versant oriental du massif vosgien par érosion régressive. La taphrogénèse plio-quaternaire a rythmé la morphogénèse du massif, dont le soulèvement global dépasse 1000 m (VOGT et al., 1972; VOGT, 1980).

2.3.2. Lithologie (Fig. 2.2)

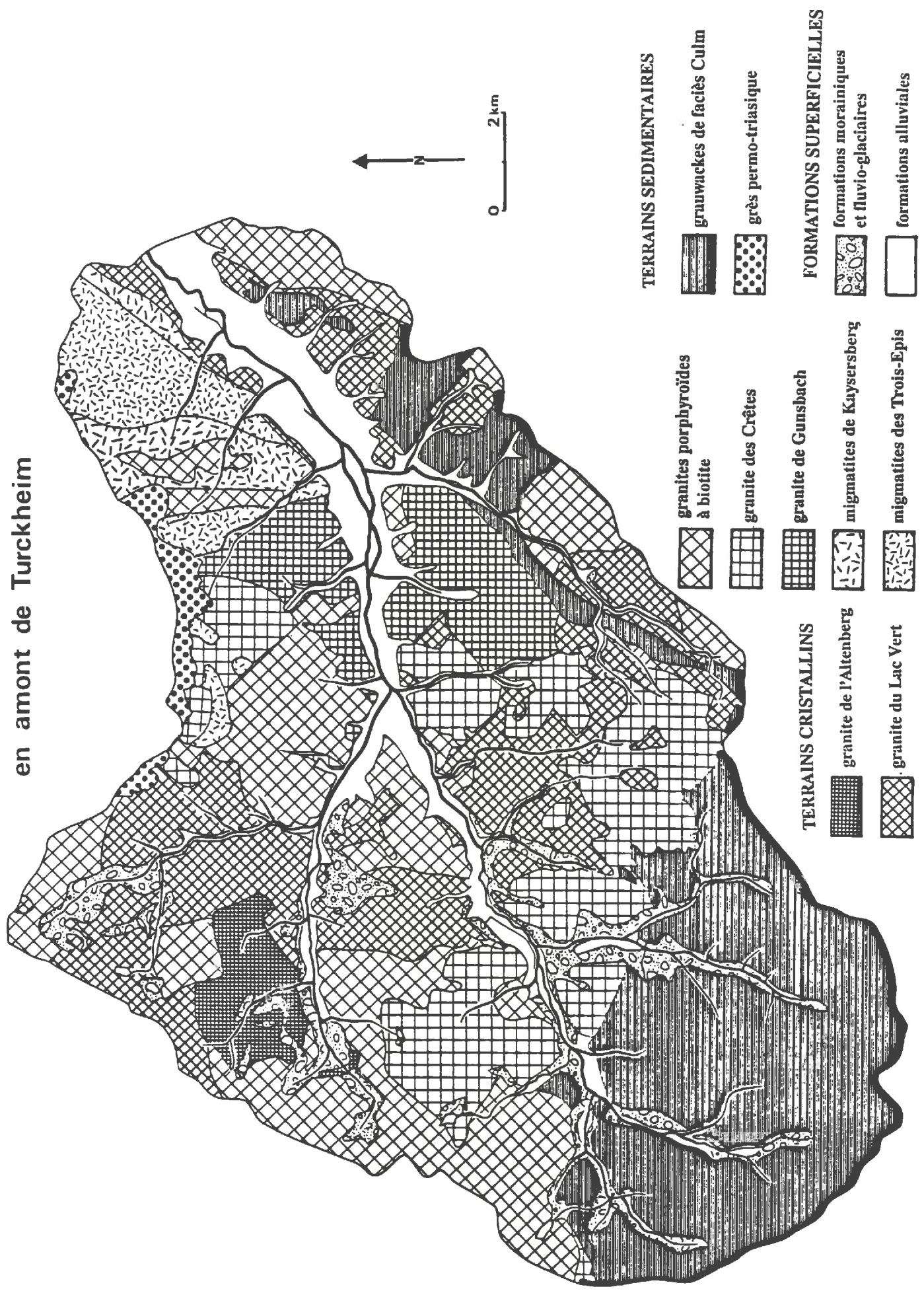
Le bassin de la Fecht s'étend à cheval sur les cartes géologiques au 1/50.000ème de GERARDMER, MUNSTER, COLMAR-ARTOLSHEIM et NEUF-BRISACH; la description des différents substrats est extraite pour l'essentiel des notices correspondantes. Cependant, le classement des terrains cristallins en fonction, de leurs parentés génétiques se réfère à la présentation synthétique de FLUCK (1980).

Roches cristallines et cristalloyphyllics

Les granites

Les terrains granitiques du bassin de la Fecht, très diversifiés et désignés par des noms locaux sur les cartes géologiques, peuvent être regroupés en fonction de leur parenté génétique, dont découle des propriétés géochimiques et minéralogiques communes (Ann. I, tab. I.1).

Fig. 2.2: Carte lithologique de la vallée de la Fecht en amont de Turckheim



* Granite des Crêtes (s.s) et autres granites à amphibole : granite porphyroïde à actinote magnésienne, seul le granite des crêtes s.l est représenté dans le bassin de la Fecht.

Il se dispose en deux bandes divergentes à partir du massif du Petit Ballon, d'orientation respectivement E-W et N-S. La première bande jalonne les terrains du Culm, qu'elle sépare du granite fondamental à biotite, et s'épaissit localement pour former les massifs de Metzeral et du Petit Ballon. La seconde bande est discontinue et comprend notamment les massifs du vallon d'Eschbach-au-Val et de Lapoutroie.

Il se compose de phénocristaux de feldspath alcalin (microcline) qui atteignent 2 cm de long. La biotite est abondante, souvent automorphe, et le plagioclase, de teinte rougeâtre, atteint quelques mm (Ann. I, tab. I.2).

* Granites porphyroïdes à biotite :

Ces granites, comme les granites grenus à deux micas avec lesquels ils passent en continuité, proviennent d'une anatexie crustale dont le magma résultant a été légèrement hybridé avec le magma des crêtes.

- Granite de Bramont, de la Schlucht et de Goldbach : granite porphyroïde à biotite, localement à amphibole et muscovite. Le fond de la roche se présente en structure grenue mais elle inclut de grands phénoblastes de feldspath potassique à section carrée dont certains dépassent 2 cm (Ann. I, tab. I.2).

- Granite de Hohrodberg : granite à biotite "cloisonnante" et granite "fondamental" caractérisé. Outre le massif de Hohrodberg, ce granite affleure dans le compartiment faillé de Kerbholtz et frange le nord du bassin de la petite Fecht (massif du Val d'Orbey).

* Granites grenus à deux micas :

Ces granites proviennent de l'anatexie du socle prévarisque. Ils se caractérisent par la finesse de leur grain (1 à 2mm) et par la présence constante de muscovite (Ann. I, tab. I.2). Les phénocristaux y sont rares ou absents. Les plagioclases sont souvent zonés et à coeur altéré. Ces leucogranites présentent un caractère subalcalin, plus sodique que potassique.

- Granite du Lac Vert, de la Furch et du Ventron : granite à grain moyen, à biotite et à muscovite. Ces granites leucocrates, subalcalins et fortement sodiques affleurent largement dans le bassin de la Petite Fecht, en amont de Sultzeren. Le quartz s'y présente en cristaux groupés en amas, à structure engrenée. La biotite, parfois disposée en structure cloisonnée, est plus ou moins transformée en chlorite.

- Granite de l'Altenberg : granite à grain fin, à biotite et à muscovite. Ce granite se dispose en deux petits massifs, à l'ouest de l'Altenberg et au nord du Hohrodberg. Par sa minéralogie et son chimisme, il s'apparente au granite du Lac Vert (Ann. I, tab. I.2 et I.3).

- Granite à deux micas, orienté ou non, de Turckheim : granite à biotite et à muscovite, le granite de Turckheim présente un grain variable.

- Granite de Gunsbach : granite orienté à enclaves micacées.

Les migmatites

* Migmatites des Trois-Epis : ces formations précambriennes acides ont été affectées par le métamorphisme de Haute Pression daté de 509 M.A. (BONHOMME et FLUCK, 1974).

* Migmatites de Kaysersberg : produits d'une anatexie des sédiments grauwaqueux, ces formations se composent d'une trame granitique renfermant de nombreuses enclaves métamorphiques dont le chimisme s'apparente à celui des grauwaques de la série du Markstein.

Les terrains sédimentaires

Culm indifférencié : la masse principale des grauwaques viséennes est représentée par la série du Markstein qui s'étend au sud d'une ligne joignant le Rainkopf au Petit Ballon et englobe la crête principale des Vosges.

Cette série se caractérise par des alternances de bancs de grauwaques-brèches, de grauwaques-arénites renfermant des ovoïdes à ciment calcaire, de grauwaques-lutites et de schistes groupés en séquences granoclassées, épaisses de quelques mètres et indéfiniment répétées, qui forment une série rythmique de type flysch.

Cette roche siliceuse, riche en fer et en aluminium (Ann. I, tab. I.3), est caractérisée par l'abondance des minéraux ferro-magnésiens (biotite, amphibole, pyroxène) et par la présence de chlorite ferrifère, très altérable. La série schisto-arkosique de Soultzbach, qui affleure en compartiments faillés au sein du granite à deux micas, a subi un fort métamorphisme thermique.

Grès du Buntsandstein : d'origine fluvio-deltaïque, le grès vosgien se compose de grains de quartz arrondis et bien calibrés réunis par un ciment silico-ferrugineux. Cette formation détritique de couleur rouge, disposée en bancs de 0.5 à 6 m, voit sa puissance réduite à moins de 100 m dans le bassin de la Fecht; elle présente localement des passées conglomératiques. Le grès du Buntsandstein n'est conservé que du fait de l'affaissement tectonique relatif de certains compartiments et jalonne la crête secondaire d'orientation W-E allant des Hautes Huttes jusqu'aux Trois-Epis.

2.3.3. Principes de cartographie

Au sein du géosystème, le substrat géologique représente un facteur endogène, pratiquement invariant à l'échelle du Quaternaire récent, auquel on doit l'essentiel des caractéristiques géomorphologiques du bassin de la Fecht. D'un point de vue cartographique, la trame géologique constitue donc le premier niveau d'organisation du milieu naturel. Des formations géologiques aux propriétés géochimiques, minéralogiques et texturales voisines répondent d'une manière analogue à l'altération et aux divers mécanismes morphopédologiques qui les affectent. C'est pourquoi:

* pour un même mécanisme géomorphologique, c'est la nature du substrat qui est déterminante pour la différenciation des propriétés texturales et structurales des formations superficielles - et donc également pour leurs propriétés hydriques;

* il est possible de simplifier notablement la carte géologique du bassin de la Fecht (Fig. 2.2) - réalisée à partir des cartes géologiques au 1:50.000 ème de MUNSTER, GERARDMER, NEUF-BRISACH et COLMAR-ARTOLSHEIM et des cartes géologiques de la zone orientale des Vosges moyennes au 1:1000.000 ème (BLANALT et al., 1965; von ELLER et al., 1970; FLUCK, 1976, 1979) - en regroupant les granites en fonction de leur parenté génétique (cf. ann. I, tab. I.1) (FLUCK, 1980).

2.4. ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

Dans le bassin de la Fecht, la plupart des versants sont couverts par des formations superficielles dont la mise en place remonte aux périodes froides du Quaternaire - le Wurm pour l'essentiel - sous conditions périglaciaires. Comme dans l'ensemble des massifs cristallins d'Europe occidentale, la séquence sédimentologique typique des formations de versant en domaine cristallin comprend trois termes :

- à la base du profil, la roche en place diaclasée ou arénisée,
- puis une formation d'arènes remaniées (arènes fauchées et litées),
- au sommet, une formation enrichie en limons et chargée de blocs anguleux, mise en place par gélifluxion.

La présence des arènes en place et des arènes litées et fauchées se limite à la partie ouest du bassin. Elles sont surmontées par des formations gélifluées, dont l'extension est généralisée à l'ensemble des versants du bassin.

Ces dépôts comportent des structures directement ou indirectement liées à l'action du gel profond lors des épisodes froids (structure lamellaire, litage des arènes, revêtements silteux ...), dont l'étude micromorphologique a montré qu'elles étaient l'expression macroscopique de la microorganisation du milieu: OH (1985) a ainsi pu établir une typologie génétique des formations cryogéniques du bassin de la Fecht à partir de l'étude des microstructures qui les affectent. C'est cette typologie que nous adopterons dans ce travail : la terminologie utilisée se réfère soit à l'aspect physiographique des formations sur le terrain, soit au mécanisme de leur mise en place.

Dans les parties hautes des vallées, les thalwegs sont encombrés de dépôts morainiques, qui tapissent également le débouché des cirques et certains bas de versant, tandis que plus à l'aval le fond des vallées principales a été comblé par des épandages fluvio-glaciaires et recouvert d'alluvions récentes.

Dans l'étude géomorphologique, on portera une attention particulière à la structure des différents faciès en particulier celle des horizons profonds, où la structuration cryogénique est très nette : on étudiera en effet dans la suite l'incidence de cette structure sur les propriétés hydriques des différents faciès et les conséquences de l'hétérogénéité verticale des formations superficielles sur les transferts hydriques au niveau stationnel.

2.4.1 LE CADRE MORPHOCLIMATIQUE

Situées aux latitudes moyennes, les Vosges n'ont connu, de par leur altitude modeste, que des manifestations glaciaires limitées lors des épisodes froids du Quaternaire, l'essentiel de leur surface se situant en marge du domaine englacé, en ambiance périglaciaire (TRICART, 1963). D'origine tectonique, la dissymétrie du massif vosgien constitue sa caractéristique topographique majeure (VOGT, 1980) : si le versant lorrain s'abaisse graduellement vers le Bassin Parisien, le versant alsacien voit son altitude chuter brutalement de 1000 m sur les 20 km qui séparent la crête principale de la plaine d'Alsace. De ce fait, les surfaces d'accueil des névés, situées au dessus de la limite des neiges permanentes - entre 850 et 900 m (TRICART, 1963; VOGT et al., 1972; KNIERIM et al., 1974, RAYNAL, 1984) - étaient restreintes sur le versant oriental des Vosges. Les glaciers de cirques situés à l'aplomb immédiat de la ligne de crête principale ont cependant bénéficié d'une suralimentation neigeuse liée à leur position sous le vent (vent dominant de secteur ouest). Lors de la déglaciation, les moraines ont été reprises par les eaux de fonte et leurs puissants épandages ont régularisé le fond des vallées principales.

En marge du domaine englacé, les mécanismes cryergiques ont provoqué le déplacement des dépôts de pente par mouvements de masse (cryoreptation, gélifluction) et induit la structuration du matériel en transit sur les versants. Il y a donc eu interférence entre la dynamique de mise en place et la différenciation "sur place" du matériel. Les structures microscopiques et macroscopiques résultantes, qui caractérisent un faciès donné, constituent des indicateurs de l'environnement paléoclimatique et d'un niveau donné du profil (pergélisol, mollisol). Ces faciès ne présentent pas une signification stratigraphique (et chronologique) stricte mais sont l'indice de conditions morphoclimatiques particulières, celles-ci ayant pu varier dans le temps, avec les fluctuations du climat, et dans l'espace, en fonction des conditions microclimatiques contrastées induites par la topographie.

Cependant, si certains faciès présentent un caractère ubiquiste, leur association selon une séquence verticale toujours identique sur les versants granitiques, lorsque celle-ci est complète, s'explique soit par une mise en place synchrone des différents termes, qui sont alors génétiquement liés, soit par des dépôts successifs liés à des épisodes climatiques distincts. C'est cette dernière hypothèse que nous retiendrons : les deux termes supérieurs de l'"association tripartite" (GODART & RAYNAL, 1976) - les arènes litées et fauchées - et la formation gélifluée sont nettement différenciés et correspondent à des phases morphoclimatiques différentes, la première à environnement climatique à gel saisonnier profond et à humidité relativement élevée, la seconde à un contexte plus rigoureux et plus sec (VAN VLIET-LANOE & VALADAS, 1983; OH, 1985). Deux exemples de la séquence tripartite caractéristique des formations de versant du bassin de la Fecht sont présentés sur la figure 2.3.

2.4.2. CARACTERES GENERAUX DES FACIES

La notion de faciès, empruntée à la géologie, désigne une catégorie de terrains déterminée par une ou plusieurs caractéristiques sédimentologiques. Les éléments de définition du faciès sont, pour l'essentiel, la nature des éléments lithiques (morphologie et pétrographie des galets et des blocs) et de la matrice fine (granulométrie, couleur) et l'arrangement structural macroscopique des éléments constitutifs (macrostructures). A chaque faciès correspond un "microfaciès" qui en est l'image microscopique.

Le trait commun des formations superficielles du bassin de la Fecht est leur charge élevée en éléments lithiques - qu'il s'agisse de formations de versant ou de dépôts morainiques. Seules les alluvions récentes présentent une faible teneur en éléments grossiers. La caractérisation de la charge lithique des différentes formations étudiées s'effectue par une appréciation qualitative à l'échelle de la coupe et par l'étude quantitative du spectre des éléments lithiques des 444 échantillons prélevés. Les mesures ne rendent pas compte de la teneur en grossiers de l'ensemble du sédiment - les échantillons étant prélevés, si possible, de manière à inclure le minimum de galets et la taille des échantillons ($\phi = 8\text{cm}$, $H = 5\text{cm}$) excluant le prélèvement (accidentel) de blocs - mais elles donnent des indications sur les taux de graviers et la fréquence des galets.

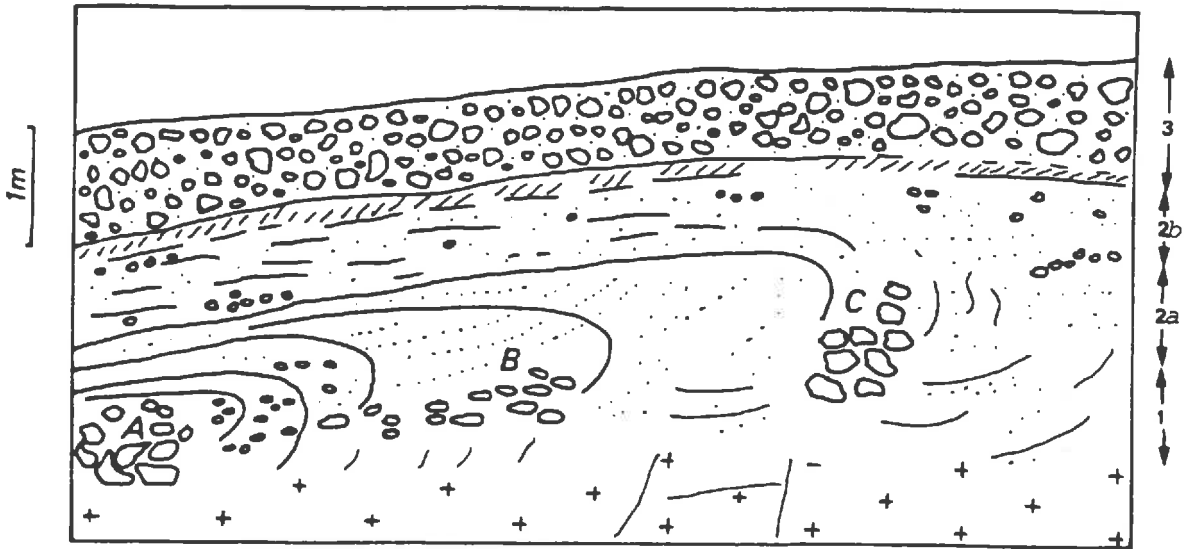
Les données analytiques présentées dans ce chapitre sont les variables texturales de la matrice fine et le spectre des éléments lithiques de l'ensemble des échantillons prélevés en vue de l'analyse statistique - qui sont classiquement utilisés dans le raisonnement géomorphologique. Les variables granulométriques sont exprimées en pourcents de la matrice fine minérale ($<2\text{mm}$), les teneurs en éléments lithiques de différentes tailles étant rapportées à la masse minérale totale du sédiment. Pour les figures, on a choisi de présenter soit les courbes granulométriques cumulées de l'ensemble de la fraction minérale du sédiment - pour comparer globalement les différents faciès -, soit celles de la matrice fine minérale ($<2\text{mm}$) - pour faire ressortir des différenciations de détail.

2.4.3 LES ARENES IN SITU

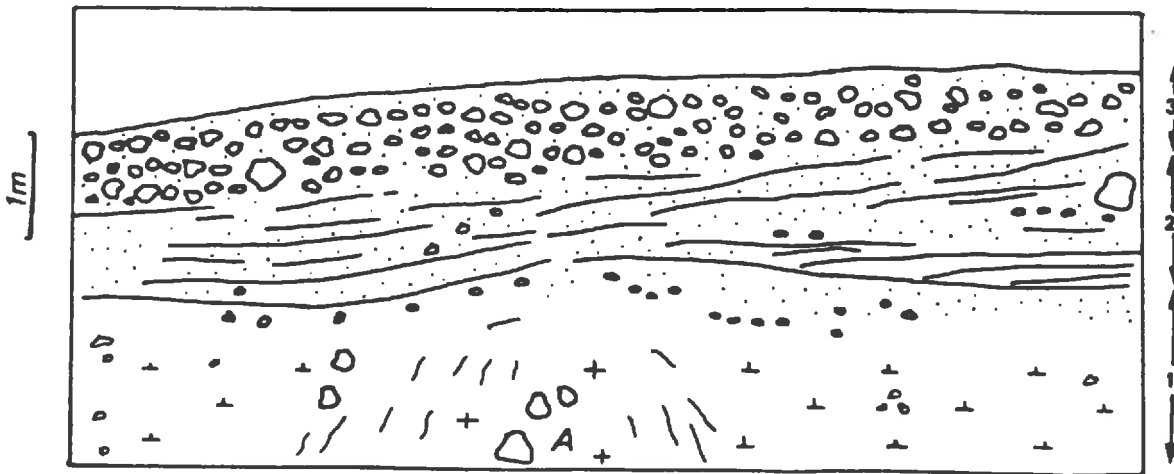
Dans le bassin de la Fecht, on n'observe de manteau d'altérites in situ pratiquement que sur substrat granitique. Sa présence dans les autres types de roches (grauwackes viséennes et grès triasique) est exceptionnelle. En outre, les arènes en place constituent l'exception au niveau régional, l'essentiel des sédiments ameublés par l'action météorique ayant subi un remaniement sur les versants. Le matériel arénacé, à texture conservée, présente localement à sa partie supérieure une structure lamellaire, parallèle à la topographie.

Description des faciès

On trouve sporadiquement des poches de granite profondément altéré mais conservant néanmoins une certaine cohérence. Au sein de ces "arènes à altération isovolumétrique" (ou "granite pourri") - i.e. n'ayant pas encore atteint le stade de l'arénisation - on observe une altération préférentielle au niveau des diaclases, dont le réseau est souligné par des argiles rouge-orangées ou jaunâtres.



a) Coupe de Luttenbach (LUT) : alt. 533 m, granite de Horodberg



b) Coupe de l'Altenberg (ALT) : alt. 840 m, granite de l'Altenberg








- | | | | |
|---|---------------------|---|---|
|  | Sables |  | Cailloux et blocs |
|  | Horizon hydromorphe |  | Bandes d'accumulation argileuses dans l'arène litée |
|  | Arène en place |  | Bandes d'accumulation argileuses dans l'arène fauchée |
|  | Granite sain | | |
-
- | | | | |
|---|----------------------------------|--------|-------------------|
| 1 | : Arène en place | A et C | : chicots rocheux |
| 2 | : Arène fauchée (a) et litée (b) | B | : poche d'arène |
| 3 | : Formation géglifluée | | |

Fig. 2.3 : L'association tripartite typique des formations de versant en domaine granitique

Les arènes granitiques s.s., à texture conservée, se composent essentiellement de sables grossiers et de graviers - constitués par les minéraux du granite disjoints et par des agrégats polyminéraux - qui englobent des galets et des blocs généralement émoussés et des boules de cryptodécomposition.

Les arènes à structure lamellaire sont caractérisées par le découpage du matériel en lamelles millimétriques, séparées par des fissures parallèles ou subparallèles à la topographie. L'épaisseur des lamelles croît avec la profondeur.

Caractéristiques granulométriques

Les arènes granitiques se caractérisent par leur pauvreté relative en argile et en limon par rapport aux niveaux susjacentes. Pour l'ensemble des échantillons sur granite (Fig. 2.4 a), le total des particules inférieures à 50 microns atteint en moyenne 11.2% pour les arènes non structurées et 12.3% pour les arènes lamellaires, leurs taux d'argile étant respectivement de 3.7% et 3.2%. La charge en éléments lithiques (>2mm), mesurée à l'échelle des échantillons, est de 44.7% en moyenne pour les arènes sans structure et de 37.9% pour les arènes à débit lamellaire. Le spectre granulométrique des éléments lithiques révèle une nette prédominance des graviers, la fraction inférieure à 8 mm représentant plus de 80% de la fraction lithique incluse dans les cylindres.

On ne constate pas de différences granulométrique notable entre les arènes des granites grenus et celles des granites porphyroïdes (Fig. 2.4 b et c). En outre les arènes lamellaires, uniquement représentées sur granites à grains grossiers, ont une texture très voisine de celle des arènes sous-jacentes (Fig. 2.4 c).

Les formations lamellaires sur grès et sur moraine ne présentent pas de caractères granulométriques nettement différenciés par rapport aux altérites non structurées qui les surmontent (Fig. 2.6). Pourtant, elles s'en distinguent très nettement par leur faciès et par l'ensemble de leur propriétés physiques. Ceci montre que la structure lamellaire résulte d'une action essentiellement mécanique.

La genèse des arènes in situ et des arènes lamellaires

Les arènes en place présentent un faible degré d'évolution géochimique attesté par le spectre minéralogique des argiles (Fig. 2.5), notamment leur pauvreté en kaolinite, et par l'observation microscopique des minéraux primaires. L'absence du cortège des argiles riches en kaolinite constitue un caractère original des arènes des Vosges par rapport à celles des autres massifs cristallins français, en particulier le Massif Central (FLAGEOLLET, 1977), et permet d'exclure l'hypothèse d'un paléoclimat chaud et humide, d'âge Néogène, dans leur genèse.

Au microscope, le faible degré d'altération chimique des minéraux, s'oppose nettement à l'ampleur de la fissuration qui les affecte. La désagrégation mécanique et en particulier la microgélifraction des minéraux semble donc avoir joué un rôle appréciable dans la perturbation de l'édifice rocheux et dans son arénisation. Les recherches expérimentales (MARTINI, 1967; LAUTRIDOU, 1982) confirment qu'il est possible d'obtenir, à partir d'expériences congélistatiques répétées, des arènes bien désagrégées et relativement épaisses avec un faible degré d'altération chimique initial.

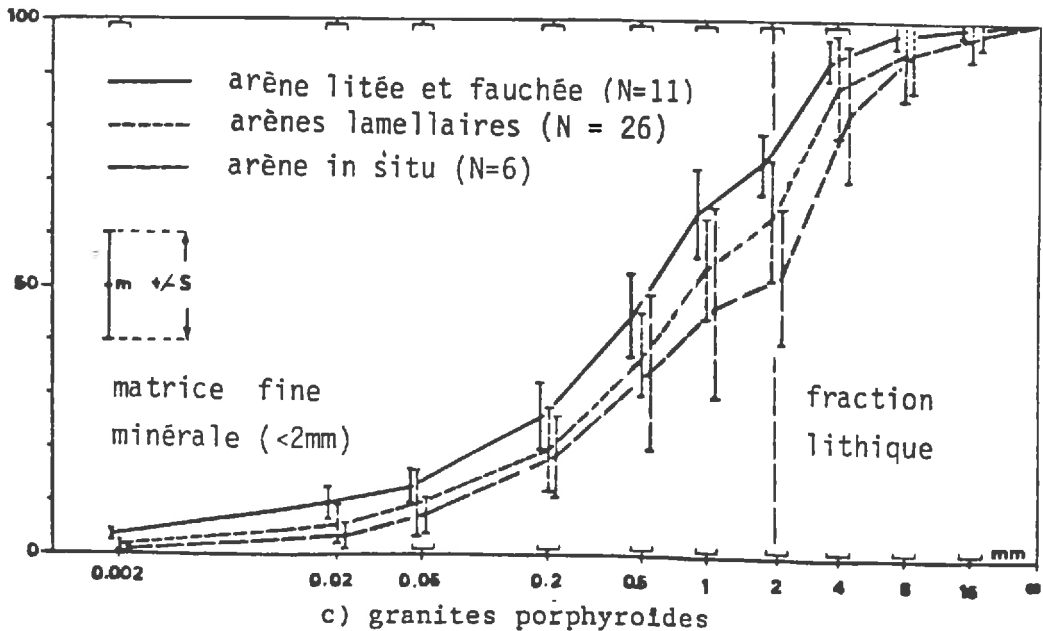
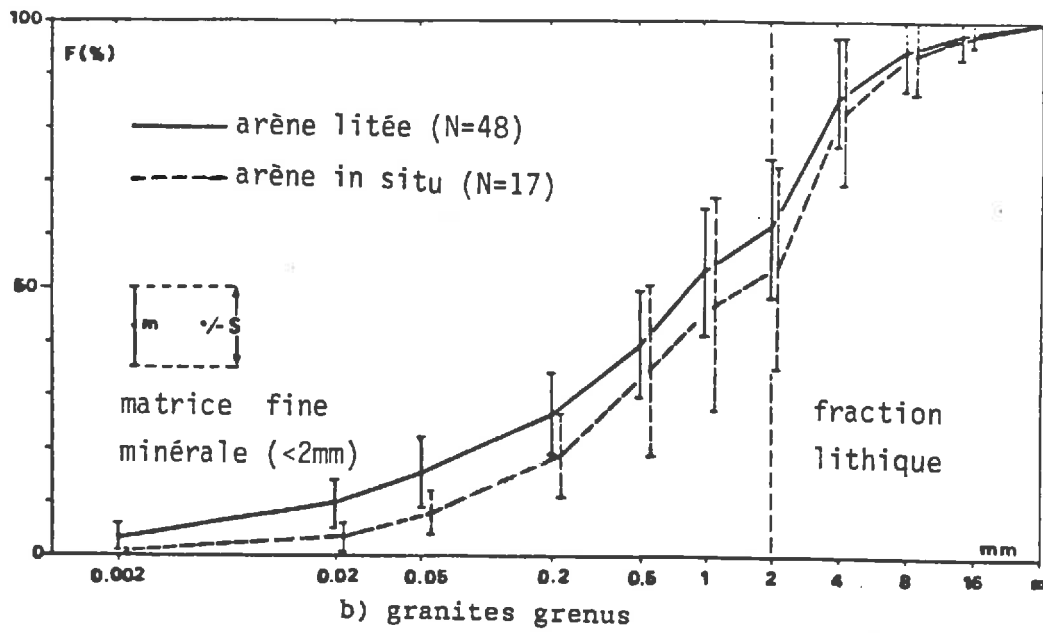
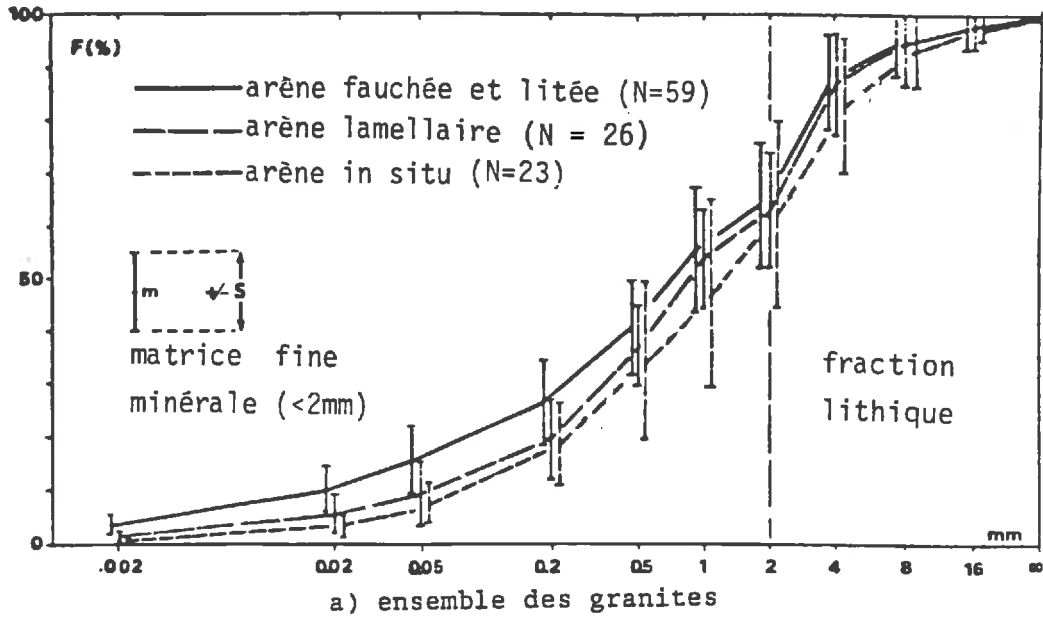


Fig. 2.4 : Courbes granulométriques cumulées des trois termes de la séquence tripartite, sur granites

En ce qui concerne les arènes lamellaires, il a été récemment émis l'hypothèse que les structures qui affectent ce niveau, également observées dans les arènes du Massif Central (GODARD, 1972; VALADAS, 1983; VAN VLIET-LANOE et VALADAS; 1983) et en Ecosse (PHENISTER et SIMPSONS, 1949 cités par GODARD, 1965), étaient liées à l'insertion de lentilles de glace de ségrégation au sein du matériel arénacé, lors des périodes froides du Quaternaire (VAN VLIET-LANOE, 1981; VAN VLIET-LANOE & al., 1983) : le gonflement des lentilles de glace, disposés à des intervalles réguliers mais croissants avec la profondeur, induit un réseau de fentes parallèles à la topographie. Au microscope, l'absence de matériel illuvié dans les fentes indique que le gel a été permanent et que de ce fait le niveau des arènes lamellaires appartenait au pergélisol (Photo 2.1). Les arènes in situ à structure lamellaire constituent donc un niveau repère pour l'extension géographique du pergélisol au cours des périodes froides du Quaternaire.

2.4.4 LES ARENES FAUCHEES ET LITEES

Description macroscopique

Ces formations, qui surmontent la roche en place arénisée ou fissurée, sont caractérisées par l'alternance de bandes sableuses de couleur et de granulométrie différentes : l'aspect lité du sédiment résulte de la présence au sein du matériel arénacé de bandes rouges, de texture plus argileuse que le milieu encaissant, dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à quelques centimètres. Les lits d'éléments lithiques et les filons de quartz qu'il inclut sont parallèles à la topographie, mais, à la faveur de coupes tridimensionnelles, on peut voir leur ancrage dans le niveau sous-jacent. De même, les bandes de matériel fin présentent un litage curviligne dans le plan vertical parallèle à la pente. Ces arènes ont été manifestement déplacées par fauchage. On est amené à distinguer deux faciès : l'arène fauchée, située à la base, à litage curviligne, et l'arène litée, à litage parallèle à la topographie. La terminologie adoptée ici est celle couramment utilisée dans la bibliographie pour décrire les faciès arénacés non autochtones. Cependant, si le terme d'"arène fauchée" indique une dynamique de mise en place, le terme d'"arène litée" présente une signification purement descriptive.

Sur granites grenus, les bandes sont souvent plus épaisses et plus argileuses que sur granites porphyroïdes. A l'inverse, les bandes des granites porphyroïdes sont caractérisées par l'abondance relative des éléments micacés.

Mode de gisement des arènes fauchées et litées

Les arènes remaniées sont totalement absentes à l'est du bassin. Elles n'ont été observées que dans le secteur situé entre la crête principale et la longitude de Munster. Dans la partie orientale de cette zone, aux altitudes moyennes, les arènes fauchées et litées sont souvent associées à des ruptures de pente convexes. L'arène fauchée s'observe préférentiellement sur granite à grain moyen et grossier.

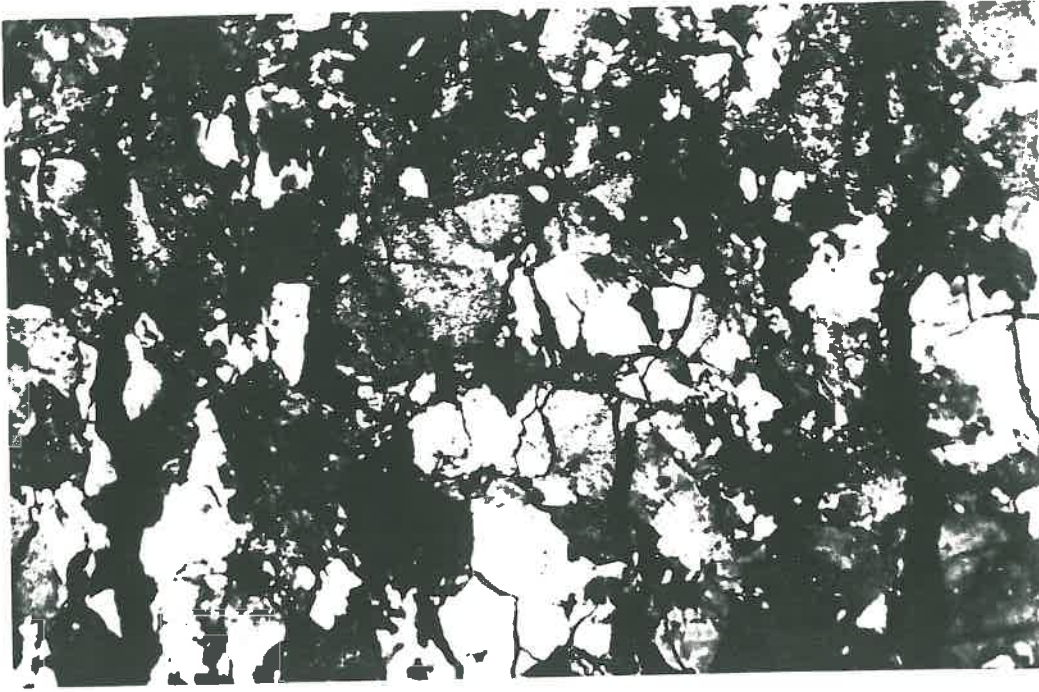
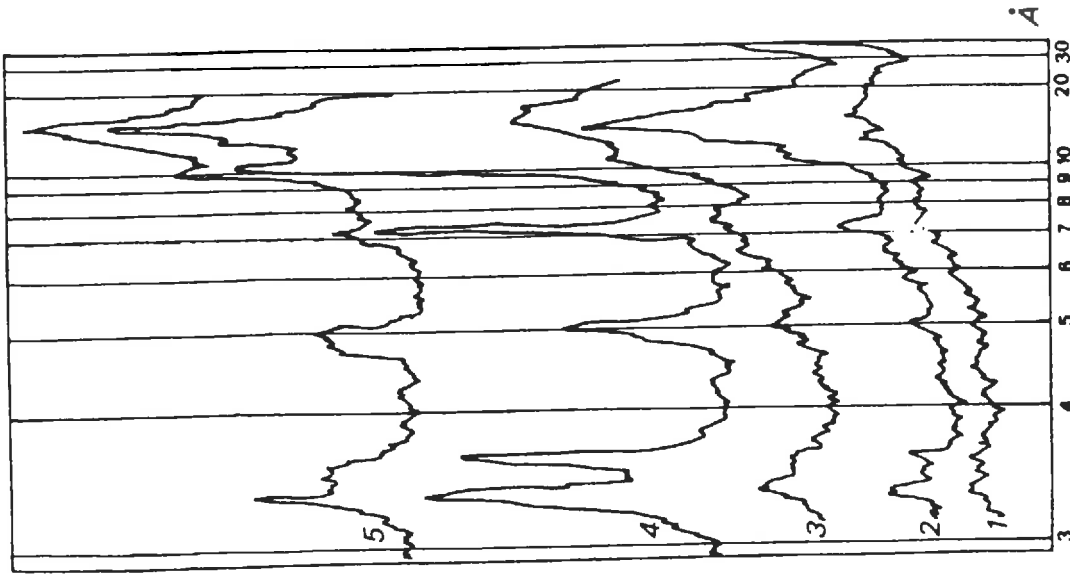


Photo 2.1 : Découpage lamellaire de l'arène en place (site GAY, lumière polarisée, X 16)



1. Arène in situ à proximité de la ligne de crête Site SIL, alt. 977m
2. Arène in situ Site LUT, alt. 533m
3. Arène litée milieu encaissant (interbande) Site HRB, alt. 825m
4. Arène litée bande d'illuviation ferro-argileuse Site HRB, alt. 825m
5. Formation géifluuée Site SZR, alt. 530m

Fig. 2.5 : Diffractométrie au RX des argiles

Caractéristiques granulométriques

Du point de vue sédimentologique, ce niveau présente des caractéristiques intermédiaires entre l'arène en place et la formation gélifluée. On observe en outre des différenciations supplémentaires, en particulier granulométriques, tant entre les deux faciès étudiés qu'à l'intérieur d'un même faciès, en relation avec la différenciation du matériel constitutif.

L'arène fauchée conserve une certaine parenté texturale avec l'arène en place, de texture grossière, tandis que dans le niveau lité on note une augmentation notable du matériel fin.

Que ce soit dans les arènes fauchées ou dans les arènes litées, les bandes rouges et les interbandes sableuses se distinguent essentiellement par leur teneur en argile et, dans une moindre mesure, par leurs taux de limons.

Si l'on compare les courbes granulométriques moyennes des échantillons prélevés dans des bandes épaisses - et donc représentatifs des bandes d'illuviation - avec celles des interbandes correspondants, on observe des différences significatives dans les fractions des sables fins, des limons et des argiles (Fig. 2.7). Dans les autres fractions, ces courbes présentent une allure très voisine. Les bandes rouges résultent donc, d'un point de vue granulométrique, de l'accumulation absolue d'argile.

Genèse des arènes fauchées et litées (OH, 1985; OH & al., 1987)

Le niveau des arènes remaniées appartenait au mollisol lors des périodes froides du Quaternaire. La nette discordance granulométrique entre les arènes en place à structure lamellaire, correspondant au toit du pergélisol, et les arènes remaniées s'explique par la microgélifraction très active lors des alternances de gel et de dégel dans le mollisol, qui est en outre responsable de l'abondance du quartz colloïdal (Fig. 2.5). L'appartenance des arènes fauchées et litées à un niveau dégelé périodiquement explique le fauchage du matériel, favorisé par la présence en profondeur d'un niveau imperméable et rigide. Le fauchage est manifeste à la base des arènes remaniées mais les arènes litées sont l'expression du même type de dynamique : il s'agit d'une cryoreptation (frost-creep : WASHBURN, 1979) i.e. un fauchage du matériel accompagné du décrochement de feuillets successifs. Les faciès fauché et lité se différencient en fonction de l'importance du déplacement. A la base, le fauchage est lent tandis qu'au sommet il correspond à une reptation accélérée.

L'illuviation pédologique postérieure d'argiles rouges met à profit les pièges fournis par ces "bandes d'accumulation de matériel fin et de micas" (OH, 1985) : les argiles piégées préférentiellement au niveau des bandes préexistantes se mettent en place sous forme de ferriargilanes; elles sont responsables de la coloration rouge des bandes qui soulignent le fauchage et confèrent aux dépôts leur aspect lité. Ainsi, la formation de ces bandes - dénommées "horizons Bt en bandes" par les pédologues - s'explique dans le cas du bassin de la Fecht par la superposition de deux types d'accumulations fines, la première cryogénique et la seconde pédologique.

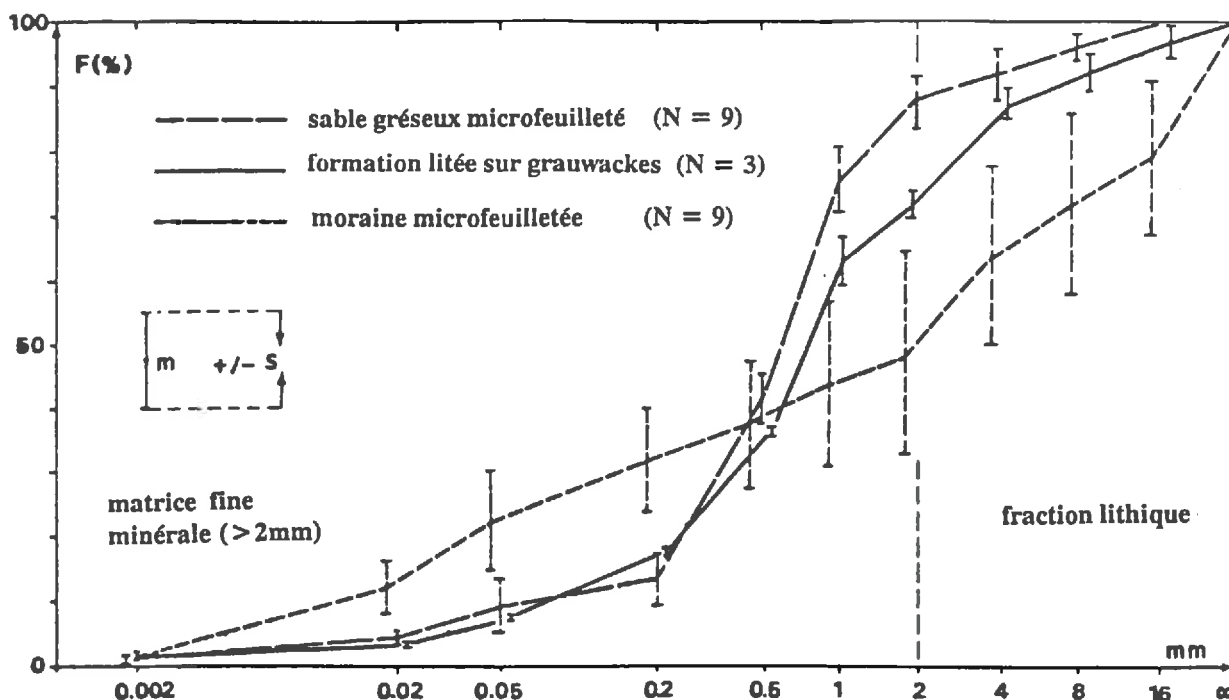


Fig. 2.6 : Courbes granulométriques cumulées des formations cryogéniques sur substrats non granitiques

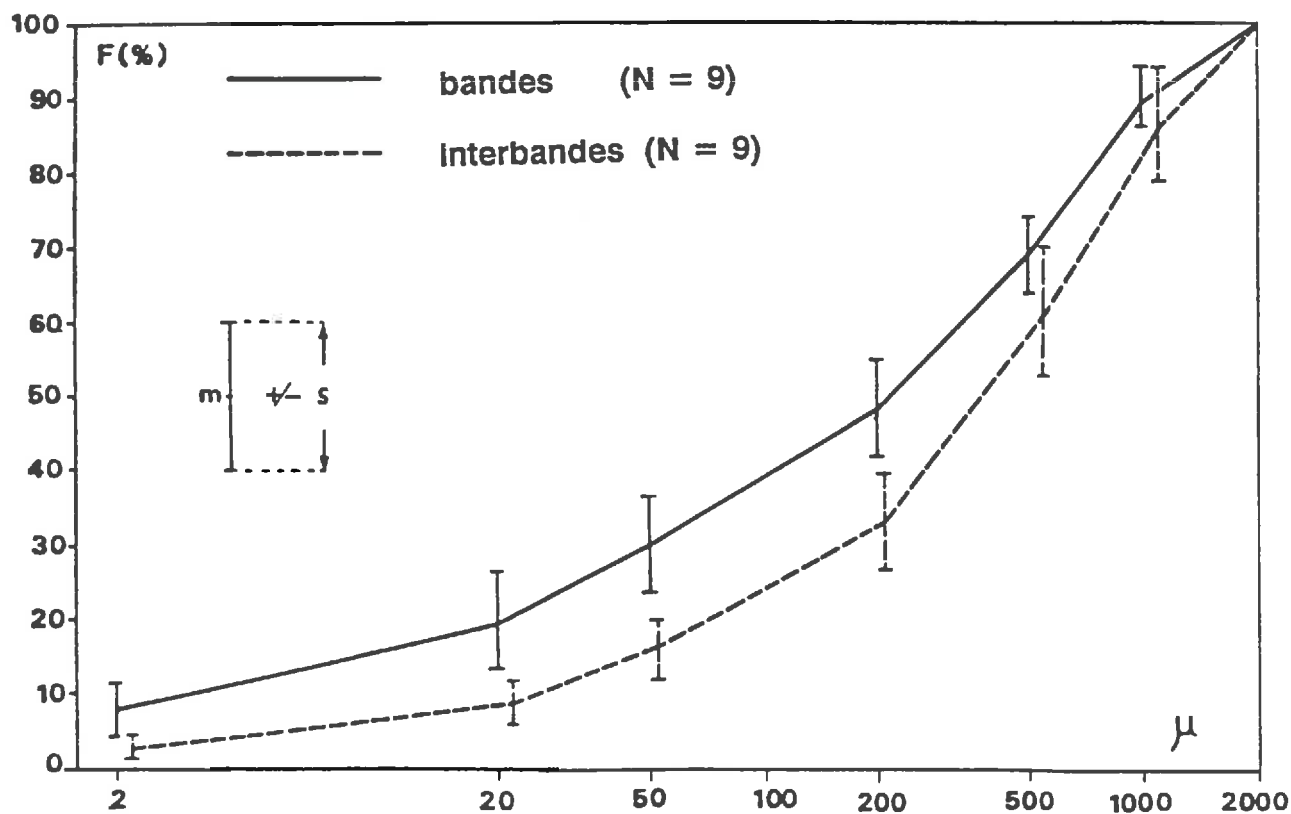


Fig. 2.7 : Courbes granulométriques cumulées des bandes d'illuviation ferro-argileuses (N = 9) et du milieu encaissant (N = 9)

2.4.5 LA FORMATION GELIFLUEE

Les formations gélifluées, qui constituent le terme supérieur de la séquence tripartite, couvrent presque tous les versants du bassin de la Fecht, à l'exception de ceux qui ont été retouchés par l'action glaciaire. Leur faciès varie en fonction du substrat lithologique et de la situation géomorphologique.

Description du faciès

La formation gélifluée, épaisse de 1 à 1.5 m en moyenne, se compose de fragments lithiques de toutes tailles et d'une matrice fine qui les emballe. De texture sableuse sur granite, la matrice est cependant caractérisée par un enrichissement en limons par rapport aux niveaux sous-jacents. La matrice fine provient du remaniement d'anciennes formations d'altération et de particules libérées par micro-gélivation tandis que les éléments lithiques sont dus à la macro-gélivation au niveau de chicots rocheux ou de la roche en place déjà enfouie sous des sédiments meubles.

Mise en place

L'enrichissement en limons de la formation gélifluée provient de la persistance en surface, lors des périodes froides, de conditions favorables à la microgélifraction. La teneur élevée en limons a favorisé la gélomobilisation du matériel sur les versants, capable de véhiculer des cailloux et des blocs provenant de la macrogélifraction (LAUTRIDOU et al., 1978; DARMOIS-THEOBALD et al., 1984).

Les variations dans l'espace

Au niveau macroscopique, les coulées de gélifluxion ou "convois de blocs" se présentent généralement sous la forme d'une formation terreuse d'aspect banal, plus ou moins riche en éléments lithiques, et présentant localement une stratification fruste, parallèle à la pente (VOGT, 1982). Les divers faciès de la formation gélifluée se distinguent essentiellement par la richesse et le spectre granulométrique des fragments lithiques et par la texture de leur matrice et la lithologie est donc le principal facteur de différenciation des faciès :

+ La formation gélifluée sur granites grenus : sa charge grossière est très élevée et la fraction lithique se compose essentiellement de cailloux de taille moyenne présentant des arêtes aiguës avec un indice d'aplatissement de l'ordre de 1.5 à 3 (OH, 1985). Le nombre des blocs est plus limité : ils présentent des bords émoussés et sont moins altérés que les cailloutis. Lorsque la formation gélifluée recouvre directement la roche en place, fortement fracturée, on observe la prise en charge des gélifractions à la base de la formation et leur mobilisation vers l'aval.

+ La formation gélifluée sur granite porphyroïdes (granites porphyroïdes à biotite et granite des Crêtes) : par rapport au type précédent, la charge globale en éléments lithiques est plus faible et les blocs, qui peuvent atteindre un diamètre supérieur à 1 m, dominant par rapport aux cailloux. Ces derniers proviennent souvent des filons de microgranite de la roche tandis que les blocs sont constitués de granite porphyroïde sain. Les blocs sont arrondis et proviennent soit de la cryptodécomposition du granite soit de chicots et de tors.

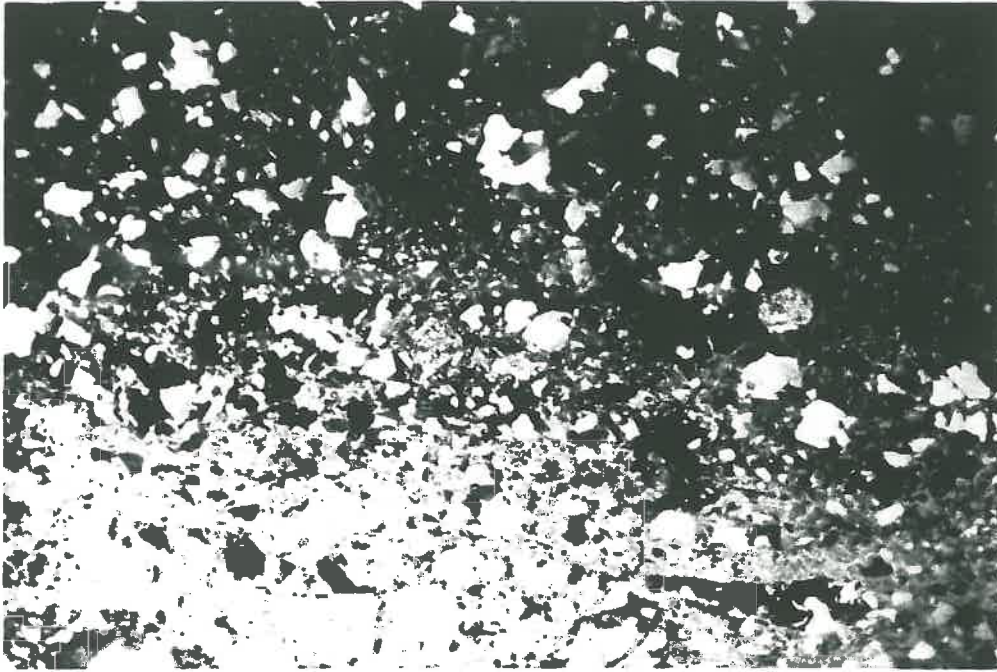


Photo 2.2 : Bande d'accumulation dans l'arènes litée
(site SZR, lumière polarisée, X 8)

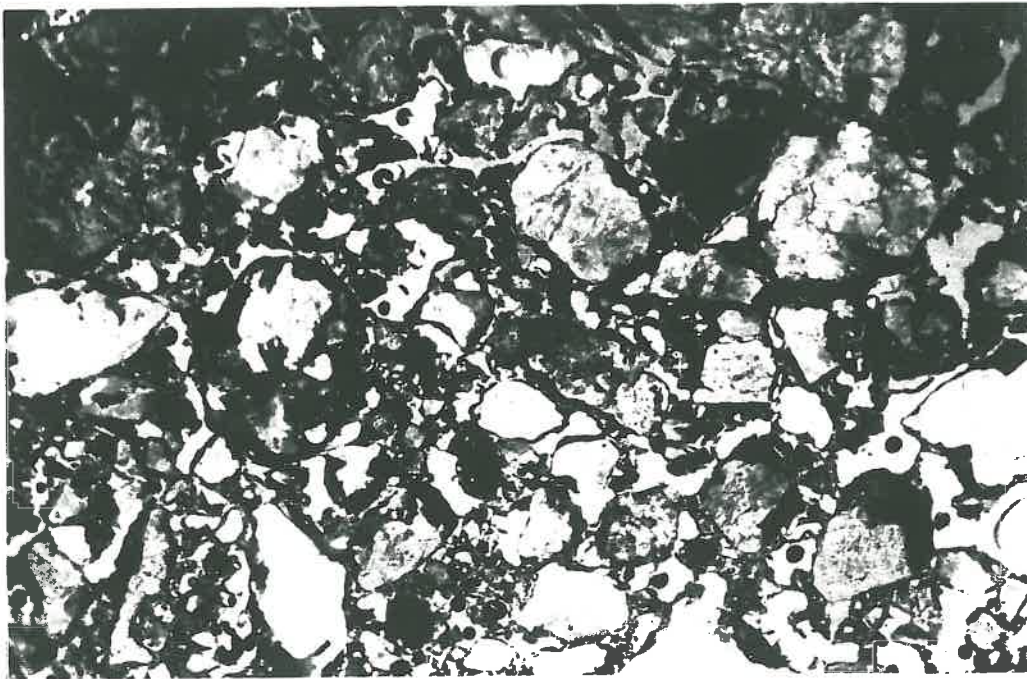


Photo 2.3 : La formation gelifluée sur granites :
agrégats émoussés (site GAY, lumière
naturelle, X 16)

+ La formation gélifluée sur migmatites : ce faciès n'existe que dans l'est du bassin. L'épaisseur de la formation gélifluée est faible et elle est localement interrompue par des affleurements rocheux. La charge lithique est très élevée, constituée essentiellement de cailloux anguleux plus ou moins homométriques, et la matrice fine, de texture sablo-limoneuse, se borne souvent à remplir les interstices entre les cryoclastes. Le broyage tectonique de la roche et le diaclasage dense qui en résulte détermine la taille des cailloux et des blocs. Par son aspect, ce faciès s'apparente à la formation gélifluée sur granites grenus.

D'une façon générale, sur substrat cristallin ou métamorphique, le matériel est d'autant plus grossier que le substrat dont il dérive est moins altéré. Ceci est lié à la structure même des différents types de roches (VOGT, 1975) : dans le cas du granite des crêtes, les minéraux, bien cristallisés et nettement circonscrits, sont sensibles à la désagrégation granulaire et les arènes résultantes sont épaisses, mais peu évoluées. Elles présentent en outre une tendance à la cryptodécomposition en boules. La formation gélifluée correspondante se caractérise par une matrice sablo-graveleuse abondante remaniant des boules de taille variable et par une pauvreté relative en cailloux. A l'opposé, dans le cas des migmatites, les cristaux de quartz cloisonnent les feldspaths et englobent les micas si bien que la désagrégation granulaire est difficile. Les arènes sont de ce fait peu épaisses mais relativement évoluées et comportent une charge lithique importante.

+ La formation gélifluée sur schistes et grauwackes : les terrains sédimentaires du Culm, très gélifs, fournissent une charge grossière très abondante susceptible d'être mobilisée par gélifluxion. La formation gélifluée présente une lithologie relativement homogène et se compose de débris lithiques généralement petits et homométriques. Les cailloutis sont toujours très aplatis (l'indice d'aplatissement atteint souvent 5) et peu altérés, leurs arêtes émoussées. Presque partout, cette formation passe à la roche densément fissurée par l'intermédiaire d'un niveau de gélifrac, épais de 1 à 2 m, où alternent des passées de cryoclastes à matrice sableuse, de couleur grise, et des niveaux sans remplissage interstitiel, d'aspect lenticulaire.

Les cailloux et les blocs sont plus nombreux à l'aplomb des chicots rocheux et sur les versants en pente forte (>20°), où ils apparaissent en surface à la suite de l'enlèvement de la matrice fine par ruissellement et constituent des éboulis assistés. La formation gélifluée présente une épaisseur moyenne de 1.5 m, mais, en bas de versant et au fond des vallons, le recouvrement périglaciaire peut dépasser localement 4 m. La part des éléments grossiers y est alors plus restreinte en relation avec des apports colluviaux. En exposition NW et NE, les éléments lithiques de taille comprise entre 2 et 50 mm sont nettement moins abondants qu'en secteur sud, en liaison avec la fréquence des alternances de gel-dégel journalier (BOUDOT, 1973).

+ La formation gélifluée sur grès : ce niveau sableux, de couleur rouge, renferme des blocs gréseux résiduels de taille parfois importante issus du débitage de la roche à la faveur des plans de stratification. Les blocs sont friables et libèrent des sables. Dans les faciès conglomératiques s'y ajoutent des galets de quartz inaltérés.

2.4.6 LES FORMATIONS MORAINIQUES, FLUVIO-GLACIAIRES ET ALLUVIALES

Les moraines se présentent sous la forme de dépôts hétérométriques, disposés en vrac, à blocs et galets emballés dans une matrice sableuse sur granite et limoneuse sur grauwackes. Les éléments lithiques sont constitués de galets et de blocs émoussés ou nettement polyédriques et de boules glaciaires typiques. Les dépôts morainiques s'étendent dans le fond des hautes vallées qui débouchent des cirques glaciaires et sur les parties inférieures de leurs versants de raccordement, ainsi que sur certains replats topographiques. Leur modelé est celui de moraines d'ablation et de fond, localement de moraine latérale; leur épaisseur est très variable, maximale à l'aplomb des bourrelets (AMIET et MERCIER, 1982). Le spectre pétrographique des éléments lithiques varie en fonction des zones d'alimentation des glaciers wurmiens : dans la vallée de la Petite Fecht, en secteur granitique, il comprend des blocs de granites à grain fin et moyen mêlé de granites porphyroïde et sporadiquement de grès. A l'amont de la Fecht, les blocs de grauwackes, généralement plus anguleux, sont exclusifs, mais se mélangent progressivement avec des boules de granite des crêtes, à mesure que l'on se déplace vers l'est. Les formations fluvio-glaciaires font suite aux moraines dans les vallées glaciaires et s'en distinguent par la plus faible proportion de matériaux fins, indice d'un tri granulométrique, et par l'émoussé des galets et des blocs.

Les alluvions, d'âge Wurm à Holocène, se différencient des dépôts précédents par une plus forte teneur en matrice fine et un faible pourcentage de blocs. A l'aval des vallées principales, les alluvions récentes recouvrent entièrement les dépôts fluvio-glaciaires.

2.4.7 CONCLUSION

Le bassin de la Fecht a connu une évolution géomorphologique complexe et conserve les vestiges de plusieurs phases morphoclimatiques successives: les arènes litées et fauchées et les arènes in situ sont en effet à rattacher à des épisodes climatiques froids, antérieurs à la mise en place du manteau de gélifluxion. Sur versant, on distingue :

* les formations cryogéniques - prises au sens large, y compris les arènes in situ dont la genèse est également liée au gel (OH, 1985) - qui représentent les niveaux profonds. Elles sont caractérisées par une texture très grossière (graviers, sables grossiers), à l'exception des bandes des arènes litées, légèrement enrichies en argiles et en limons. Ces formations ne sont accessibles que sporadiquement, à la faveur de coupes profondes, et leur extension réelle n'est pas connue.

* les formations gélifluées : elles recouvrent l'ensemble des versants et se présentent sous la forme d'une formation terreuse banale, riche en cailloux. Elles sont sableuses sur terrains cristallins et sur grès, limoneuses sur grauwackes. L'ensemble des formations de versant, ainsi que les moraines, sont riches en galets et en blocs. Cependant les altérites sur grès comportent essentiellement des blocs, les cailloux étant rares et les graviers totalement absents.

Le fond des vallées principales est recouvert par des alluvions récentes : contrairement aux autres types de formations, ces alluvions comportent une faible charge lithique; le matériel est composite et présente une granulométrie fine dans l'ensemble.

Définitions des unités géomorphologiques

Les différents faciès individualisés par l'étude géomorphologique constituent des volumes sédimentaires homogènes d'un point de vue granulométrique, minéralogique et structural. En particulier, les unités géomorphologiques peuvent être considérées comme des "unités homogènes du point de vue granulométrique". Les 8 unités définies à partir de l'étude géomorphologique, sont les suivantes :

* les formations de versants :

- + sur terrain cristallin, de texture sablo-graveleuse et riches en blocs; on distingue les formations gélifluées sur :
 - (1) granites grenus
 - (2) granites porphyroïdes
 - (3) granites des crêtes
 - (4) migmatites
- + (5) sur grauwackes : elles présentent également une fraction lithique importante mais la texture est limoneuse;
- + (6) sur grès : elles sont constituées de sables calibrés englobant des blocs de grès résiduels décimétriques.

* (7) les formations morainiques, enrichies en limons et présentant une charge lithique importante;

* (8) les alluvions récentes, peu caillouteuses, caractérisées par la finesse relative de leur matériel et par leur hétérogénéité spatiale, en relation avec leur mode de mise en place.

Pour les formations de versant, le découpage géomorphologique s'effectue sur une base lithologique et coïncide donc avec le découpage géologique de l'espace (unités 1 à 6). Les formations alluviales et morainiques (unités 7 et 8) figurent également sur la carte lithologique. On peut donc prendre la carte lithologique (fig. 2.2) comme une carte des unités géomorphologiques : simplement, dans le découpage adopté, les formations gélifluées sur terrains cristallins sont regroupés en 4 groupes en fonction des parentés des différents types de terrains cristallins (unités 1 à 4).

Rapport avec les propriétés hydriques

La texture des altérites influant sur leurs propriétés hydriques, on peut s'attendre à une rétention plus forte dans les dépôts de texture fine (grauwackes, alluvions) que dans les altérites grossières (sur granites et sur grès). En outre, la rétention des formations riches en graviers et en galets (formations de versant) doit être inférieure à celle des formations peu caillouteuses (alluvions), la rétention propre des éléments lithiques étant généralement faible.

Les observations de terrain ont montré que les arènes litées étaient le siège d'écoulements préférentiels lors d'épisodes très humides. Elles présentent donc un comportement hydrique différent de celui des autres formations. En outre, les structures - liées au gel profond - qui affectent les différents niveaux cryogéniques conditionnent la géométrie du milieu poreux et donc ses propriétés hydriques :

- la structure lamellaire du sommet des arènes en place devrait se traduire par une anisotropie de ses propriétés hydriques;
- le comportement hydrique des bandes d'illuviation du niveau des arènes litées devrait être sensiblement différent de celui du milieu encaissant.

C'est pourquoi nous étudierons en détail les propriétés physiques et hydriques de ces milieux poreux particuliers (§ 5.3).

Les unités géomorphologiques définies constituent le second niveau d'organisation de l'espace (le premier niveau étant la trame géologique). Nous insistons ici sur le fait que ces unités peuvent être considérées a priori comme homogènes du point de vue granulométrique, sachant par ailleurs que la pédogénèse a peu différencié les formations superficielles d'un point de vue granulométrique. C'est donc à partir de ce découpage en 8 unités que nous étudierons dans la suite de ce travail la distribution et la variabilité spatiale des propriétés texturales de la matrice fine et des éléments lithiques.

L'évolution pédologique post-wurmienne a eu pour roche-mère ces formations superficielle héritées des épisodes froids du Quaternaire. La pédogénèse a modifié la partie supérieure du profil par l'inclusion de matière organique et la structuration pédologique, qui exercent également une influence sur le comportement hydrique des sédiments. Les unités pédologiques ne coïncident pas avec le découpage géomorphologique : la différenciation pédologique constitue donc un facteur supplémentaire dont il faudra tenir compte pour la définition des unités de comportement hydrique homogène.

2.5. ETUDE DES SOLS

2.5.1. Caractères généraux de la pédogénèse dans le bassin de la Fecht

En moyenne montagne, l'abaissement général de la température avec l'altitude et l'augmentation des précipitations modifient sensiblement les conditions écologiques qui président au développement de la végétation et à la pédogénèse. De là résulte l'étagement de la végétation, classique dans les régions montagneuses des zones tempérées. Ces facteurs mésoclimatiques conditionnent en outre tous les processus édaphiques, qu'ils soient biologiques, chimiques ou mécaniques et sont donc responsables d'une différenciation des sols en fonction de l'altitude. Les processus d'évolution pédologique tendent en moyenne montagne vers une brunification acide qui y présente un caractère zonal. Le phénomène général d'acidification traduit le caractère lessivant du milieu vis-à-vis des cations alcalins. A l'étage montagnard supérieur, où le milieu est le plus lessivant et le plus agressif (composés organiques acides peu polymérisés), sont réunies les conditions zonales optimales pour la podzolisation. Mais les équilibres stationnels qui s'y réalisent dépendent toujours de l'influence de la roche-mère (en particulier de sa teneur en fer). Entre ces deux processus évolutifs de base - brunification et podzolisation - il existe toute une série de sols intergrades qui correspondent à une séquence évolutive de podzolisation croissante : sols bruns ocreux, sols ocres podzoliques et sols podzoliques.

Conformément à d'autres études menées dans le bassin de la Fecht (CARBIENER, 1963; SOUCHIER, 1971; BOUDOT, 1976), les limites des différents étages altitudinaux retenus ici sont les suivantes :

- * étage montagnard inférieur : inférieur à 700 m
- * étage montagnard moyen : de 700 à 1000 m
- * étage montagnard supérieur : supérieur à 1000 m

ces limites pouvant varier localement en fonction de différenciations topoclimatiques.

* Les processus évolutifs de base (DUCHAUFOR, 1977)

Dans la brunification, c'est le fer actif libéré par l'altération et lié aux argiles qui est l'agent principal de la pédogénèse : il provoque l'insolubilisation rapide des précurseurs humiques et forme au sein des agrégats argilo-humiques des "ponts" entre les molécules d'argile et celles d'humus. L'altération est une hydrolyse acide très ménagée et progressive. La teneur du matériel en fer et en argile constitue donc un facteur limitant et il existe un seuil au-dessous duquel l'évolution s'oriente vers la podzolisation, en climat tempéré, quel que soit le type de végétation.

L'évolution podzolique provient de l'altération biochimique des silicates par complexolyse sous l'influence de composés organiques solubles très agressifs issus de la litière et du Mor. Les éléments complexés migrent, laissant en-dessous du Mor un résidu quartzueux fin (horizon A2 cendreux), et s'accumulent en donnant naissance à un horizon humifère Bh et à un horizon riche en sesquioxydes Bs coloré en rouille par le fer. En climat tempéré, la formation des podzols est subordonnée à un climat froid ou très humide, à un substrat pauvre en minéraux altérables et à une végétation acidifiante, ces trois conditions devant être réunies simultanément.

* Les profils-types :

- Les sols bruns acides : l'horizon A1 est un mull brun-noirâtre qui passe progressivement à un horizon (B) d'altération, de couleur brune.

- Les sols intergrades : par ordre de podzolisation croissante, on distingue les sols bruns ocreux, les sols ocres podzoliques et les sols podzoliques.

Les sols bruns ocreux diffèrent des sols bruns acides sur le plan morphologique par la teinte ocreuse plus vive de l'horizon (B) et par une dégradation de l'humus, de type Mull-Moder ou Moder, à structure partiellement détruite et à teinte plus noire. Il correspond à un début de podzolisation, faiblement ou non exprimé dans le profil.

Dans les sols ocres podzoliques, l'horizon B est faiblement spodique (i.e. présente une accumulation de composés organiques et minéraux), à quartz vêtus, situé immédiatement au-dessous de A1, à quartz translucides. L'horizon A2 y est discontinu ou réduit à des taches.

Dans les sols podzoliques, l'horizon A2 est bien développé mais non cendreuse. L'horizon spodique est peu humifère et Bh peu marqué.

- Les podzols : leur profil est caractérisé par la superposition de trois horizons contrastés par leur couleur et leur morphologie : l'horizon Ao, Mor ou humus brut, présente une couleur noire, l'horizon A2 est cendreuse et sans structure et l'horizon B d'accumulation de composés organiques et minéraux se décompose en un horizon humifère Bh brun-noir et en un horizon enrichi en sesquioxydes Bs, de teinte rougeâtre.

2.5.2. Les unités pédologiques

Les sols sur substrat cristallin (CARBIENER, 1963; SOUCHIER, 1971) :

Sur substrat granito-gneissique, le climat n'apparaît que comme une cause secondaire de différenciation dans l'évolution pédologique et on n'observe pas une stricte zonalité de sols "climax" en fonction de l'altitude. C'est, en fait, la roche-mère qui oriente la pédogénèse de façon décisive : la teneur en minéraux altérables - qui se matérialise surtout par la teneur en fer - des granites ou de leurs arènes est le facteur fondamental qui oriente l'évolution pédologique. On peut schématiser les relations entre le type de sol et la teneur en fer du substrat de la manière suivante (DUCHAUFOR, 1977) :

Fe2O3	Sol	Humus	Végétation
>4%	Sol brun	Mull	H-S (*) à féтуque
2.5-4%	Sol ocreux	Mull-Moder	H-S à luzule, canche
1.5-2.5%	Sol ocre podzolique	Moder	H-S à myrtille, mousse
<1.5%	Podzol	Mor	et callune

(*) : H-S = hêtraie-sapinière

La végétation exerce également une influence notable sur la formation de l'humus. Mais la végétation "améliorante" (fétuques ...), à litière à décomposition rapide, ne s'observe que sur substrat riche en fer et en minéraux altérables (granite des crêtes) : le chimisme de la roche mère et l'action de la végétation additionnent donc leurs effets dans le sens de la brunification. A l'inverse, les sols podzoliques et les podzols sont localisés essentiellement sur les granites acides et les moraines lavées et sont associés à une végétation acidifiante : une pessière-sapinière à Myrtille, Airelle et Mousses. Le matériel d'origine demeure donc la cause principale de différenciation pédologique, puisqu'il intervient aussi bien directement qu'indirectement, par l'intermédiaire de la végétation.

A l'étage montagnard inférieur, on trouve des sols bruns mésotrophes à forte activité biologique et la podzolisation ne représente qu'un mode d'évolution très localisé (absent dans notre bassin).

A l'étage montagnard moyen, la brunification acide est la règle, en particulier dans la partie inférieure de cet étage, mais sa dégradation est fréquente. Les sols bruns ocreux se localisent sur les granites les moins riches en minéraux altérables et en fer et sont associés à une forêt acidiphile : une hêtraie sapinière à Myrtille et Canche flexueuse avec cependant une certaine proportion de graminées.

A l'étage montagnard supérieur, les sols bruns ocreux, à caractère humifère, se généralisent et constituent un véritable sol climacique qui se développe même sur des matériaux riches en fer. Ils sont l'indice d'une podzolisation climatique modérée. La cryptopodzolisation s'accompagne d'une dégradation de l'humus, de type Mull-Moder ou Moder.

En résumé, aux étages montagnards supérieur et moyen, les sols ocres podzoliques sont généralement des sols de dégradation et les podzols n'existent que sur granites acides (absents dans notre bassin) et sur les buttes et les bourrelets morainiques appauvris en argile. La podzolisation sur granite ne représente donc qu'un mode d'évolution très localisé : même dans ce cas, les podzols sont moins différenciés morphologiquement que sur grès, l'horizon A2 en particulier étant de teinte gris-beige (AMIET & MERCIER, 1982).

Les sols sur grauwackes (BOUDOT, 1976, 1978)

La pédogenèse sur grauwackes présente des caractères originaux, liés à la minéralogie de la roche-mère. L'humification en climat froid et humide libère des acides organiques solubles de faible poids moléculaire en quantité importante. Sous l'influence de ces composés organiques agressifs, les chlorites ferrifères exsudent des quantités notables de fer et se fragmentent en argiles. Mais le fer est saturé d'emblée par les acides organiques et l'ensemble précipite sur place selon le processus de la brunification. Le fer complexé amorphe est responsable des caractères morphologiques et texturaux des sols bruns ocreux sur grauwackes : l'horizon (B) présente une teinte ocreuse très vive et sa structure est floconneuse, à base de microagrégats.

Des sols bruns faiblement ocreux, à Mull-moder, sont associés à la hêtraie-sapinière à fétuques qui occupe préférentiellement les versants frais et ombragés de l'étage montagnard moyen, exposés au secteur nord ou bénéficiant d'un masque orographique (ombre portée). Cependant, comme sur granite, leur présence peut être liée à des teneurs en fer disponible plus importantes que dans les stations environnantes.

Sous la hêtraie-sapinière à canche flexueuse, qui occupe les versants ensoleillés, on trouve des sols bruns fortement ocreux et humifères. Ce même type de sol peut être lié à un substrat plus pauvre en fer "libre" qui donne un humus mal construit de type Moder ou Mor.

Le tableau suivant synthétise les relations entre l'étagement de la végétation et celui des sols, sur grauweekes :

Etage phytoclimatique	Altitude	Type de sol
Chênaie	350 à 700 m	Brun acide
Hêtraie-sapinière	700 à 900/1150 m	Brun ocreux
Hêtraie culminale	900/1150 à 1350 m	Brun acide très faiblement ocreux
Chaumes primaires	> 1350 m	Ranker cryptopodzolique

Les sols sur grès :

la podzolisation est ici la règle et on assiste au développement de podzols humo-ferrugineux, où le contraste morphologique entre les horizons est très marqué, ou de sols podzoliques. En effet, l'extrême pauvreté en minéraux altérables des sables quartzeux issus de la décomposition du grès, le climat froid et humide - le grès affleure à des altitudes comprises entre 800 et 1000 m - et la végétation acidifiante constituée d'une pineraie à éricacées et mousses concourent à l'évolution podzolique et à la nette individualisation de cette unité pédologique.

2.5.3. Les variations spatiales du taux de matière organique

En moyenne montagne, les sols sont caractérisés par une tendance humifère en altitude, en relation avec les conditions climatiques locales (activité biologique ralentie, période végétative plus courte). C'est pourquoi nous avons accordé une attention particulière à l'évolution du taux de matière organique dans l'espace, sachant par ailleurs que la rétention hydrique en est fortement dépendante (AMIET, 1980). Pour établir les tendances générales de cette évolution nous avons utilisé une série de données supplémentaires provenant de la banque de données de la station d'Agronomie de l'Institut National de la Recherche Agronomique de Colmar. Les données disponibles sont le taux de matière organique dans les 20 premiers centimètres du sol. C'est pourquoi, pour les données mesurées dans notre étude par tranches de 5 cm (hauteur des cylindres de prélèvement), nous avons intégré les valeurs de matière organique des 4 premiers échantillons du profil (20 cm), pour les différents sites échantillonnés, dans un souci évident de standardisation des données.

Relation entre le taux de matière organique et l'altitude

L'augmentation du taux de matière organique dans les horizons Ao et A1 avec l'altitude est manifeste sur la figure 2.8, bien que le nuage de points soit relativement dispersé. Cette dispersion peut provenir de :

- la disparité des données
- de la multiplicité des conditions locales induites par la topographie (exposition, pente, position topographique ...)
- de l'influence sur la pédogenèse de certaines conditions stationnelles (type de végétation, colluvionnement ...)

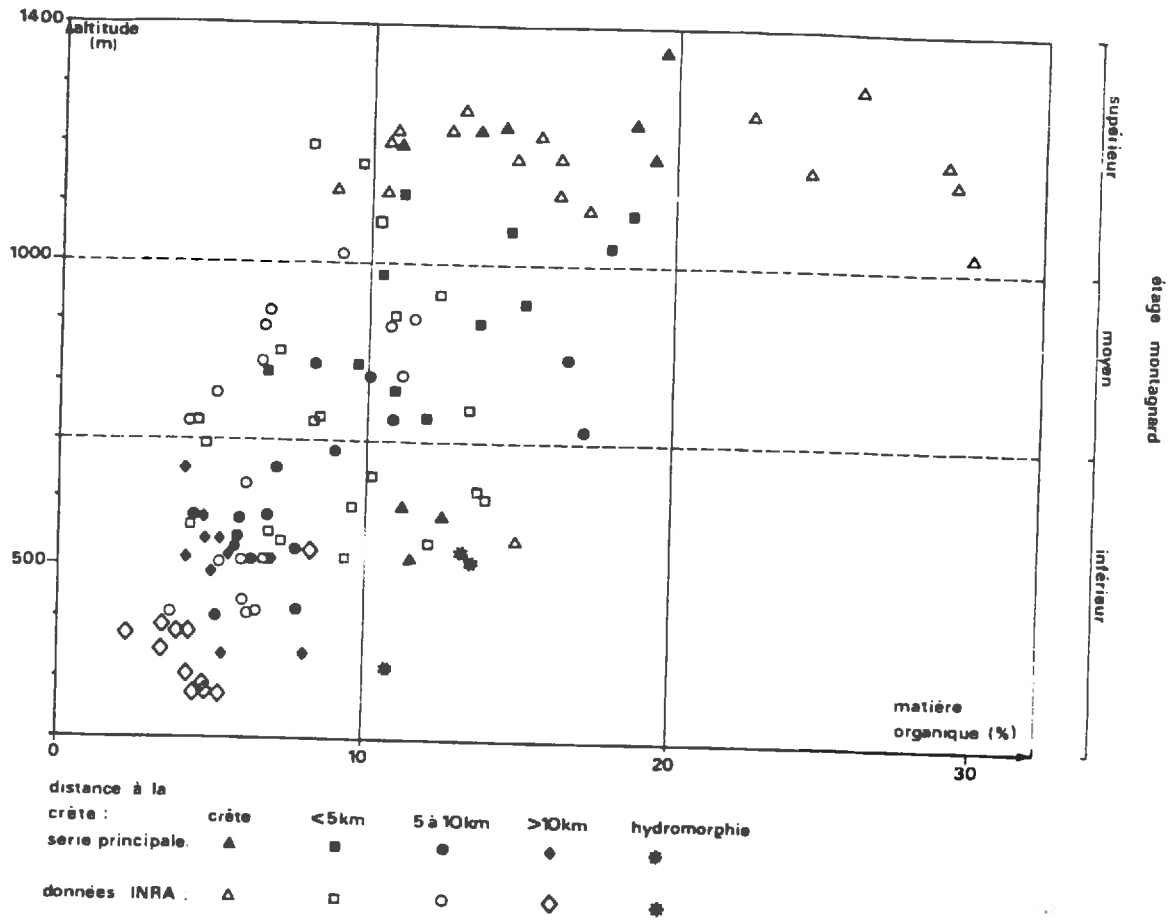


Fig. 2.8 : Relation entre l'altitude et le taux de matière organique, intégré sur les 20 premiers cm du profil, et mise en évidence du rôle de la distance à la ligne de crête principale

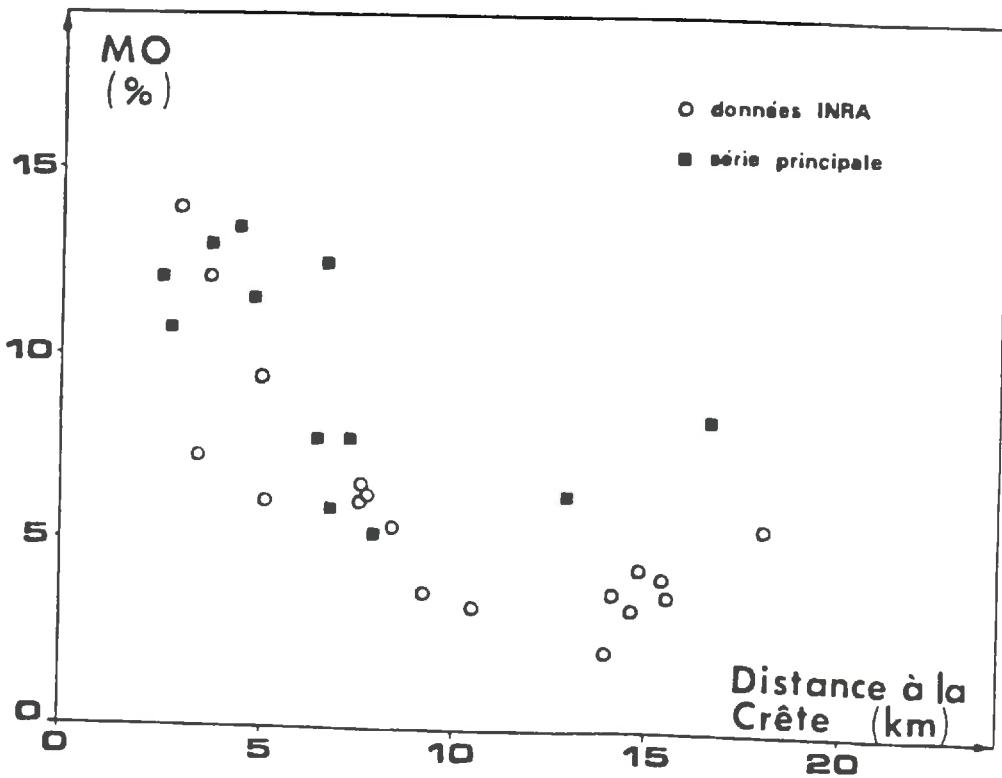


Fig. 2.9 : Influence de la distance à la ligne de crête principale sur la teneur en matière organique, intégrée sur les 20 premiers cm du profil, pour les sites alluviaux

Cependant, l'étude de ces différents facteurs - en particulier l'exposition et le type de couvert végétal (Ann. I, fig.I.1 et I.2) - n'a pas révélé de corrélations nettes et la tendance dominante demeure celle de l'augmentation de la matière organique avec l'altitude. Le climat est donc le facteur essentiel de la dynamique de la matière organique et intervient en particulier par l'abaissement des températures en fonction de l'altitude. Cependant, une étude plus fine, axée sur la variation spatiale du taux de matière organique, est susceptible de révéler des facteurs secondaires de spatialisation. C'est le cas notamment du type de végétation: son influence sur le taux de matière organique dans les horizons superficiels est actuellement étudiée par SANCHEZ-PEREZ (1987) dans le bassin de la Fecht. Par ailleurs, les recherches menées au sein du CEREG par J.L. MONNON sur la nature des composés humiques produits dans les différents types de sols permettra d'appréhender plus en détail la dynamique de la matière organique, à l'échelle stationnelle.

Relation entre le taux de matière organique et la distance à la ligne de crête (Fig. 2.9)

Nous avons souligné la différenciation climatique induite par l'altitude et l'orientation méridienne de la ligne de crête principale des Vosges. La pluviosité diminue essentiellement en fonction de la distance à la ligne de crête, qui peut donc être prise comme un indice climatique, commode à utiliser. Nous avons sélectionné des sites peu différents en altitude, en l'occurrence les fonds des vallées alluviales, pour mettre en évidence une différenciation spatiale supplémentaire liée au gradient pluviométrique. On constate que le taux de matière organique des sols diminue lorsque l'on s'éloigne de la crête (Fig. 2.9). L'augmentation de la pluviosité et de la nébulosité explique la tendance humifère des sol situés à proximité de la crête (mais en fond de vallée). A cela s'ajoute, dans le cas des sols alluviaux, la position des sites dans le fond de vallées encaissées, avec un ensoleillement réduit.

2.5.4. Conclusion

A l'exception de sols podzolisés sur grès, les sols du bassin de la Fecht sur substrats grauwackeux ou cristallins sont peu différenciés morphologiquement, le processus évolutif de base étant une brunification acide avec une tendance vers la podzolisation. Par contre, on observe une nette différenciation du taux de matière organique dans les horizons humifères : il augmente avec l'altitude et diminue en fonction de la distance à la ligne de crête, ces deux tendances d'évolution additionnant leurs effets. Le caractère humifère des sols résulte de l'étagement climatique. Connaissant l'importance du taux de matière organique sur les propriétés hydriques du matériel, nous avons classé ces sols en fonction de leur appartenance à un étage donné (étage montagnard supérieur, moyen ou inférieur). Cependant, la variation du taux de matière organique est un phénomène progressif et les limites entre les différents étages ne sont pas tranchées, en particulier dans la zone de transition entre les étages montagnards moyen et inférieur. C'est pourquoi certains sites de fond de vallées encaissées, appartenant par leur altitude à l'étage montagnard inférieur tel qu'il a été défini plus haut, ont finalement dû être classés dans l'étage montagnard moyen du fait de leur caractère fortement humifère, lié à leur situation topoclimatique particulière (sites JLU, MCI et MTC) : ces sites sont en effet nettement plus riches en matière organique que les sites de versants situés à des altitudes comparables; ils s'individualisent nettement sur les figures I.1 et I.2, annexe I.

2.6. LA VEGETATION DU BASSIN DE LA FECHT

2.6.1 Caractères généraux

La couverture forestière représente 56% de la surface totale du bassin, le reste se partageant entre les surfaces agricoles (18.6%), les friches et les landes (23%) et les agglomérations (2.4%) (JAILLET, 1984).

La sylviculture : les forestiers distinguent

- la forêt de protection, située à une altitude supérieure à 1100 m, qui se compose essentiellement d'un taillis de hêtres
- la forêt de production comprise entre 300 et 1100 m d'altitude, qui se caractérise par une nette prédominance des résineux. Les essences qu'elle comprend se répartissent en 70 % de résineux (le sapin prédominant sur l'épicéa) et 30 % de feuillus (hêtre, érable, châtaignier...) (Source : Division Départementale de l'Agriculture du Haut-Rhin, 1975).

Les pratiques agricoles : la Surface Agricole Utilisée (S.A.U.) représente 18.6% de la surface totale du secteur d'étude. Les prairies et les pâtures y sont largement prédominantes : la Surface Toujours en Herbe (S.T.H.) représente 84.9% du total de la S.A.U. Le reste des surfaces agricoles se partage entre la vigne (6.3%), les terres labourables (3.8%) et les vergers (0.14%). Entre 1955 et 1970, la S.A.U. a diminué de 23.3% dans la montagne vosgienne, parallèlement à une baisse de 15.4% de la S.T.H., qui est alors recolonisée par la végétation naturelle et se transforme en une lande.

2.6.2 Les unités phytoécologiques (GOUNOT & al., 1976)

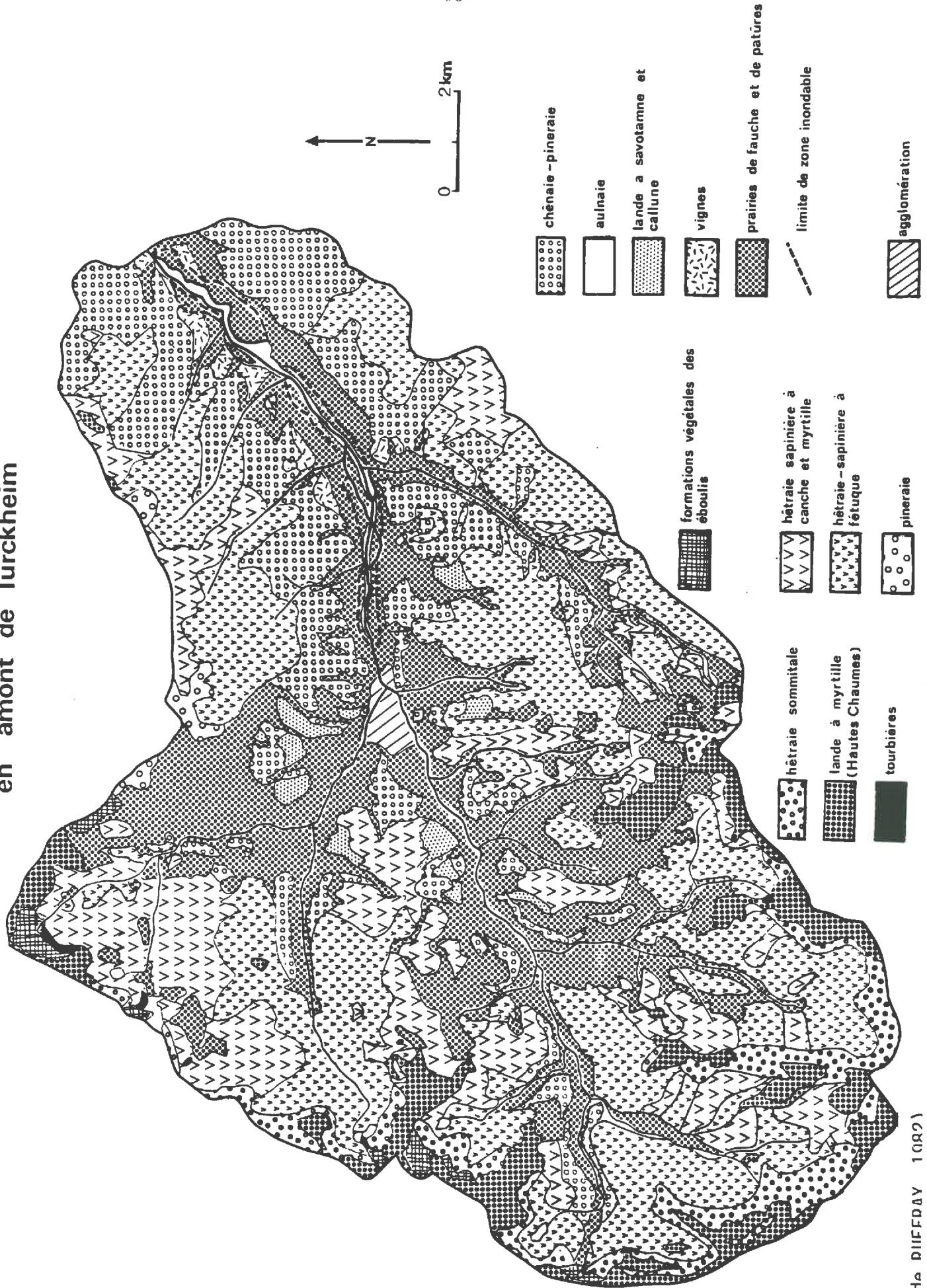
Ces unités recouvrent des zones de peuplement végétal homogène, dont l'extension est conditionnée par les contraintes imposées par le milieu à la présence des espèces. En montagne, l'individualisation d'étages altitudinaux, où dominent une ou plusieurs espèces végétales, répond à un déterminisme climatique. En l'absence d'interventions anthropiques, le dynamisme propre de la végétation différencie à chaque étage une "série de végétation" caractéristique. Ces climax se réalisent indépendamment des conditions édaphiques, sauf lorsque celles-ci sont trop contraignantes. En fait, dans la vallée de la Fecht, la végétation est très largement artificialisée et on assiste au remplacement des essences naturelles par les activités agricoles et sylvicoles qui perturbent le schéma général sans en altérer cependant la signification écologique. C'est pourquoi les unités phytoécologiques sont définies à l'aide des séries à déterminisme climatique et de la phénologie (GOUNOT et al., 1982) : elles rendent compte du phytoclimat. A l'intérieur de ces zones, on subdivise les unités sur une base édaphique, en utilisant les indications fournies par la végétation comme critère complémentaire. La cartographie des unités phytoécologiques en amont de Turckheim a été réalisée par de RUFFRAY (1978, 1982), à l'échelle du 1/25.000ème. La carte phytoécologique (Fig. 2.10) en est la réduction au 1/100.000, avec les simplifications nécessitées par l'échelle adoptée.

2.6.2.1. Etage montagnard supérieur

Les landes à nard et à myrtille, S=9 km² (4% de la superficie du bassin) : cette unité comprend les "Hautes Chaumes", végétation climax des sommets ultimes dont les conditions climatiques extrêmes empêchent l'installation des ligneux, et les pâtures qui les prolongent, résultat du défrichement anthropique (CARBIENER, 1966). Cette lande à éricacées - myrtille (*Vaccinium myrtillus*), airelle (*Vaccinium vitis idaea*), callune (*Calluna vulgaris*) et nard raide (*Nardus stricta*) -, se trouve au-dessus de 1100 m d'altitude. Le sol correspondant est un ranker cryptopodzolique (CARBIENER, 1966) ou un sol brun ocreux.

FIG. 2.10 : Carte phyto-écologique de la vallée de la Fecht,

en amont de Turckheim



La hêtraie sommitale (ou sub-alpine), S=9 km² (4%) : ce groupement végétal recouvre les croupes à topographie relativement plane, situé au-dessus de 1100 m, qu'il se partage avec la "pelouse à nard et à myrtille". Il coïncide avec le microclimat de la crête vosgienne, caractérisé par l'intensité du vent et un enneigement important. Les hêtres (*Fagus sylvatica*), au port buissonneux et tortueux, présentent un sous-bois de myrtilles, de luzule blanchâtre (*Luzula albida*) et de canche. Les sols correspondants sont de type brun acide sur grauwackes et brun ocreux sur granite. L'humus est un mull-moder actif.

Les tourbières : mentionnées pour mémoire, ces tourbières acides à sphaignes (*Sphagnum*) occupent des surfaces restreintes dans le fond de certains cirques glaciaires ou aux abords des lacs qui les occupent.

2.6.2.1. Etage montagnard moyen

La hêtraie-sapinière à fétuque, S=55 km² (24%) : ce groupement, qui occupe les stations les plus fertiles de l'étage montagnard moyen, s'installe préférentiellement sur les versants frais : versants en exposition nord et zones bénéficiant de l'ombre portée par un masque orographique. Elle atteint 1100 m dans les Vosges moyennes. Cette formation végétale est largement dominée par le sapin (*Abies alba*) associé au hêtre (*Fagus sylvatica*) et comporte également l'érable sycomore (*Acer pseudoplatanus*). La graminée caractéristique de la strate herbacée est la fétuque des bois (*Festuca sylvatica*). Cette association se développe sur des substrats divers mais généralement riches en fer : schistes et grauwackes (BOUDOT, 1978), gneiss et granites (SOUCHIER, 1971).

La hêtraie-sapinière à canche et myrtille, S=48 km² (21%) : les espèces ligneuses dominantes sont les mêmes que dans la hêtraie-sapinière à fétuque mais les éricacées qui caractérisent ce groupement indiquent une acidité plus forte du sol. Le sol est de type brun-ocreux, avec un humus de type moder, et présente une tendance à la podzolisation. On trouve cette association dans des stations plus chaudes et plus sèches.

La pineraie, S = 1 km² (0.5 %) : il s'agit d'un groupement artificiel, localisé uniquement sur grès et composé de pin sylvestre (*pinus sylvestris*).

2.6.2.3. Etage montagnard inférieur

La chênaie-pineraie, S = 39 km² (17%) : il s'agit d'une chênaie acidiphile; le chêne sessile (*quercus sessiliflora*) est souvent mêlé de pin sylvestre (*pinus sylvestris*).

2.6.2.4. Autres groupements végétaux

Les prairies et les pâtures; les aulnaies, S=66 km² (28.5%) : cette unité comprend les prairies de fauche et les pâtures ainsi que les landes qui résultent de leur abandon. Elle inclut également les aulnaies, situées aux abords des cours d'eau. L'agriculture utilise les fonds des vallées pour les prairies de fauche, une part peu importante revenant aux cultures, et s'établit en altitude sur les replats topographiques et les sommets. Dans les zones prairiales non fauchées ou pâturées, une lande à fougère aigle, à sarotomane et à callune s'installe progressivement. Les aulnaies, très réduites en surface, bordent les cours d'eau et les torrents. Elles sont souvent associées à une végétation herbacée hygrophile, comme la reine des prés (*Filipendula ulmaria*) et à des sols gleyifiés.

La vigne, S=2.3 km² (1%) : vers l'aval de la vallée, certains bas de versants exposés au sud et une partie de la vallée alluviale sont voués à la viticulture.

2.6.3. Conclusion

Sur la carte phytoécologique du bassin de la Fecht (Fig. 2.10), on constate que l'étagement de la végétation, malgré les pratiques agricoles et sylvicoles, correspond grosso modo à l'étagement climatique. Les conditions climatiques déterminent en outre dans une large mesure la dynamique de la matière organique dans le sol. L'"étagement phytoclimatique" coïncide donc avec le caractère plus ou moins humifère des sols. Cependant, pour un étage donné, on n'a pas pu établir de corrélation nette entre la nature du couvert végétal et le taux de matière organique dans les 20 premiers cm du profil (cf. § 2.5.3. et ann. I, fig. I.1). Par contre, les variations du taux de matière organique avec l'altitude sont très nettes, quel que soit l'unité phyto-écologique. On peut en déduire que le facteur essentiel de variation spatiale de la matière organique est la dynamique de l'humification. Cependant, des études plus fines devraient permettre de mettre en évidence les facteurs secondaires de la spatialisation de la matière organique : la végétation qui détermine la quantité et la nature des débris végétaux (litière) soumis à l'humification, l'orientation etc...

Cette constatation, ainsi que le caractère artificiel et le morcellement de la végétation, nous ont conduit à ne pas prendre en compte les unités phyto-écologiques dans la définition des unités de comportement hydrique homogènes.

Par contre, la nature du couvert végétal intervient incontestablement dans le cycle de l'eau par le biais de l'évapotranspiration réelle, qui varie d'un type de plante à l'autre. C'est pourquoi la carte phyto-écologique simplifiée, réalisée à partir de celle de de RUFFRAY (1982), a été également utilisée par PERRIN (1987) pour l'application du modèle hydrologique couplé (GIRARD, 1981) dans le bassin de la Fecht.

2.7. DEFINITION DES UNITES DE COMPORTEMENT HYDRIQUE HOMOGENE

L'étude naturaliste a permis de définir des unités pour les différents niveaux d'organisation du milieu naturel : la géologie, la géomorphologie et la pédologie. Nous avons défini pour chacun de ces niveaux les critères de différenciation pertinents dans une optique hydrique et effectué pour chacun d'eux les regroupements (ou les subdivisions) d'unités qui en découlent. On établit ainsi des cartes thématiques (géologie, géomorphologie et pédologie) simplifiées. On met en évidence les limites communes entre les différents niveaux d'organisation et les unités qui s'individualisent d'emblée par la convergence de plusieurs critères ou la prééminence d'un critère. Enfin, on définit a priori les "unités cartographiques de comportement hydrique homogène" par superposition des cartes des différents niveaux d'organisation du milieu naturel, chaque unité correspondant alors à une séquence de formations superficielles et à un type de sol donnés.

- Les unités géologiques

Six unités géologiques ont été établies à partir des cartes géologiques de la zone d'étude. Nous avons regroupé les différents granites en fonction de leurs parentés génétiques en 3 groupes (§ 2.3.2) :

1. le granite des Crêtes,
2. les granites porphyroïdes à amphibole,
3. les granites grenus à deux micas.

les autres types de roches étant

4. les migmatites
5. les grauwackes
6. les grès

La réponse à l'attaque météorique des différents types de roches-mères et l'évolution géomorphologique de leurs altérites sont dictées par la composition minéralogique et géochimique du matériel initial : la nature du substrat conditionne donc dans une large mesure la texture et la structure des formations superficielles.

- Les unités géomorphologiques

Les 8 unités géomorphologiques définies au § 2.4.7 constituent des unités homogènes d'un point de vue granulométrique (et structural). L'analogie des données granulométriques des arènes des différentes familles de terrains cristallins (granites et des migmatites) nous a incité à les regrouper dans une seule unité, dans l'optique de la définition d'unités de comportement hydrique homogène. Cependant, on vérifiera que le regroupement "a priori" des différents types d'arènes est justifié : pour celà, on comparera leurs propriétés texturales d'abord individuellement (§ 4.1) puis globalement (§ 10.1).

Nous avons souligné au § 2.4.7 que les unités géomorphologiques coïncident avec le découpage géologique de l'espace. En effet :

* sur les versants, le recouvrement gélifluidal est continu et les unités ont été distinguées selon un critère pétrographique.

* les formations notées sur les cartes géologiques - formations morainiques et alluviales -, morphologiquement bien différenciées, ont été conservées telles quelles.

Du fait de la convergence des ces deux facteurs, le découpage géomorphologique prend en compte implicitement la trame géologique.

Les 5 unités géomorphologiques finalement retenues sont donc :

les formations gélifluées sur :

1. terrains cristallins
2. sur grauwackes
3. sur grès

ainsi que :

4. les alluvions
5. les moraines.

En outre, pour les formations cryogéniques, on distingue deux zones :

* la zone située à l'est de Munster où la séquence tripartite est absente et où le faciès de la formation gélifluée est très caillouteux,

* la zone située à l'ouest de Munster, caractérisée par la présence d'arènes litées et fauchées, d'arènes lamellaires et d'arènes en place.

La texture est un des facteurs qui conditionnent les propriétés hydriques des sédiments : les 5 unités géomorphologiques définies sont donc à prendre en compte dans la définition des unités des comportement hydrique homogène. En effet, les différents types de formations superficielles se différencient par :

* leur texture et leur structure (en particulier, les formations cryogéniques) : les différences dans l'organisation de l'espace poral doivent se répercuter sur les propriétés hydriques,

* l'hétérogénéité interne plus ou moins marquée des différentes propriétés accessibles à l'observation directe (couleur, granulométrie, structure), avec une incidence probable sur la variabilité des propriétés hydriques interne à un type de formation donné.

-Les unités pédologiques

En dehors des sols sur grès, qui sont franchement podzoliques, l'essentiel des sols du bassin de la Fecht se compose de sols bruns acides ou de sols intergrades, marqués par une podzolisation croissante. Cependant, cette podzolisation est soit peu accusée (sols bruns ocreux) soit faiblement exprimée dans le profil. C'est l'absence de différenciation morphologique nette des horizons, dans la plupart des profils observés, qui nous a incité à ne pas distinguer d'unités pédologiques sur la base des processus physico-chimiques de leur évolution, dans le cas des substrats cristallins et des grauwackes.

Par contre, connaissant l'importance de la teneur en matière organique sur les propriétés hydriques des matériaux, nous avons distingué ces sols en fonction de leur étage altitudinal.

Pour les sols sur terrains cristallins et sur grauwackes, on distingue :

1. les sols très humifères de l'étage montagnard supérieur,
2. les sols humifères de l'étage montagnard moyen,
3. les sols de l'étage inférieur.

Les sols sur grès constituent une unité à part,

4. les sols podzoliques et les podzols sur altérites gréseuses.

Il est à noter que le découpage en étages altitudinaux prend partiellement en compte le type génétique des sols puisqu'on constate une certaine zonation des sols en fonction de l'altitude (cf § 2.5). Notons cependant que l'évolution du taux de matière organique en fonction de l'altitude est un phénomène progressif et les limites retenues sont de ce fait approximatives. Ceci soulève le problème général de définition de limites en présence d'un gradient.

-Les unités de comportement hydrique homogène

A partir de ce raisonnement naturaliste a priori, on a défini 9 unités de comportement hydrique homogène (Fig. 2.11, tab. 2.1).

Sur terrains cristallins et sur grauwackes, les unités ont été définies par le croisement des deux facteurs les plus discriminants, dans notre optique : la texture des formations superficielles (unités homogènes d'un point de vue granulométrique) et l'étage altitudinal (dont dépend le caractère plus ou moins humifère des sols) : unités 1 à 6 (Tab. 2.1).

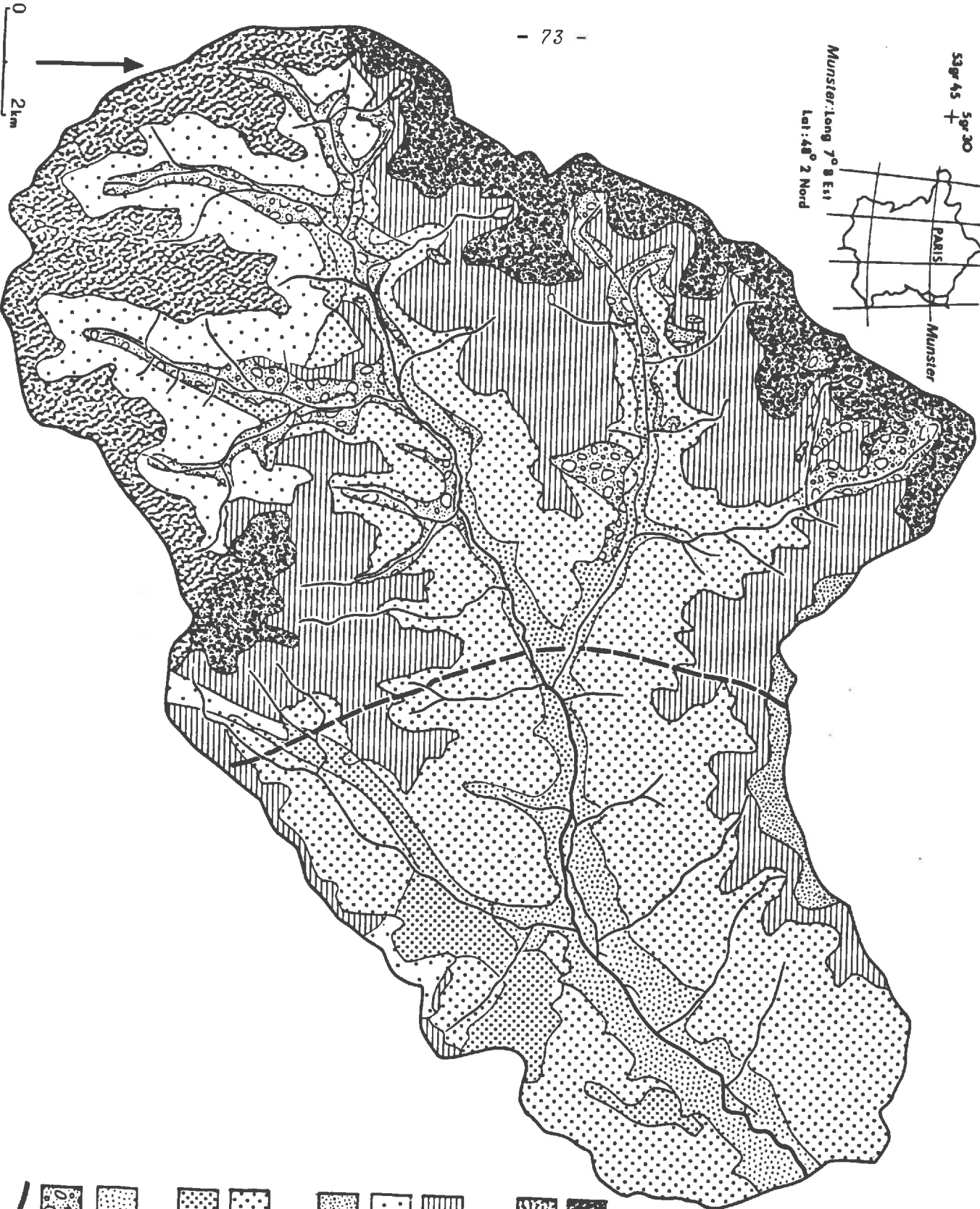
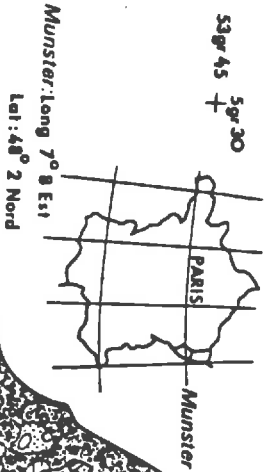


Fig. 2.11 : Carte des unités de comportement hydrique homogène

- étage montagnard supérieur
formation gélifiée sur :
 - granites
 - grauwackes
- étage montagnard moyen
formation gélifiée sur :
 - granites
 - grauwackes
- grès
- étage montagnard inférieur
formation gélifiée sur :
 - Terrains cristallins
 - grauwackes
- alluvions récentes sur
matériel fluvioglaciale
- formations morainiques
et fluvioglaciales
- limite orientale d'extension
de la "séquence tripartite"

Les autres unités résultent de la convergence de plusieurs critères (limites communes) ou de la prééminence d'un critère donné (Tab. 2.1 : unités 7 à 9).

Substrat :	Etage montagnard :		
	Supérieur	moyen	inférieur
Terrains cristallins	1. sba et sbo très humifères	2. sba, sbo, sop humifères	3. sba
Grauwackes	2. sba et sbo très humifères	4. sbo et sba humifères	6. sba
Grès	/	7. sp et podzols	/
Alluvions	/	/	8. sba de culture
Moraine	/	9. sbo, sop, sp	/

sba : sol brun acide
sbo : sol brun ocreux
/ : absent

sop : sol ocre podzolique
sp : sol podzolique

Tab. 2.1 : Unités de comportement hydrique homogène (niveaux de surface)

Liste des unités (niveaux de surface)

1. Les arènes granitiques peu différenciées de l'étage montagnard supérieur, comportant des sols bruns acides et bruns ocreux très humifères
2. Les arènes granitiques de l'étage montagnard moyen, comportant des sols bruns acides, bruns ocreux et ocres podzoliques, à tendance humifère
3. Les arènes granitiques et migmatiques de l'étage montagnard inférieur, comportant des sols bruns acides
4. Les altérites des grauwackes de l'étage montagnard supérieur, comportant des sols bruns acides et bruns ocreux très humifères
5. Les altérites des grauwackes de l'étage montagnard moyen, comportant des sols bruns acides et bruns ocreux, à tendance humifère
6. Les altérites des grauwackes de l'étage montagnard inférieur, comportant des sols bruns acides
7. Les altérites gréseuses, toutes situées à l'étage moyen, comportant des sols podzolisés
8. Les formations alluviales, toutes situées à l'étage inférieur, comportant des sols bruns acides de culture
9. Les moraines et les formations fluvioglaciales morphologiquement bien différenciées.

Les formations cryogéniques (niveaux profonds)

Les formations cryogéniques et les arènes in situ constituent un groupe à part qui n'a pas été étudié sur une base cartographique. Leur zone d'extension présumée a cependant été figurée sur la carte des unités (Fig.2.11).

CHAPITRE III

PROTOCOLE DE L'ETUDE : ECHANTILLONNAGE, TRAITEMENTS EXPERIMENTAUX ET INFORMATIQUES

3.1. ECHANTILLONNAGE

Dans les 9 unités naturalistes définies a priori, 444 échantillons non remaniés ($V = 250 \text{ cm}^3$) ont été prélevés dans 57 sites (Fig. 3.1) afin d'étudier statistiquement la variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques au sein de chacune d'elles et de vérifier la pertinence de la discrétisation spatiale opérée.

De plus, 39 monolithes de sol ($V = 1200 \text{ cm}^3$) ont été prélevés, en 16 sites (Fig. 3.1 et 3.2), dans les différents types de formations représentatifs du bassin pour mesurer la courbe de conductivité hydraulique et pour tester le modèle d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique de VAN GENUCHTEN (1980).

Des analyses du carbone total (Institut National de la Recherche Agronomique de Colmar) ont été utilisées pour compléter les données déjà existantes et augmenter la densité des sites de mesure du taux de matière organique, sachant que cette variable joue un rôle important dans la différenciation des propriétés hydriques (CURTIS & al., 1964; ADAMS, 1973).

Enfin, des expériences complémentaires ont été réalisées sur des séries restreintes d'échantillons supplémentaires afin de préciser le comportement hydrique des éléments grossiers minéraux et organiques (racines, éléments figurés...).

3.1.1. Principes de l'échantillonnage

En fonction du cadre méthodologique adopté et du milieu étudié, la stratégie d'échantillonnage devait répondre à 2 objectifs :

* la caractérisation des différents types de milieux du bassin et, dans un même type, des différents niveaux, sachant que la variabilité verticale est importante. Il est nécessaire de caractériser l'ensemble des formations du bassin pour 2 raisons :

+ une raison méthodologique : on cherche à établir la validité de la démarche adoptée; pour cela on compare les unités naturalistes entre elles afin de vérifier qu'elles recouvrent des zones de comportement hydrique significativement différentes;

+ une raison pratique : la finalité de cette étude étant essentiellement hydrologique, il s'avère nécessaire de caractériser l'ensemble des formations du bassin, aux différentes profondeurs, pour des applications ultérieures.

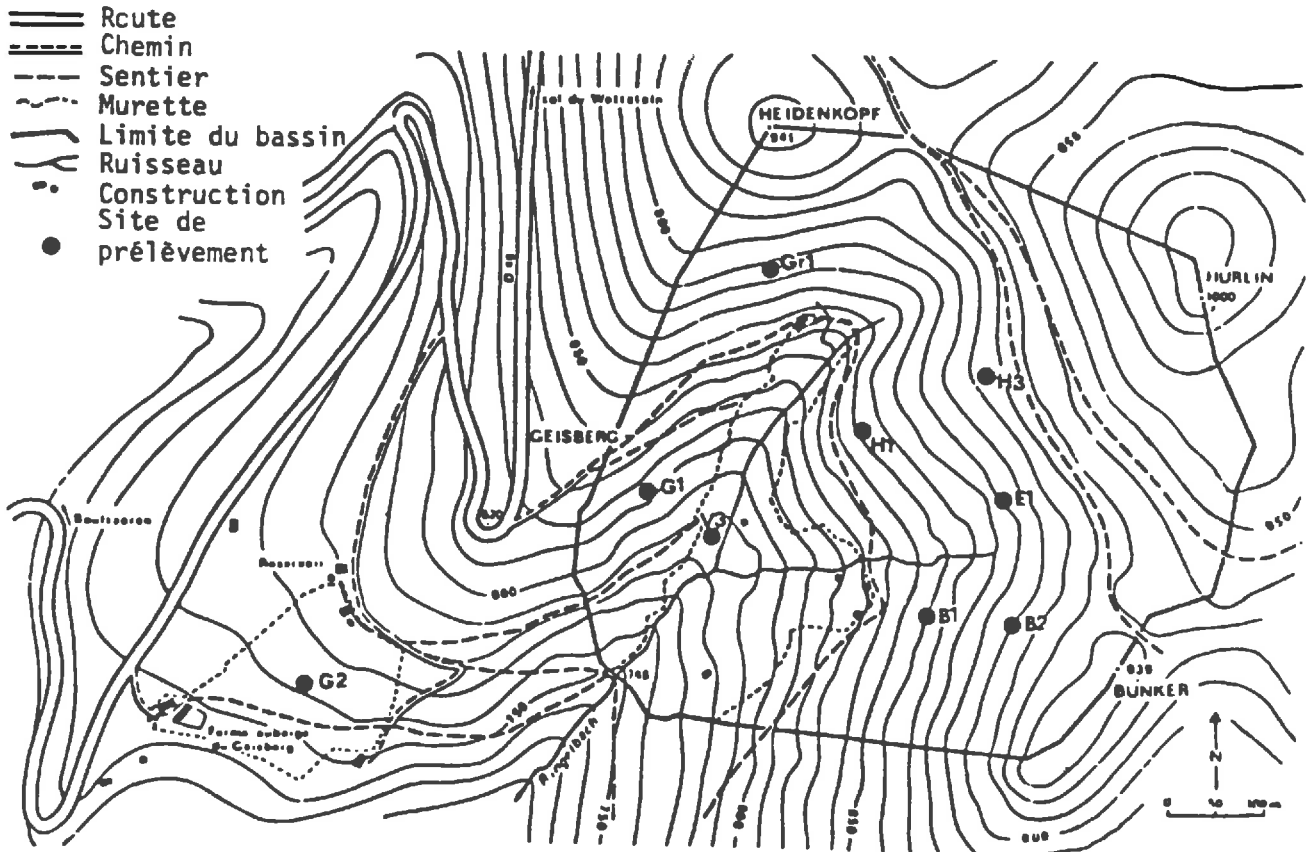


Fig. 3.2 : Bassin versant expérimental du Ringelbach : localisation des sites de prélèvement des monolithes de sol

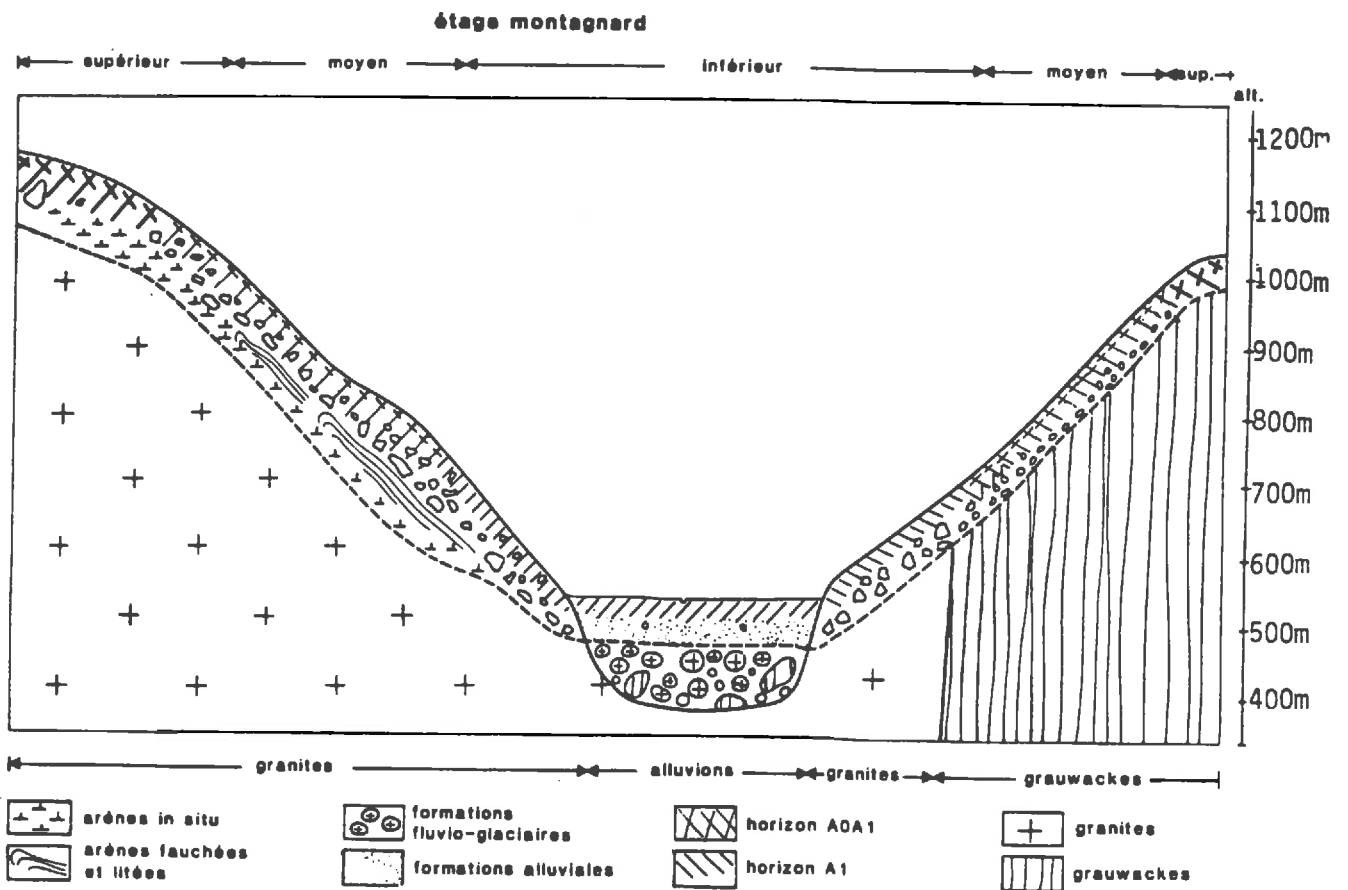


Fig. 3.3 : Représentation schématique des "volumes sédimentaires homogènes"

* L'étude de la variabilité spatiale des différentes propriétés étudiées, pour chaque unité et pour chaque profondeur, sachant que la mise en oeuvre des méthodes statistiques requiert un nombre suffisant d'échantillons pour chacun des types considérés.

Pour concilier 2 objectifs sans que le nombre d'échantillons et la quantité de travail de laboratoire deviennent prohibitifs, on a été amené à effectuer certains choix pour une utilisation optimale d'un nombre "raisonnable" d'échantillons.

3.1.2. Optimisation de l'échantillonnage

On a, d'une part, réduit autant que possible le nombre des unités, à partir d'un raisonnement naturaliste, et échantillonné uniquement les formations représentatives de l'ensemble du bassin de la Fecht et non les formations trop particulières ou trop peu étendues et utilisé, d'autre part, les conclusions tirées de l'étude antérieure faite dans le bassin expérimental du Ringelbach (VIVILLE, 1985) pour optimiser l'affectation des échantillons.

Affectation des échantillons :

+ Prélèvement des échantillons par profil, à raison d'un échantillon unique par niveau : dans cette étude, on s'attache à l'étude de la variabilité à petite échelle, au sein des unités naturalistes, la variabilité locale ayant été quantifiée dans le bassin du Ringelbach. C'est pourquoi on a maximisé le nombre de sites de prélèvement dans chacune des unités en ne prélevant qu'un échantillon par niveau et par site. On augmente ainsi la densité de l'échantillonnage des unités. En outre, le prélèvement est fait sur l'ensemble du profil, pour tenir compte de la variabilité verticale des propriétés mesurées.

+ La variabilité latérale étant plus forte en surface qu'en profondeur dans notre milieu (VIVILLE, 1985), on a prélevé davantage de sites dans les horizons superficiels.

+ La variabilité verticale étant plus forte en surface qu'en profondeur dans notre milieu (VIVILLE, 1985), on a échantillonné les 25 premiers cm du profil par tranches de 5 cm, puis dans des tranches allant respectivement de 25 à 50 et de 50 à 100 cm de profondeur.

+ Les niveaux cryogéniques n'ont pas été échantillonnés sur une base cartographique, leur extension réelle n'étant pas connue. On est en fait tributaire de la présence de coupes profondes leur donnant accès. Dans les coupes existantes (préalablement rafraîchies), on a prélevé, l'ensemble du profil, lorsque c'était possible, afin d'effectuer une étude comparative des différents niveaux et d'observer les variations verticales des propriétés hydriques et physiques induites par la structuration cryogénique.

Unités non échantillonnées :

Dans la définition des unités naturalistes, il n'a pas été tenu compte des accidents ou des formes locales (éboulis, tors...) ou de types d'extension trop restreinte (tourbières, zones hydromorphes...). Les formations échantillonnées sont représentatives de la très large majorité de la surface du bassin.

En outre, 2 unités ont été échantillonnées pour caractériser leurs propriétés physiques et hydriques mais non pour une exploitation statistique, et ce pour des raisons différentes :

+ les altérites sur grès : cette unité représente moins de 5 % de la superficie du bassin. En outre, elle a fait l'objet d'un échantillonnage conséquent par VIVILLE (1985)

+ les moraines : dans ces formations très caillouteuses et riches en blocs, il s'est avéré très difficile de prélever des échantillons sans altérer leur structure. Les échantillons prélevés autant que possible en évitant l'insertion de cailloux ne contiennent pas moins de 50 à 60 % d'éléments lithiques. En outre, d'un point de vue géomorphologique, cette formation présente deux aspects opposés :

* d'une part, des variations locales très importantes, liées à leur mode de mise en place et à leur évolution postérieure : on passe latéralement des blocs morainiques lavés à des dépôts morainiques emballés dans une matrice fine et à d'autres faciès (AMIET, 1980);

* d'autre part, une part importante des moraines a été intégrée dans le manteau de gélifluxion périglaciaire, que ce soit en domaine granitique ou grauwackeux, et ne se distingue des formations de versant que par la nature et la richesse des blocs.

On n'étudiera pas la variabilité latérale au sein de ces unités, comprenant au total 30 échantillons. L'étude de la variabilité intra-unité sera effectuée pour les 6 autres unités, sur un nombre totale de 414 échantillons.

3.1.3. Le schéma d'échantillonnage

Il s'agit d'un échantillonnage stratifié : dans chacune des unités définies a priori on a effectué un échantillonnage allégé. L'échantillonnage peut être considéré comme aléatoire du fait que l'on n'a pas pratiqué d'"échantillonnage dirigé" : au sein de chaque unité, les sites ont été choisis de telle manière à couvrir l'essentiel de l'unité.

Au total, 447 échantillons à structure conservée ont été prélevés dans des cylindres en acier inoxydable (H = 5cm; D = 8cm; V = 250 cm³) en 58 sites. L'échantillonnage a été effectué par niveaux de 5cm jusqu'à 25cm de profondeur puis dans les niveaux 25-50cm et 50-100cm, lorsque la présence de blocs n'empêchait pas le prélèvement. 3 échantillons de formations morainiques ont été perturbés lors du prélèvement et n'ont pas été conservés. L'affectation des 444 échantillons, qui constituent la "série principale", est présentée dans le tableau 3.1. Le nombre d'échantillons prélevés par unité et par horizon pédologique est donné dans le tableau 3.2 (N=414, les échantillons prélevés sur grès et sur moraines n'ayant pas été comptabilisés dans ce cas). L'affectation détaillée des échantillons par sites est donnée dans le tableau I.5, en annexes.

	Etage montagnard supérieur		Etage montagnard moyen				Etage montagnard inférieur		Total :
	Granites	Grauwackes	Granites	Grauwackes	Grès	Moraine	Terrains cristallins	Alluvions	
Nombre de sites	5	5	14	7	1	1	16	8	57
0-5	7	4	17	9	1	1	12	11	62
5-10	4	4	13	8	1		14	11	55
10-15	6	4	11	9	1		12	10	53
15-20	6	2	8	9	1		13	9	48
20-25	2	1	9	8	2	3	11	3	39
25-50	1	3	8	9	1	4	13	1	40
50-100	4		2				7		13
Total :	30	18	68	52	7	8	82	45	310
Arènes litées et fauchées			35	5			27		
Arènes lamellaires	3	3	11		9	6	12		134
Arène in situ			11				12		

Total : 444

Tab. 3.1 : Echantillonnage des unités en fonction de la profondeur (formation gélifluée) et du type de formations superficielles (formations cryogéniques)

	Etage montagnard supérieur		Etage montagnard moyen		Etage montagnard inférieur	
	Granite	Grauwackes	Granites	Grauwackes	Terrains cristallins	Alluvions
AoA1	(1) 7	(4) 4	(6) 17	(9) 14		
A1	(2) 18	(5) 14	(7) 30	(10) 41	(12) 35	(13) 26
B	(3) 5	/	(8) 21	(11) 15	(14) 45	

Total :

N = 295

+

Formations cryogéniques et arènes en place (15) :

N = 119

414

(n) = N° du groupe de la partition 2

Tab. 3.2 : Répartition de l'échantillonnage par horizons pédologiques et types de formations superficielles (partition 2)

3.1.4. Partition de l'échantillon global

On effectue plusieurs partitions de l'échantillon global, i.e. on classe l'ensemble des échantillons dans différents groupes; les groupes d'affectation correspondent à une unité et un niveau donnés, à un "volume sédimentaire homogène" etc... Ces partitions doivent permettre de vérifier statistiquement la validité des hypothèses tirées de l'étude naturaliste.

On traitera deux ensembles de variables séparément :

* les variables granulométriques : on étudiera leur distribution spatiale sur la base des unités "homogènes d'un point de vue granulométrique" dégagées par l'étude naturaliste (cf. §2.2.7); ces traitements visent uniquement à vérifier que la texture des formations superficielles dépend effectivement pour l'essentiel de la nature du substrat : cette hypothèse a été admise a priori et a servi, parmi d'autres hypothèses, à définir les unités de comportement hydrique homogène;

* les propriétés physiques et hydriques : on étudiera ces propriétés sur la base des unités de comportement hydrique homogène définies au §2.6.3.

En effet, la logique de la répartition spatiale de ces deux ensembles de variables n'est pas la même : en l'absence d'une différenciation granulométrique marquée induite par la pédogénèse, la granulométrie des sédiments est essentiellement conditionnée par la nature de la roche-mère soumise à l'attaque météorique et par l'évolution géomorphologique des altérites. A l'inverse, la pédogénèse a différencié le sommet des altérites par l'acquisition d'une structure pédologique et l'intégration de matière organique : la densité apparente et l'ensemble des propriétés hydriques du matériel sont donc fortement conditionnés par l'évolution pédologique.

Sur cette base, on a effectué 5 partitions de l'échantillon global (série principale) en groupes homogènes, pour étudier statistiquement ces deux ensembles de variables :

* variables granulométriques :

- Partition G1 : par unités homogènes d'un point de vue granulométrique
- Partition G2 : par unités et par niveau

* variables physiques et hydriques :

- Partition H1 : par unité de comportement hydrique homogène et par niveau
- Partition H2 : par unité et par horizon
- Partition H3 : par "volumes sédimentaires homogènes".

- Partition de l'échantillon global en vue de l'étude des variables granulométriques

* Partition G1, par unités (8 groupes, N=447) : dans cette partition, les groupes d'échantillons correspondent aux 8 unités "homogènes du point de vue granulométrique". Elle doit permettre de vérifier que la texture des altérites est déterminée par la nature de la roche-mère, pour les formations gélifluées des versants, et par le type de formations superficielles. En outre, on vérifiera que les arènes de différents types de terrains cristallins présentent bien une granulométrie très voisine (cf. § 4.1 et 10.1).

Les 8 groupes correspondent aux formations suivantes, tous niveaux confondus :

Formation gélifluée sur :

1. granites grenus,
2. granites porphyroïdes,
3. granite des Crêtes,
4. migmatites,
5. grauwackes,
6. grès;

et les formations superficielles suivantes :

7. formations morainiques,
8. formations alluviale.

* Partition G2, par unité et par niveau (26 groupes, N=414) : les groupes précédents, correspondant aux unités géomorphologiques, ont été divisés en sous-groupes en fonction de la profondeur (les échantillons des altérites sur grès et des moraines, qui ne comportent pas suffisamment d'échantillons à chaque niveau, n'ont pas été traités dans ce cas, d'où N=414) : par tranche de 5 cm jusqu'à 25 cm de profondeur, puis les tranches 25-50 cm et 50-100 cm. L'ensemble des terrains cristallins a été regroupé en une seule unité.

Cette partition doit permettre de mettre en évidence une éventuelle différenciation granulométrique verticale au sein des différentes unités (cf. § 4.1 et 10.1).

Les 26 groupes de la partition G2 sont les suivants :

- Groupes 1 à 8 - terrains cristallins :
0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-50 et 50-100cm
formations cryogéniques (y compris les arènes insitu)
- Groupes 9 à 14 - grauwackes :
0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-50 et 50-100cm
- Groupes 15 à 20 - migmatites :
0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-50 et 50-100cm
- Groupes 21 à 26 - alluvions :
0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-50 et 50-100cm

- Partitions de l'échantillon global en vue de l'étude des variables physiques et hydriques

Sur la base des 9 unités de comportement hydrique homogène définies par l'étude naturaliste, 3 types de partitions de l'échantillon total ont été envisagées, auxquelles il sera fait référence dans la suite de ce travail (§ 4.2, 4.3, 5.1 et 10.2). Elles diffèrent par le nombre des subdivisions verticales introduites - pour tenir compte de la variabilité verticale des propriétés hydriques - et par les hypothèses avancées. Elles répondent à la recherche d'une généralisation croissante, ce qui est toujours souhaitable, mais est également rendue nécessaire pour l'application de tests statistiques requérant un nombre élevé d'échantillons (test de normalité).

* Partition H1, par unités et par niveaux (34 groupes, N=414) : à l'intérieur de chaque unité cartographique, les échantillons sont regroupés en fonction de la profondeur de prélèvement - par tranches de 5 cm jusqu'à 25 cm, les tranches 25-50 cm et 50-100 cm; les formations cryogéniques, y compris les arènes in situ, sont classées dans un groupe à part. La subdivision est donc "systématique". Elle doit permettre d'étudier de manière fine les variations verticales des différentes propriétés mesurées, au sein de chaque unité.

Les 34 groupes de la partition H1 sont les suivants :

Etage montagnard supérieur : groupes 1 à 7

Etage montagnard moyen, altérites sur

* granites : groupes 8 à 14

* grauwackes : groupes 15 à 20

Etage montagnard inférieur :

* formations de versant sur terrains cristallins : groupes 21 à 27

* alluvions : groupes 27 à 33

Formations cryogéniques : groupe 34.

* Partition H2, par unités et par horizons (15 groupes, N=414) : à l'intérieur de chaque unité, les échantillons sont groupés en fonction des horizons pédologiques, à partir des observations effectuées aux différents sites, le classement de chaque échantillon étant donc appréhendé séparément. En effet, la complexité de l'organisation du milieu naturel fait que l'on est souvent confronté au sein des unités définies à petite échelle à des cas particuliers :

+ des formations cryogéniques subaffleurantes : pour les sites MRD, MRE et WDT, on trouve des arènes lamellaires ou des arènes en place à partir de 30 cm de profondeur qui ne sont pas pénétrées par les racines et n'ont pas été dégradées (cf. ann. I, yab. I.5). Les échantillons prélevés à ce niveau ont donc été attribués aux formations cryogéniques correspondantes.

+ en fonction de conditions stationnelles : dans la transition entre l'étage montagnard moyen et inférieur, certains sites classés dans l'étage montagnard inférieur - du fait de leur altitude - s'apparentent nettement par leur caractère humifère aux sols de l'étage montagnard moyen. C'est le cas des sites de fond de vallée encaissées (sites JLU, MCI, MTC), situés dans la zone d'affleurement des grauwackes; ces sites ont été classés dans l'étage montagnard moyen, sur grauwackes. Ces mêmes sites se distinguent des sites d'altitude équivalente par une teneur en matière organique nettement supérieure, en rapport avec des conditions topoclimatiques particulières. L'affectation détaillée des échantillons est donnée en annexe (Ann. I, tab. I.5).

* Partition H3, par volumes sédimentaires homogènes (9 groupes, N=414): Pour la définition de ces "volumes sédimentaires homogènes du point de vue hydrique" (Fig. 3.3), on s'affranchit de la base cartographique. On cherche à obtenir un degré de généralisation maximal, en regroupant les faciès homogènes à cheval sur plusieurs unités. Ainsi, dans la partie H3, on fusionne certains des groupes de la partition H2, à partir des hypothèses suivantes :

* dans les sols très humifères des étages montagnards supérieur et moyen, les propriétés hydriques sont fortement influencées par le taux de matière organique qui occulte l'effet des différences texturales, dans les horizons de surface (VIVILLE, 1985). C'est pourquoi, dans ces étages, on a regroupé les échantillons respectivement des horizons AoAl et Al indépendamment de la nature de la roche-mère des sols (granites et grauwackes);

* à l'inverse, dans les horizons (B) d'altération, qui correspondent à la base de la formation gélifluée, l'appartenance à l'un ou l'autre des étages altitudinaux n'entraîne pas de différenciation notable si bien que l'on a regroupé les horizons minéraux des différents étages altitudinaux, pour une roche-mère donnée.

Cette partition comprend 9 groupes :

étage montagnard supérieur, tous substrats confondus :

1. horizon A0A1 (N=11)

2. horizon A1 (N=32)

étage montagnard moyen, tous substrats confondus :

3. horizon A0A1 (N=31)

4. horizon A1 (N=71)

étage montagnard inférieur :

5. horizon Ap, sur alluvions (N=26)

6. horizon A1 sur versants cristallins (N=32)

tous étages confondus :

7. horizon (B) d'altération sur terrains cristallins (N=74)

8. horizon (B) d'altération sur grauwackes (N=15)

9. formations cryogéniques (N=119)

3.2. TRAITEMENT EXPERIMENTAL DES ECHANTILLONS

Les propriétés hydrodynamiques sont mesurées sur des échantillons à structure conservée qui sont ensuite fractionnés pour déterminer la composition du matériel constitutif. Les techniques adoptées pour les analyses sédimentologiques sont celles habituellement employées au laboratoire, quelquefois modifiées pour les besoins de l'étude. Les caractéristiques hydrodynamiques ont été mesurées par des méthodes et des techniques spécifiques, dont l'appareillage correspondant a été mis au point lors d'études précédentes (VIVILLE & AMBROISE, 1982; REUTENAUER, 1983).

3.2.1. La chaîne de traitement

Les échantillons sont prélevés sur le terrain dans des cylindres en acier inoxydable de 250 cm³ (diamètre=80mm; Hauteur=50mm) et pesés à leur arrivée au laboratoire afin d'en déterminer la teneur en eau in situ. Ils sont alors saturés progressivement dans des bacs, pendant une durée d'une semaine, les échantillons en instance de traitement étant conservé en chambre froide à 6°C. Une fois la saturation atteinte, on mesure la relation theta-psi jusqu'à pF2.7, en phase de désorption, par la méthode des bacs à sable et à kaolin. L'échantillon est ensuite ressaturé pour la détermination de la conductivité hydraulique à saturation Ks par la méthode du perméamètre à charge constante. Ces 2 opérations s'appliquent à des échantillons non remaniés, la mesure de Ks s'effectuant en second pour éviter de perturber la structure du matériel par une percolation de plusieurs jours. L'échantillon est ensuite séché à l'étuve à 105°C pendant 48 heures et détruit. Sur la fraction fine, isolée par tamisage, on détermine la teneur en eau à pF3.5 et 4.2 par la méthode de la presse à membrane, le taux de matière organique et le spectre granulométrique de la matrice minérale. Pour la fraction grossière du matériel (>2mm), on mesure la part relative des éléments grossiers minéraux (graviers, galets et blocs) et organiques (racines, éléments figurés).

3.2.2. Détermination des propriétés hydrodynamiques du matériel

3.2.2.1. Mesure de la courbe de rétention hydrique

Cette mesure a été effectuée en phase de désorption pour l'ensemble des échantillons de la série principale (N=440). On a également mesuré la relation O(h) en phase de sorption pour un nombre restreint d'échantillons (N=27). Pour les pF inférieurs ou égaux à 2.7, on utilise la méthode du bac à sable et à kaolin et, au delà, la presse à membrane qui s'applique à des échantillons remaniés.

Les bacs à sable et à kaolin

Au départ, les échantillons sont saturés, i.e. les cylindres sont plongés dans l'eau jusqu'à leur bord supérieur. La dénivellation h , comptée positivement vers le haut, entre le centre du cylindre, pris comme niveau de référence, et le niveau de l'eau dans le bac, est égale à la tension hydraulique moyenne Ψ de l'échantillon. On mesure successivement le poids de l'échantillon à saturation ($h=+2.5\text{cm}$), puis pour $h=0$, $h=-1$ (ou $pF=0$) et $h=-2.5$ (ou $pF=0.4$) où le niveau de l'eau coïncide avec la base de l'échantillon. A partir de là, débute le traitement par la méthode des bacs à sable et à kaolin proprement dite.

Cet appareillage mis au point par VIVILLE & AMBROISE (1982) et inspiré par les réalisations antérieures de STACKMAN et al. (1969) et de VARALLAYA (1973), se compose de 5 bacs en plexiglas remplis d'un milieu calibré, saturé en eau, auquel on impose la tension désirée par l'intermédiaire d'une ampoule à niveau constant connectée au système de drainage du bac. Comme précédemment, le niveau de référence est le centre de l'échantillon et la tension imposée Ψ , propre à chaque bac, correspond à la dénivellation h entre ce niveau et le niveau constant dans l'ampoule. La granulométrie du milieu poreux utilisé est adaptée à la tension exercée : elle est suffisamment fine pour que le milieu demeure saturé à la tension imposée i.e. $\Psi_{ie} > \Psi$, où Ψ_{ie} est la pression d'entrée d'air du matériel, Ψ_{ie} étant en outre assez voisin de Ψ pour maximiser la conductivité hydraulique à saturation K_s du milieu poreux et permettre ainsi une mise à l'équilibre plus rapide. Le matériel utilisé est un sable des polders, sable fin dont on a supprimé la matière organique par calcination, additionné de kaolin pour les tensions élevées, l'ensemble étant disposé en couches de 3 à 5cm. Pour les 5 bacs, dont les 4 premiers sont groupés sur une colonne, Ψ vaut respectivement -10cm ($pF=1$), -31.6cm ($pF=1.5$), -100cm ($pF=2$), -200 cm ($pF=2.3$) et -500 cm ($pF=2.7$). Chaque bac permet le traitement simultané de 25 échantillons. Leur durée de mise à l'équilibre, qui varie en fonction de la nature du matériel, est d'environ une semaine en moyenne. L'équilibre est atteint lorsque la pesée quotidienne d'un échantillon-témoin ne montre plus de diminution notable du poids de l'échantillon.

Ce même protocole a été utilisé en inversant simplement l'ordre des opérations pour déterminer la courbe de rétention hydrique en phase de sorption sur une série de 27 échantillons représentatifs des différents types de formations échantillonnées.

La presse à membrane :

La presse à membrane à haute pression (pressure membrane extractor) ou appareil de Richards (RICHARDS, 1947) est classiquement utilisée en physique du sol pour la mesure de l'humidité à des pF élevés, dans notre cas les $pF_{3.5}$ et $pF_{4.2}$. Cette méthode d'extraction par pression de l'eau du sol n'est applicable qu'à la fraction fine ($< 2\text{mm}$) des échantillons, isolée par tamisage, et tassée à l'intérieur d'anneaux en acier inoxydable (diamètre = 29mm, hauteur = 9mm).

Les différences opératoires entre la méthode du bac à sable et à kaolin et la méthode de la presse à membrane se répercutent sur les résultats expérimentaux, qui n'ont pas la même signification physique : la non prise en compte des éléments minéraux grossiers (> 2 mm : graviers et galets) du sol et le tassement des échantillons à l'intérieur des anneaux entraîne une surestimation des humidités aux pF 3.5 et 4.2. L'élimination des grossiers organiques (> 2 mm : racines, brindilles et éléments figurés) provoque au contraire une sous-estimation des teneurs en eau déterminées par la méthode de la presse à membrane.

A partir de considérations théoriques sur l'incidence de la perturbation du matériel sur son contenu en eau, il est possible de corriger les humidités à pF3.5 et 4.2 pour les ramener dans des conditions analogues à celles du reste de la courbe de rétention. Les hypothèses qui sont à la base de cette correction, et dont la principale d'entre elles est la nature essentiellement texturale de la rétention aux pF élevés, ont été vérifiées expérimentalement.

Les principes de cette correction sont présentés aux paragraphes 3.2.2.2 et 3.2.2.3 : on élimine l'artéfact expérimental souvent observé au niveau du raccord entre les points expérimentaux à pF2.7 (bac à sable et à kaolin) et pF3.5 (presse à membrane) et assure ainsi la continuité de la courbe $\theta(h)$ - ce qui permet de lui ajuster une fonction mathématique continue.

3.2.2.2. La rétention hydrique des éléments grossiers organique aux pF3.5 et 4.2

Les échantillons non remaniés prélevés en surface comportent des éléments grossiers organiques (>2mm), essentiellement des racines, qui renferment encore aux pF élevés une quantité d'eau non négligeable. VIVILLE (1985) a constaté une sous-estimation importante des teneurs en eau volumiques aux pF3.5 et 4.2 dans le cas des échantillons prélevés dans des zones hydromorphes, dont la végétation hygrophile (Reine des prés essentiellement) comportait un volume racinaire important. Les racines se comportent comme des réservoirs d'eau dans les échantillons non remaniés (bac à sable et à kaolin). Leur suppression dans la méthode de la presse à membrane se traduit sur la courbe de rétention hydrique par une rupture de pente entre les pF2.7 et 3.5. Ceci nous a conduit à mesurer systématiquement le taux de matière organique grossière.

Pour corriger la sous-estimation liée à l'absence des racines, la teneur en eau des racines aux pF3.5 et 4.2 a été mesurée sur un échantillonnage complémentaire (cf. § 6.1). Pour cette détermination, des racines fraîches et turgescentes ont été incluses dans un milieu de sables fins calibrés et passées à la presse à membrane. Les teneurs en eau pondérales des sables calibrés (diamètre 80-100 microns; destruction de la matière organique par calcination) a été mesurée par ailleurs aux pF considérés (Fig. 3.7), respectivement $\theta_{pSF}(3.5)$ et $\theta_{pSF}(4.2)$:

* $\theta_{pSF}(pF3.5) = 0.0302$ $s = 0.0022$ $N = 32$
* $\theta_{pSF}(pF4.2) = 0.0209$ $s = 0.0019$ $N = 22$

L'humidité pondérale des racines Θ_p , de masse humide Mh et de Masse sec Ms, a été déterminée soit en isolant les racines, après extraction, de leur emballage minéral et, dans ce cas,

$$\Theta_p(pF) = (Mh(pF) - Ms) / Ms$$

soit en mesurant globalement l'humidité du mélange de sable fin et de racines Θ_{pTOT} et en en déduisant l'humidité de la matrice minérale. Soient FP_{min} et FP_{prac} les fractions pondérales respectives de la matrice et des racines ($FP_{min} + FP_{prac} = 1$)

$$\Theta_p(pF) = (\Theta_{pTOT}(pF) - (FP_{min} * \Theta_{pSF}(pF))) / FP_{prac}$$

On obtient des résultats analogues par ces deux méthodes. La teneur en eau pondérale Θ_p des racines aux pF considérés vaut

à pF3.5 :	Θ_p moyen = 1.302	E.-T. = 0.51	N = 14
à pF4.2 :	Θ_p moyen = 0.819	E.-T. = 0.15	N = 19

3.2.2.3. Correction des données expérimentales

Les courbes de rétention hydrique présentent fréquemment un pic ou, au contraire, une rupture de pente entre les pF 2.7 et 3.5 qui provient d'un mauvais raccord entre les points expérimentaux déterminés respectivement par la méthode du bac à sable et à kaolin ($pF \leq 2.7$) et par la méthode de la presse à membrane (pF3.5 et 4.2). Sur les 444 échantillons de la série principale, la teneur en eau volumique à pF3.5 est supérieure à celle à pF2.7 pour 211 d'entre eux (soit 48 %). Il s'agit manifestement d'un artéfact expérimental lié aux différences opératoires inhérentes aux deux techniques utilisées. La destruction de la structure du matériel introduit trois types de modifications par rapport au matériel originel :

- la suppression de la fraction minérale grossière (graviers, cailloux et blocs) qui intervient dans la première partie de la courbe de rétention

- l'enlèvement de la fraction organique grossière (>2mm), en particulier les racines.

- la destruction de la structure du matériel dont la densité apparente dépend alors du degré de tassement à l'intérieur des bagues en acier. La densité apparente du matériel remanié à l'intérieur des bagues DArem. est toujours supérieure à la densité apparente de l'échantillon à structure conservée DA.

Il s'avère donc nécessaire de ramener les valeurs mesurées à pF3.5 et 4.2 dans des conditions analogues à celles des autres points de la courbe expérimentale déterminée sur un matériel non remanié. Pour cela, on émet deux hypothèses de travail :

- Hypothèse 1 : la rétention du matériel aux pF élevés est essentiellement de nature texturale. De ce fait la destruction de la structure du matériel n'a qu'une incidence négligeable sur le résultat expérimental qui dépend alors uniquement de la quantité de matériel par unité de volume (i.e. de sa densité apparente)

Vérification : on tasse de manière différente du matériel provenant d'un même échantillon dans les bagues en acier (presse à membrane). On constate qu'il existe une relation linéaire entre la densité apparente du matériel remanié (Darem) et l'humidité volumique correspondante (Fig. 3.4a). Par contre, l'humidité pondérale est constante pour un pF donné (Fig. 3.4b). Ceci est conforme au schéma théorique d'une rétention purement texturale, aux pF considérés.

- Hypothèse 2 : la rétention propre des éléments lithiques (>2mm) est négligeable ou nulle.

Vérification : on mesure par picnométrie les densités réelles et apparentes des éléments lithiques : on constate que ces deux valeurs sont peu différentes. Ceci demeure exact quelle que soit la nature pétrographique de la fraction lithique (granites, migmatites, schistes et grauweekes), à l'exception du grés. Dans les dépôts gréseux, la porosité peut atteindre 8 à 12 % (PERRIAUX, 1961; VIVILLE, 1985). Cependant, ces valeurs concernent les blocs résiduels, de taille généralement importante, qui n'ont jamais été prélevés dans les cylindres. Au contraire, les galets de quartz que les échantillons incluent en quantité restreinte présentent une porosité quasi-nulle.

- Application

La correction proposée pour les teneurs en eau à pF3.5 et 4.2 est la suivante :

$$\theta_v \text{ corrigé} = \theta_v \text{ mesuré} * \frac{DA}{Darem} * (1 - FPGRO - FPMOG) + DA * FPMOG * \theta_{pMOG}$$

L'application de ce facteur correctif permet d'éliminer l'artéfact expérimental noté pour 211 échantillons. La figure 3.5 présente un exemple de correction qui montre que les points expérimentaux déterminés respectivement par le méthode des bacs à sable et à kaolin et de la presse à membrane, initialement fortement décrochés, se raccordent bien après la correction (SZR 00-05 cm). Ce sont les valeurs de l'humidité volumique à pF 3.5 et 4.2 ainsi corrigées qui ont été utilisées dans les traitements statistiques ultérieures.

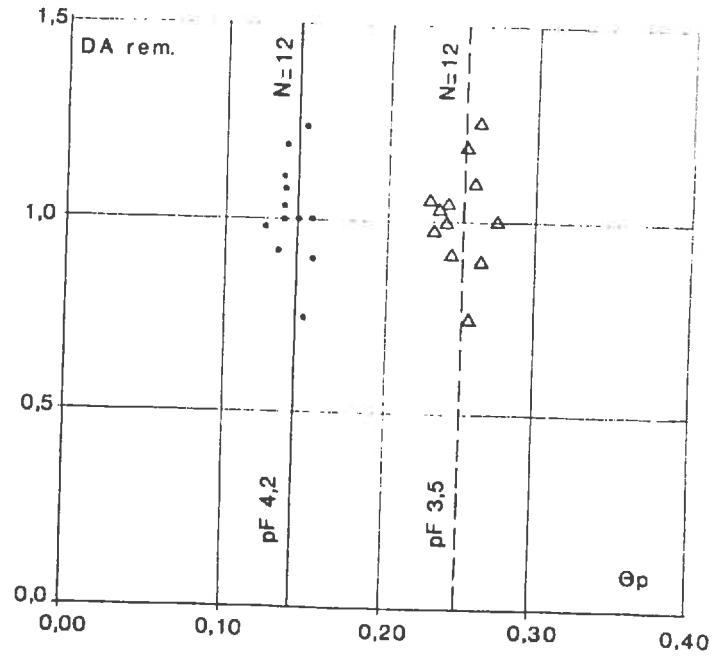
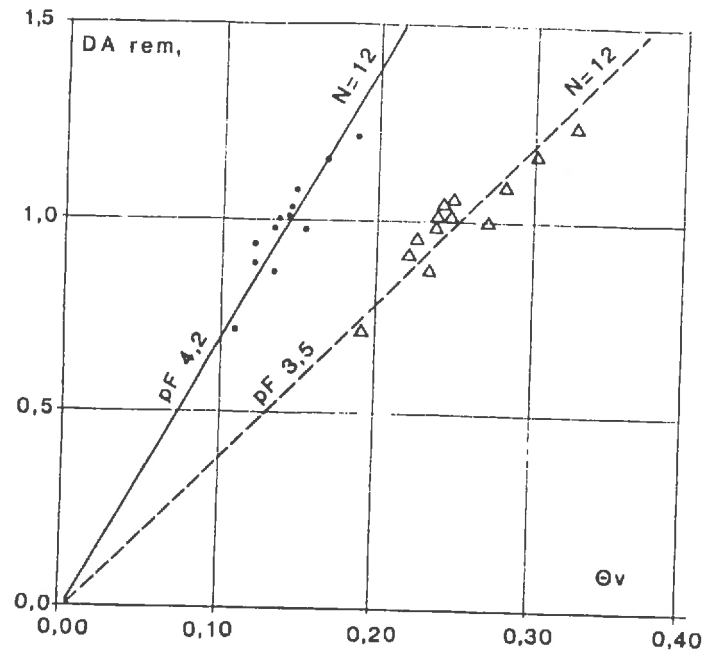
3.2.2.4. Mesure de la conductivité hydraulique

* La conductivité hydraulique à saturation Ks

Elle a été mesurée sur l'ensemble des échantillons de la série principale (N=447) par la méthode du perméamètre à charge constante. Le principe de la méthode repose sur l'application de la loi de Darcy. On mesure le volume d'eau V(t) percolé à travers l'échantillon saturé pendant un intervalle de temps dt, sous une charge constante dH, soit

$$Ks = \frac{V(t)}{S * dt} * \frac{L}{dH}$$

S étant la surface de la section du cylindre et L sa hauteur. Avant d'effectuer ces mesures, on laisse percoler l'eau pendant 3 ou 4 jours, pour atteindre un régime de transfert permanent. La valeur de Ks retenue est la moyenne de trois mesures successives. Pour des raisons de commodité, étant donné l'ordre de grandeur de Ks pour des formations sableuses très filtrantes, les résultats sont exprimés en cm/h.



--- DA rem. = 3.98 θ_v (pF3.5) $r=0.90$
 — DA rem. = 7.05 θ_v (pF4.2) $r=0.89$

θ_p (pF3.5) : $\bar{x} = 0.249$ $s = 0.014$
 θ_p (pF4.2) : $\bar{x} = 0.142$ $s = 0.008$

Fig. 3.4 : Relation entre la teneur en eau volumique (a) et pondérale (b) et la densité apparente DA rem. d'un même matériel, tassé dans les bagues de manière différente (presse à membrane)

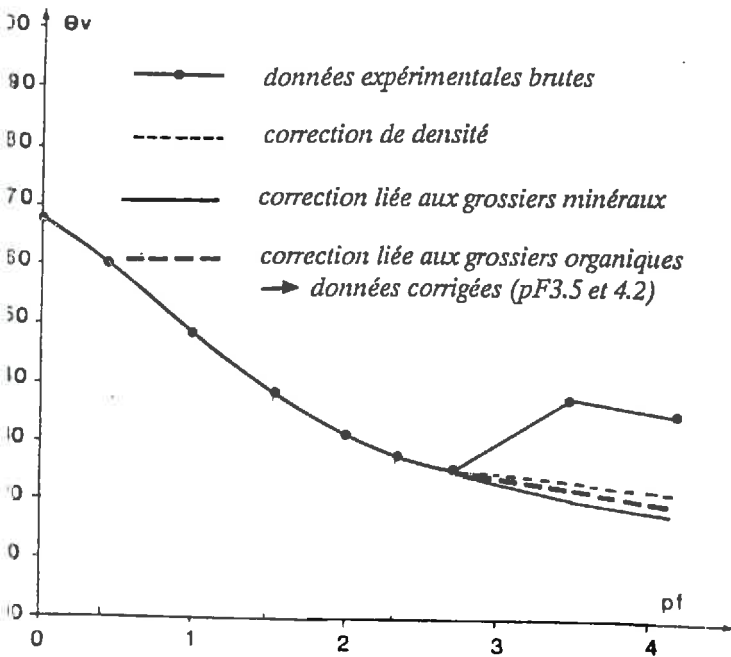


Fig. 3.5 : Exemple de correction de la teneur en eau volumique à pF3.5 et 4.2 (échantillon SZR 00 05-cm)

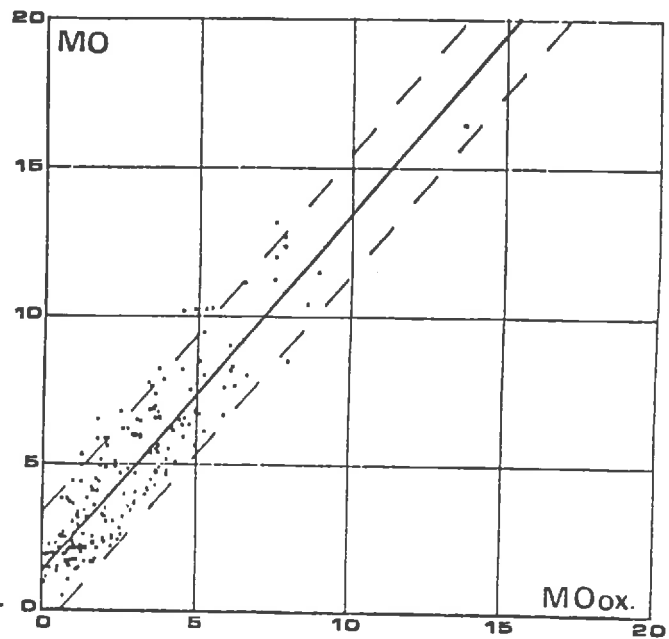


Fig. 3.6 : Relation entre les taux de matière organique déterminés par calcination MO et par oxydation à l'eau oxygénée MOox.

* La courbe de conductivité hydraulique

La détermination expérimentale de la courbe de conductivité hydraulique s'effectue au laboratoire sur des monolithes de sol par application de la loi de Darcy, généralisée aux milieux poreux non saturés. Les mesures sont réalisées en phase de désorption et en écoulement transitoire, sur un échantillon préalablement saturé (REUTENAUER, 1983). L'originalité de la méthode de drainage interne interne réside dans l'utilisation de bacs à sable et à kaolin comme milieu de support des échantillons.

Dans les procédures de drainage interne de laboratoire, le milieu de support doit en effet remplir deux propriétés apparemment incompatibles :

* une conductivité hydraulique (à saturation) suffisamment forte pour ne pas ralentir le drainage de l'échantillon et éviter des phénomènes d'impédance induits par une trop forte résistance du milieu de support (MILLER & ELRICK, 1958);

* une pression d'entrée d'air ha suffisamment faible (ha étant négatif) pour que le milieu reste saturé et assure ainsi un bon contact hydraulique à la base de l'échantillon, dans une gamme de succion aussi large que possible.

Ces conditions ne pouvant être remplies simultanément pour une gamme de tension étendue, KLUTE (1972) propose de fractionner le domaine des tensions mesurées et d'employer pour chaque intervalle de tension un matériel poreux spécifique (verre fritté, céramique, acétate de cellulose, plastique poreux...) présentant la conductivité la plus élevée possible pour la pression d'entrée d'air requise. C'est ce type de procédure que nous avons adopté.

On mesure K depuis la saturation jusqu'à pF2.7. Le domaine de tension est scindé en deux : de la saturation jusqu'à pF2 et de pF2 à pF2.7. Pour chacun de ces domaines, on utilise un bac à sable et à kaolin dont la granulométrie est adaptée à la pression d'entrée d'air souhaitée (STAKMAN, 1969).

Principe de la méthode : à des intervalles de temps donnés dt, on mesure le gradient hydraulique dH/dZ par l'intermédiaire de deux tensiomètres implantés respectivement au sommet et à la base de l'échantillon et le flux hydrique Q par pesées successives du monolithe, sachant que

$$Q \text{ (cm/h)} = \frac{1}{S} * \frac{dV}{dt} \quad \text{(cm/h)}$$

où V est le volume d'eau écoulé entre deux pesées et S la section du cylindre. La conductivité hydraulique s'obtient par

$$K(h) = K(\theta) = - \frac{Q}{dH/dz} \quad \text{(cm/h)}$$

h et θ étant respectivement la tension hydraulique et la teneur en eau volumique moyenne entre deux instants de mesure. On obtient ainsi un certain nombre de couples expérimentaux K(h) et K(θ) correspondant à différents états de saturation du milieu. L'ensemble de ces points est ajustés à une fonction mathématique, ici celle de VAN GENUCHTEN (1980), pour établir la courbe de conductivité hydraulique.

Mode opératoire : Les monolithes de sol sont prélevés sur le terrain dans des cylindres en PVC (Diamètre = 125mm; Hauteur = 100mm), dans des fosses pédologiques. Au laboratoire, on implante deux tensiomètres au sein de l'échantillon respectivement à 4 et 8 cm du sommet de l'échantillon. Sa face supérieure est recouverte par un film plastique afin d'empêcher toute évaporation à ce niveau tandis qu'une pièce de nylon hygrophile le maintient à la base. L'expérience s'effectue en deux phases : le cylindre est tout d'abord placé sur un bac à sable et à kaolin à pF2 et la tension mesurée par un manomètre à eau puis on le passe sur un bac à pF2.7 et la tension est mesurée par un manomètre à mercure.

Ce protocole opératoire est dicté par la nature très filtrante des matériaux étudiés : le traitement sur le bac à pF2 permet l'évacuation de l'eau de ressuyage, la vidange de l'échantillon étant très rapide en début de manipulation tandis que le bac à pF2.7 joue un rôle moteur dans le drainage de l'échantillon dans la suite de l'expérience. En outre, la tension varie rapidement en début d'expérience et on utilise un manomètre à eau, dont le temps de réponse est plus court, tandis que dans la suite de l'opération l'ordre de grandeur de la tension impose le recours à un manomètre à mercure. L'appareillage utilisé est présenté dans l'annexe I, fig. I.5.

A la fin de l'expérience, on mesure la conductivité hydraulique à saturation sur le monolithe resaturé, comme au paragraphe 3.2.2.4.

3.2.3. Analyses sédimentologiques

L'analyse granulométrique des sédiments meubles, couramment effectuée au laboratoire, est soumise à des normes précises : la reproduction d'un mode opératoire conventionnel assure en effet la valeur comparative des résultats expérimentaux. L'analyse porte sur la matrice fine, isolée par tamisage à 2mm : on détermine les fractions pondérales des différentes classes granulométriques retenues et la teneur en matière organique du matériel fin. Les éléments grossiers (> 2mm) sont divisés en deux fractions : la matière organique grossière (éléments figurés et racines) est séparée par flottage de la fraction minérale grossière, qui est lavée pour en éloigner les particules fines y adhérant et pour détruire les agrégats résiduels.

L'ensemble de ces analyses a été fait pour la totalité des échantillons de la série principale. Les fractions granulométriques sont exprimés en pourcents de la fraction minérale inférieure à 2 mm. Le taux de matière organique MO se rapporte à l'ensemble de la fraction fine (<2 mm) et les pourcentages d'éléments grossiers à la totalité du sédiment.

3.2.3.1. Détermination du taux de matière organique par calcination

Cette méthode de mesure du taux de matière organique MO par "perte au feu" Pf a été utilisée préférentiellement à la méthode par oxydation au bichromate de Potassium K₂Cr₂O₇ (WALKLEY & BLACK, 1934; TINSLEY, 1950) du fait de sa simplicité et de sa fiabilité (BALL, 1964). La perte au feu Pf (g) se mesure sur une petite quantité de sédiment de masse Mt (10 à 20 g) disposée dans des capsules en céramique, par calcination de la matière organique à 850°C pendant 1 heure. Il est nécessaire de corriger les valeurs de perte au feu Pf ainsi obtenues pour tenir compte de l'eau de constitution des argiles

$$MO(Z) = (Pf/Mt)*100 - A/10$$

où A est le taux d'argile exprimé en pourcents.

3.2.3.2. Etude granulométrique de la matrice fine

La détermination du spectre granulométrique de la fraction minérale fine (< 2mm) s'effectue en trois étapes :

+ Dispersion du sol par destruction de la matière organique par l'eau oxygénée (H₂O₂) et élimination des ions flocculants (Ca⁺⁺) en solution aqueuse par adjonction d'hexamétaphosphate de sodium et agitation mécanique pendant 1 heure : la défloculation des échantillons, très pauvres en calcium, s'effectue sans difficulté. On détruit ensuite la matière organique par oxydation à l'eau oxygénée. La comparaison entre le taux de matière organique détruit par H₂O₂ et le taux de matière organique obtenu par d'autres méthodes (calcination : VIVILLE, 1985; dosage du C total, NAKAYA, 1981) montre que l'oxydation par H₂O₂ n'élimine pas toujours la totalité de la fraction organique du sol, en particulier dans les horizons humifères. Il s'avère donc nécessaire de tenir compte de cette matière organique résiduelle dans le mode de calcul des fractions granulométriques (en mesurant le taux de matière organique effectivement détruit par l'eau oxygénée MO_{ox}).

+ Fractionnement et prélèvement des argiles A (<2 microns) et de limons fins LF (2 - 20 microns) par la méthode de la pipette dite de Robinson ou d'Andreasen (RIVIERE 1977).

+ Tamisage des sables : les différentes classes de sables sont fractionnées par agitation mécanique d'une colonne de tamis de la norme AFNOR. Nous avons retenu 5 classes de sables dont la comparaison avec la granulométrie complète (21 tamis) a montré qu'elles étaient suffisantes pour décrire de façon satisfaisante la distribution granulométrique des particules supérieures à 50 microns : les sables fins SF (50-200 microns) et les sables moyens SM (200-500 microns); les sables grossiers ont été fractionnés en deux classes SG1 (500-1000 microns) et SG2 (1000-2000 microns).

+ La classe des limons grossiers LG (20-50 microns) est obtenue par différence. Soit MO le taux de matière organique mesuré par calcination

$$LG = 100 - (AR+LF+SF+SM+SG1+SG2+MO) \quad (1)$$

Mais la matière organique du sédiment soumis à l'analyse granulométrique n'étant qu'imparfaitement détruit par l'oxydation à H₂O₂, le taux de matière organique correspondant MO_{ox} est inférieur à MO. Il s'ensuit que, pour des échantillons humifères, la somme des différentes fractions granulométriques et de MO est dans certains cas supérieure à 100 % et LG négatif (VIVILLE, 1985). Dans tous les cas, l'utilisation de la formule (1) entraîne une sous-estimation du taux de limons grossiers. Pour cette raison, le taux de matière organique effectivement détruit par l'eau oxygénée MO_{ox} a été mesuré sur 203 échantillons de la série principale (Fig. 3.3). La comparaison des résultats obtenus avec la matière organique totale MO (Fig. 1) montre que seul 4/5 environ de la fraction organique est oxydée par H₂O₂. La relation linéaire entre ces deux taux de matière organique s'énonce :

$$MO_{ox} = 0.823 MO - 2.15 \quad r = 0.91 \quad SE = 0.94 \quad (2)$$

Il est donc nécessaire d'utiliser MO_{ox} pour le calcul de LG

$$LG = 100 - (SS GFi + MO_{ox}) \quad (3)$$

Pour les 203 échantillons pour lesquels MOox. a été mesuré, c'est la valeur effective qui a été utilisée. Pour les autres, MOox. a été estimé à partir de MO par l'équation (2). Il est à noter que cette correction suppose que la matière organique résiduelle est également répartie sur l'ensemble des fractions granulométriques. Notons enfin que, du fait de son mode de calcul (équation 3), l'ensemble des erreurs expérimentales s'additionne dans la fraction des limons grossiers.

* Les éléments grossiers

Pour les échantillons de la série principale, on détermine par tamisage le spectre des éléments lithiques GRO (fractions <4mm, <8mm, <16mm et >16mm) et le taux d'éléments grossiers organiques MOG (racines, éléments figurés), isolés par flottage dans l'eau pure.

3.2.4. Mesures de densités

* Mesure de la densité apparente des échantillons non remaniés

Après séchage à l'étuve à 105°C pendant 48 heures, on mesure la masse sèche M(g) du matériel contenu dans les cylindres, de volume connu (V=250 cm³). La densité apparente DA s'obtient par :

$$DA = \frac{1}{\rho} * \frac{M}{V}$$

avec ρ = masse volumique de l'eau. Cette mesure a été effectuée sur les 444 échantillons de la série principale.

Par contre, les expériences suivantes ont été effectuées sur un nombre restreint d'échantillons supplémentaires.

* Détermination des densités apparentes et réelles par picnométrie

Ces expérimentations complémentaires sont destinées à préciser les densités de certains constituants du milieu.

+ Densité réelle de la fraction fine par picnométrie : le picnomètre se compose d'un flacon contenant l'échantillon à analyser surmonté d'un capillaire marqué d'un trait de référence. On détermine la densité réelle DR de 10g de matériel, après aspiration à la trompe à vide (600 Mb pendant 1 heure), par la formule

$$DR = M1 / ((M+M1)-M2)$$

M = Poids du picnomètre rempli d'eau distillée jusqu'au trait de référence

M1 = Poids du matériel (10g)

M2 = Poids du picnomètre contenant le matériel et rempli jusqu'au trait de référence

+ Densités réelle et apparente des éléments grossiers et densité des racines : le même principe que précédemment a été appliqué à la détermination de la densité réelle des racines et des éléments lithiques, les récipients présentant seulement une taille plus grande. Pour les derniers, on a effectué l'opération avant et après imprégnation par un film plastifiant afin de mesurer leur densité apparente et leur porosité (cf. § 6.2).

3.2.5. Critique des données

Altération de la structure de l'échantillon :

On considère, par hypothèse, que la structure des échantillons est conservée, le maximum de précaution étant pris au moment du prélèvement et du transport. Cependant, dans les formations très caillouteuses existe le risque d'une perturbation du matériel lors de la prise d'échantillon. En particulier, dans certains d'entre eux provenant de dépôts morainiques, la charge lithique atteint 70 %, ce qui provient toujours de l'insertion au sein du cylindre d'un ou de plusieurs cailloux.

La perturbation du matériel se manifeste par (Ann. I, fig. I.5) :

- une augmentation de la porosité totale par rapport à des échantillons comparables prélevés au même niveau, mais moins riches en éléments grossiers

- par une brusque chute de la rétention dès que l'on s'éloigne de la saturation : ceci provient de la vidange des fissures liées à la perturbation de l'échantillon et de la rétention faible ou nulle des éléments lithiques

- Ces observations traduisent l'existence de gros vides, probablement liés au prélèvement, et nous ont conduit à supprimer 3 échantillons provenant des moraines (le nombre initial d'échantillons prélevés, N=447, se trouvant réduit à 444).

Influence de la présence d'éléments micacés sur le calcul du taux de matière organique

Dans le calcul du taux de matière organique par calcination à 800 °C, il est classiquement tenu compte de l'eau de constitution des argiles : le facteur correctif utilisé prend en compte la teneur en argile déterminé lors de l'analyse granulométrique. Or, certains échantillons prélevés dans les niveaux cryogéniques comprennent des micas en quantité importante. Leur taux de matière organique, calculé par la formule du § 3.2.3, est parfois supérieur à ceux des échantillons susjacents sans que cette valeur puisse s'expliquer par la genèse des formations concernées ni ne s'exprime physionomiquement sur le terrain. Nous avons donc supposé que les éléments micacés contenait une certaine quantité d'eau après séchage à l'étuve à 105°C, celle-ci étant éliminée par calcination à 850°C et attribuée à la matière organique. Du fait de la taille de ces éléments, qui appartiennent essentiellement aux fractions des sables fins et moyens, on n'en tient pas compte dans la correction liée à l'argile. On peut établir qualitativement une relation entre la richesse en micas et le taux de matière organique obtenu par la perte au feu. Cependant, la proportion de micas n'étant pas connue quantitativement, il n'a pas été possible d'effectuer de correction rigoureuse. Cet aspect est donc uniquement évoqué ici pour expliquer certaines anomalies des données obtenues.

Le gonflement des échantillons :

Certains échantillons très humifères présentent une tendance à "gonfler" lorsqu'ils sont saturés : ils présentent de ce fait un volume supérieur à celui des cylindres qui les renferment. De ce fait leur humidité volumique est surestimée pour les points proches de la saturation et approchent quelquefois 90%, ce qui explique certaines anomalies des points expérimentaux.

3.3. TRAITEMENTS INFORMATIQUES

L'utilisation de l'informatique est rendue nécessaire dans notre cas par le nombre des données et la nature des traitements à effectuer. Le choix de la micro-informatique répond à un souci de formation personnelle dans une technique désormais incontournable. L'essentiel des traitements informatiques a été effectué sur des micro-ordinateurs VICTOR/SIRIUS et VICTOR/VPCII (IBM compatible), soit en utilisant des logiciels disponibles (MULTIPLAN, DBASE III, STAT/ITCF...), soit en programmant des applications spécifiques, en BASIC sous MSDOS. Cependant, certains traitements ont été effectués au Centre de Calcul du C.N.R.S. de Cronenbourg, avec le logiciel statistique BMDP.

Saisie et gestion des données

Les données expérimentales brutes, déterminées au laboratoire, ont été saisies en DATA. Les résultats expérimentaux finaux ont été stockés sur fichiers séquentiels, après calcul. Le fichier principal est une matrice de 34 variables x 444 échantillons, soit 15096 données, les variables étant

* les 27 variables physiques et hydriques mesurées au laboratoire

- Qsat humidité volumique à saturation totale
- Qh=0 humidité volumique à h=0
- QpF0 humidité volumique à pF0
- QpF0.4 humidité volumique à pF0.4
- QpF1 humidité volumique à pF1
- QpF1.5 humidité volumique à pF1.5
- QpF2 humidité volumique à pF2
- QpF2.3 humidité volumique à pF2.3
- QpF2.7 humidité volumique à pF2.7
- QpF3.5 humidité volumique à pF3.5
- QpF4.2 humidité volumique à pF4.2
- Ks Conductivité hydraulique à saturation

DA densité apparente

<ul style="list-style-type: none"> GRO fraction minérale grossière (>2mm) SG1 sables grossiers, 1000<φ<2000μ SG2 sables grossiers, 500<φ<1000μ SM sables moyens, 200<φ<500μ SF sables fins, 50<φ<200μ LG limons grossiers, 20<φ<50μ LF limons fins, 2<φ<20μ A argile, φ<2μ MOG fraction organique grossière MO taux de matière organique INF4 graviers inférieurs à 4mm INF8 graviers inférieurs à 8mm INF16 graviers inférieurs à 16mm SUP16 graviers supérieurs à 16mm 	<div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; border-bottom: 1px solid black; height: 100px; width: 20px; margin-left: 5px;"></div>	<p>variables exprimées en pourcentage massique (g/g) de ensemble du sédiment</p> <p>matrice fine minérale</p> <p>ensemble du sédiment</p> <p>matrice fine organo-minérale</p> <p>ensemble du sédiment</p>
--	--	---

* les 4 paramètres d'ajustement de la fonction d'ajustement de VAN GENUCHTEN : Qsat, Qres, a et b

* les 3 identificateurs des groupes des partitions H1, H2 et H3

Des fichiers contenant une autre expression de ces mêmes variables (données granulométriques rapportées à la masse totale du sédiment), d'autres variables calculées à partir du même jeu de données expérimentales (teneur en eau pondérales) ou des variables réduites (densité apparente et teneur en eau de la fraction fine organo-minérale) ont également été générés.

Les données expérimentales des mesures des courbes de conductivité hydraulique et des expérimentations complémentaires ont été stockés dans des fichiers séquentiels à part.

Traitements mathématiques :

* Régressions linéaires simples, régressions multilinéaires,

* Ajustements non linéaires : optimisation par la méthode des moindres carrés (MARQUARDT, 1963). Plus de 500 ajustements ont été effectués en utilisant différentes formes du programme initial :

- Ajustements des points expérimentaux (θ, h) à la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN (444 courbes)

- Ajustements des points expérimentaux $\theta(h)$, $K(h)$, $K(\theta)$ des monolithes de sols ($N = 39$) : pour tester le modèle de prédiction de VAN GENUCHTEN (1980), on a programmé certaines applications en BASIC ou utilisé le logiciel RETC.F77, en FORTRAN 77, aimablement mis à notre disposition par VAN GENUCHTEN.

- Modèles d'estimation de la densité apparente (ADAMS, 1973) et de la teneur en eau (VIVILLE, 1985) à partir des propriétés physiques, programmés en BASIC.

* Traitements statistiques

- Traitement statistiques classiques (paramètres statistiques, tests de normalité) avec le logiciel STAT-ITCF.

- Analyse Factorielle Discriminante AFD : le programme original (FOUCART, 1982) a été adapté sur SIRIUS/VICTOR.

- Analyse discriminante pas à pas : logiciel BMDP.7M (DIXON et al., 1981).

Représentation graphique et traitement de texte

* Programmation sous GRAFIX

- Représentation graphique des courbes $\theta(h)$, $K(h)$, $K(\theta)$, courbes granulométriques cumulées

- Représentation d'un nuage de points et ajustement du nuage à une fonction mathématique (linéaire ou non-linéaire)

* Table traçante HP : nuages de points et ajustement du nuage

* Le tableur MULTIPLAN a servi à la réalisation des tableaux de données

* Traitement de texte : WORDSTAR sur VPCII, sortie sur imprimante APRICOT laser.

DEUXIEME PARTIE

**ETUDE UNIVARIEE : CARACTERISATION
ET VARIABILITE SPATIALE DES VARIABLES
PHYSIQUES ET HYDRIQUES**

INTRODUCTION

Les synthèses bibliographiques effectuées par WARRICK & NIELSEN (1980) et VAUCLIN (1982) ont montré que les propriétés hydriques suivent généralement deux types de lois de distribution : la loi normale, pour les propriétés dites "statiques", et la loi log-normale, pour les propriétés dites "dynamiques". Connaissant leur loi de distribution, il est possible de décrire de manière probabiliste les distributions des différentes variables - en termes de moyenne, d'écart-type et de coefficient de variation CV - et d'estimer le nombre d'échantillons à collecter pour déterminer la moyenne avec une erreur relative maximale donnée.

C'est pourquoi, pour les différentes variables, nous ajusterons la distribution observée à une distribution théorique normale ou log-normale avant d'aborder la description de la variabilité spatiale à l'aide des paramètres statistiques qui s'y réfèrent. Notons que pour le test de normalité, les variables sont supposées indépendantes et donc, en particulier, spatialement indépendantes : ceci est vérifié dans notre cas puisque les sites de mesure sont séparés par des distances nettement supérieures aux distances d'autocorrélation généralement observées dans la littérature (VAUCLIN, 1982).

La variabilité totale des différentes propriétés mesurées résulte de trois causes essentielles :

* la variabilité inter-unité :

Elle provient de la structuration du milieu naturel en organisations morphopédologiques nettement différenciées (MERCIER, 1972). Les différences observées entre les valeurs des propriétés physiques et hydriques reflètent alors la structure du milieu naturel et peuvent s'interpréter par une approche naturaliste.

Selon la variable étudiée, la logique de la définition des unités naturelles est différente : les variables granulométriques sont fonction du substrat et de l'évolution géomorphologique; le taux de matière organique, dans notre cas, dépend pour l'essentiel de la différenciation climatique en étages altitudinaux, tandis que la densité apparente et les propriétés hydriques sont liées au croisement des 2 facteurs précédents. C'est pourquoi ces différents groupes de variables n'ont pas été étudiés sur la même base cartographique.

Les données granulométriques ont été étudiées sur la base des unités géomorphologiques (partitions G1 et G2). Les distributions des autres variables ont été étudiées à partir des unités de comportement hydrique homogène, définies dans l'étude naturaliste (partitions H1, H2 et H3).

* la variabilité verticale intra-unité :

Il s'agit de la description statistique des variations des valeurs moyennes d'une propriété donnée en fonction de la profondeur, au sein d'une même unité, et de la comparaison du comportement vertical de cette propriété dans les différentes unités. On portera une attention particulière à la différenciation verticale résultant de la superposition des formations de versant sur granites (séquence tripartite).

* la variabilité latérale intra-unité :

On décrit les distributions statistiques des différentes variables à une profondeur de prélèvement ou dans un horizon donnés, au sein d'une même unité, en termes de moyenne m , d'écart-type s et de coefficient de variation CV, après avoir établi leur loi de distribution.

Les synthèses bibliographiques réalisées par WARRICK & NIELSEN (1980) et VAUCLIN (1982) montrent qu'il est possible de regrouper les variables les plus couramment mesurées en science du sol en différentes classes de variabilité, en fonction de leur coefficient de variation CV :

- Faible variabilité (CV < 10 %) pour la densité apparente et la teneur en eau à saturation,
- Variabilité moyenne (10 < CV < 50 %) pour les teneurs en eau à différentes tensions et pour les données granulométriques,
- Forte variabilité (CV > 50 %) pour les variables dynamiques, en particulier pour la conductivité hydraulique à saturation.

Dans cette partie, on abordera donc successivement, pour chaque variable :

* la détermination de sa loi de distribution : pour les variables granulométriques, on a déterminé la loi de distribution sur les données de la partition G1 (tous niveaux confondus), dont les 8 groupes comportent un nombre d'individus suffisant pour la mise en oeuvre des tests de normalité; pour ces mêmes raisons, dans le cas des taux de matière organique fine et grossière, de la densité apparente et des propriétés hydriques, les lois de distribution ont été établies sur les 9 groupes de la partition H3 (volumes sédimentaires homogènes); elles seront illustrées graphiquement par les histogrammes de fréquence des horizons humifères de l'étage moyen, de l'horizon (B) sur terrains cristallins et des formations cryogéniques.

* la caractérisation globale du comportement de la variable étudiée dans l'ensemble du bassin (variabilité inter-unité).

* l'étude de la variabilité verticale et latérale au sein des différentes unités; la variabilité est décrite à l'aide des paramètres statistiques relatifs aux groupes d'individus de la partition H1 (par unité et par niveau) et de la partition H2 (par unités et par horizons pédologiques). Ces paramètres sont présentés dans des tableaux. La présentation graphique des résultats n'est pas exhaustive et seuls les résultats essentiels seront illustrés par des figures.

Les résultats obtenus pour l'ensemble du bassin de la Fecht (S=230 km²) seront comparés à ceux obtenus, lors d'une étude antérieure (VIVILLE, 1985), dans le sous-bassin du Ringelbach (S=0.36 km²), afin d'étudier l'influence de l'aire échantillonnée sur la variabilité intra-unité.

CHAPITRE IV

LES PROPRIETES PHYSIQUES

4.1. LA FRACTION MINERALE

La fraction minérale se compose de la matrice fine, inférieure à 2 mm, et de la fraction grossière ou fraction lithique, supérieure à 2 mm.

4.1.1 Les données granulométriques de la matrice fine

Les variables granulométriques de la matrice fine sont exprimées (en pourcents de la matrice minérale fine) soit sous forme de données brutes, soit sous forme de données cumulées. Nous adopterons la représentation graphique conventionnelle du spectre granulométrique sous forme de courbe cumulative, comportant en outre les écarts-type des données cumulées. Les paramètres relatifs aux données brutes sont donnés dans les tableaux 4.1 et 4.2.

Distribution statistique

Les distributions statistiques des taux d'argiles, de limons et de sables ont été étudiées pour les altérites des principaux types de substrats (terrains cristallins et grauweekes) et pour les alluvions. Ces distributions sont normales dans tous les cas. Les histogrammes de fréquence des sols et des formations superficielles sur terrains cristallins et sur grauweekes sont présentés sur la figure 4.1.

Variabilité inter-unité

On constate une nette différenciation granulométrique du matériel en fonction du type de roche-mère, i.e. que la texture des altérites est très largement déterminée par la nature et la texture du matériel initial soumis à l'attaque météorique. Ainsi, pour l'ensemble des échantillons prélevés sur un même type de substrat, tous niveaux confondus (partition G1), on constate que (Fig. 4.2 et 4.3, tab. 4.1) :

* Les altérites des grauweekes se distinguent très nettement par la finesse de leur matériel de celles des autres types de substrats du bassin: constitués à l'origine d'un ciment pélitique (ou silteux) incluant des grains de quartz épars, les grauweekes produisent des altérites de texture limoneuse. La somme des argiles et des limons représente 52.9 % de la matrice fine (<2mm), la classe modale étant celle des limons fins, avec 24.7 % du total. La charge en éléments grossiers (graviers essentiellement) est élevée : elle atteint 34.5 % de la masse totale du sédiment.

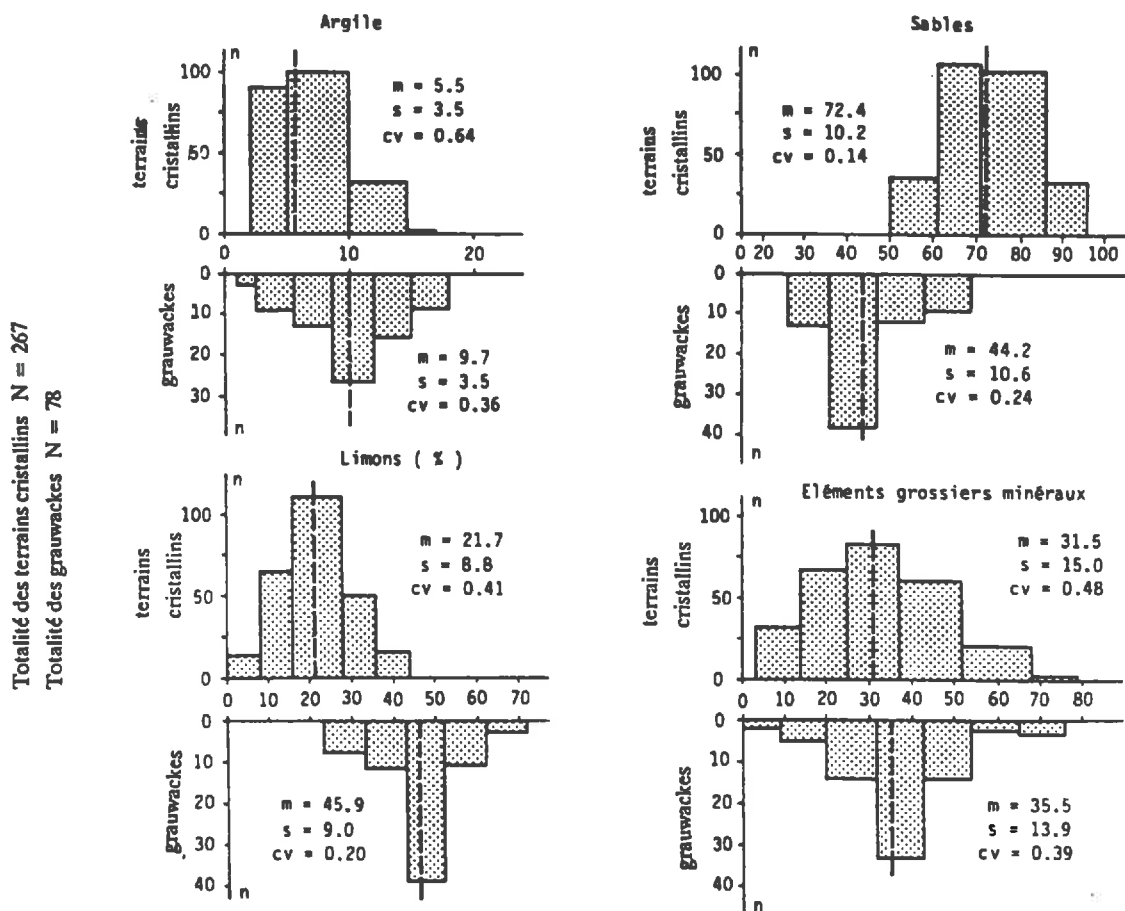


Fig. 4.1 : Distributions statistiques des grandes fractions texturales et du taux d'éléments lithiques des altérites sur terrains cristallins et sur grauwackes, tous niveaux confondus

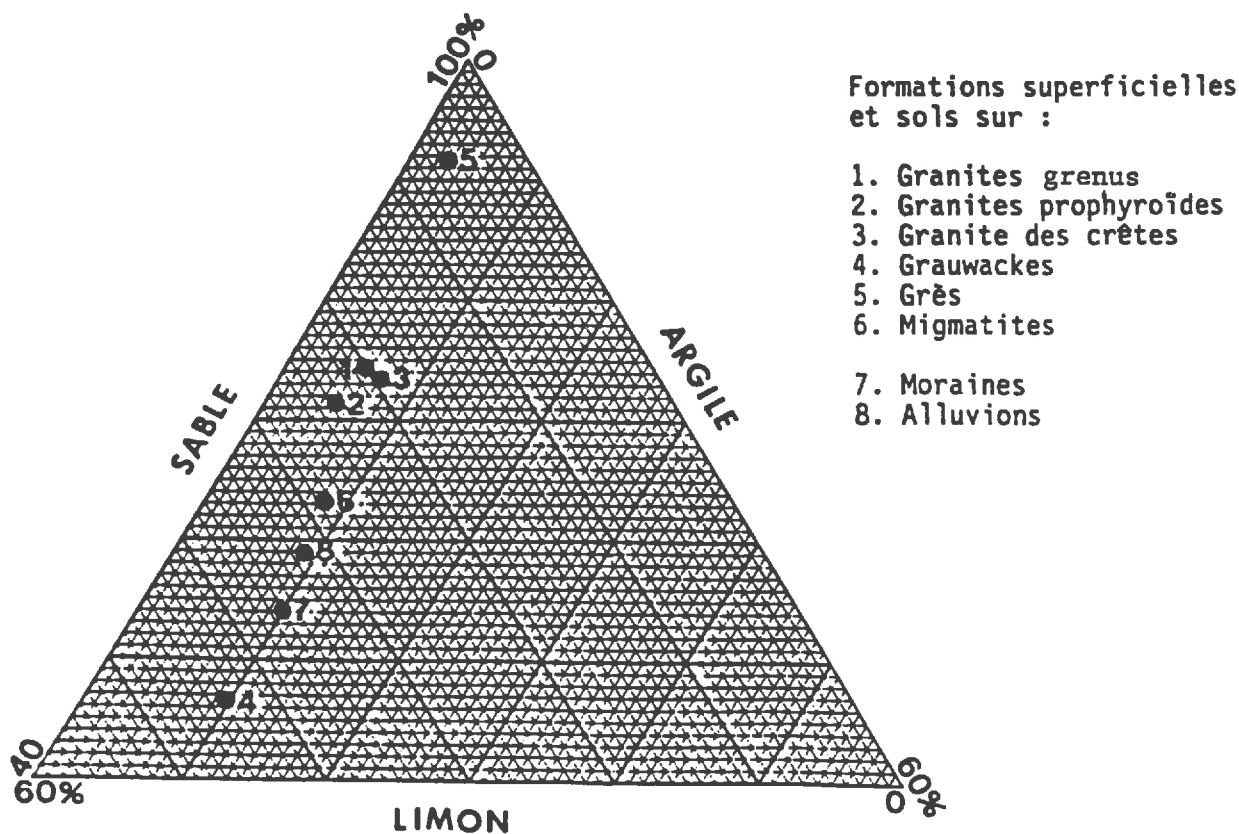


Fig. 4.2 : Diagramme textural triangulaire des principaux types de formations superficielles, tous niveaux confondus

		granites grenus	granites porphyroïdes	granites des Crêtes	grauwackes	grès	migmatites	formations morainiques	formations alluviales
N		119	86	62	78	16	24	17	45
A	m	5.4	4.2	7.0	9.2	2.7	8.2	8.7	9.7
	s	3.4	2.4	4.6	3.8	0.7	2.8	8.5	3.6
	CV	0.63	0.56	0.65	0.41	0.26	0.35	0.86	0.38
LF	m	11.1	11.9	10.5	24.7	3.0	17.4	21.1	21.0
	s	5.3	5.5	3.8	8.1	0.89	3.3	3.1	5.1
	CV	0.48	0.47	0.35	0.33	0.30	0.19	0.15	0.24
LG	m	9.0	11.4	9.9	19.0	5.6	11.3	15.3	11.1
	s	4.5	6.6	5.4	7.6	3.6	3.9	5.6	5.6
	CV	0.50	0.57	0.54	0.40	0.65	0.35	0.37	0.50
SF	m	16.7	15.5	14.9	13.1	6.9	10.8	15.7	14.8
	s	4.3	4.3	3.4	8.8	3.6	2.7	5.7	5.7
	CV	0.26	0.28	0.23	0.67	0.53	0.25	0.36	0.39
SM	m	21.8	22.0	21.0	12.1	32.2	16.3	14.3	17.7
	s	6.4	4.8	5.7	5.6	1.6	1.8	2.1	4.9
	CV	0.29	0.22	0.27	0.46	0.05	0.11	0.14	0.27
SG2	m	21.9	23.1	25.4	11.8	37.4	23.3	13.4	16.3
	s	5.0	4.4	4.3	6.2	4.4	5.5	6.2	4.0
	CV	0.23	0.19	0.17	0.52	0.12	0.23	0.46	0.25
SG1	m	13.3	11.5	11.2	10.0	12.6	12.2	11.1	8.9
	s	5.3	3.8	3.5	6.0	4.3	3.5	6.5	4.4
	CV	0.40	0.34	0.32	0.60	0.34	0.28	0.58	0.50
GRO	m	38.0	27.3	28.5	34.5	10.8	46.8	48.1	13.8
	s	13.7	15.6	13.2	12.6	3.7	8.6	16.9	12.2
	CV	0.36	0.57	0.46	0.37	0.34	0.18	0.35	0.88
<4mm	m	21.7	17.9	17.5	10.6	3.7	16.5	15.5	6.9
	s	8.8	12.7	8.9	5.2	2.4	5.9	4.1	5.5
	CV	0.40	0.71	0.51	0.49	0.65	0.35	0.26	0.79
<8mm	m	7.9	5.9	6.3	9.6	3.4	9.1	8.8	3.0
	s	4.5	5.1	4.5	4.6	2.3	2.9	2.2	3.7
	CV	0.57	0.86	0.71	0.48	0.69	0.33	0.25	1.21
<16mm	m	4.0	2.8	3.4	7.4	3.7	8.5	5.9	2.4
	s	4.4	3.4	5.0	3.6	1.7	2.5	2.6	3.9
	CV	1.10	1.24	1.46	0.48	0.45	0.29	0.44	1.64
>16mm	m	4.3	2.2	1.4	7.1	0.05	12.7	17.5	1.5
	s	7.5	4.4	3.1	8.9	0.19	9.8	14.1	3.2
	CV	1.73	2.00	2.26	1.26	3.87	0.77	0.81	2.15

Tab. 4.1 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV), par type de roche-mère, des propriétés texturales de la matrice fine (<2mm) et des éléments lithiques (partition G1)

* Les altérites des grès, constitués de sables quartzeux calibrés, présentent une texture grossière : composés de sables fluviodeltaïques, les grès se décomposent par simple désagrégation granulaire et la texture originelle des grains de quartz du grès se retrouve dans celle des altérites; la forme sigmoïde des courbes cumulatives est très accusée et dénote d'un bon classement des particules constitutives. Les sables compris entre 200 et 1000 μ , qui coïncident avec la partie fortement redressée de la courbe, représentent à eux seuls 69.6 % de la matrice fine (<2mm), la classe modale étant celle des sables grossiers 500-1000 μ SG2 avec 37.4 %.

Les taux d'argiles et de limons sont très faibles ainsi que le taux de graviers, qui avoisine 10 % de l'ensemble du sédiment (essentiellement des granules de silex), les blocs de grès résiduels atteignant généralement une taille pluridécimétrique.

* Pour les arènes granitiques, on ne constate pas de différenciation granulométrique notable selon la nature pétrographique de la roche, sinon un taux d'argile légèrement supérieur dans le granite des Crêtes. Les arènes granitiques sont de texture sableuse (la totalité de la fraction sableuse varie de 71.5 % à 74.4 % de la matrice fine (<2mm), selon le type de granite). La classe modale est celle des sables grossiers compris entre 500 et 1000 μ SG2 - de 21.9 % à 25.4 % de la matrice fine, selon le type de granite. Le taux de graviers est le plus élevé dans les granites grenus avec 36.4 % de la masse totale du sédiment tandis que pour les granites porphyroïdes il avoisine 27 %.

* Les autres types de formations superficielles (Fig. 4.2) : les altérites des migmatites sont relativement proches des arènes granitiques mais présentent cependant un taux de limons supérieur de 5 % en moyenne.

Les moraines, situées en domaine granitique, sont caractérisées par un net enrichissement en limons par rapport aux arènes (36 % de la matrice fine), lié essentiellement à la microgélifraction.

Les alluvions présentent également un taux de limons élevé (32 %), ce qui est lié d'une part à leur mode de mise en place (tri granulométrique, vitesse du courant, décantation...) mais également à leur nature composite (alluvions granitiques et grauwaskeuses).

L'écart-type des données granulométriques cumulées, noté sur la figure 4.3, est généralement élevé : il intègre la variabilité latérale et les différenciations verticales des données cumulées, qu'il convient d'étudier plus en détail.

La variabilité verticale

La figure 4.4 présente la variabilité verticale des grandes fractions texturales des principaux types de substrats du bassin de la Fecht (partition G2). La faible différenciation granulométrique verticale des profils est manifeste dans le cas des granites. Dans les horizons pédologiques, on note que le granite des crêtes est légèrement excédentaire dans les classes des argiles et des limons, par rapport aux autres types de granites, alors qu'au-delà de 25 cm de profondeur il est déficitaire en limons. L'argilogenèse, qui traduit la différenciation pédologique du matériel, n'est manifeste que dans les premiers 50 cm du profil. Les taux d'argiles sont très voisins au-delà, pour les différents types de roches cristallines. Les formations cryogéniques sont pauvres en fines (argile + limon). Il y a cependant une légère augmentation des taux d'argiles et de limons dans le niveau des arènes litées par rapport aux autres types de formations cryogéniques, liée à la présence de bandes d'illuviation ferro-argileuses. Les arènes en place et les arènes lamellaires présentent des spectres granulométriques très voisins.

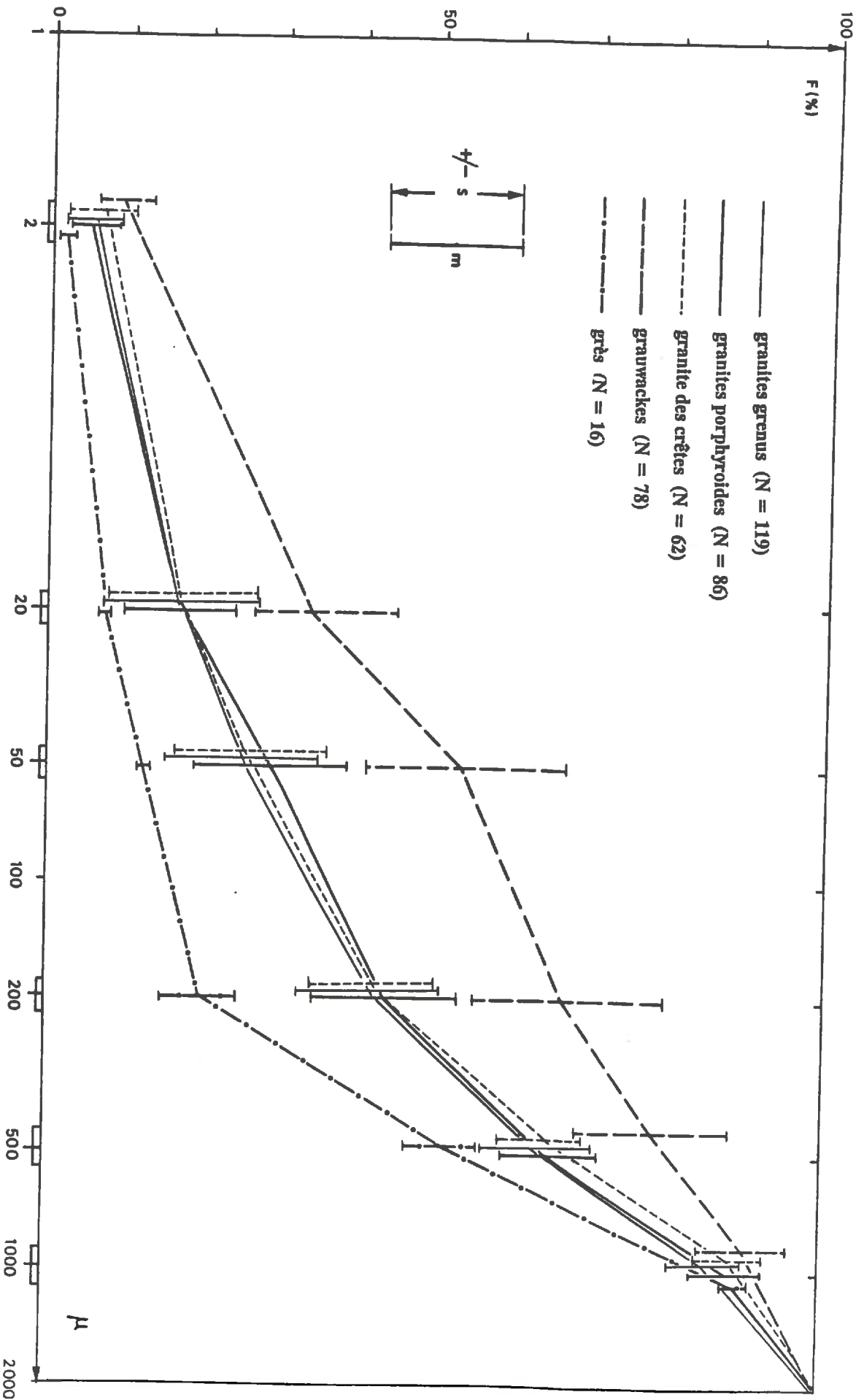


Fig. 4.3 : Courbes granulométriques cumulées des principaux types de substrats : valeurs moyennes, tous niveaux confondus, et écarts-type des valeurs cumulées

Sur grauwackes, le taux d'argile des horizons pédologiques, voisin de 10 %, est légèrement supérieur à celui des granites. La classe modale est celle des limons, cette fraction avoisinant les 50 %. Au-delà de 50 cm de profondeur, la teneur en limons et en argiles chute rapidement, cette dernière devenant même inférieure aux teneurs correspondantes sur granites. Dans les formations cryogéniques, les sables représentent 85 % environ de la matrice fine. L'abondance des fractions sableuses à la base de la formation gélifluée et dans les niveaux cryogéniques s'explique plutôt par une action mécanique liée au gel (microgélifraction) que par l'altération chimique.

Pour les alluvions - dont seuls les premiers 50 cm ont été échantillonnés - et les grès, la différenciation verticale est également faible (Tab. 4.1 et 4.2).

Variabilité latérale

Le coefficient de variation CV, toutes variables confondues, varie de 0.01 à 0.84 mais l'essentiel des valeurs de CV est compris entre 0.10 et 0.45 (Tab. 4.1). La variabilité des différentes fractions texturales est donc moyenne selon les critères définis par VAUCLIN (1982). Cependant, la dispersion des données granulométriques est fonction du substrat :

* sur granites, aux différents niveaux (partition G2), le coefficient de variation est compris entre 0.13 et 0.70. L'écart-type est compris entre 1.7 et 5.5 et on n'observe pas, pour une fraction donnée, de variations notables des dispersions en fonction de la profondeur (Tab. 4.2). L'écart-type des formations cryogéniques est plus faible. Dans ces formations, on peut cependant noter une dispersion plus forte des argiles dans les arènes litées et fauchées que dans les formations sous-jacentes, liée à la présence de bandes d'illuviation argileuse et à l'hétérogénéité interne qui en résulte.

* sur grauwackes, la dispersion des données granulométriques est forte, quelle que soit la profondeur : les valeurs maximales de s et de CV s'observent dans cette unité avec respectivement 9.9 et 0.84. On peut rapprocher cette forte variabilité de l'hétérogénéité initiale de la roche, composée de bancs de texture variable (grauwackes-lutites, grauwackes arénites, grauwackes-brèches).

* Sur alluvions, la dispersion aux différents niveaux est intermédiaire entre celles des deux types d'altérites précédents. Dans ces formations, le mécanisme "dynamique" de la mise en place constitue un facteur d'homogénéité du matériel (tri granulométrique), mais les variations de ces mécanismes dans l'espace, d'amont vers l'aval et latéralement par rapport au cours d'eau sont responsables d'une hétérogénéité interne, caractéristique des formations alluviales.

D'une manière générale, la dispersion absolue (mesurée par s) est la plus forte dans les fractions les plus abondantes (sables sur granite, limons sur grauwackes) alors que la dispersion relative (mesurée par CV) la plus élevée s'observe dans les fractions les moins abondantes (argile sur granite, argile et sables sur grauwackes); le coefficient de variation CV, qui est utilisé comme un indice de la variabilité spatiale, dépend en effet de l'ordre de grandeur de la moyenne. Il est donc souhaitable d'utiliser simultanément ces deux paramètres statistiques. En outre, il est à noter que, dans la presque totalité des unités et des niveaux, l'écart-type le plus élevé s'observe dans la classe des limons grossiers. Ceci s'explique par son mode de calcul : cette classe est en effet calculée par différence et, de ce fait, l'ensemble des erreurs expérimentales s'y retrouve (cf. §3.2.3).

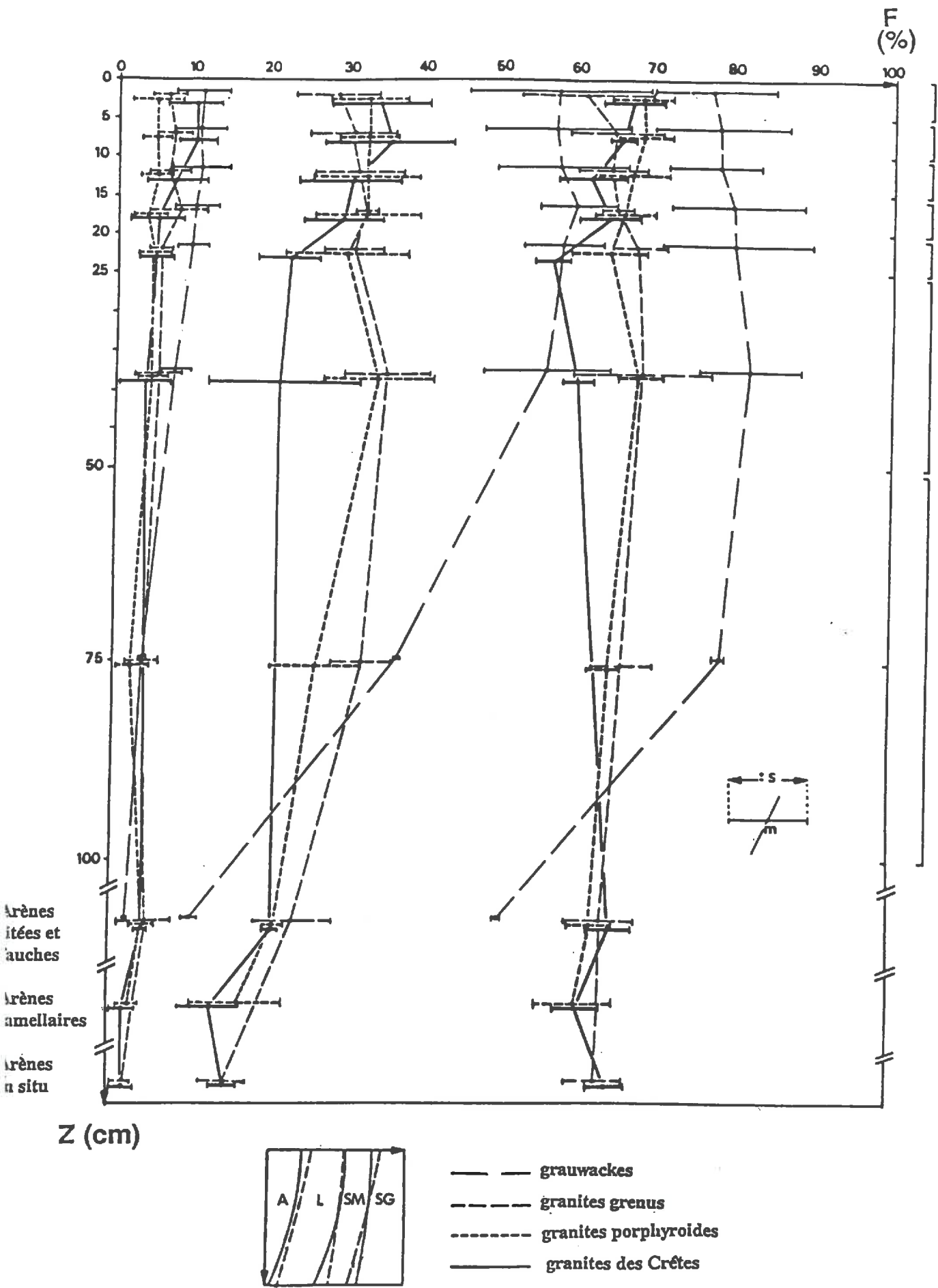


Fig. 4.4 : Différenciation verticale des données granulométriques cumulées à 2, 50, 500 et 2000 μ pour les altérites des principaux types de substrats

4.1.2. La fraction lithique

La fraction lithique est ici définie comme l'ensemble des fragments minéraux supérieurs à 2 mm contenus dans les cylindres. Elle est exprimée en pourcents de la masse totale du sédiment. Du fait de la dimension du cylindre ($\phi = 8$ cm), cette fraction ne comprend que des graviers et des galets.

Distribution statistique

La distribution est normale pour les sols et les formations superficielles sur terrains cristallins et sur grauwackes ainsi que pour les formations cryogéniques. Pour les alluvions, le test a été rejeté. Les histogrammes de fréquence de la teneur en éléments lithiques des terrains cristallins et des grauwackes sont présentés sur la figure 4.1.

Variabilité inter-unité

La charge lithique est élevée pour l'ensemble des formations superficielles du bassin, puisqu'elle est parfois supérieure à 50 % de la masse du sédiment. Les valeurs les plus élevées s'observent dans les moraines et dans les formations de versant sur migmatites. Seules font exception à la règle les alluvions récentes et les altérites du grès, dont le taux d'éléments lithiques est nettement inférieur à celui des autres types de formations. La faible teneur en graviers et en galets s'explique dans le cas des alluvions par la faible compétence des cours d'eau dans la période sub-actuelle; pour les altérites des grès, elle est à rapporter au mode de désagrégation granulaire de la roche.

Variabilité verticale

Pour l'ensemble des formations superficielles, on constate une augmentation de la fraction lithique avec la profondeur, qui est également la règle pour la totalité des classes de graviers définies (Tab. 4.2).

Variabilité latérale

En termes de CV, la dispersion varie de 0.03 à 0.94, l'essentiel des valeurs étant compris entre 0.30 et 0.70. La variabilité de la teneur en éléments lithiques est donc moyenne à forte.

Les coefficients de variation les plus élevés s'observent dans les alluvions. Ceci résulte du caractère sporadique de la présence des graviers et des granules dans ces dépôts, en relation avec leur mode de mise en place - la teneur en éléments grossiers minéraux étant nulle dans certains cas - ce qui explique que la distribution ne soit pas normale.

Pour les autres types de formations, on constate que la variabilité augmente depuis la classe des graviers <4mm jusqu'à celle des graviers et des cailloux >16mm, où CV est parfois supérieur à 2. Ceci provient du fait que la probabilité de prélever des fragments lithiques d'une taille donnée décroît lorsque la taille augmente.

4.1.3. Interprétation

Les différences granulométriques entre les divers types de formations superficielles résultent essentiellement de la nature de la roche-mère. Ainsi la parenté géochimique et minéralogique des terrains cristallins se traduit par une granulométrie très semblable de leurs arènes et les oppose aux altérites des autres types de substrats du bassin.

Les arènes granitiques présentent cependant certaines différences granulométriques de détail, selon la nature pétrographique de la roche. Le granite des Crêtes, plus riche en minéraux altérables (biotite, amphibole), produit légèrement plus d'argile en surface. Les granites grenus se distinguent des granites porphyroïdes (y compris le granite des Crêtes) par une richesse relative en graviers et en galets : la roche en place, fortement fracturée, fournit en abondance des cailloux anguleux, généralement aplatis. A l'inverse l'altération y est souvent moins profonde que sur granite porphyroïdes. Ce comportement des granites grenus les apparente aux migmatites, fortement diaclasées et tectonisées, qui présentent la charge lithique la plus forte de toutes les formations superficielles du bassin de la Fecht. Ces différences sont à rapprocher de la structure de la roche-mère : les granites porphyroïdes, aux cristaux bien circonscrits, sont sensibles à la désagrégation granulaire et présentent de ce fait des arènes profondes, mais peu évoluées; dans les migmatites, le quartz cloisonne les autres cristaux, si bien que l'altération l'emporte sur la désagrégation mécanique : les arènes sont relativement évoluées mais moins épaisses, et comportent une charge lithique très élevée (VOGT, 1975).

Sur terrains cristallins, les données granulométriques de la matrice fine sont peu différenciées verticalement, ce qui est conforme aux résultats de VIVILLE (1985), dans le sous-bassin du Ringelbach. On constate cependant une légère augmentation de la teneur en argile dans les niveaux de surface, liée à la pédogénèse. Par contre, le taux d'éléments lithiques augmente avec la profondeur, à mesure que l'on se rapproche de la roche-mère fissurée. La dispersion des données granulométriques varie peu en fonction de la profondeur.

Les grauwackes, fortement gélifs, sont densément fissurés et fournissent une quantité importante de graviers et de galets, généralement très aplatis. Ces terrains donnent des altérites limoneuses par altération de leur ciment pélitique. La différenciation verticale des propriétés texturales est marquée : le profil granulométrique oppose la formation gélifluée, de texture limoneuse, aux formations cryogéniques, franchement sableuses. Ceci indique clairement que les niveaux profonds ont subi une désagrégation essentiellement mécanique, liée au gel profond lors des épisodes froids du Quaternaire.

La dispersion des valeurs granulométriques est forte, relativement aux autres types de formations, quelle que soit la profondeur. Ceci est à rapprocher de l'hétérogénéité de la roche-mère, constituée par l'alternance rythmique de bancs de texture différente.

Les grès fournissent des altérites sableuses bien calibrées. Formés par simple désagrégation granulaire, ces sables conservent la texture originelle des sables fluvi-deltaïques bien triés dont dérive le grès par diagénèse. De même, la pauvreté en argile et en limons s'explique par la composition initiale de la roche-mère : ces fractions proviennent du ciment des grains de quartz inaltérés. De ce fait la différenciation verticale du matériel est faible. La fraction lithique est constituée de blocs de grès résiduels pluridécimétriques, plus ou moins friables, et de galets de silex provenant des passées conglomératiques.

Sur alluvions, la dispersion des données granulométriques est légèrement supérieure à celle des arènes granitiques, qui constituent l'essentiel de la masse de ces sédiments. Ceci est lié à la nature composite du matériel (mélange des différents types de substrats du bassin) et à l'hétérogénéité interne du matériel, notamment d'amont en aval.

Si l'on compare les données texturales des arènes granitiques et des altérites des grès du bassin de la Fecht (moyenne échelle) avec celles du sous-bassin du Ringelbach (grande échelle), on constate que :

- * les valeurs moyennes sont généralement proches,
- * les classes modales sont identiques,
- * les écarts-type sont du même ordre de grandeur sur grès : l'ensemble des échantillons proviennent d'un seul site (site WET), situé à proximité du Ringelbach. A l'inverse, sur granites, les écarts-type sont multipliés par un facteur variant de 1 à 4; les échantillons proviennent de sites dispersés dans l'ensemble du bassin. Il y a donc une nette augmentation de la variabilité spatiale des propriétés texturales au sein d'une même unité, lorsque l'on passe de grande à moyenne échelle. Ceci peut provenir de l'hétérogénéité de la roche (pour les roches cristallines en particulier, il peut exister des gradient géochimiques, liés à une différenciation magmatique de la roche) ou de l'évolution géomorphologique complexe des arènes.

Dans le bassin de la Fecht, la jeunesse des formations superficielles, dont la mise en place remonte au Würm (excepté les formations cryogéniques), se manifeste par leur faible évolution granulométrique. L'évolution pédologique post-wurmienne n'a en effet entraîné qu'une faible différenciation granulométrique, qui n'intéresse que le sommet du profil.

Les "unités homogènes d'un point de vue granulométrique", définies a priori recouvrent des différences texturales significatives. La variabilité inter-unité observée s'explique essentiellement par la nature de la roche-mère, dans le cas des formations de versant, ainsi que par le mécanisme de mise en place, dans le cas des alluvions et des moraines. Que la texture des formations superficielles résulte du matériel initial soumis à la météorisation et de son évolution géomorphologique n'est pas une nouveauté pour les géomorphologues! Mais, dans les études géomorphologiques, on pratique généralement un échantillonnage dirigé et donc non aléatoire; le but recherché est en effet de caractériser du point de vue textural des types bien définis de formations superficielles, afin d'étudier leur genèse; or, compte-tenu de la variabilité spatiale des propriétés texturales, spécifique d'un type de formation, il n'est pas possible, dans ce cas, de s'assurer que les valeurs obtenues sont représentatives de l'ensemble du sédiment. L'étude de variabilité spatiale des différentes propriétés du matériel et son interprétation naturaliste - qui s'intègre dans "la dialectique homogénéité-hétérogénéité" enseignée par J. TRICART (il s'agit fondamentalement d'un problème d'échelle) - peut donc également constituer un thème d'étude spécifique en géomorphologie.

La variabilité intra-unité est en effet différente selon le type de formation étudié; si l'on considère cette variabilité "résiduelle" comme une propriété intrinsèque du matériel, il est alors possible d'expliquer de manière naturaliste une partie de la variabilité observée : elle provient par exemple de l'hétérogénéité initiale de la roche-mère ou correspond à une différenciation morphopédologique interne à un type de formations superficielles donné. Ainsi, la faible dispersion des altérites gréseuses et la forte dispersion des altérites des grauwackes s'expliquent respectivement par l'homogénéité et l'hétérogénéité de la roche-mère. Par ailleurs, les variations du taux d'argile dans les arènes litées et fauchées sont liées à l'hétérogénéité interne du matériel; enfin, la dispersion des données granulométriques des alluvions est à rapprocher de l'hétérogénéité spatiale de ces formations. L'approche naturaliste permet donc d'expliquer non seulement la variabilité inter-unité, mais également, dans certains cas, l'ordre de grandeur de la variabilité intra-unité observée.

4.2. LA MATIERE ORGANIQUE

La matière organique comprend d'une part la matière organique fine MO, inférieure à 2 mm, qui correspond aux composés humiques, aux radicelles et aux poils absorbants (passant par le tamis à trous ronds de 2 mm), et, d'autre part, la matière organique grossière MOG, comprenant les racines et les éléments figurés. MO est classiquement mesurée dans les analyses sédimentologiques tandis que MOG n'est que rarement prise en compte spécifiquement et se trouve généralement comptabilisée dans la fraction grossière minérale. Cependant, les éléments grossiers organiques, et particulièrement les racines, ont un comportement hydrique et un rôle structural qui leur est propre. C'est pourquoi nous avons inclus la détermination de cette variable dans le protocole expérimental.

4.2.1. La matière organique fine

Le taux de matière organique fine MO est exprimé conventionnellement en pourcents de la matrice fine organo-minérale (Tab. 4.3).

Distribution statistique

La distribution du taux de matière organique MO dans un horizon de sol donné est normale (Fig. 4.5). Ceci est valable pour chacun des volumes sédimentaires homogènes que nous avons individualisés (partition H3). Nous n'avons pas étudié la distribution par tranches de 5 cm à cause du trop faible nombre d'échantillons à chaque profondeur dans les différentes unités. VIVILLE (1985) trouve une distribution normale de la matière organique respectivement pour les profondeurs 0-5 cm et 15-20 cm, dans le sous-bassin du Ringelbach.

Variabilité inter-unité

Indépendamment de la nature de l'humus (mor dans les podzols sur grès, moder ou mull sur les autres types de substrat), les sols du bassin de la Fecht présentent un caractère humifère, qui s'accroît avec l'altitude. Le taux moyen de matière organique fine MO dans les 5 premiers cm du profil varie de 13 % pour l'étage montagnard inférieur à 24 %, pour l'étage montagnard supérieur. Les données présentées dans la figure 4.6 sont relatives aux sols sur terrains cristallins pour éliminer une éventuelle influence du type de substrat. Cependant, pour un même étage altitudinal, on ne constate pas de différences notables de la teneur en matière organique en fonction de la nature du matériel constitutif des sols (Tab. 4.3).

Variabilité verticale

La variabilité verticale des teneurs en matière organique est très forte, en particulier dans les niveaux superficiels. Le profil de matière organique est différent selon l'étage (Fig. 4.6) :

* à l'étage montagnard supérieur, la diminution du taux de matière organique est très rapide jusqu'à 15 cm de profondeur. Elle est moins accusée au delà, mais la teneur en matière organique demeure plus élevée que dans les niveaux correspondants des autres étages, ce qui atteste d'un entraînement plus profond de la matière organique.

* à l'étage montagnard moyen, la décroissance de MO est marquée jusqu'à 15 cm de profondeur, bien que moins rapide que dans le cas précédent. A partir de 25 cm, ce taux demeure à peu près constant.

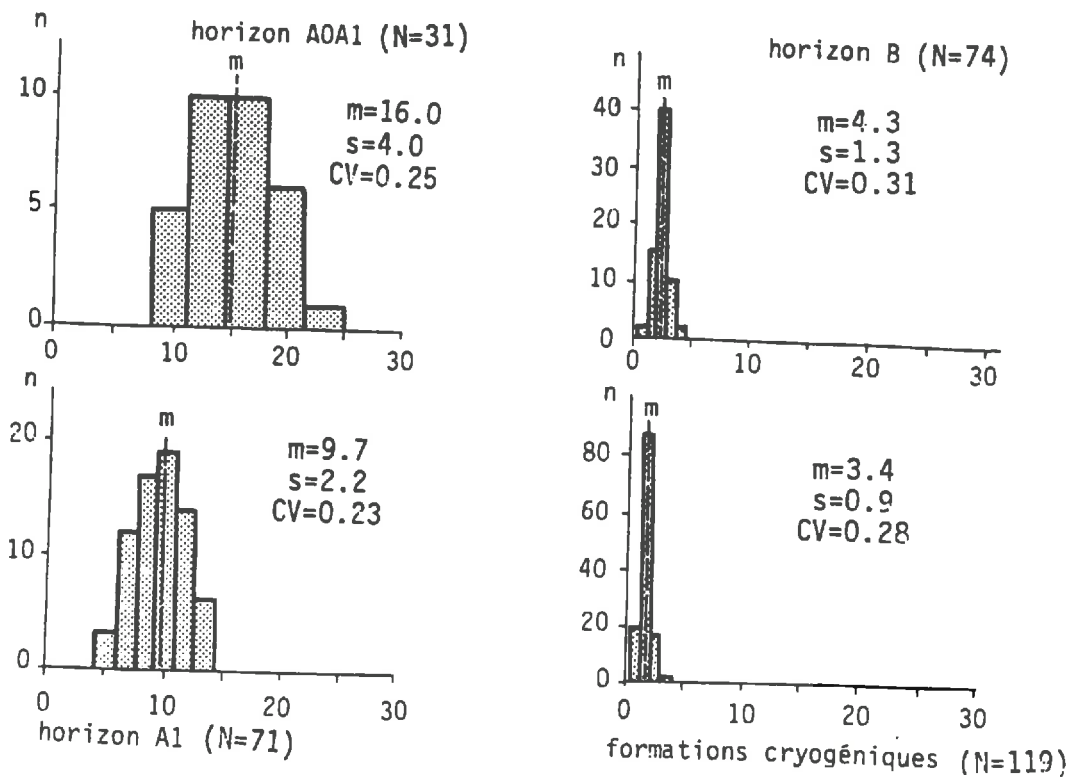


Fig. 4.5 : Distributions statistiques du taux de matière organique MO des horizons humifères de l'étage montagnard moyen, de l'horizon B sur terrains cristallins et des formations cryogéniques

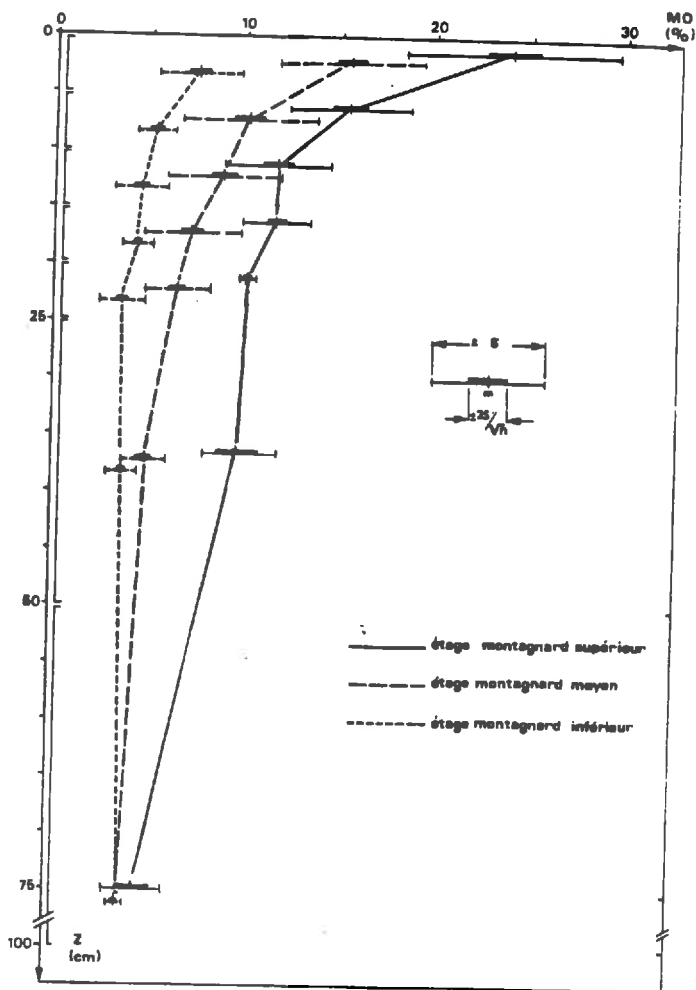


Fig. 4.6 : Profil (moyennes et écarts-type) de la matière organique pour les différents étages altitudinaux sur terrains cristallins

* à l'étage montagnard inférieur, la décroissance de la teneur en matière organique est très progressive et le profil tend à se confondre, au delà de 25 cm de profondeur, avec celui de l'étage montagnard moyen.

Variabilité latérale

Quel que soit l'étage altitudinal considéré, l'écart-type s de la matière organique est nettement plus fort en surface qu'en profondeur, en particulier dans le niveau 0-5 cm. Ce phénomène est d'autant plus marqué que les sols sont plus humifères (Tab. 4.3, partition H1).

La dispersion du taux de matière organique, mesurée par s , est donc fortement différenciée verticalement. Par contre, le coefficient de variation, dans une unité donnée, varie peu en fonction de la profondeur. Ceci est lié au fait que la moyenne et l'écart-type diminuent tous deux lorsque la profondeur augmente; ceci souligne la nécessité d'utiliser simultanément les paramètres de dispersion s et CV.

En termes de coefficient de variation, la variabilité spatiale de la matière organique est moyenne, quels que soient le niveau et l'unité.

Interprétation

Dans le bassin de la Fecht, le taux de matière organique MO varie fortement en fonction de l'altitude. C'est pourquoi les unités définies sur la base des étages altitudinaux recouvrent des différences significatives des distributions de MO. Par contre, pour un même étage altitudinal, on n'observe pas de différences notables de MO en fonction du substrat. C'est donc bien le climat qui est le principal facteur de la dynamique de la matière organique.

A l'étage montagnard supérieur, les faibles températures moyennes et le raccourcissement de la saison estivale sont responsables du ralentissement de l'activité biologique et de la faible décomposition de la matière organique. La nature des composés humiques produits (faiblement aggradés) et le climat "agressif" (forte pluviosité, faibles températures) provoquent un entraînement profond de la matière organique. A l'inverse, à l'étage montagnard inférieur, la décomposition de la matière organique est plus rapide et l'humus est plus évolué (mull-moder ou mull). L'étude en cours par J.L. MONNON dans le cadre du CEREG permettra de préciser la nature des composés humiques produits aux différents étages, dans les différents horizons, et d'expliquer la dynamique de la matière organique, appréhendée ici par un taux global.

La différenciation verticale de la matière organique est très marquée : le taux de matière organique chute brutalement dans les 25 premiers cm du profil, ce phénomène étant le plus marqué à l'étage montagnard supérieur. Pour les sols bruns acides à ocres podzoliques sur terrains cristallins et sur grauwackes, la transition entre horizons est progressive et MO décroît progressivement avec la profondeur. Par contre, pour les sols podzoliques sur grès, le taux de matière organique des différents horizons varie brutalement le long du profil, en relation avec des horizons morphologiquement bien individualisés et fortement contrastés : sous l'humus de type mor, l'horizon "cendreuse" A2 est très pauvre en matière organique alors que l'on note à nouveau une augmentation de MO dans l'horizon Bh/Bs.

D'une manière générale, plus le taux de matière organique est élevé, plus son écart-type est important : ceci est vrai pour les variations verticales dans une même unité, et, à même niveau, pour les différents étages altitudinaux. L'écart-type s diminue donc lorsque la profondeur augmente, alors que le coefficient de variation CV, compris pour l'essentiel entre 0.20 et 0.30, demeure relativement constant le long du profil (m et s diminuant de concert). En termes de CV, la variabilité est moyenne, conformément aux résultats des diverses revues bibliographiques déjà citées et à ceux de VIVILLE (1985), dans le sous-bassin du Ringelbach.

Les différences significatives observées entre les unités définies confirment la pertinence du découpage de l'espace en étages altitudinaux. Le degré de "pureté" des unités dépend cependant de l'existence d'un gradient altitudinal de la matière organique.

On peut escompter retrouver pour d'autres variables le fort contraste entre unités observé pour la matière organique. En effet, la densité apparente propre de la matière organique est faible et sa rétention hydrique est élevée; la matière organique influe donc sur ces propriétés au niveau de l'ensemble du sédiment.

4.2.2. Les éléments grossiers organiques

La matière organique grossière MOG - exprimée en pourcents de la masse totale du sédiment - est représentée essentiellement par les racines, sur prairie, alors que sous forêt il s'y ajoute une quantité variable d'éléments figurés. De ce fait, les valeurs les plus élevées s'observent dans la zone d'enracinement dense des racines de graminées ou d'éricacées, sur prairie, et dans les 5 à 10 premiers cm de l'humus forestier. Le pourcentage des éléments grossiers organiques est inférieur à 1 % : les racines et les éléments ligneux secs présentent une masse sèche faible par rapport à la masse totale du sédiment, mais leur volume n'est pas négligeable.

Variabilité verticale

MOG diminue avec la profondeur et on peut étudier le comportement vertical de certains types végétaux bien définis :

* les Hautes Chaumes : l'enracinement est très dense dans les 5 premiers cm du profil et on observe des valeurs de MOG relativement élevées jusqu'à 25 cm de profondeur, correspondant aux racines des éricacées (Tab. 4.3, partition H1).

* sur les prairies de fauche de l'étage montagnard inférieur (alluvions), l'enracinement dense ne concerne que les 5 premiers cm du profil. Au même étage, les formations de versant sous couvert forestier présentent des valeurs de MOG plus élevées, liées à la présence d'éléments figurés ligneux, de densité plus élevée.

Cependant, il n'est pas possible d'interpréter strictement ces valeurs moyennes, essentiellement du fait de l'absence d'éléments grossiers organiques dans bon nombre d'échantillons, ce nombre croissant avec la profondeur.

	N	D A			M O			M O G														
		m	s	CV	m	s	CV	m	s	CV												
PARTITION 1	Niveau:																					
	Etage	0-5	11	0.534	0.134	0.252	25.43	6.00	0.239	2.56	3.01	1.179										
		5-10	8	0.784	0.144	0.184	15.90	3.73	0.235	0.17	0.22	1.312										
		10-15	10	0.901	0.108	0.120	11.83	2.70	0.233	0.13	0.12	0.950										
	montagnard	15-20	8	0.909	0.082	0.090	11.47	2.71	0.236	0.22	0.20	0.938										
		20-25	3	0.980	0.033	0.033	10.21	0.44	0.043	0.11	0.15	1.350										
	supérieur	25-50	4	1.007	0.114	0.113	10.54	2.54	0.240	0.13	0.087	0.657										
		50-100	4	1.242	0.069	0.055	5.45	2.45	0.450	0.002	0.004	1.732										
		0-5	17	0.787	0.133	0.176	15.00	6.22	0.282	0.41	0.56	1.367										
	Etage	5-10	13	0.966	0.085	0.088	10.96	2.94	0.268	0.16	0.30	1.800										
	montagnard	10-15	11	1.063	0.174	0.163	9.03	2.59	0.287	0.25	0.36	1.439										
	moyen sur	15-20	8	1.165	0.103	0.088	7.46	2.58	0.346	0.34	0.59	1.742										
	granites	20-25	9	1.284	0.137	0.107	5.08	1.48	0.292	0.010	0.02	2.131										
		25-50	8	1.366	0.143	0.105	4.73	1.22	0.257	0.02	0.03	2.068										
		50-100	2	1.415			4.04			0.00												
		0-5	9	0.804	0.091	0.114	16.37	5.28	0.320	1.01	0.68	0.675										
	Etage	5-10	8	0.920	0.128	0.139	12.97	2.61	0.201	0.42	0.14	0.340										
	montagnard	10-15	9	1.062	0.151	0.142	9.89	3.63	0.367	0.96	2.31	2.420										
	moyen sur	15-20	9	1.069	0.154	0.144	8.46	2.42	0.286	0.21	0.32	1.536										
	grauwackes	20-25	8	1.171	0.117	0.100	5.55	2.72	0.490	0.18	0.25	1.340										
		25-50	9	1.120	0.168	0.150	4.95	2.24	0.498	0.08	0.16	2.131										
		0-5	12	1.081	0.175	0.051	7.70	2.73	0.355	0.52	0.44	0.837										
	Etage	5-10	14	1.171	0.127	0.108	5.20	1.00	0.193	0.21	0.21	1.011										
	montagnard	10-15	12	1.244	0.115	0.093	4.41	1.37	0.311	0.12	0.09	0.697										
	inférieur	15-20	13	1.311	0.067	0.051	4.27	0.91	0.213	0.16	0.28	1.685										
	sur terrains	20-25	11	1.326	0.092	0.069	3.81	1.07	0.281	0.13	0.16	1.262										
	crystallins	25-50	13	1.436	0.140	0.098	3.66	0.79	0.215	0.10	0.33	3.317										
		50-100	7	1.456	0.093	0.060	3.77	0.41	0.090	0.00												
		0-5	11	1.012	0.157	0.155	11.04	2.93	0.265	0.24	0.23	0.940										
	Etage	5-10	11	1.155	0.128	0.111	8.80	2.21	0.251	0.03	0.03	1.131										
	montagnard	10-15	10	1.196	0.126	0.106	7.49	1.80	0.241	0.02	0.03	1.250										
	inférieur	15-20	9	1.244	0.135	0.109	6.61	2.05	0.310	0.01	0.02	1.511										
	sur alluvions	20-25	3	1.348	0.031	0.023	4.46	0.57	0.127	0.00												
		25-50	1	1.370			3.90			0.00												
		Formations cryogéniques	119	1.596	0.119	0.074	3.44	0.94	0.273	0.002	0.02	6.753										
	PARTITION 2	Etage :	Substrat :	Horiz.:																		
		supérieur	granites	AOA1	7	0.499	0.110	0.221	26.89	5.89	0.219	3.03	3.54	1.169								
		supérieur	granites	A1	18	0.889	0.125	0.141	12.32	3.95	0.320	0.10	0.09	0.914								
		supérieur	granites	B	5	1.234	0.064	0.052	5.60	2.21	0.395	0.002	0.004	2.000								
		supérieur	grauwackes	AOA1	4	0.595	0.150	0.252	22.35	5.13	0.230	1.73	1.40	0.806								
		supérieur	grauwackes	A1	14	0.880	0.115	0.130	12.99	2.45	0.189	0.24	0.22	0.912								
		moyen	granites	AOA1	17	0.783	0.126	0.161	16.19	2.84	0.175	0.27	0.26	1.966								
		moyen	granites	A1	30	1.022	0.117	0.114	9.09	2.20	0.242	0.33	0.58	1.769								
		moyen	granite	B	21	1.346	0.131	0.097	4.74	1.41	0.297	0.02	0.05	2.028								
		moyen	grauwackes	AOA1	14	0.858	0.146	0.171	15.82	4.99	0.315	1.13	1.90	1.683								
		moyen	grauwackes	A1	41	1.030	0.144	0.140	10.22	2.15	0.210	0.24	0.29	1.198								
		moyen	grauwackes	B	15	1.135	0.136	0.120	5.61	2.36	0.422	0.12	0.16	1.366								
		inférieur	alluvions	Ap	26	1.269	0.100	0.079	6.34	1.41	0.222	0.03	0.07	2.418								
		inférieur	ter. crist.	A1	35	1.156	0.157	0.136	5.83	2.31	0.397	0.28	0.34	1.216								
		inférieur	ter. crist.	B	48	1.360	0.106	0.078	3.96	0.94	0.238	0.12	0.25	2.077								
			Formations cryogéniques		119	1.596	0.119	0.074	3.44	0.94	0.273	0.002	0.02	6.753								
		PARTITION 3	Etage :	Substrat :	Horiz.:																	
			supérieur		AOA1	11	0.534	0.134	0.252	25.24	6.03	0.239	2.57	3.01	1.179							
			supérieur		A1	32	0.885	0.121	0.137	12.61	3.39	0.269	0.16	0.18	1.078							
			moyen		AOA1	31	0.817	0.141	0.172	16.02	3.96	0.247	0.66	1.36	2.070							
			moyen		A1	71	1.027	0.133	0.130	9.74	2.24	0.230	0.28	0.44	1.573							
	inférieur		alluvions	Ap	26	1.269	0.100	0.079	6.34	1.41	0.222	0.03	0.07	2.418								
	inférieur		ter. crist.	A1	35	1.180	0.134	0.113	5.49	1.98	0.361	0.24	0.27	1.124								
			Horizon B sur grauwackes		15	1.135	0.136	0.120	5.61	2.36	0.422	0.12	0.16	1.366								
			Horizon B sur granites		74	1.347	0.116	0.086	4.30	1.31	0.305	0.08	0.21	2.464								
			Formations cryogéniques		119	1.596	0.119	0.074	3.44	0.94	0.276	0.002	0.02	6.753								

Tab. 4.3 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) de la densité apparente DA, du taux de matière organique MO et de la teneur en éléments grossiers organiques MOG, pour les partitions H1, H2 et H3

Variabilité latérale

En termes de coefficient de variation, la variabilité est forte à tous les niveaux, puisque CV dépasse généralement l'unité. Cette forte variabilité latérale, en s et CV, provient de différentes causes :

* en surface, l'enracinement n'est pas continu et le prélèvement de grosses racines présente un caractère aléatoire. En outre, selon le type de couvert végétal (herbe, graminées, éricacées, ligneux) l'enracinement varie considérablement.

* en profondeur, beaucoup d'échantillons ne contiennent pas d'éléments grossiers organiques. Ainsi s'explique la valeur très élevée de CV dans le cas des formations cryogéniques qui incluent sporadiquement des racines isolées de ligneux.

Pour ces mêmes raisons, la distribution statistique de MOG n'a pu être ajustée à une loi de distribution.

4.3. LA DENSITE APPARENTE

La différenciation verticale de la densité apparente DA est très importante : les valeurs les plus faibles s'observent dans les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur ($m = 0.54$) et les valeurs les plus élevées dans les formations cryogéniques et les arènes en place ($m = 1.60$).

Distribution statistique

La distribution est normale pour l'ensemble des groupes de la partition H3. Ceci est illustré par les histogrammes de la figure 4.7, relatifs aux horizons humifères de l'étage montagnard moyen, à l'horizon B sur terrains cristallins et aux formations cryogéniques.

Variabilité verticale

Le profil vertical de la densité apparente DA présente une nette symétrie avec celui de la matière organique. La décroissance de la densité apparente est très forte dans les 20 premiers cm du profil et s'atténue au-delà jusqu'à devenir minime au delà de 1 m de profondeur et dans les formations cryogéniques (Fig. 4.8 et 5.12, tab. 4.3). L'allure du profil de DA varie selon l'étage :

* à l'étage montagnard supérieur, DA moyen varie de 0.54 dans les 5 premiers cm à 1.24 dans la tranche 50-100 cm (Fig. 4.8)

* à l'étage montagnard moyen, les densités apparentes sur granites et sur grauwackes valent respectivement 0.79 et 0.80 dans la tranche 0-5 cm et 1.16 et 1.07 dans la tranche 15-20 cm. Elles sont très voisines dans les 15 premiers cm du profil. Au delà, les densités sur grauwackes sont inférieures : ces différences sont à rapprocher des taux de matière organiques supérieurs sur grauwackes aux niveaux considérés (Tab. 4.3).

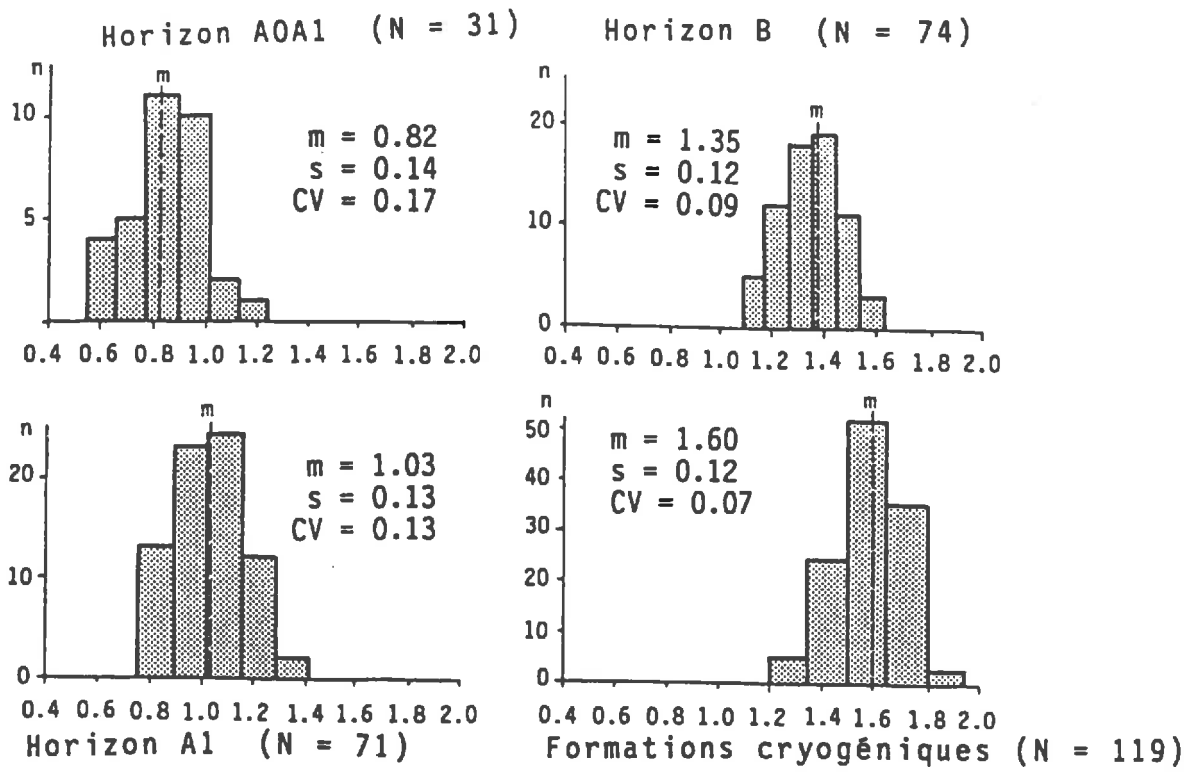


Fig. 4.7 : Distributions statistiques de la densité apparente des horizons humifères de l'étage montagnard moyen, de l'horizon B sur terrains cristallins et des formations cryogéniques

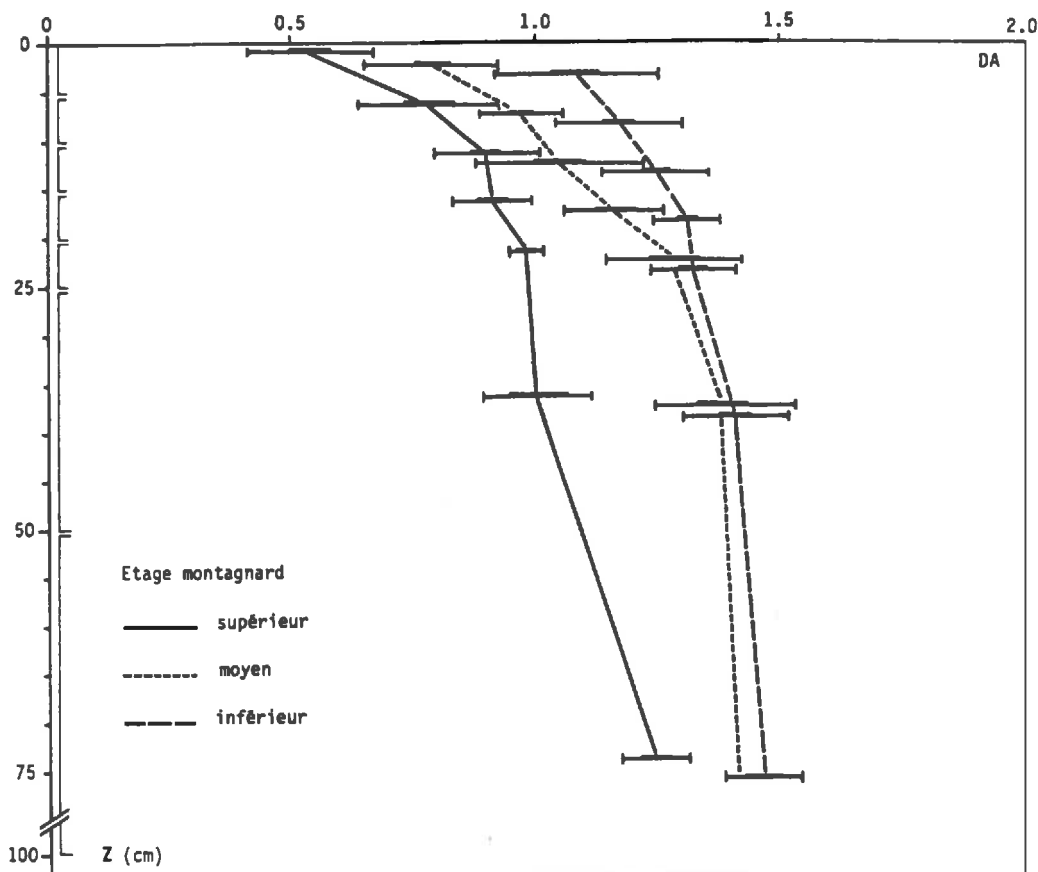


Fig. 4.8 : Profil (moyennes et écarts-type) de la densité apparente pour les différents étages altitudinaux sur terrains cristallins

* à l'étage montagnard inférieur, les densités apparentes des alluvions et des formations de versant sont voisines dans les 15 premiers cm du profil (Tab. 4.3). Au delà, les densités des formations alluviales restent relativement constantes alors qu'elles continuent à augmenter sur versant. Ceci est lié à la richesse croissante en éléments lithiques de la formation gélifluée, qui augmente la densité.

On constate donc que la variabilité verticale de la densité apparente est d'autant plus forte que le caractère humifère des sols est plus accusé, ce qui explique l'évolution symétrique de DA et MO dans le profil (Fig. 4.6 et 4.8).

Variabilité latérale

Dans l'ensemble des unités, la plus forte dispersion de DA s'observe en surface. D'une manière générale, en terme de CV, la variabilité latérale diminue lorsque la profondeur augmente. Ce comportement, analogue à celui de la matière organique, est cependant moins net en termes d'écart-type s . Si la diminution de s en fonction de la profondeur est clairement illustrée par l'exemple des alluvions, ce schéma n'est pas strictement valable pour les autres types de formations. Ceci est lié au fait que la densité dépend à la fois du taux de matière organique et du taux d'éléments lithiques; ce taux augmente avec la profondeur et constitue une seconde cause de variabilité : l'inclusion de graviers et de cailloux présente en effet un caractère aléatoire. Enfin, dans les niveaux 25-50 cm et 50-100 cm, le regroupement de plusieurs profondeurs entraîne une certaine augmentation de la dispersion.

Interprétation

Dans notre milieu, les importantes variations spatiales et verticales de la densité apparente observées le long du profil et d'une unité à l'autre sont étroitement liées à celles de la matière organique. Le comportement de la densité apparente est en effet symétrique de celui de la matière organique, tant verticalement que latéralement : les horizons humifères s'opposent par leurs faibles densités aux horizons minéraux, de densité relativement élevée; pour un niveau donné du profil, la densité est d'autant plus faible que le caractère humifère des sols, lié à l'altitude, est plus marqué. Ainsi s'expliquent les différences significatives observées entre les différents étages altitudinaux. Ces observations sont à rapprocher des résultats présentés en physique des sols par de nombreux auteurs qui constatent une relation inverse entre la densité apparente et le taux de matière organique (CURTIS et al., 1964; ADAMS, 1973; ALEXANDER, 1980).

Pour un étage donné, il existe des différenciations de détail liées à la nature du matériel : en particulier, à l'étage montagnard inférieur, les densités supérieures des formations de versants par rapport aux alluvions sont à rapprocher de leur teneur en éléments lithiques plus élevée. La teneur en éléments lithiques constitue donc un second facteur qui influe sur la densité apparente.

La variabilité de la densité apparente est la plus forte en surface; elle diminue lorsque la profondeur augmente; pour les formations très caillouteuses, ce phénomène est moins net, à cause de l'augmentation de la quantités de galets, qui, du fait de leur caractère sporadique, constituent un facteur d'irrégularité. VIVILLE (1985) constate également une diminution

de la dispersion de la densité apparente avec la profondeur, dans le bassin du Ringelbach, à l'inverse d'autres auteurs, qui ne constatent pas de diminution notable de la variabilité latérale en fonction de la profondeur: c'est le cas notamment de NIELSEN et al. (1973) pour un sol argilo-limoneux et de YEMEL'YANOV (1981) pour des sols limoneux. Mais dans les exemples cités, les sols ne contiennent que peu de matière organique. Ainsi, dans notre milieu, les variations du taux de matière organique expliquent non seulement les différences de densités observées entre unité, mais également l'ordre de grandeur de sa variabilité spatiale.

En termes de CV, la variabilité de la densité apparente est faible ou moyenne, quelle que soit l'unité, et diminue avec la profondeur.

CONCLUSION :

L'ensemble des propriétés physiques étudiées dans ce chapitre sont normalement distribuées, à l'exception de la matière organique grossière MOG (essentiellement parce que MOG = 0 dans de nombreux échantillons). Les partitions effectuées d'une part pour les variables granulométriques (partitions G1 et G3) et d'autre part pour la matière organique, fine et grossière, et la densité apparente (partitions H1, H2 et H3) recouvrent des différences hautement significatives des distributions de ces variables :

* pour les variables granulométriques, la nature de la roche-mère explique l'essentiel de la variabilité inter-unité observée; elles sont peu différenciées verticalement, tant en moyenne qu'en écart-type, dans les formations géolifluées d'âge Würm qui forment l'essentiel du recouvrement des versants; la pédogénèse post-wurmienne n'a que faiblement différencié le sommet du profil, d'un point de vue granulométrique. Conformément aux résultats d'autres auteurs, synthétisés par VAUCLIN (1982), la variabilité latérale des propriétés texturales dans une même unité est moyenne.

* pour la matière organique MO et la densité apparente DA, on observe des différenciations très marquées selon l'étage altitudinal et selon la profondeur : l'augmentation du taux de matière organique avec l'altitude, qui est responsable du caractère très humifère des sols de l'étage montagnard moyen et supérieur, et la forte variation verticale du taux de matière organique constituent les caractères distinctifs les plus marquants de notre milieu. Ces facteurs, caractéristiques des moyennes montagnes en climat tempéré, conditionnent d'autres propriétés du milieu, en particulier les propriétés hydriques du matériel.

CHAPITRE V

LES PROPRIETES HYDRIQUES

Dans la première et la deuxième partie de ce chapitre, nous caractériserons les propriétés hydriques de l'ensemble des formations du bassin de la Fecht, nous étudierons leur loi de distribution et leur variabilité verticale et latérale. La troisième partie sera axée sur l'étude des propriétés hydriques des formations cryogéniques - qui ont été peu étudiées - et sur leur influence sur le bilan hydrique local. Nous nous attacherons en particulier à mettre en évidence le rôle de la structuration cryogénique sur les propriétés hydriques de ces matériaux.

5.1. LA RETENTION HYDRIQUE

La variabilité latérale inter et intra-unité de la rétention sera étudiée à partir des données - statistiquement paramétrées - des partitions 1 et 2 (Tab. 5.1 et 5.3), la différenciation verticale à partir de celles de la partition H1 et la loi de distribution sera établie sur les données de la partition H3 (Tab. 5.5).

5.1.1 La loi de distribution

Pour l'ensemble des 9 groupes de la partition H3, les distributions statistiques des teneurs en eau à 3 tensions caractéristiques (à saturation, à pF2 - proche de la "capacité au champs - et à pF4.2 - valeur généralement retenue pour le "point de flétrissement permanent" - sont normales (Fig. 5.1), conformément aux résultats d'autres auteurs (VAUCLIN, 1982; VIVILLE, 1985).

A l'intérieur d'une même unité, la structure spatiale des teneurs en eau à différents pF et in situ, étudiée dans le sous-bassin du Ringelbach par VIVILLE (1985) à partir de variogrammes, a révélé l'absence de corrélation spatiale pour les variables étudiées.

5.1.2. Variabilité inter-unité

* Les sols sur terrains cristallins :

D'une manière générale, les arènes granitiques, de texture grossière, ont un faible pouvoir de rétention alors que leur macroporosité est relativement élevée. Dans les horizons humifères, l'augmentation de la rétention liée à la matière organique est très sensible.

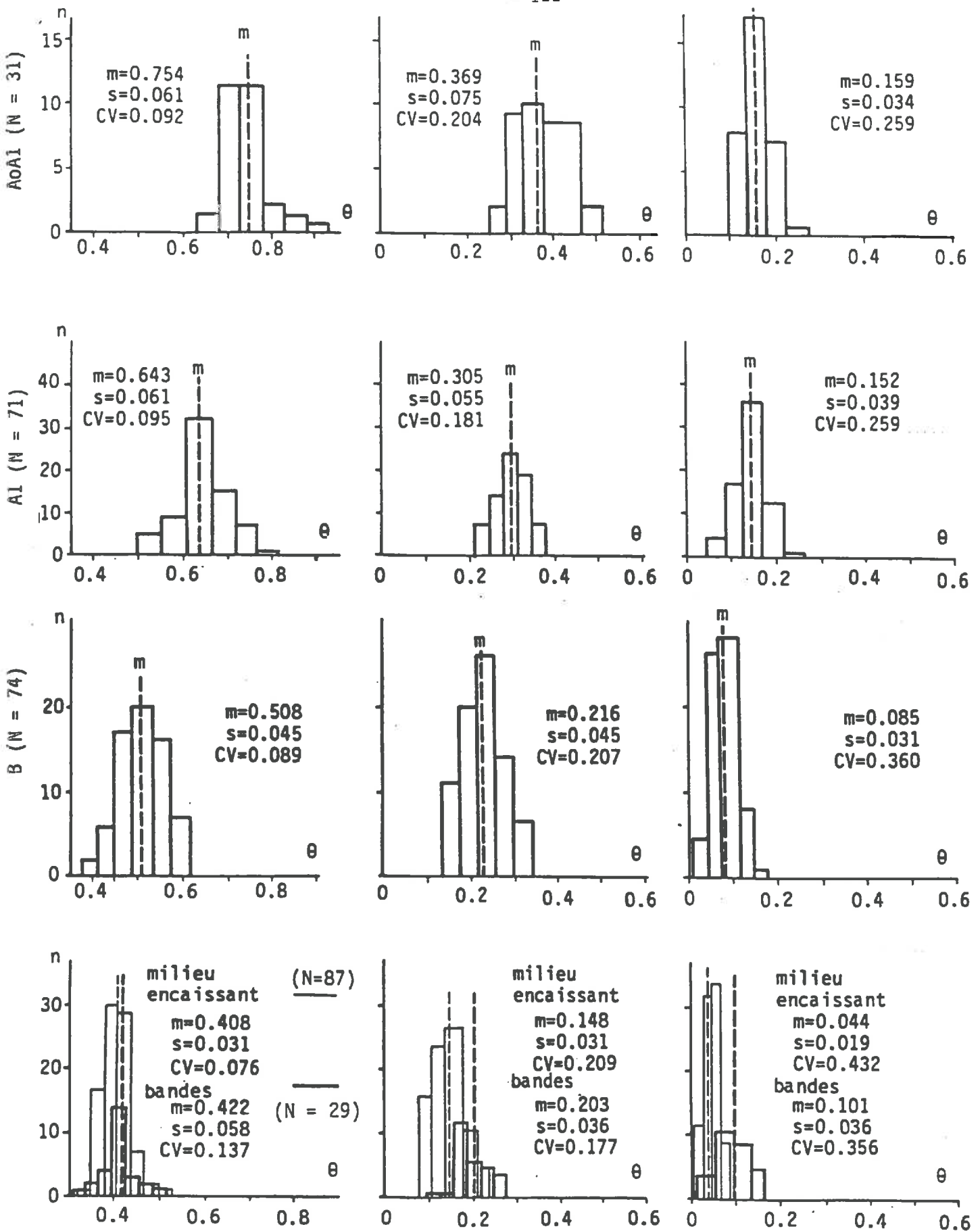


Fig. 5.1 : Distributions statistiques de la teneur en eau à 3 humidités caractéristiques pour les horizons humifères de l'étage montagnard moyen, l'horizon B sur terrains cristallins et les formations cryogéniques (milieu encaissant et bandes d'illuviation)

Niveau	Θ _{ant}		Θ _{h=0}		Θ _{P0}		Θ _{P0.4}		Θ _{P1}		Θ _{P1.5}		Θ _{P2}		Θ _{P2.3}		Θ _{P2.7}		Θ _{P3.5}		Θ _{P4.2}		Ks	Log10Ks
	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV	s	CV		
Etage montagnard supérieur	0-5 11	0,868 0,046 0,05	0,858 0,044 0,05	0,850 0,046 0,05	0,827 0,044 0,05	0,747 0,051 0,07	0,609 0,040 0,13	0,510 0,058 0,19	0,434 0,100 0,23	0,393 0,085 0,42	0,340 0,055 0,83	0,297 0,050 0,84	0,280 0,068 0,24	0,225 0,063 0,28	0,163 0,048 0,29	0,117 0,012 0,08	0,149 0,016 0,11	0,114 0,037 0,32	0,088 0,021 0,24	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	60,8 60,9 1,00 47,5	1,44 0,63 0,44
	5-10 8	0,744 0,081 0,07	0,737 0,053 0,07	0,731 0,053 0,07	0,719 0,046 0,07	0,668 0,053 0,08	0,592 0,055 0,9	0,478 0,060 0,12	0,397 0,063 0,19	0,361 0,063 0,17	0,260 0,068 0,24	0,225 0,063 0,28	0,163 0,048 0,29	0,117 0,012 0,08	0,149 0,016 0,11	0,114 0,037 0,32	0,088 0,021 0,24	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	24,3 16,4 0,67 19,1	1,28 0,32 0,25		
	10-15 10	0,690 0,039 0,06	0,679 0,042 0,06	0,671 0,044 0,07	0,655 0,044 0,07	0,592 0,055 0,09	0,507 0,063 0,12	0,399 0,064 0,16	0,336 0,059 0,17	0,312 0,048 0,15	0,205 0,058 0,28	0,163 0,048 0,29	0,117 0,012 0,08	0,149 0,016 0,11	0,114 0,037 0,32	0,088 0,021 0,24	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	33,7 47,4 0,91 33,1	1,52 0,44 0,29			
	15-20 8	0,707 0,027 0,04	0,702 0,026 0,04	0,697 0,026 0,04	0,693 0,028 0,04	0,636 0,046 0,07	0,535 0,050 0,09	0,409 0,037 0,09	0,348 0,035 0,10	0,316 0,028 0,09	0,206 0,034 0,16	0,117 0,012 0,08	0,149 0,016 0,11	0,114 0,037 0,32	0,088 0,021 0,24	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	32,4 28,5 0,88 25,1	1,40 0,28 0,20				
	20-25 3	0,683 0,035 0,05	0,676 0,033 0,05	0,672 0,033 0,05	0,663 0,027 0,04	0,639 0,022 0,03	0,533 0,035 0,06	0,375 0,019 0,05	0,321 0,040 0,13	0,286 0,032 0,11	0,171 0,012 0,07	0,149 0,012 0,08	0,117 0,012 0,07	0,097 0,031 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	33,7 13,3 0,30 30,9	1,49 0,16 0,11					
25-50 4	0,609 0,012 0,02	0,599 0,017 0,03	0,593 0,016 0,03	0,583 0,020 0,03	0,492 0,037 0,07	0,402 0,058 0,14	0,342 0,040 0,12	0,313 0,039 0,12	0,284 0,036 0,13	0,147 0,016 0,11	0,117 0,012 0,07	0,097 0,031 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	19,5 15,6 0,80 13,8	1,14 0,37 0,32							
50-100 4	0,582 0,029 0,06	0,512 0,023 0,05	0,507 0,023 0,05	0,496 0,023 0,05	0,401 0,028 0,07	0,300 0,039 0,13	0,244 0,035 0,15	0,222 0,034 0,16	0,191 0,040 0,21	0,088 0,021 0,24	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	27,5 20,4 0,74 18,2	1,26 0,44 0,35									
Etage montagnard moyen sur granites	0-5 17	0,771 0,079 0,10	0,747 0,075 0,10	0,731 0,077 0,10	0,704 0,080 0,11	0,576 0,104 0,18	0,419 0,090 0,20	0,366 0,050 0,15	0,286 0,060 0,21	0,243 0,062 0,25	0,173 0,031 0,18	0,146 0,029 0,20	0,117 0,012 0,07	0,097 0,031 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	0,016 0,029 0,20	59,4 39,3 0,66 50,1	1,70 0,24 0,15					
	5-10 13	0,668 0,063 0,12	0,656 0,07 0,12	0,651 0,073 0,11	0,624 0,076 0,12	0,542 0,103 0,19	0,400 0,067 0,17	0,320 0,060 0,19	0,287 0,058 0,20	0,245 0,052 0,21	0,185 0,037 0,20	0,157 0,025 0,16	0,117 0,012 0,07	0,097 0,031 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	42,1 25,8 0,61 33,9	1,53 0,30 0,20						
	10-15 11	0,620 0,066 0,11	0,609 0,067 0,11	0,599 0,069 0,11	0,580 0,068 0,12	0,500 0,085 0,17	0,394 0,046 0,12	0,300 0,044 0,15	0,262 0,043 0,17	0,223 0,036 0,16	0,172 0,035 0,20	0,137 0,032 0,23	0,117 0,012 0,07	0,097 0,031 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	27,2 30,0 1,07 20,0	1,30 0,29 0,22						
	15-20 8	0,601 0,049 0,08	0,582 0,047 0,08	0,571 0,051 0,09	0,553 0,049 0,09	0,489 0,065 0,13	0,362 0,035 0,10	0,281 0,040 0,14	0,240 0,036 0,15	0,203 0,030 0,15	0,157 0,025 0,16	0,129 0,029 0,32	0,086 0,028 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	20,3 10,2 0,50 18,6	1,27 0,180 0,06							
	20-25 9	0,538 0,029 0,05	0,527 0,028 0,05	0,515 0,032 0,06	0,504 0,036 0,07	0,435 0,045 0,10	0,300 0,032 0,11	0,228 0,029 0,13	0,197 0,024 0,12	0,173 0,023 0,13	0,132 0,016 0,12	0,086 0,028 0,32	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	24,8 16,3 0,66 19,5	1,29 0,32 0,25								
25-50 8	0,507 0,027 0,05	0,497 0,029 0,06	0,487 0,032 0,07	0,470 0,038 0,08	0,398 0,053 0,13	0,310 0,049 0,16	0,241 0,047 0,20	0,210 0,044 0,21	0,182 0,039 0,21	0,129 0,043 0,34	0,079 0,030 0,38	0,050 0,026 0,53	0,020 0,030 0,24	30,9 24,3 0,79 18,2	1,26 0,53 0,43									
50-100 2	0,514	0,502	0,485	0,473	0,399	0,308	0,247	0,216	0,191	0,142	0,079	10,7	1,94											
Etage montagnard moyen sur grauwackes	0-5 9	0,730 0,032 0,01	0,717 0,037 0,05	0,701 0,037 0,05	0,676 0,038 0,06	0,540 0,046 0,08	0,413 0,061 0,15	0,304 0,047 0,16	0,267 0,034 0,13	0,210 0,049 0,23	0,176 0,033 0,19	0,150 0,031 0,21	0,126 0,029 0,16	0,106 0,028 0,18	0,077 0,019 0,25	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	0,021 0,010	61,1 45,5 0,74 39,8	1,80 0,46 0,29			
	5-10 8	0,665 0,061 0,09	0,655 0,068 0,10	0,645 0,069 0,11	0,630 0,069 0,11	0,511 0,065 0,13	0,392 0,059 0,15	0,298 0,037 0,12	0,264 0,023 0,09	0,208 0,027 0,13	0,180 0,029 0,16	0,160 0,028 0,18	0,126 0,029 0,16	0,106 0,028 0,18	0,077 0,019 0,25	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	66,0 67,9 1,03 42,7	1,63 0,40 0,25				
	10-15 9	0,629 0,063 0,13	0,619 0,081 0,13	0,605 0,077 0,13	0,590 0,070 0,12	0,483 0,063 0,13	0,370 0,048 0,13	0,282 0,036 0,12	0,263 0,036 0,14	0,226 0,035 0,15	0,174 0,024 0,14	0,156 0,026 0,17	0,126 0,029 0,16	0,106 0,028 0,18	0,077 0,019 0,25	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	35,0 35,9 1,03 16,6	1,22 0,63 0,51				
	15-20 9	0,625 0,048 0,08	0,608 0,051 0,08	0,601 0,050 0,08	0,582 0,050 0,08	0,485 0,064 0,13	0,385 0,048 0,12	0,303 0,038 0,12	0,275 0,041 0,15	0,243 0,041 0,15	0,170 0,023 0,14	0,154 0,027 0,17	0,126 0,029 0,16	0,106 0,028 0,18	0,077 0,019 0,25	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	54,0 36,3 0,67 41,9	1,62 0,31 0,19				
	20-25 8	0,564 0,086 0,15	0,552 0,087 0,16	0,543 0,090 0,16	0,527 0,031 0,17	0,423 0,067 0,16	0,336 0,058 0,17	0,272 0,053 0,20	0,243 0,051 0,21	0,214 0,047 0,22	0,163 0,039 0,24	0,135 0,050 0,37	0,106 0,028 0,18	0,077 0,019 0,25	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	46,1 24,5 0,53 38,9	1,59 0,26 0,16					
25-50 9	0,553 0,072 0,13	0,534 0,070 0,13	0,518 0,070 0,13	0,504 0,069 0,14	0,424 0,062 0,15	0,388 0,045 0,13	0,288 0,029 0,11	0,236 0,022 0,09	0,214 0,021 0,10	0,161 0,031 0,19	0,126 0,037 0,29	0,106 0,028 0,18	0,077 0,019 0,25	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	61,1 45,5 0,74 39,8	1,80 0,46 0,29						
Etage montagnard inférieur sur terrains cristallins	0-5 12	0,588 0,095 0,16	0,578 0,098 0,17	0,559 0,098 0,18	0,530 0,092 0,17	0,388 0,106 0,27	0,303 0,089 0,29	0,232 0,067 0,29	0,198 0,057 0,29	0,172 0,050 0,29	0,126 0,035 0,28	0,094 0,033 0,35	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	75,8 51,4 0,68 49,0	1,69 0,52 0,31						
	5-10 14	0,554 0,076 0,14	0,527 0,079 0,15	0,510 0,079 0,15	0,482 0,080 0,17	0,378 0,091 0,24	0,281 0,062 0,22	0,207 0,047 0,23	0,173 0,042 0,24	0,151 0,042 0,28	0,112 0,026 0,24	0,081 0,028 0,32	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	65,6 36,2 0,55 53,7	1,73 0,30 0,17						
	10-15 12	0,529 0,070 0,13	0,507 0,064 0,13	0,486 0,062 0,13	0,456 0,063 0,14	0,359 0,070 0,20	0,264 0,058 0,22	0,195 0,045 0,23	0,168 0,039 0,23	0,142 0,036 0,25	0,106 0,011 0,11	0,077 0,019 0,25	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	70,8 64,7 0,91 51,3	1,71 0,33 0,19						
	15-20 13	0,501 0,039 0,08	0,483 0,032 0,07	0,464 0,036 0,08	0,435 0,045 0,10	0,317 0,044 0,12	0,266 0,035 0,13	0,202 0,028 0,14	0,175 0,026 0,15	0,147 0,027 0,18	0,112 0,028 0,24	0,088 0,029 0,03	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	43,4 23,4 0,54 36,3	1,56 0,26 0,17						
	20-24 11	0,501 0,051 0,10	0,473 0,049 0,10	0,452 0,045 0,10	0,423 0,050 0,12	0,339 0,043 0,13	0,249 0,042 0,17	0,190 0,037 0,19	0,164 0,034 0,21	0,139 0,033 0,24	0,107 0,024 0,22	0,074 0,020 0,26	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	61,6 23,6 0,38 56,2	1,74 0,19 0,11						
25-50 13	0,518 0,054 0,10	0,494 0,052 0,11	0,478 0,054 0,12	0,412 0,068 0,17	0,320 0,072 0,23	0,253 0,055 0,22	0,208 0,037 0,18	0,184 0,035 0,19	0,161 0,031 0,19	0,115 0,021 0,19	0,085 0,024 0,28	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	33,4 40,7 1,22 18,6	1,27 0,47 0,37							
50-100 7	0,493 0,096 0,11	0,468 0,056 0,12	0,445 0,053 0,12	0,422 0,050 0,12	0,323 0,051 0,16	0,246 0,043 0,17	0,202 0,041 0,20	0,177 0,039 0,22	0,154 0,038 0,24	0,115 0,029 0,25	0,092 0,033 0,35	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	18,4 15,8 0,85 11,2	1,05 0,47 0,45							
Etage montagnard inférieur sur alluvions	0-5 11	0,708 0,053 0,07	0,696 0,051 0,07	0,689 0,050 0,07	0,673 0,049 0,07	0,621 0,048 0,07	0,543 0,053 0,10	0,455 0,060 0,13	0,399 0,061 0,15	0,366 0,063 0,17	0,236 0,050 0,21	0,161 0,031 0,19	0,135 0,029 0,25	0,092 0,033 0,35	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	13,1 12,7 0,98 7,1	0,85 0,54 0,64				
	5-10 11	0,627 0,051 0,06	0,620 0,052 0,08	0,612 0,053 0,09	0,600 0,053 0,09	0,548 0,060 0,11	0,475 0,063 0,13	0,394 0,061 0,16	0,337 0,067 0,17	0,298 0,067 0,19	0,215 0,055 0,26	0,163 0,050 0,31	0,135 0,029 0,25	0,092 0,033 0,35	0,069 0,028 0,32	0,047 0,024 0,18	0,036 0,024 0,14	0,028 0,018 0,12	23,0 16,2 0,70 17,4	1,24 0,35 0,28				
	10-15 10	0,600 0,051 0,06	0,586 0,051 0,09																					

Les horizons (B) d'altération, essentiellement minéraux, développés sur des arènes granitiques, présentent en moyenne des teneurs en eau volumiques relativement fortes aux abords de la saturation ($\theta_{\text{sat}} = 0.51$) et une rétention très faible aux pF élevés ($\theta_{\text{pF}4.2} = 0.085$). La courbe de rétention est caractérisée par une rapide décroissance de l'humidité volumique entre pF0.4 et pF2, la teneur en eau étant divisée par 2 entre ces deux pF. Dans ces arènes granitiques sablo-graveleuses, la macroporosité est donc nettement supérieure à la microporosité (Fig. 5.3).

Dans les horizons humifères, la rétention est forte à très forte, selon les étages. L'augmentation de la rétention, liée à la matière organique, est manifeste pour l'ensemble de la courbe de rétention. L'augmentation relative de la rétention est cependant plus forte pour les pF proches de la saturation.

Les terrains cristallins étant présents aux trois étages altitudinaux que nous avons individualisés, il est possible de mettre en évidence l'influence de la distribution latérale et verticale de la matière organique sur la rétention, à substrat égal.

Etage montagnard :	θ_{sat}			$\theta_{\text{pF}2}$			$\theta_{\text{pF}4.2}$		
	sup	moy	inf	sup	moy	inf	sup	moy	inf
AOA1 m	0.86	0	0.79	0.50	0	0.35	0.19	0	0.15
	0.05		0.06	0.08		0.05	0.04		0.03
	0		0	0		0	X		0
A1 m	0.70	0	0.63	0.42	0	0.29	0.18	0	0.13
	0.05		0.06	0.07		0.05	0.05		0.04
	0		0	0		0	0		0
B m	0.54	X	0.52	0.25	X	0.24	0.07	X	0.09
	0.04		0.03	0.04		0.04	0.05		0.03
	0.50		0.50	0.20		0.20	0.09		0.09
	0.05		0.05	0.04		0.04	0.03		0.03

0 = moyennes significativement différentes, au seuil 0.05

X = moyennes non significativement différentes, au seuil 0.05

Tab. 5.2 : Comparaison de la rétention des différents horizons de sol sur terrains cristallins, aux 3 étages altitudinaux.

Si l'on compare les teneurs en eau d'un même horizon pédologique aux différents étages (Tab. 5.2), on constate que :

* pour les horizons AOA1 et A1, les différences sont hautement significatives, ce qui est lié à des taux de matière organique également significativement différents;

* par contre, pour les horizons minéraux, pauvres en matière organique, les écarts ne sont pas significativement différents (Tab. 5.2).

Ceci montre clairement que les différences de rétention entre les groupes de la partition H2 (et donc entre les unités) sont fortement liées à la répartition spatiale de la matière organique.

ETAGE MONTAGNARD SUPERIEUR						ETAGE MONTAGNARD MOYEN						ETAGE MONTAGNARD INFERIEUR Alluvions / Terrains cristallins			FORMATIONS CRYOGENIQUES		
Sols sur		Granites			Grauwackes			Granites			Grauwackes			Ap			
Horizon		AOA1	A1	B	AOA1	A1	B	AOA1	A1	B	AOA1	A1	B	Ap		A1	B
N		7	18	5	4	14	17	30	21	14	41	15	26	35	45	119	
Q _{sat}	m	0.860	0.704	0.536	0.883	0.695	0.788	0.634	0.522	0.725	0.651	0.543	0.581	0.564	0.503	0.409	
	s	0.045	0.048	0.037	0.044	0.055	0.063	0.061	0.030	0.045	0.060	0.076	0.054	0.083	0.050	0.032	
	CV	0.052	0.068	0.069	0.050	0.080	0.081	0.097	0.057	0.062	0.093	0.141	0.092	0.147	0.100	0.077	
Q _{li-0}	m	0.851	0.697	0.524	0.872	0.686	0.763	0.623	0.509	0.719	0.637	0.529	0.572	0.543	0.481	0.394	
	s	0.042	0.049	0.032	0.041	0.057	0.058	0.060	0.029	0.043	0.060	0.076	0.052	0.086	0.048	0.032	
	CV	0.049	0.070	0.061	0.051	0.083	0.077	0.096	0.056	0.060	0.095	0.144	0.092	0.158	0.100	0.081	
Q _{pF0}	m	0.844	0.691	0.519	0.862	0.680	0.748	0.614	0.496	0.707	0.628	0.512	0.566	0.524	0.462	0.383	
	s	0.042	0.049	0.033	0.049	0.058	0.060	0.059	0.029	0.040	0.059	0.073	0.052	0.086	0.049	0.031	
	CV	0.050	0.071	0.063	0.057	0.085	0.080	0.095	0.059	0.057	0.094	0.143	0.092	0.164	0.100	0.090	
Q _{pF0.4}	m	0.820	0.679	0.507	0.839	0.666	0.723	0.591	0.481	0.688	0.610	0.498	0.555	0.494	0.425	0.362	
	s	0.038	0.048	0.030	0.050	0.055	0.063	0.056	0.033	0.033	0.059	0.074	0.049	0.085	0.055	0.035	
	CV	0.047	0.071	0.059	0.060	0.083	0.087	0.095	0.068	0.048	0.098	0.148	0.088	0.171	0.129	0.097	
Q _{pF1}	m	0.744	0.640	0.409	0.751	0.591	0.619	0.502	0.407	0.597	0.509	0.411	0.515	0.377	0.340	0.290	
	s	0.043	0.057	0.030	0.063	0.066	0.091	0.070	0.038	0.056	0.068	0.061	0.050	0.091	0.061	0.050	
	CV	0.058	0.089	0.072	0.084	0.112	0.147	0.140	0.093	0.093	0.134	0.149	0.098	0.241	0.179	0.172	
Q _{pF1.5}	m	0.589	0.557	0.304	0.645	0.506	0.437	0.379	0.307	0.508	0.400	0.328	0.443	0.285	0.258	0.216	
	s	0.062	0.068	0.036	0.094	0.066	0.076	0.054	0.039	0.079	0.067	0.049	0.042	0.072	0.051	0.047	
	CV	0.106	0.122	0.118	0.146	0.129	0.174	0.143	0.127	0.156	0.168	0.149	0.095	0.253	0.197	0.218	
Q _{pF2}	m	0.495	0.422	0.252	0.537	0.407	0.346	0.293	0.241	0.406	0.313	0.262	0.353	0.215	0.202	0.164	
	s	0.084	0.069	0.036	0.107	0.057	0.046	0.048	0.039	0.091	0.059	0.041	0.041	0.056	0.042	0.050	
	CV	0.169	0.163	0.143	0.198	0.140	0.132	0.165	0.163	0.223	0.187	0.155	0.116	0.259	0.207	0.304	
Q _{pF2.3}	m	0.423	0.353	0.229	0.451	0.352	0.308	0.255	0.209	0.352	0.281	0.233	0.310	0.183	0.175	0.142	
	s	0.096	0.058	0.034	0.103	0.056	0.054	0.048	0.035	0.088	0.050	0.037	0.042	0.048	0.038	0.048	
	CV	0.227	0.165	0.147	0.229	0.160	0.178	0.189	0.166	0.251	0.176	0.161	0.134	0.263	0.218	0.338	
Q _{pF2.7}	m	0.389	0.325	0.200	0.399	0.317	0.264	0.216	0.181	0.315	0.241	0.205	0.272	0.153	0.151	0.124	
	s	0.082	0.052	0.040	0.089	0.050	0.059	0.041	0.030	0.096	0.054	0.035	0.044	0.044	0.037	0.046	
	CV	0.211	0.160	0.199	0.223	0.159	0.222	0.187	0.166	0.303	0.223	0.169	0.160	0.278	0.247	0.369	
Q _{pF3.5}	m	0.228	0.217	0.104	0.261	0.200	0.185	0.167	0.136	0.212	0.196	0.155	0.184	0.115	0.115	0.093	
	s	0.047	0.063	0.038	0.061	0.058	0.034	0.035	0.029	0.046	0.046	0.037	0.038	0.028	0.029	0.036	
	CV	0.206	0.289	0.366	0.233	0.288	0.182	0.209	0.214	0.217	0.233	0.236	0.206	0.244	0.256	0.386	
Q _{pF4.2}	m	0.192	0.183	0.069	0.233	0.157	0.154	0.134	0.093	0.174	0.165	0.120	0.138	0.086	0.085	0.058	
	s	0.036	0.050	0.046	0.060	0.065	0.028	0.040	0.026	0.031	0.034	0.044	0.028	0.028	0.030	0.034	
	CV	0.188	0.271	0.666	0.259	0.415	0.182	0.297	0.275	0.176	0.208	0.365	0.206	0.326	0.348	0.583	
K _s	m	63.1	40.0	25.2	56.6	30.2	44.4	39.0	28.0	21.3	48.3	50.7	21.7	72.4	40.3	28.4	
	s	67.0	37.4	18.9	49.0	28.3	23.4	36.7	26.9	23.5	45.3	36.0	23.7	53.4	30.7	42.0	
	CV	1.056	0.940	0.749	0.865	0.935	0.527	0.939	0.961	1.101	0.937	0.711	1.090	0.737	0.762	1.477	
LogK _s	m	29.2	30.2	17.6	24.7	19.0	38.9	28.3	17.8	10.0	31.3	37.3	13.6	52.1	28.6	10.4	
	s	1.466	1.480	1.246	1.393	1.279	1.590	1.452	1.251	1.001	1.496	1.572	1.133	1.717	1.456	1.018	
	CV	0.598	0.292	0.394	0.680	0.436	0.228	0.334	0.443	0.614	0.430	0.368	0.316	0.406	0.406	0.685	
		0.408	0.198	0.317	0.488	0.341	0.143	0.230	0.354	0.613	0.287	0.234	0.383	0.237	0.279	0.673	

Tab. 5.3 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) des propriétés hydriques, par unité et par horizon (partition H2)

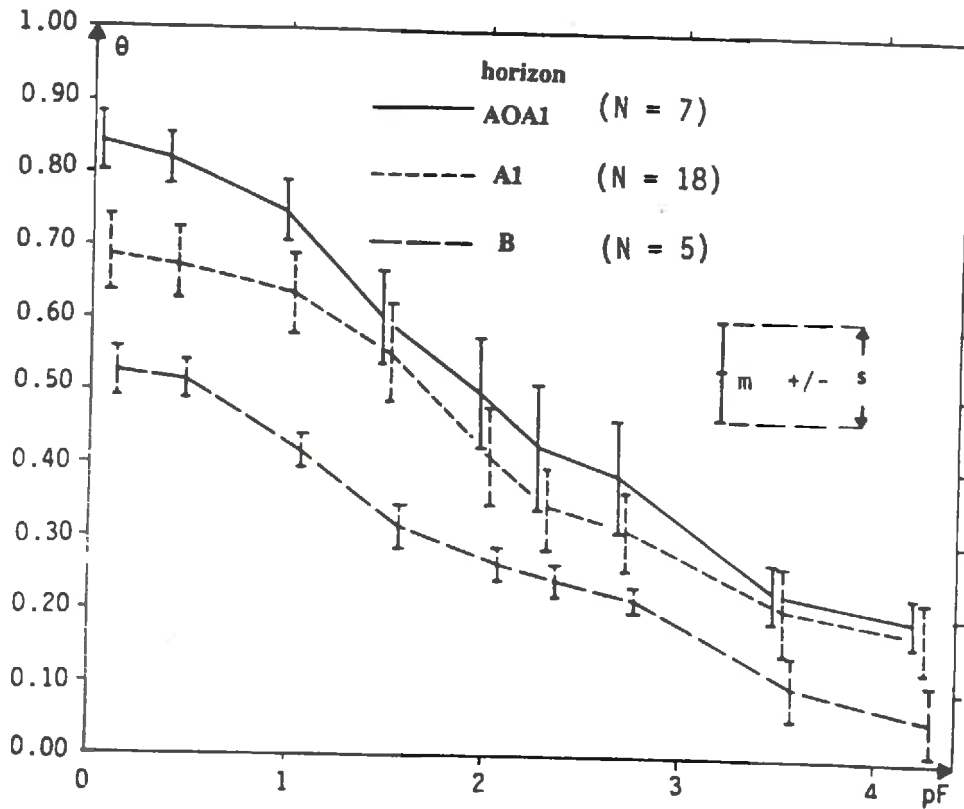


Fig. 5.2 : Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard supérieur, par horizons (partition H2)

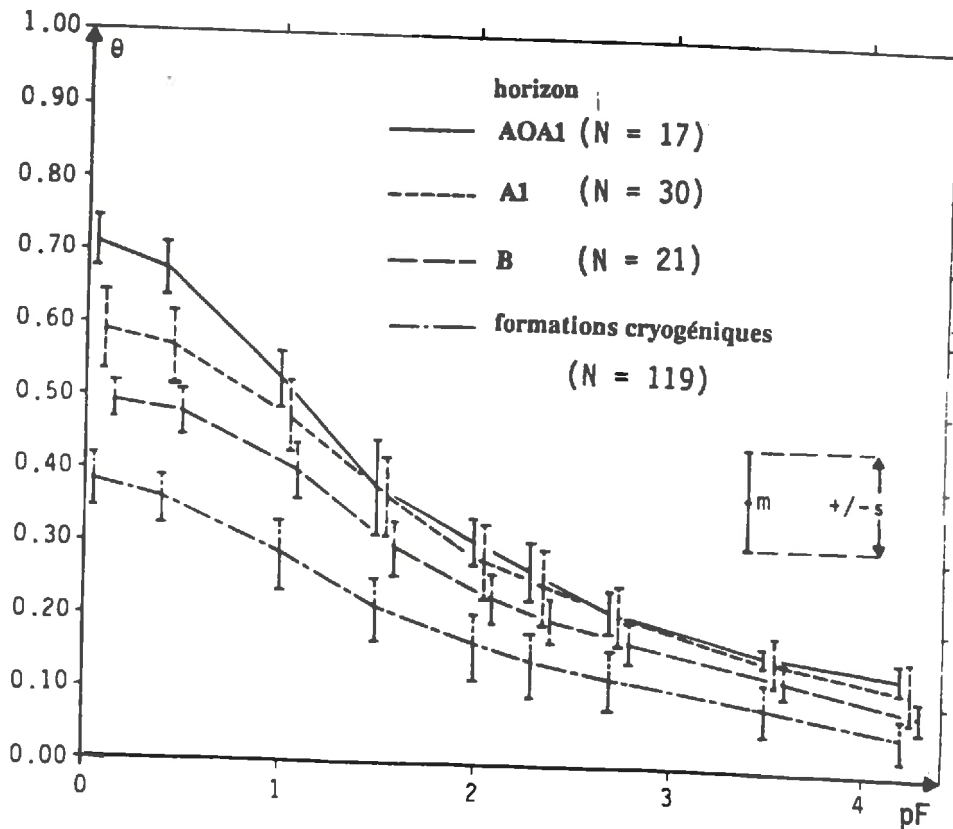


Fig. 5.3 : Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard moyen sur granites, par horizons, et des formations cryogéniques (partition H2)

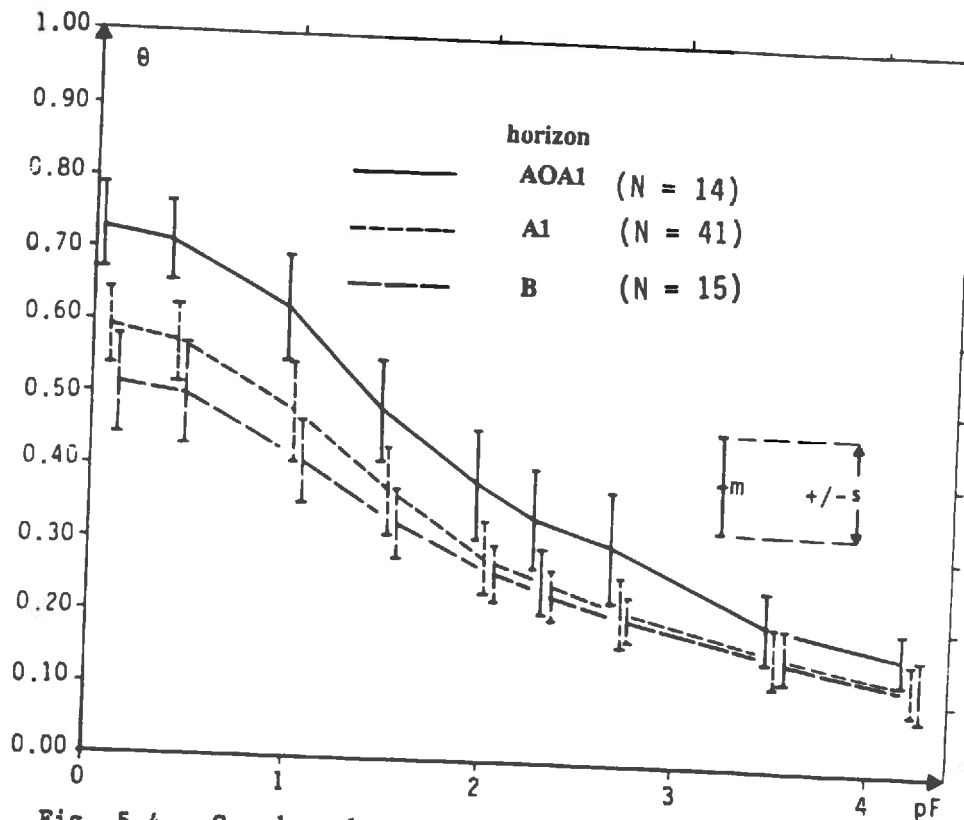


Fig. 5.4 : Courbes de rétention (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard moyen sur grauwackes, par horizons (partition H2)

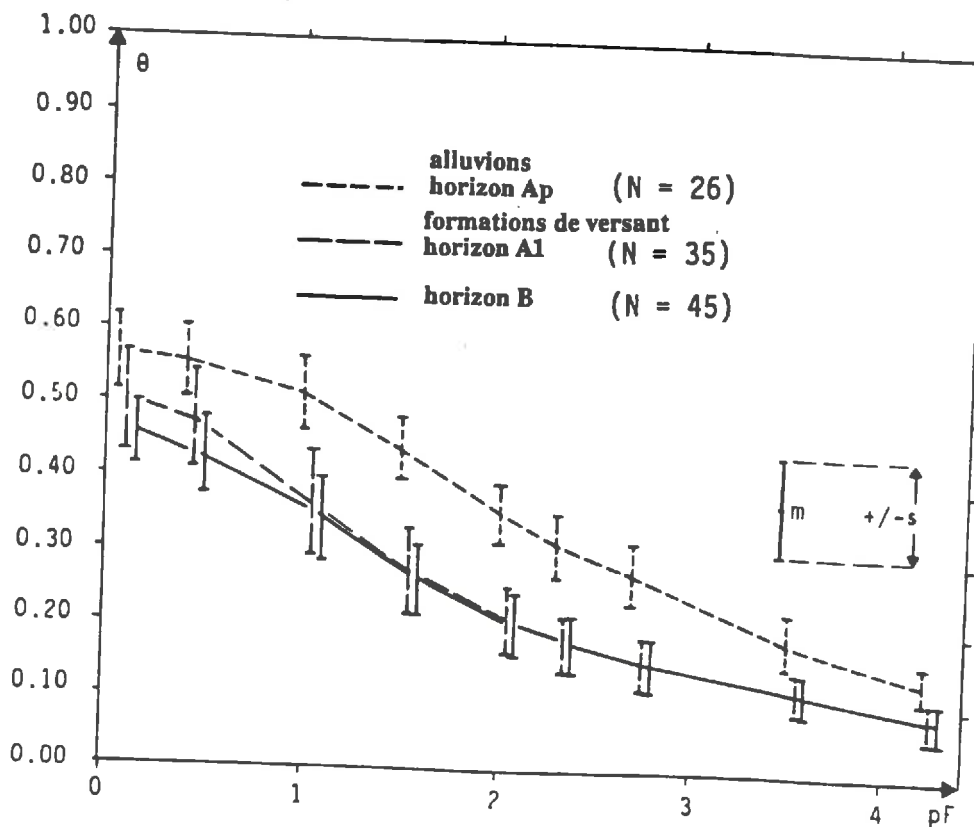


Fig. 5.5 : Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard inférieur, par horizons (partition H2)

Au sein d'une même unité (i.e. pour un étage donné), les écarts entre les courbes de rétention moyennes des différents horizons pédologiques sont d'autant plus marquées que le caractère humifère des sol est plus accentué. Ainsi les différences entre horizons sont hautement significatives aux étages montagnard supérieur et moyen (Fig. 5.2 et 5.3); par contre, à l'étage montagnard inférieur, le contraste entre horizons humifères et minéraux est peu marqué (Fig. 5.5).

* Les sols sur grauwackes :

Les altérites sur grauwackes, de texture limoneuse, présentent un pouvoir de rétention un peu supérieur dans les horizons (B) à celui des niveaux correspondants sur granites. Par contre, dans les horizons humifères, les courbes de rétention sont très voisines de celles sur granite, pour les étages montagnards moyen et supérieur (Fig. 5.4).

* Les formations alluviales se démarquent des formations de versant très caillouteuses de l'étage montagnard inférieur par une rétention plus forte, liée au faible pourcentage d'éléments lithiques et à une granulométrie relativement plus fine, en moyenne (Fig. 5.5).

* Comparaison des sols sur granites et sur grauwackes

- Les horizons humifères :

A l'étage montagnard supérieur, les horizons humifères présentent une rétention forte à tous les pF, en particulier l'horizon AoA1 ($\Theta_{\text{sat}} = 0.86$ et $\Theta_{\text{pF}4.2} = 0.19$ sur granite, $\Theta_{\text{sat}} = 0.88$ et $\Theta_{\text{pF}4.2} = 0.23$ sur grauwackes). L'horizon A1, dont le taux de matière organique demeure élevé, conserve un pouvoir de rétention important ($\Theta_{\text{sat}} = 0.70$ et $\Theta_{\text{pF}4.2} = 0.18$ sur granites, $\Theta_{\text{sat}} = 0.70$ et $\Theta_{\text{pF}4.2} = 0.16$ sur grauwackes). Les courbes de rétention moyennes sont très voisines sur granites et sur grauwackes respectivement pour les horizons AoA1 et A1 (Fig. 5.6 et tab. 5.3). L'influence de la matière organique sur la rétention est telle qu'elle rend imperceptible d'éventuelles différences introduites par la granulométrie du matériel.

A l'étage montagnard moyen, les valeurs de rétention des altérites des grauwackes sont également voisines de celles des arènes granitiques dans les horizons humifères (Fig. 5.3 et 5.4, tab. 5.3). Dans l'horizon AoA1 cependant, les teneurs en eau sur grauwackes sont supérieures de 0.02 à 0.05 à celles sur granites. Certaines valeurs sont significativement différentes, d'un point de vue statistique (Tab. 5.4). Ceci provient de ce que le gradient de la matière organique en fonction de l'altitude est très marqué à l'étage montagnard moyen. Or, les altitudes de prélèvement sont supérieures en moyenne sur les granites et, de ce fait, le taux moyen de matière organique dans l'horizon AoA1 est également supérieur dans cette unité (de 2 à 3 %, cf tab. 4.3). Par contre, les horizons A1 sur granite et sur grauwackes sont presque confondus (Tab. 5.3). On peut considérer qu'à l'étage montagnard moyen, comme à l'étage montagnard supérieur, l'influence de la matière organique "gomme" celle de la texture, dans les horizons de surface, ce qui avait déjà été noté par VIVILLE (1985) dans le sous-bassin du Ringelbach.

Les horizons minéraux :

Dans les horizons (B) d'altération, le taux de matière organique est faible et peu variable selon les unités. De ce fait, pour un même type de substrat, les propriétés hydriques des horizons minéraux sont peu différentes selon l'étage altitudinal considéré (Tab. 5.2). Par contre, pour des altérites dérivant de substrats différents, l'influence de la granulométrie des altérites sur la rétention est manifeste. Ainsi, les teneurs en eau des horizons B des granites et des grauweekes sont significativement différentes, d'un point de vue statistique (Tab. 5.4). L'augmentation de la rétention, de 2 à 5 %, est liée à la finesse du matériel (Tab. 5.5) : la texture limoneuse des altérites des grauweekes se traduit par une augmentation de la rétention aux pF élevés par rapport aux granites. On constate cependant qu'à saturation, les différences ne sont pas significatives : la macroporosité, qui résulte essentiellement de la structure pédologique, est donc relativement constante quel que soit la texture des altérites.

Etage montagnard :		θ_{sat}	$\theta_{pF0.4}$	θ_{pF2}	$\theta_{pF3.5}$	$\theta_{pF4.2}$
supérieur	AOA1	X	X	X	X	X
	A1	X	X	X	X	0
moyen	AOA1	0	0	0	0	0
	A1	X	X	X	0	0
Horizons minéraux (partition H3)		X	0	0	0	0

- X = les moyennes des horizons sur granite et sur grauweekes ne sont pas significativement différentes, au seuil 0.05
- 0 = les moyennes des horizons sur granite et sur grauweekes sont significativement différentes, au seuil 0.05

Tab. 5.4 : Comparaison de la rétention des différents horizons de sols sur terrains cristallins et sur grauweekes

Conclusion

Ainsi, les hypothèses qui sont à la base de la partition H3 (volumes sédimentaires homogènes) se trouvent confirmées : dans les horizons humifères des étages montagnards supérieur et moyen, les différences liées à la texture ne sont pas sensibles; dans les horizons minéraux au contraire, les différences texturales s'expriment en termes de rétention hydrique tandis que, pour un même type de substrat, on n'observe pas de différences significatives en fonction de l'étage altitudinal.

Comme pour la densité apparente, la répartition spatiale de la matière organique explique en grande partie les différences significatives de la rétention d'un niveau à l'autre et d'une unité à l'autre.

On note cependant un comportement différent selon le pF :

+ l'augmentation de la rétention liée à la matière organique est supérieure pour les tensions proches de la saturation : ainsi, si les différenciations verticales et latérales induites par la matière organique sont toujours nettes aux tensions proches de la saturation, ceci n'est pas toujours le cas pour les pF élevés (cf. tab. 5.2 et 5.4);

+ à l'inverse, pour les horizons minéraux, les différences texturales sont peu sensibles aux pF proches de la saturation : la macroporosité - liée essentiellement à la structure pédologique du matériel et à l'activité biologique, qui présente de ce fait un caractère ubiquiste - est donc relativement constante, pour un type de sol donné. Aux pF élevés par contre, les différences texturales s'expriment en termes de rétention : la finesse du matériel, qui augmente la microporosité, entraîne un accroissement de la rétention du matériel.

5.13. Variabilité verticale

Les profils de rétention (partition H1) à 3 tensions caractéristiques (saturation, pF2 et pF4.2) révèlent un comportement hydrique fortement contrasté lorsque la profondeur augmente, ces profils étant différents d'une unité à l'autre (Tab. 5.1 et fig. 5.7). En particulier, la variabilité verticale de la teneur en eau à saturation (ou porosité) est très forte puisqu'elle diminue de moitié entre le niveau 0-5 cm et les formations cryogéniques (Fig. 5.13).

La rétention est la plus élevée en surface, quelle que soit l'unité, et diminue rapidement dans les 15 à 20 premiers cm du profil pour se stabiliser dans les horizons minéraux. Ce comportement vertical de la rétention hydrique, lié au caractère humifères des niveaux superficiels, est une des caractéristiques majeures de notre type de milieu, déjà notée par AMIET (1980) et VIVILLE (1985). La différence entre les horizons de surface et de profondeur est cependant moins marquée lorsque le pF augmente. A pF4.2, la différenciation verticale est très faible.

L'allure de la courbe varie selon l'étage (Fig. 5.7) :

- étage montagnard supérieur : la décroissance est très forte en surface et se prolonge jusque vers 50 cm de profondeur.

- étage montagnard moyen : la plus forte variabilité verticale s'observe dans les 20 premiers cm du profil, les différents niveaux se démarquant peu l'un de l'autre au-delà de cette profondeur.

- étage montagnard inférieur : le contraste entre horizons de surface et de profondeur est moins marqué : dans les formations de versant, les différences observées entre ces niveaux sont inférieures à 0.14 à saturation et à 0.09 à pF2. Pour les alluvions, la variabilité verticale est plus accusée, ce qui provient de la nature parfois très humifère de certains sites de fond de vallée situés à l'amont de la Fecht.

Horizon :	ETAGE MONTAGNARD						HORIZON B		F.C.*	
	SUPERIEUR		MOYEN		INFERIEUR		sur :			
	AOA1	A1	AOA1	A1	Ap	A1	grauwacke/granite			
N	11	32	31	71	26	35	15	74	119	
Qsat	m	0.868	0.700	0.759	0.643	0.581	0.564	0.543	0.510	0.409
	s	0.046	0.051	0.064	0.061	0.054	0.083	0.076	0.032	0.032
	CV	0.053	0.073	0.084	0.095	0.092	0.147	0.141	0.090	0.077
Qh=0	m	0.858	0.692	0.743	0.631	0.572	0.543	0.529	0.492	0.394
	s	0.044	0.053	0.057	0.060	0.052	0.086	0.076	0.045	0.032
	CV	0.051	0.076	0.076	0.096	0.092	0.158	0.144	0.092	0.081
QpF0	m	0.850	0.686	0.729	0.622	0.566	0.524	0.512	0.476	0.383
	s	0.046	0.053	0.056	0.059	0.052	0.086	0.073	0.047	0.031
	CV	0.054	0.078	0.076	0.096	0.092	0.164	0.143	0.099	0.090
QpF0.4	m	0.827	0.673	0.707	0.602	0.555	0.494	0.498	0.446	0.362
	s	0.044	0.052	0.055	0.059	0.049	0.085	0.074	0.047	0.035
	CV	0.053	0.077	0.077	0.098	0.088	0.171	0.148	0.127	0.097
QpF1	m	0.747	0.618	0.609	0.506	0.515	0.377	0.411	0.364	0.290
	s	0.051	0.066	0.078	0.069	0.050	0.091	0.061	0.063	0.050
	CV	0.069	0.106	0.128	0.137	0.098	0.241	0.149	0.172	0.172
QpF1.5	m	0.609	0.535	0.469	0.391	0.443	0.285	0.328	0.275	0.216
	s	0.080	0.071	0.085	0.063	0.042	0.072	0.049	0.052	0.047
	CV	0.132	0.133	0.182	0.161	0.095	0.253	0.149	0.190	0.218
QpF2	m	0.510	0.415	0.373	0.305	0.353	0.215	0.262	0.216	0.164
	s	0.095	0.064	0.076	0.055	0.041	0.056	0.041	0.045	0.050
	CV	0.186	0.155	0.203	0.182	0.116	0.259	0.155	0.210	0.304
QpF2.3	m	0.434	0.353	0.327	0.270	0.310	0.183	0.233	0.188	0.142
	s	0.100	0.057	0.075	0.051	0.042	0.048	0.037	0.041	0.048
	CV	0.230	0.163	0.228	0.187	0.134	0.263	0.161	0.215	0.338
QpF2.7	m	0.393	0.322	0.287	0.231	0.272	0.159	0.205	0.163	0.124
	s	0.085	0.051	0.081	0.050	0.044	0.044	0.035	0.033	0.046
	CV	0.216	0.160	0.284	0.218	0.160	0.244	0.169	0.242	0.369
QpF3.5	m	0.240	0.210	0.197	0.184	0.184	0.115	0.155	0.120	0.093
	s	0.055	0.061	0.042	0.044	0.038	0.028	0.037	0.032	0.036
	CV	0.229	0.292	0.212	0.239	0.206	0.244	0.236	0.263	0.386
QpF4.2	m	0.207	0.172	0.163	0.152	0.138	0.086	0.120	0.086	0.058
	s	0.050	0.059	0.031	0.040	0.028	0.028	0.044	0.031	0.034
	CV	0.244	0.340	0.185	0.261	0.206	0.326	0.365	0.354	0.583
Ks	m	60.8	35.6	34.0	44.4	21.7	72.4	50.7	35.8	28.4
	s	60.9	34.0	26.1	42.1	23.7	53.4	36.0	29.7	42.0
	CV	1.003	0.956	0.768	0.948	1.090	0.737	0.711	0.828	1.477
	mG	27.5	24.7	21.1	30.0	13.6	52.1	37.3	24.1	10.4
LogKs	m	1.440	1.392	1.324	1.477	1.133	1.717	1.572	1.383	1.018
	s	0.630	0.376	0.533	0.393	0.434	0.406	0.368	0.427	0.685
	CV	0.438	0.270	0.403	0.266	0.383	0.237	0.234	0.309	0.673

(*) F.C. = formations cryogéniques

Tab. 5.5 : Valeurs moyennes (m), écarts-type (s) et coefficients de variation (CV) des propriétés hydriques, par types de "volumes sédimentaires homogènes" (partition H3)

5.1.4. Variabilité latérale

D'une manière générale, pour l'ensemble des unités, la variabilité latérale diminue avec la profondeur, quel que soit le pF.

* Etage montagnard supérieur (Fig. 5.2) : la dispersion des teneurs en eau est la plus forte dans les horizons humifères, les valeurs de s et CV étant du même ordre de grandeur sur granites et sur grauwackes (Fig. 5.6, tab. 5.1).

L'étage montagnard supérieur constitue une unité bien individualisée tant par les valeurs moyennes que par la dispersion des propriétés hydriques. La variabilité est relativement plus forte en surface qu'en profondeur, surtout aux pF intermédiaires. En termes de CV, la variabilité est moyenne à faible, pour les pF proches de la saturation.

* Etage montagnard moyen (Fig. 5.3 et 5.4)

A cet étage, la dispersion des teneurs en eau volumique diminue avec la profondeur, quel que soit le pF (Fig. 5.7). Les écarts-type des distributions de θ sont voisins sur granites et sur grauwackes (en particulier pour l'horizon A1 qui comporte un nombre élevé d'échantillons) : dans les horizons humifères, la dispersion semble donc indépendante du substrat; on peut donc rapprocher la forte variabilité de l'humidité observée dans les horizons humifères (et sa diminution avec la profondeur) de la variation spatiale également importante de la matière organique dans les couches superficielles.

Dans les horizons B, l'écart-type est plus faible. Cependant, sur grauwackes, la dispersion est plus importante que sur granite : ceci peut être mis en relation avec l'hétérogénéité du matériel d'un point de vue granulométrique (alternances de bancs de composition granulométrique différente, cf § 4.1).

* Etage montagnard inférieur (Fig. 5.5) :

Comme aux autres étages, l'écart-type de la distribution diminue avec la profondeur quel que soit le pF. Cependant l'ordre de grandeur de s n'est pas le même pour les formations de versant et les alluvions :

+ sur alluvions, s varie de 0.054 à 0.028 et diminue régulièrement lorsque le pF augmente.

+ dans les formations de versant, s est relativement plus élevé ($0.069 > s > 0.027$). L'augmentation de la dispersion peut être liée à la teneur élevée en éléments lithiques et à la variabilité qui en découle (la répartition des éléments lithiques présentant un caractère aléatoire).

D'une manière générale, quelle que soit l'unité, la dispersion des données de rétention diminue en fonction de la profondeur et, pour un niveau donné du profil, elle est maximale dans la portion moyenne de la courbe de rétention ($1 < pF < 2.3$). En termes de coefficients de variation, la variabilité est faible à moyenne, les plus faibles valeurs de CV étant celles des pF proches de la saturation, en relation avec des valeurs moyennes élevées.

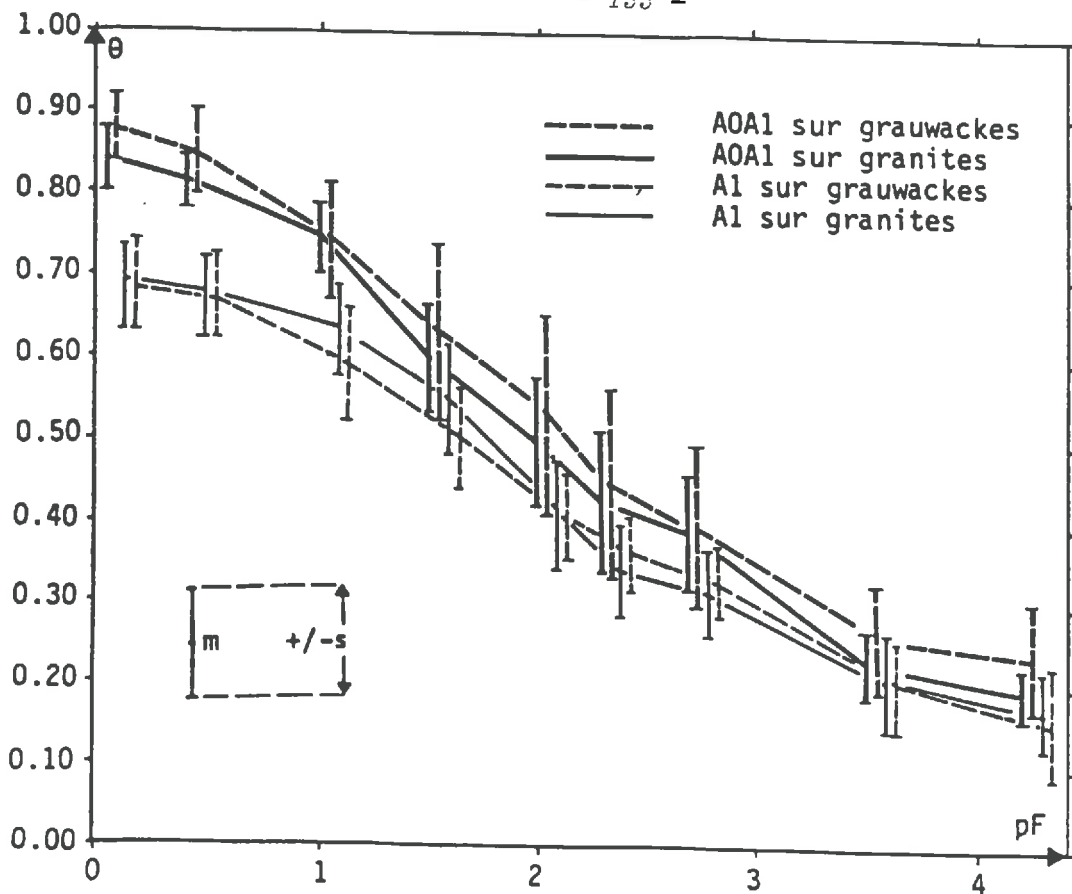


Fig. 5.6 : Comparaison des horizons AoA1 et A1 de l'étage montagnard supérieur sur terrains cristallins et sur grauwackes

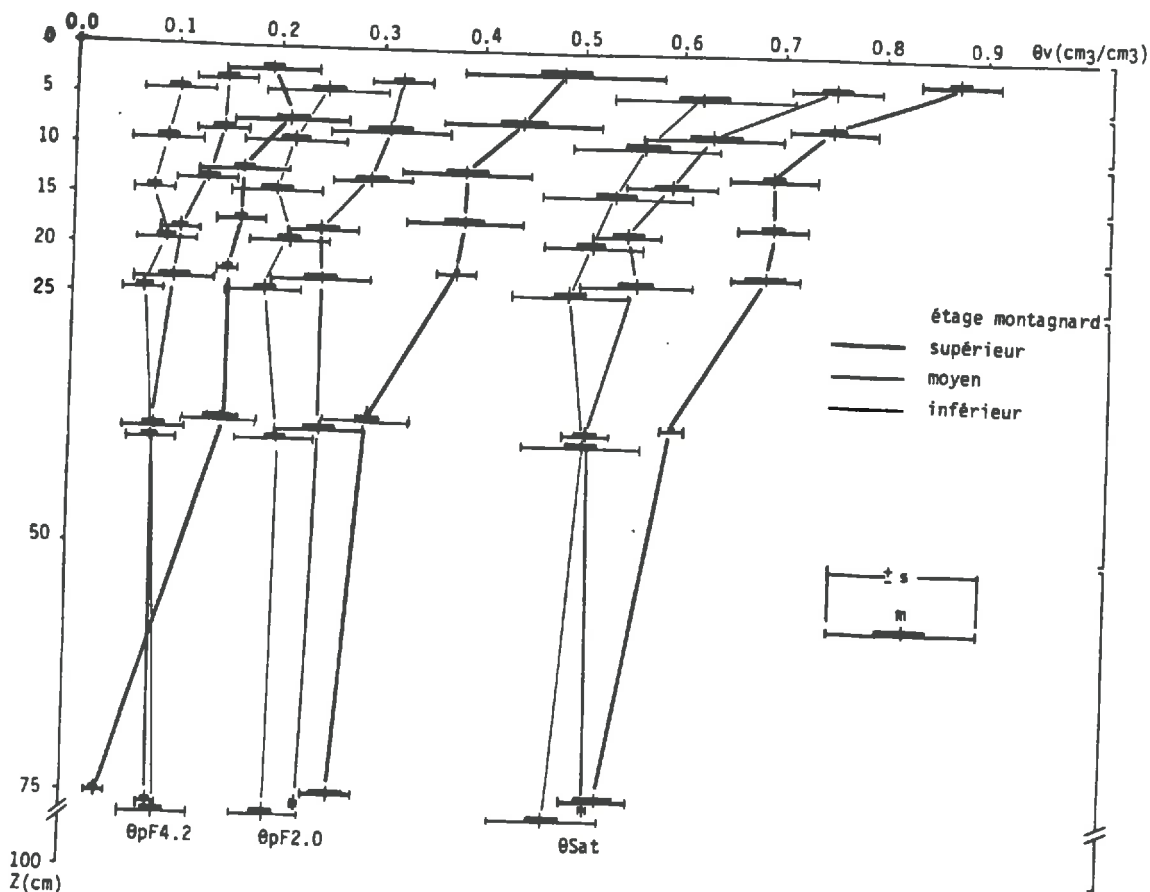


Fig. 5.7 : Profils de 3 teneurs en eau caractéristiques (θ_{sat} , θ_{pF2} et $\theta_{pF4.2}$) des différents étages altitudinaux, sur terrains cristallins

5.1.5. L'hystérèse :

Les courbes de rétention en phase de sorption ont été mesurées sur 27 échantillons représentatifs des différents types de milieu du bassin (Ann. II, tab. II.1). Les mesures ont été effectuées depuis pF 2.7 jusqu'à saturation sur des échantillons non remaniés, séchés à l'air, par la méthode du bac à sable et à kaolin, en utilisant un protocole inverse de celui utilisé en phase de désorption. Ces mesures sont faites sur les mêmes échantillons qu'en phase de désorption; on détermine ainsi les "branches principales" de l'hystérèse.

Pour les arènes granitiques, l'écart entre les 2 branches est élevé : dans ces sables grossiers, l'"effet de la bouteille d'encre", qui constitue une des causes essentielles de l'hystérèse (HENIN, 1976), est très marqué (Fig. 5.8, a). L'écart maximal s'observe vers pF 1.5 où il atteint jusqu'à 0.20, les valeurs en phase de sorption et de désorption étant voisines à saturation et à pF 2.7. L'écart entre les deux branches de l'hystérèse est d'autant plus marqué que les sols sont plus riches en matière organique (Fig. 5.8 a, ann. II, tab. II.1) : la matière organique présente donc un comportement particulier lorsqu'on la réhumecte.

Pour les altérites des grauweekes, les différences des teneurs en eau entre les deux branches, à un pF donné, sont moins fortes, ce qui est lié à la finesse du matériel constitutif (qui favorise donc l'ascension capillaire). L'écart maximal entre les deux branches s'observe vers pF 1 et il atteint 0.05 à 0.10 (Fig. 5.8, b). Dans les arènes litées, caractérisées par un enrichissement en argiles, et dans l'ensemble des formations cryogéniques, de faible porosité totale, ces différences sont encore plus faibles, de l'ordre de 0.05 au maximum (Fig. 5.8, c et d).

La teneur en eau à saturation θ_{sat} des courbes de rétention en phase de sorption est dans tous les cas légèrement inférieure à θ_{sat} obtenu en phase de désorption. On peut envisager plusieurs raisons à cet écart :

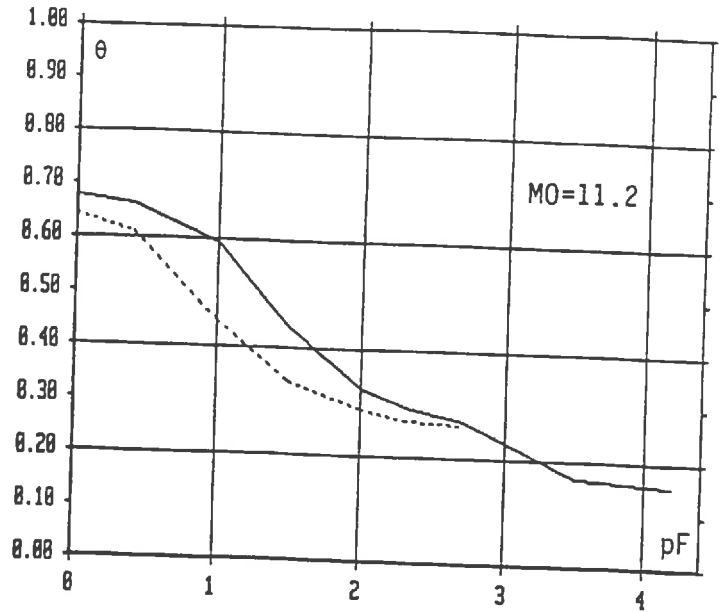
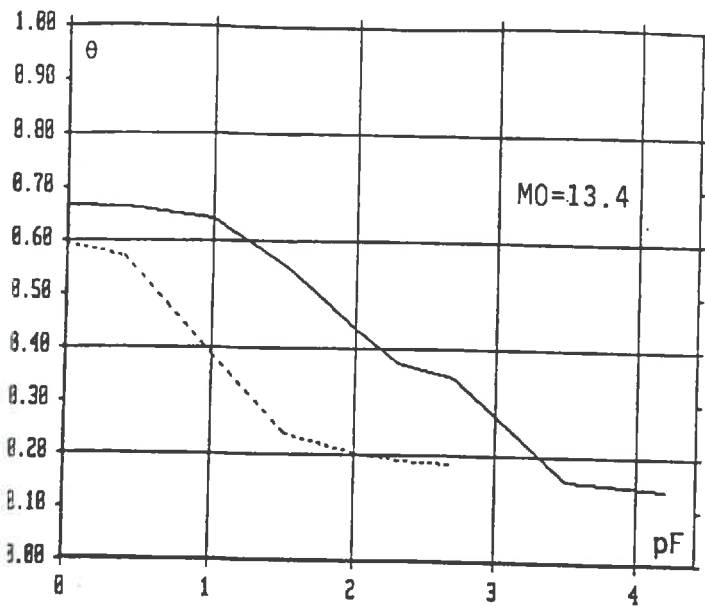
* un tassement de l'échantillon, lié à plusieurs phases de sorption-désorption consécutives; cependant, on ne constate pas de variation notable du volume de l'échantillon contenu dans les cylindres, ce qui permet de rejeter cette hypothèse;

* l'état de saturation initial de l'échantillon :

- les échantillons prélevés sur le terrain, en vue de la détermination de la courbe de rétention en phase de désorption (série principale N=444), sont toujours relativement humides, avant qu'on les mette à saturer;

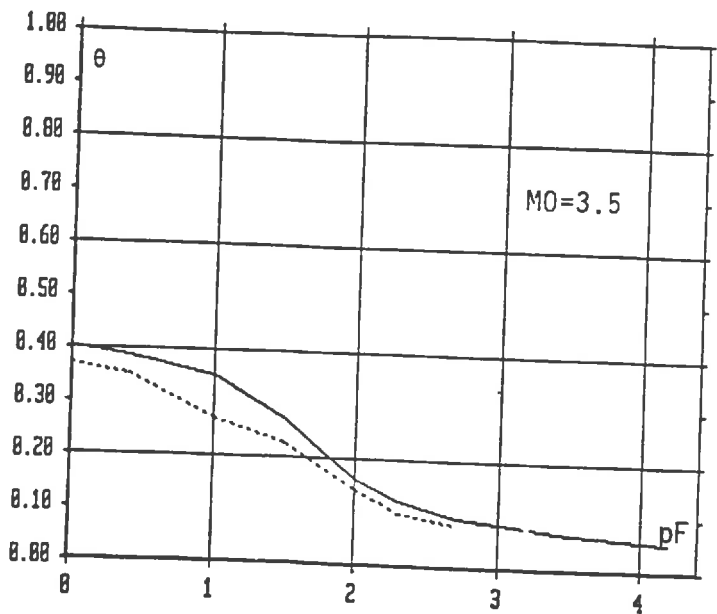
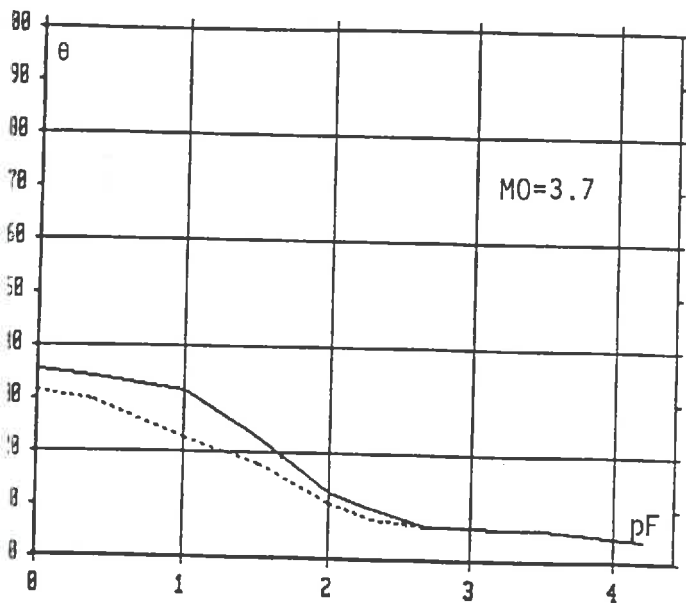
- les mêmes échantillons, utilisés en phase de sorption, ont été séchés à l'air pendant au minimum 15 jours : ils sont donc très secs au départ de la manipulation.

Or, le protocole opératoire utilisé pour saturer l'échantillon est identique dans les deux cas. C'est donc bien l'état de saturation initial qui est déterminant. Les valeurs supérieures de θ_{sat} obtenues en "phase de désorption" montrent qu'on s'approche de la saturation totale de l'échantillon (sans que l'on sache toutefois si elle est effectivement atteinte). D'un point de vue opérationnel, il semble donc prudent de procéder à plusieurs phases d'humectation-désorption pour déterminer la courbe de rétention en phase de désorption, afin d'atteindre la "saturation maximale" (qui correspond dans ce cas à la porosité "vraie" du matériel).



a) Sol brun acide sur granite
Echantillon GFT 5-10 cm, hor. A1
Site Gazon de Faite (alt. 1230m)

b) Sol brun acide sur grauwackes
Echantillon LDS 15-20 cm, hor. A1
Site Landersen (alt. 841 m)



c) Arènes litées re
Echantillon GA2 -90 cm
Site Gaschney (alt. 735 m)

d) Arène en place
Echantillon BRT - 400 cm
Site Breitenbach (alt. 540m)

Fig. 5.8 : Courbes de rétention en phase de sorption et de désorption

La courbe en phase de sorption mesurée constitue, nous l'avons dit, la branche extrême de l'hystérèse. Il semble donc que dans ce cas, la saturation totale ne soit pas atteinte; les raisons de cette saturation imparfaite sont alors les mêmes que celles qui expliquent l'hystérèse :

* l'effet de la bouteille d'encre

* la présence d'air piégé dans les pores

* la faible mouillabilité de la matière organique : on constate en effet que l'écart entre les valeurs de Θ_{sat} en phase de sorption et de désorption sont d'autant plus marquées que l'échantillon est plus riche en matière organique (échantillons de surface; ann. II, tab. II.1 et fig. 5.8). Une étude concernant les propriétés hydriques de la matière organique et, plus particulièrement, la mouillabilité de l'humus est en cours par J.L. MONNON dans le cadre du CEREG.

Les écarts observés entre les branches de l'hystérèse, entre pF1 et 2.7 sont supérieurs à la variabilité des formations correspondantes : l'hystérèse ne peut donc pas être négligée, d'autant que les écarts maximaux s'observent dans la gamme des tensions habituellement rencontrées dans les conditions naturelles. Le comportement hystérétique des sols et des formations superficielles est donc un problème supplémentaire à résoudre pour la mise en oeuvre des modèles de simulation hydrodynamique.

Cependant, les relations $\Theta(h)$ ainsi déterminées constituent des courbes enveloppes entre lesquelles évolue l'eau du sol dans les conditions naturelles, en fonction de son histoire hydrique. La saturation étant rarement atteinte et les situations de sécheresse étant rares dans notre milieu, les différences entre phases de sorption et de désorption sont sans doute moins marquées dans la nature que dans les conditions extrêmes imposées au laboratoire. L'étude du comportement hystérétique des sols et des formations superficielles du bassin de la Fecht mérite d'être poursuivie, d'une part, pour préciser, sur un nombre suffisant d'échantillons, l'ordre de grandeur et la variabilité spatiale de la rétention en phase de sorption, d'autre part, du fait des enseignements qu'on peut en retirer quant à la géométrie du milieu poreux et aux propriétés hydriques de l'humus.

5.2. LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE

Dans cette partie, nous étudierons la distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation, mesurée sur les 444 échantillons, et nous caractériserons la courbe de conductivité hydraulique des principaux types de formations du bassin, mesurée sur 39 monolithes de sol.

5.2.1. La conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique à saturation K_s , mesurée dans le sens vertical, présente des valeurs élevées, de l'ordre de plusieurs dizaines de cm/h en moyenne, dans toutes les formations du bassin, à l'exception de certains niveaux cryogéniques. De plus, la dispersion de K_s est très forte.

La loi de distribution

Pour chacun des 9 volumes sédimentaires homogènes de la partition H3, on a déterminé la loi de distribution de la conductivité hydraulique à saturation. De l'ensemble des variables étudiées, K_s est la seule qui présente une distribution log-normale (Fig. 5.9). Un tel résultat est conforme aux observations d'autres auteurs (VAUCLIN, 1982; VIVILLE, 1985), qui constatent que les variables "dynamiques" sont log-normalement distribuées. C'est pourquoi on utilise, plutôt que la moyenne arithmétique et l'écart-type des valeurs réelles de K_s , les paramètres statistiques qui se réfèrent aux propriétés de la loi log-normale: la moyenne géométrique m_G , ainsi que la moyenne m_L , l'écart-type s_L et le coefficient de variation $CV_L = s_L/m_L$ des valeurs de $\text{Log}_{10}(K_s)$.

Variabilité verticale

La différenciation verticale de K_s est peu marquée en surface. Si l'on note une tendance à la diminution des valeurs moyennes de K_s en fonction de la profondeur, l'écart-type des distributions dans les niveaux de surface est tel qu'on ne peut pas toujours considérer ces moyennes comme significativement différentes. Les valeurs les plus élevées s'observent néanmoins dans les horizons superficiels, là où l'activité biologique est responsable de la présence de conduits naturels ou d'autres accidents favorisant la circulation de l'eau. Les profils de conductivité sont peu variables d'une unité à l'autre, quel que soit le substrat (Tab. 5.1).

Cependant, dans les formations cryogéniques, on observe des valeurs remarquables de K_s - nettement plus faibles que dans les autres types de dépôts - à rapprocher du mode de mise en place et de l'évolution de ces sédiments (cf. § 5.3, fig. 5.14).

Variabilité latérale

Les écart-type sont élevés pour l'ensemble des unités, aux différents niveaux; cependant, en surface les dispersions sont les plus importantes. Les valeurs de s diminuent avec la profondeur mais demeurent fortes. Les distributions de K_s dans les différents niveaux, mais aussi dans les différentes unités, se recouvrent largement.

Ceci s'explique si l'on sait que la conductivité hydraulique à saturation dépend essentiellement, dans ces milieu filtrants, de la macroporosité. Celle-ci est liée à la présence d'accidents (fissures, trous de lombrics, racines pourries, macropores) dont la fréquence est supérieure en surface, du fait de l'activité biologique. Ceci explique que K_s ne dépend pas directement de la granulométrie du matériel.

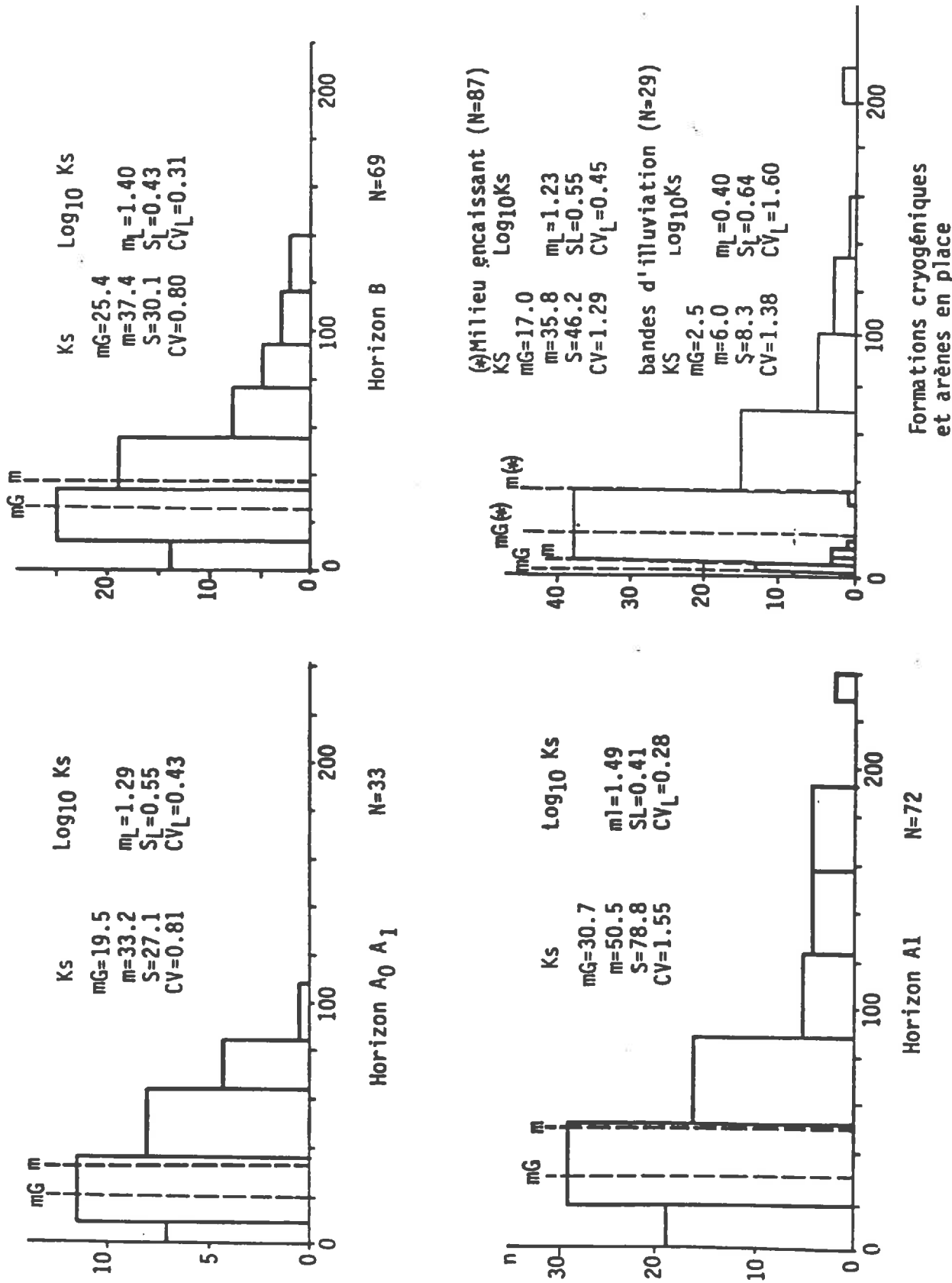


Fig. 5.9 : Distributions statistiques de la conductivité hydraulique à saturation des horizons humifères de l'étage montagnard moyen, de l'horizon B sur terrains cristallins et des formations cryogéniques

En termes de CV, la variabilité de Ks est forte, ce qui est conforme aux résultats bibliographiques. Mais il est nécessaire de souligner que la distribution est log-normale et donc asymétrique de part et d'autre de la moyenne géométrique mG. Quant à Log10 Ks, sa variabilité, mesurée par CVL = sL/mL, est généralement moyenne, selon les critères de VAUCLIN (1982).

Interprétation

La conductivité hydraulique à saturation est faiblement différenciée dans les différentes unités du bassin, tant en moyenne qu'en dispersion : dans l'ensemble des unités, les valeurs mesurées sont très élevées, de l'ordre de plusieurs dizaines de cm/h, et leur dispersion est très forte puisque les valeurs individuelles s'échelonnent entre quelques cm/h et plus de 100 cm/h. Les valeurs moyennes de Ks diminuent avec la profondeur.

Si l'on compare ces résultats à la bibliographie, on constate que certains auteurs observent des valeurs voisines, pour des sols de texture très variée. Ainsi TOPP & al. (1980) ont déterminé, pour des sols sableux, de texture plus ou moins grossière, des conductivités hydrauliques à saturation comprises entre 1 et 90 cm/h. Ces valeurs sont comparables à celles des arènes granitiques du bassin de la Fecht, mesurées lors d'études antérieures (REUTENAUER, 1982, 1983; VIVILLE, 1985). MEHUYS & al. (1976) observent des conductivités du même ordre de grandeur dans des sols limoneux (20 < Ks < 100 cm/h) et BONELL & al. (1980) des valeurs de Ks supérieures à 100 cm/h dans des sols argileux.

Par contre, d'autres auteurs ont déterminé des valeurs relativement plus faibles. Dans une même gamme de valeurs, citons entre autres, pour une finesse croissante du matériel :

- HAVERKAMP & al. (1978), qui observent des valeurs de Ks = 8.7 cm/h pour un sol sableux (sable fin) et qui trouvent des valeurs de Ks comprises entre 0.5 et 17.0 cm/h pour un sol limoneux (limons grossiers)
- BOUCEK & al. (1982) qui notent une valeur de Ks = 7.6 cm/h dans des sols argileux.

On trouve cependant des valeurs de Ks très nettement inférieures aux deux ensembles de résultats cités, en particulier dans des formations argileuses.

De cette rapide revue bibliographique, il ne se dégage pas de résultats généraux. On constate néanmoins que la texture du matériel ne semble pas être déterminante.

On peut rapprocher ces observations d'autres travaux menés en physique du sol : la recherche de corrélations entre Ks et des variables physiques du matériel - en particulier la granulométrie et le taux de matière organique (BLOEMEN, 1980) - donne en règle générale des résultats peu satisfaisants. Ceci s'explique si, comme l'ont noté BYERS & al. (1983), on admet que le facteur prépondérant qui influe sur la conductivité hydraulique à saturation est la structure du matériel. En effet, en écoulement saturé, la contribution des macropores est déterminante. La macroporosité résulte essentiellement de la structuration pédologique en agrégats et de la bioturbation, qui sont indépendantes de la texture du sol.

Les valeurs observées dans le bassin de la Fecht, comptent parmi les plus fortes de la bibliographie dépouillée. La forte variabilité constatée, n'est cependant pas exceptionnelle et s'apparente aux résultats d'autres auteurs.

Comme dans le bassin de la Fecht (VIVILLE, 1985), différents auteurs constatent une diminution de K_s en fonction de la profondeur. C'est le cas notamment de MEHUYS & al. (1976) pour des sols limoneux et de BONELL & al. (1980) pour des sols argileux.

Pour un niveau donné du profil, BYERS & al. (1983) n'observent pas de différences notables et concluent que K_s est isotrope pour une profondeur donnée. Ces résultats, comparables aux nôtres, traduisent également l'influence de la structure du milieu : en effet, la macroporosité et la fréquence des accidents biologiques décroît lorsque la profondeur augmente, tandis qu'à une profondeur donnée elles sont relativement constantes pour un type de sol donné.

La forte variabilité de K_s est à rapprocher de l'aspect sporadique de la distribution des macropores dont l'inclusion dans les échantillons revêt un caractère aléatoire.

Ainsi, la structure du matériel (lorsqu'elle existe) est le facteur essentiel qui conditionne la distribution de la conductivité hydraulique à saturation : l'ubiquité des accidents biologiques et du système fissural, pour les types de sols considérés, expliquent l'ordre de grandeur et la variabilité spatiale de K_s . La structure du matériel est généralement difficile à appréhender; cependant, nous verrons, dans le cas des formations cryogéniques (cf. § 5.3), qu'il est possible d'établir des relations qualitatives entre la conductivité hydraulique à saturation et l'organisation du milieu poreux.

5.2.2. La courbe de conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique des matériaux poreux varie en fonction de son état de saturation. K_s représente la conductivité hydraulique qui est atteinte lorsque le sol est saturé, de telles conditions étant exceptionnelles ou de courte durée dans notre milieu (à l'exception des zones saturées dans le fond de certains vallons).

Pour prédire les flux hydriques dans les sols, il est nécessaire de connaître l'ensemble de la courbe de conductivité hydraulique, qui exprime l'aptitude du sol à transmettre l'eau en fonction de son état de saturation. Dans ce paragraphe, nous décrirons rapidement le comportement des principaux types de formations du bassin en termes de conductivité hydraulique, à partir des courbes expérimentales de 39 monolithes de sol et de formations superficielles.

Pour les sols sur arènes granitiques, la relation $K(h)$ présente deux caractéristiques principales (Fig. 5.10) :

* des valeurs de K très élevées à l'origine de la courbe de conductivité hydraulique, quelle que soit la profondeur, en relation avec la texture grossière du matériel et sa forte macroporosité : en coordonnées logarithmiques, ces fortes valeurs de K se manifestent par un palier à l'origine de la courbe;

* une chute brutale de K au-delà de ce palier ($K = 10E-3$ cm/h à pF_2), liée à la faible part de la microporosité du matériel.

Les sols sur grauwackes présentent un comportement hydrodynamique nettement distinct et s'individualisent bien sur la figure 5.10 : la pression d'air est plus élevée et le palier à l'origine de la relation $\text{Log}_{10}(K(pF))$ est plus marqué. Au-delà, la conductivité hydraulique demeure plus soutenue lorsque le pF augmente ($K = 10 \text{ E-2 cm/h}$ à pF2). Ces différences de comportement sont à rapprocher de la texture plus fine du matériel. Par contre, le comportement à l'origine, où les valeurs de K sont très élevées, est très semblable à celui des sols sur granite.

Les sols sur grès, présentent une conductivité plus faible que les types précédents, pour les pF inférieurs à 1 : dans ces podzols, la structure particulaire et la texture du matériel, constitué de sables bien calibrés, ménageant peu de vides entre les particules, concourent à réduire la macroporosité et donc la conductivité aux abords de la saturation. Par contre, au-delà de pF 1, la conductivité chute très fortement, jusqu'à devenir négligeable à partir de pF2 ($K = 10 \text{ E-3 cm/h}$ à pF2), du fait de la texture grossière du matériel.

* Les formations cryogéniques : l'illuviation d'argile se traduit par une nette diminution de la macroporosité : les valeurs de K proches de la saturation (y compris K_s) sont nettement inférieures à celles des autres types de matériaux. Par contre, au delà de pF2 la conductivité devient supérieure à celle des arènes susjacentes, du fait d'une microporosité plus importante.

On peut résumer le comportement des principaux types de matériaux du bassin de la manière suivante :

* aux abords de la saturation : les sols sur grauwackes et sur granites présentent des conductivités très fortes, de l'ordre de plusieurs dizaines de cm/h qui proviennent d'une forte macroporosité induite notamment par l'action biologique; elles s'opposent aux valeurs plus faibles des sols sur grès, à structure particulaire, et à celles des bandes d'illuviation des arènes litées, de très faible macroporosité.

* au-delà de pF1, la conductivité diminue très fortement pour les sols sur granites et sur grès, de texture grossière, tandis que pour les grauwackes, de texture plus fine, la décroissance est moins rapide. Pour les bandes d'illuviation des arènes litées, les faibles valeurs de la conductivité hydraulique à saturation et la diminution moins rapide de K, liée à une forte microporosité, concourent à rendre moins marquée l'opposition entre les 2 portions de la courbes.

5.3. LES PROPRIETES HYDRIQUES DES FORMATIONS CRYOGENIQUES

Sur le terrain, on constate que certains niveaux cryogéniques sont le siège d'une rétention hydrique ou d'écoulements préférentiels lors des épisodes très humides (fonte des neiges ...). Ces observations ont orienté nos recherches vers l'étude du comportement hydrique de ces milieux poreux particuliers. On peut ainsi montrer que les propriétés hydriques des formations cryogéniques reflètent nettement le rôle joué par les structures cryogéniques héritées : indépendamment du substrat géologique, l'action du gel est en grande partie responsable du comportement hydrique de ces formations (OH, REUTENAUER & MERCIER, 1987). La structuration par le gel, en particulier la pression exercée par le gonflement des lentilles de glace lors des engels, s'est accompagné de la consolidations du matériel, ce qui a permis la conservation des accidents cryogéniques.

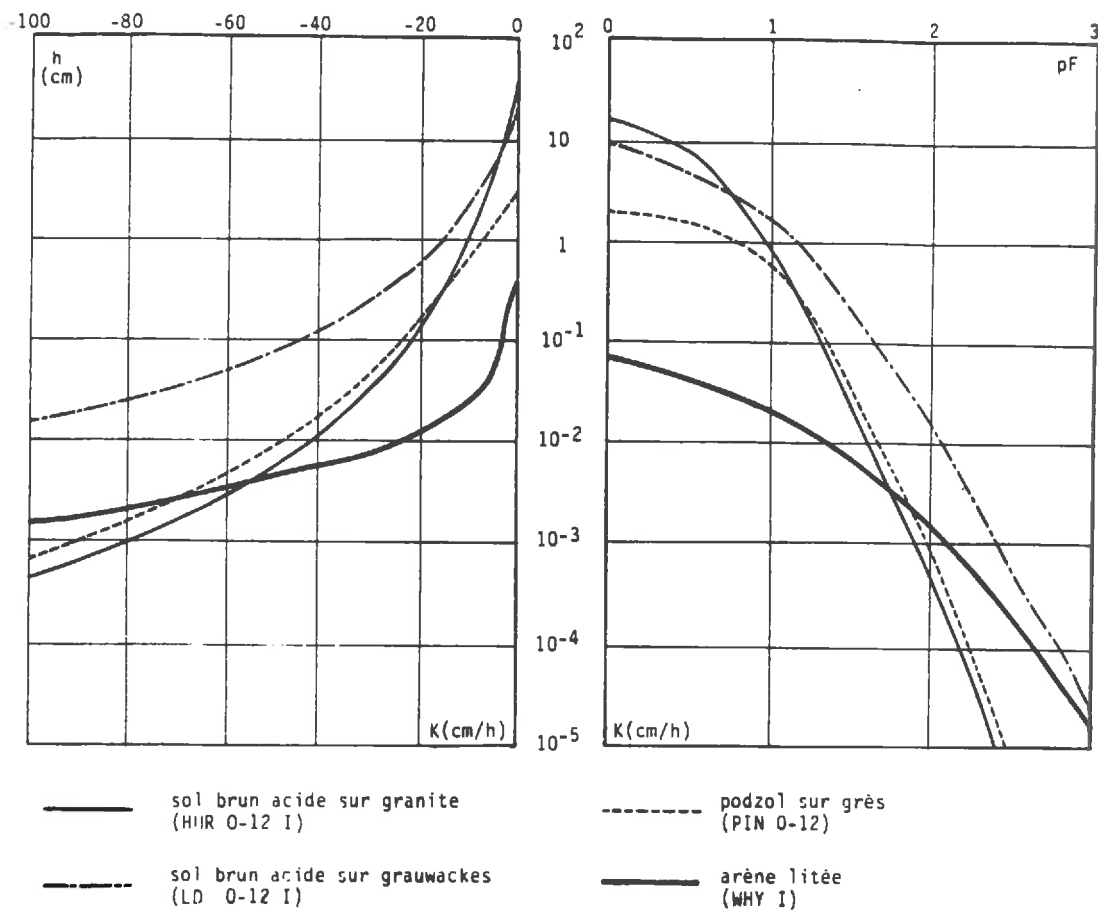


Fig. 5.10 : Courbes de conductivité hydraulique des principaux types de formations du bassin de la Fecht

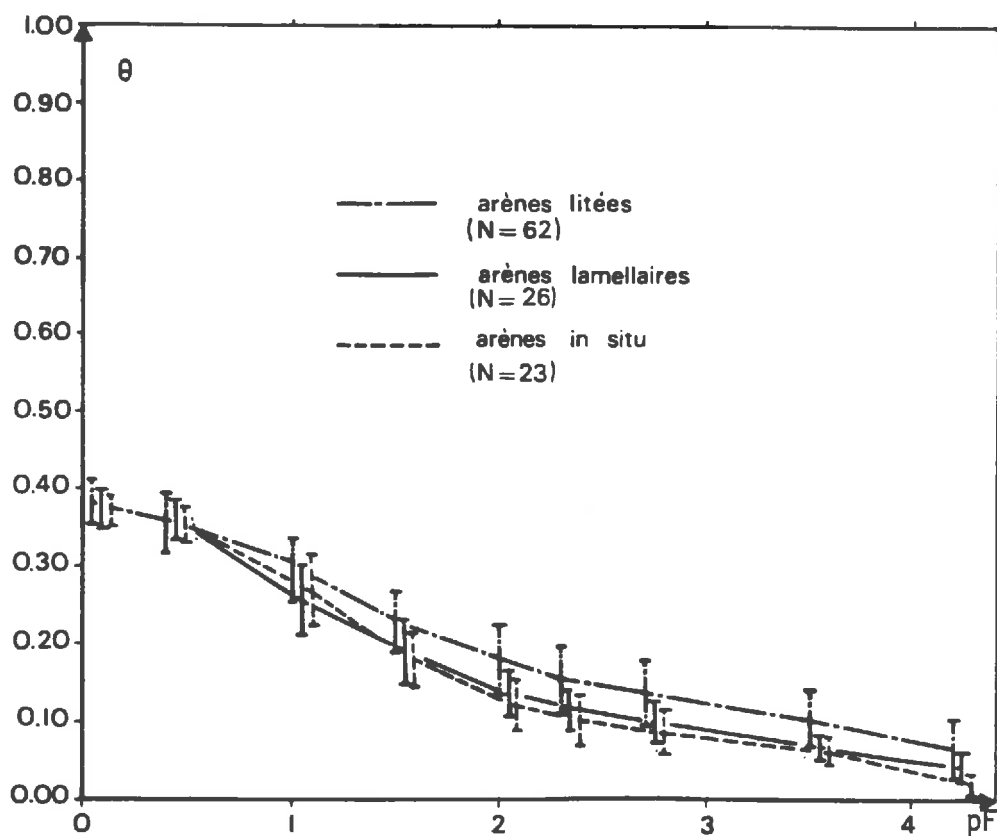


Fig. 5.11 : Courbes de rétention (moyennes et écarts-type) des 3 termes de la séquence tripartite sur granites

Distributions statistiques des teneurs en eau et de la conductivité hydraulique à saturation

On a divisé l'ensemble des échantillons des formations cryogéniques et des arènes in situ en 2 groupes, en considérant le mode de mise en place et la parenté génétique de ces différentes formations :

* le milieu encaissant (N = 87) : il s'agit des arènes en place, des arènes lamellaires et des intervalles entre les bandes d'illuviation ferro-argileuse du niveau des arènes litées et fauchées,

* les bandes d'illuviation ferro-argileuse dans le niveau des arènes litées et fauchées (N = 29).

Pour les teneurs en eau à saturation, à pF2 et à pF4.2, les distributions de ces 2 groupes sont normales (Fig. 5.1). Les valeurs moyennes de ces 2 groupes sont significativement différentes à pF2 et pF4.2, mais sont presque confondues à saturation.

Les distributions de Ks sont log-normales pour les deux groupes, dont les moyennes sont significativement différentes (Fig. 5.9).

La séquence tripartite

Les arènes litées et fauchées s'opposent par l'ensemble de leurs propriétés tant au niveau sous-jacent des arènes in situ qu'à la formation gélifluée et au sol actuel. Des trois termes de la séquence tripartite, les arènes litées présentent la rétention la plus élevée, quel que soit le substrat (granites porphyroïdes, ann. II, fig. II.2a et granites grenus, ann. II, fig. II.2b) et la conductivité hydraulique à saturation la plus faible. La rétention des arènes lamellaires est très voisine de celle des arènes en place, qui présentent par contre une conductivité à saturation très élevée, du même ordre de grandeur que celle des horizons superficiels.

Dans les niveaux cryogéniques, la structuration par le gel s'accompagne d'une compaction du matériel liée à la pression exercée par les lentilles de glace lors des engels : la densité apparente des arènes lamellaires est en effet légèrement supérieure à celle des arènes in situ (Fig. 5.12). Mais la profondeur moyenne de prélèvement des échantillons d'arènes lamellaires est de 1.4 m alors que celle des échantillons d'arènes en place est d'environ 2.7 m. Si l'on considère l'effet du gradient lithostatique, on peut expliquer que la compaction du matériel ne se manifeste que faiblement en termes de densités apparentes. Par ailleurs, la porosité moyenne des arènes lamellaires est légèrement inférieure à celle des arènes in situ (Fig. 5.13) : la diminution du volume poral des arènes lamellaires rend compte de la compaction du matériel par le gel.

Ce même phénomène est manifeste pour l'ensemble de la courbe de rétention : pour la totalité des échantillons prélevés sur granite, les courbes de rétention des arènes en place et des arènes lamellaires sont très proches les unes des autres, du fait de la parenté du matériel constitutif; mais la rétention des arènes lamellaires est légèrement inférieure à celle des arènes in situ sous-jacentes, ce qui traduit la structuration cryogénique du matériel (Ann. II, fig. II.2 a).

Par rapport à ces formations, les arènes litées et fauchées présentent une rétention supérieure de l'ordre de 0.03 à 0.05 selon le pF, sauf aux abords de la saturation, où la porosité se confond avec celle des deux autres types de formation. Mais le matériel de ce niveau est composite et nous étudierons plus en détail les propriétés des bandes et de leur milieu encaissant.

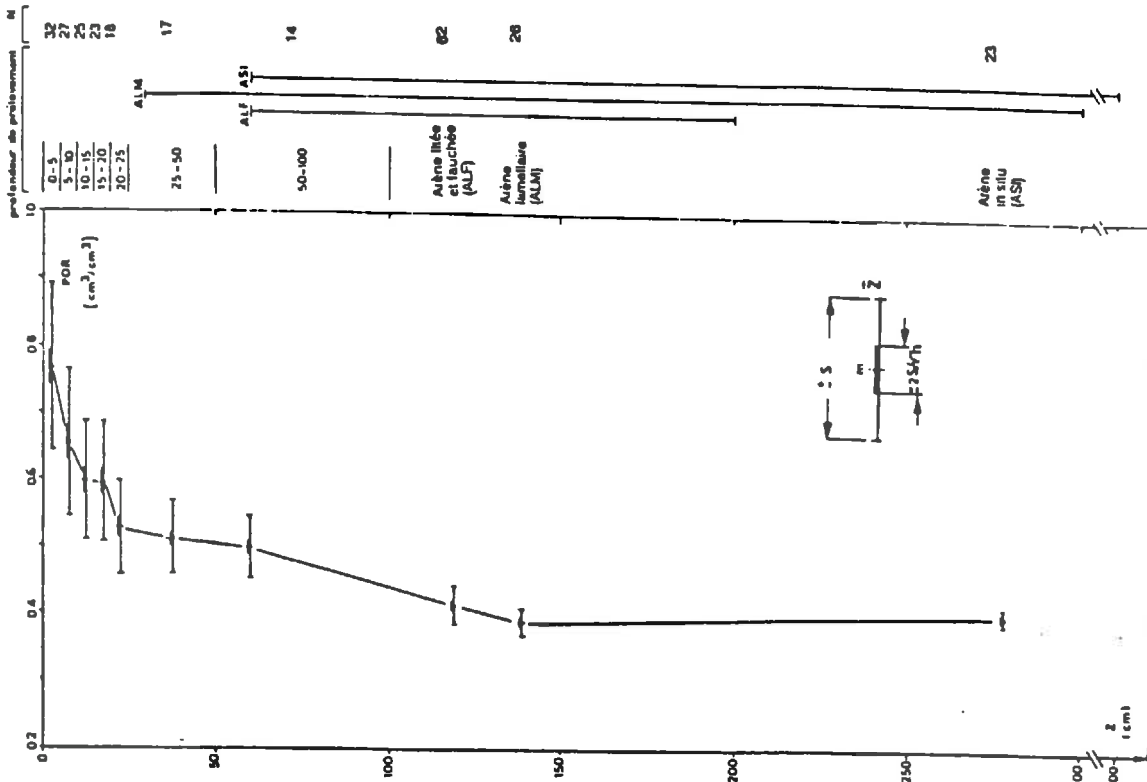


Fig. 5.13 : Différenciation verticale de la porosité (moyenne m , écart-type s et intervalle de confiance de la moyenne), sur terrains cristallins

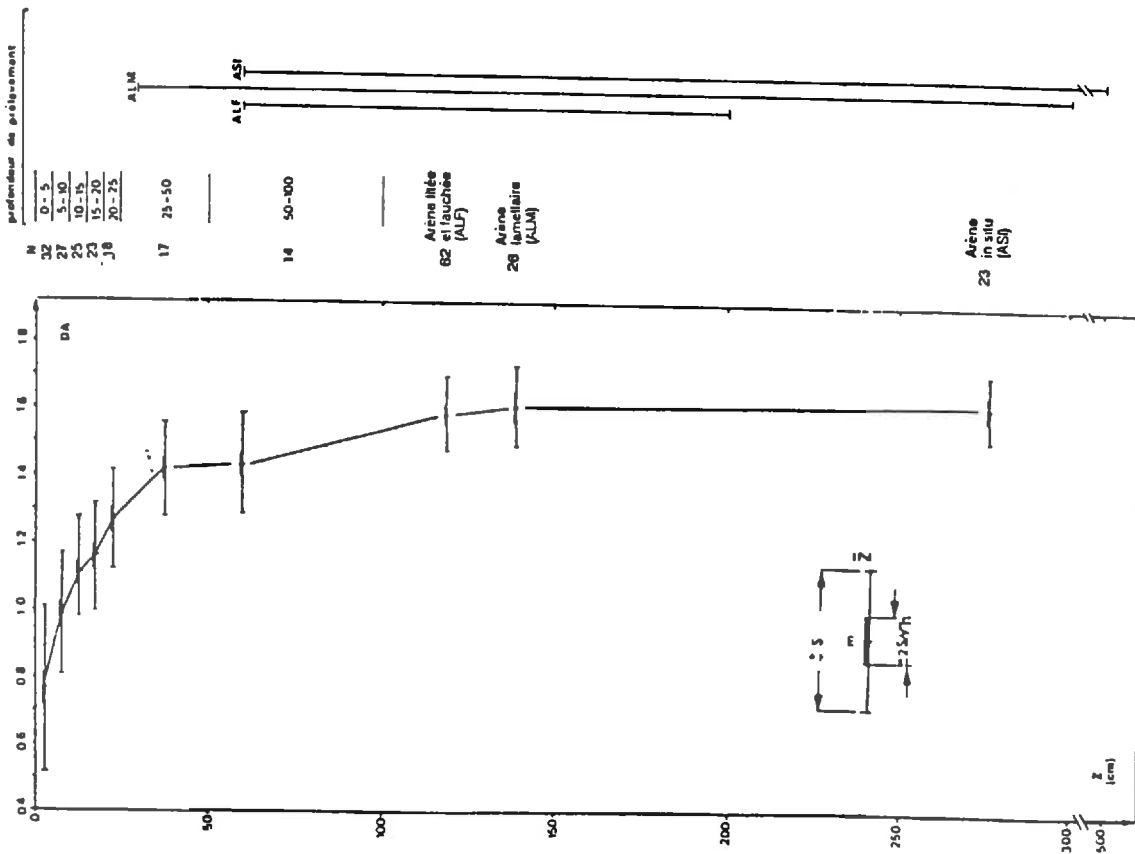


Fig. 5.12 : Différenciation verticale de la densité apparente (moyenne m , écart-type s et intervalle de confiance sur la moyenne), sur terrains cristallins

Les différents termes de la séquence tripartite induisent également une forte différenciation verticale de la conductivité hydraulique à saturation K_s (Fig. 5.14) : si la conductivité à saturation des arènes lamellaires est relativement voisine de celle des horizons B des sols sur granite (correspondant à la base de la formation géelifluée), celle des arènes litées et fauchées est sensiblement plus faible en moyenne. Dans les arènes en place, les valeurs de K_s sont très élevées, du même ordre de grandeur que celles des horizons superficiels, et leur dispersion est importante. Le niveau des arènes litées représente donc un niveau d'"étranglement" pour les transferts hydriques verticaux.

Les arènes lamellaires

Schématiquement, la structure de cette formation est due à la superposition rythmique de feuillets millimétriques, séparés par des vides planaires parfois béants. Les lamelles sont cependant interrompues par des fissures verticales ce qui explique les valeurs relativement fortes de la conductivité hydraulique à saturation K_s , mesurées dans le sens vertical, proche de celle de la base de la formation géelifluée, malgré la compacité du matériel. Une telle organisation structurale s'accompagne en outre d'une anisotropie marquée de K_s et de la courbe de conductivité hydraulique. Pour la mettre en évidence, sachant que K_s devait être plus élevé parallèlement que perpendiculairement au feuilletage, nous avons prélevé en 5 sites, à une même profondeur, deux cylindres, l'un verticalement et l'autre horizontalement.

Site	Arènes lamellaires sur :			grès microfeuilleté	
	HRB -85cm	HRB -90cm	MUR -140cm	WET -80cm	WET -90cm
Vertical	9.8 cm/h	7.6 cm/h	1.7 cm/h	19.6 cm/h	5.6 cm/h
Horizontal	34.4 cm/h	16.2 cm/h	4.3 cm/h	30.2 cm/h	18.1 cm/h

De fait, on constate systématiquement des valeurs plus élevées de K_s pour les échantillons prélevés dans le sens du découpage lamellaire

Les arènes litées et fauchées

* Etude d'ensemble :

Sur granites grenus l'atténuation de la forme sigmoïde de la courbe de rétention moyenne, liée à l'illuviation d'argile, est très nette; la courbe de rétention moyenne des granites porphyroïdes présente une forme sigmoïde relativement plus marquée (Ann. II, fig. II.2c). Ceci s'explique si l'on sait que dans les bandes échantillonnées sur granites grenus l'illuviation d'argile a été relativement plus importante que dans les bandes prélevés sur granite à grain grossier, plus riches en micas (OH, 1985). La courbe de rétention du niveau lité sur grauwackes, de texture sableuse, est très voisine des deux précédentes (Ann. II, tab. II.2). Ceci montre que la structuration cryogénique gomme dans ce cas les différences texturales.

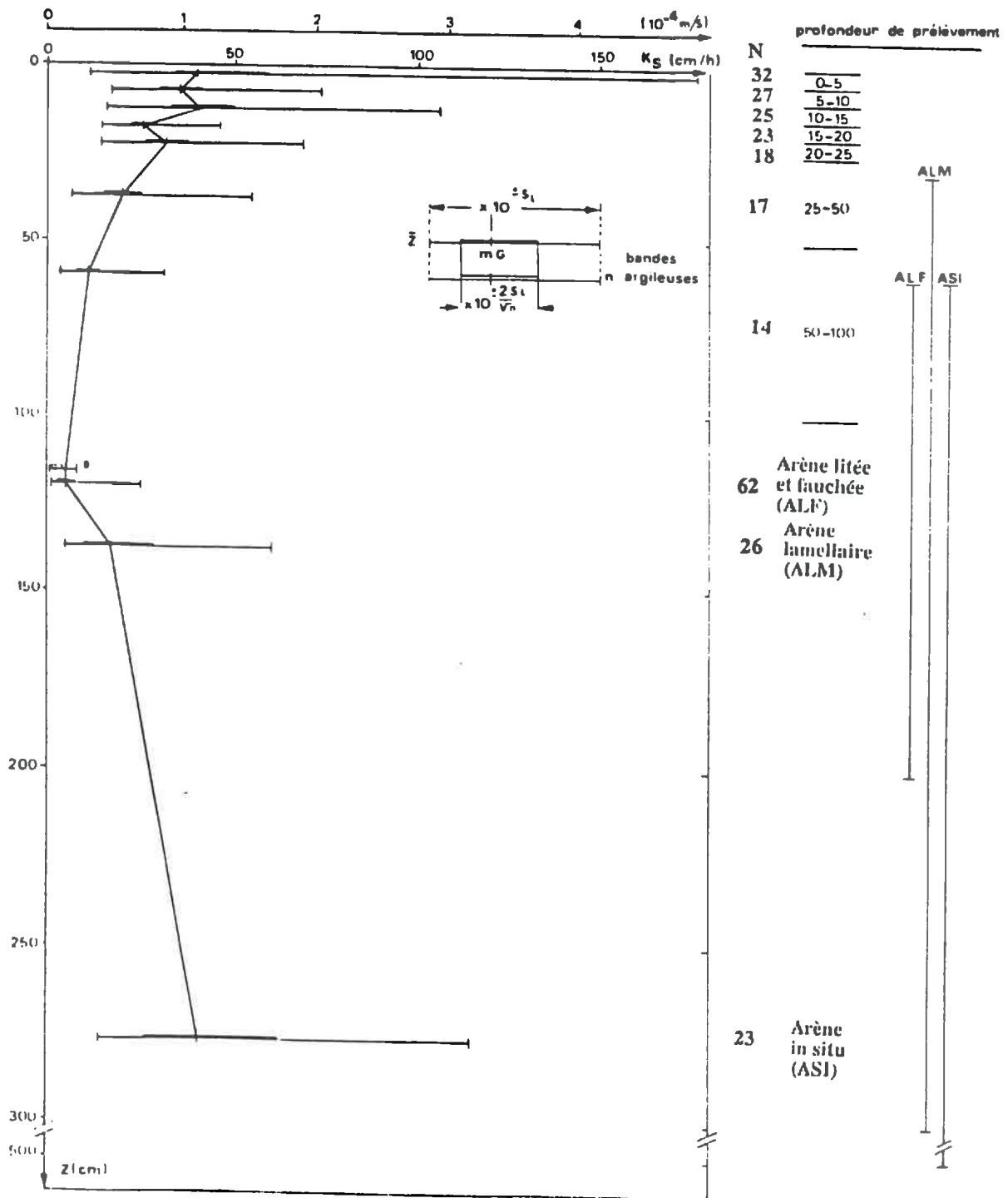


Fig. 5.14 : Profil (mG : moyenne géométrique, sL : écart-type de Log10 Ks et intervalle de confiance de mG) de la conductivité hydraulique à saturation Ks, sur terrains cristallins

On trouve dans les formations litées et fauchées les valeurs de K_s les plus faibles de tout le bassin de la Fecht : les bandes d'illuviation argileuse présentent des valeurs de K_s parfois inférieures à 1 cm/h, qui s'opposent aux valeurs plus élevées du milieu encaissant.

* Etude détaillée (Fig. 5.15) :

Si l'on compare la courbe de rétention moyenne de bandes bien individualisées ($N=9$) avec celles des interbandes correspondantes ($N = 9$), - ces échantillons étant les mêmes que pour les courbes granulométriques du § 2.4.4 et de la figure 2.8 - on constate que (Ann. II, fig. II.2d) :

- les valeurs proches de la saturation sont peu différentes, mais cependant légèrement supérieures dans le milieu encaissant

- à l'inverse, à partir de pF 1.5, la rétention des bandes est supérieure

- globalement, la courbe du milieu encaissant présente une forme sigmoïde, classique pour un matériel sableux bien que relativement moins nette que dans les horizons superficiels du fait de sa porosité plus faible, alors qu'on n'observe qu'une faible inflexion de la courbe $\theta(pF)$ dans le cas des bandes d'illuviation

- l'écart des valeurs de rétention est plus fort pour les bandes ferro-argileuses.

De ceci il ressort que l'illuviation d'argile en faible quantité (cf. § 2.4.4) et de micas ne réduit que légèrement la porosité totale mais augmente sensiblement la microporosité. L'augmentation relative plus importante aux pF élevés s'explique par une mise en place préférentielle des cutanes dans les pores les plus petits et/ou par la rétention propre des argiles. Il est alors compréhensible que la conductivité hydraulique à saturation diminue fortement au niveau des bandes (puisque K_s varie en fonction du carré du rayon des pores).

Les écarts-types plus élevés des teneurs en eau des bandes montre que l'illuviation n'est pas un phénomène régulier et constitue de ce fait un facteur d'hétérogénéité pour les propriétés physiques et hydriques du niveau des arènes litées. Sur le terrain, on constate effectivement que les bandes sont d'épaisseur et d'aspect différents.

L'influence de ces illuviations en bandes est encore plus manifeste pour un site donné (Fig. 5.15) : au site Soultzermatt (SMA), on a prélevé 3 échantillons côte à côte, dans une bande d'illuviation bien individualisée (- 110 cm), 2 autres dans le milieu encaissant interbande et 1 échantillon comprenant environ 1/3 seulement de matériel illuvié (- 120cm). Les 2 échantillons du milieu encaissant présentent des rétentions très voisines, inférieures à celle des bandes, tandis que l'échantillon composite présente des caractères intermédiaires. En ce qui concerne K_s , les deux types de matériaux se distinguent nettement, l'échantillon composite présentant des valeurs proches de celles des bandes (Fig. 5.15).

Les bandes d'illuviation jouent donc un rôle qualitatif important dans le ralentissement des transferts d'eau à l'intérieur du profil.

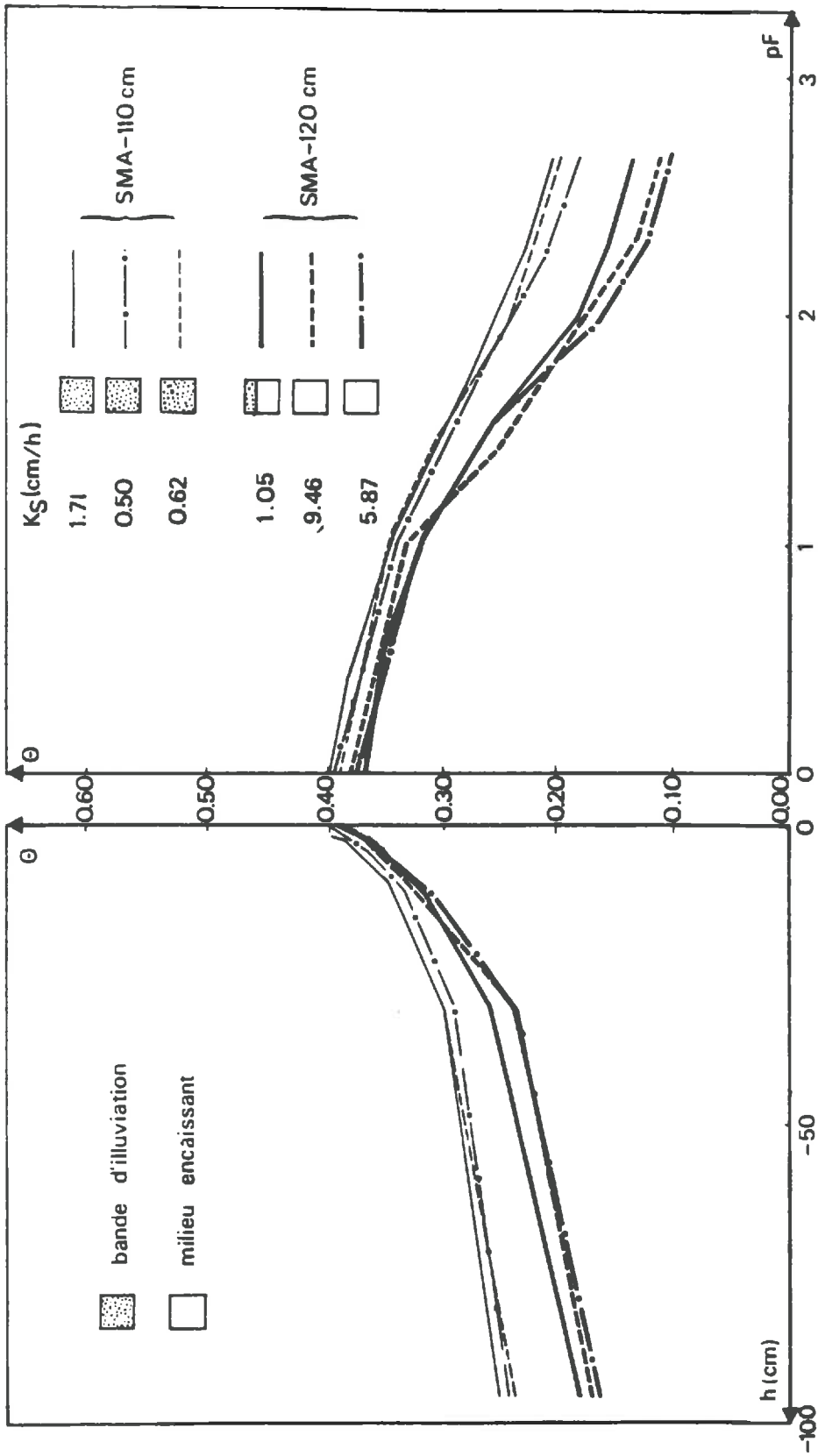


Fig. 5.15 : Différenciation des propriétés hydriques entre les bandes d'illuviation et le milieu encaissant (Site SMA)

Interprétation

Dans le cas des formations cryogéniques, on a pu nettement mettre en évidence l'influence de la structure sur les propriétés hydriques du matériel. Leur faible dispersion montre que les volumes sédimentaires homogènes définis à partir d'une approche naturaliste, sur la base de l'étude du faciès et de la genèse des formations superficielles, présentent bien des propriétés géométriques et hydriques homogènes, significativement différentes de celles des autres types de formations.

Au sein des formations cryogéniques sur granites, on peut distinguer deux types de matériaux : les bandes d'illuviation et le milieu encaissant, où la dispersion de θ est sensiblement plus faible (et également inférieure à celle des formations cryogéniques prises globalement). Ceci montre que :

* les arènes in situ, les arènes lamellaires et les intervalles entre les bandes dans les arènes fauchées et litées (milieu encaissant) présentent des caractéristiques très voisines et sont de même nature;

* les bandes d'illuviation correspondent à la différenciation du milieu précédent par une illuviation ferro-argileuse (surimposition) : cette illuviation, inégale selon les sites, induit une légère augmentation de la rétention et une forte diminution de la conductivité hydraulique à saturation des bandes par rapport au milieu encaissant; elle est en outre responsable de la dispersion plus forte des teneurs en eau observée dans ce niveau, qui est liée à l'hétérogénéité interne des arènes fauchées et litées.

D'une manière générale, les différences dans la rétention hydrique des divers types de formations cryogéniques sont faibles; à l'inverse, la structuration cryogéniques a des conséquences manifestes sur la conductivité hydraulique.

Le fait le plus saillant dans l'étude de ce niveau est la faiblesse de la conductivité des bandes de matériel fin des arènes litées et fauchées. Ces formations constituent un niveau relativement moins perméable, susceptible de ralentir la circulation de l'eau et d'induire à ce niveau des transferts latéraux sur versant. L'influence probable des propriétés hydriques des différents niveaux de la séquence tripartite, déduite des données de laboratoire, sur le bilan hydrique local est confirmée par l'observation de terrain : au sein du niveau des arènes litées, on a en effet pu observer des écoulements préférentiels dans les coupes des sites HYD et ALT, lors des périodes très humides.

CONCLUSION

Distributions statistiques

La distribution statistique des propriétés texturales, du taux de matière organique, de la densité apparente et des teneurs en eau aux différents pF mesurés est normale et celle de la conductivité hydraulique à saturation est log-normale. Ceci est conforme aux résultats présentés dans la bibliographie et en confirme la portée générale.

Variabilité inter-unité

Dans le bassin de la Fecht, le taux de matière organique, la densité apparente et la rétention hydrique sont fortement différenciés, tant verticalement que latéralement. Dans les horizons superficiels, la densité apparente et l'humidité volumique aux différents pF présentent un comportement tout à fait symétrique de celui de la matière organique.

Dans les horizons très humifères des étages montagnards supérieur et moyen, l'augmentation de la rétention liée à la matière organique occulte les nuances texturales. A l'inverse, dans les horizons minéraux, l'influence de la texture est manifeste : la rétention des altérites des grauwackes, de texture limoneuse, est supérieure à celle des arènes granitiques, de texture sableuse.

Les formations cryogéniques se différencient nettement du sol actuel et des formations gélifluées par leur densité apparente plus élevée, leur porosité et leur rétention plus faibles. La rétention supérieure observée dans les niveaux susjacentes traduit l'augmentation de la macroporosité et, dans une moindre mesure, celle de la microporosité, par la destruction des structures cryogéniques préexistantes et l'acquisition d'une structure pédologique, ainsi que le rôle propre de la matière organique dans la rétention d'eau. Dans ces formations fortement structurées par le gel, il est possible de mettre en relation la structure du matériel - appréhendée par une étude micromorphologique - et ses propriétés hydriques.

En ce qui concerne la rétention, on distingue 2 types de matériaux, significativement différents :

* le "milieu encaissant", constitué par les arènes in situ, les arènes lamellaires et les intervalles entre les bandes dans les arènes litées

* les bandes d'illuviation des arènes litées.

Les bandes se caractérisent par une très légère diminution de la macroporosité et une augmentation de la microporosité par rapport au milieu encaissant, dont elles dérivent par surimposition de matériel fin. Le revêtement argileux des pores se traduit en outre par une forte diminution de la conductivité hydraulique à saturation.

Ainsi, les propriétés physiques et hydriques des différents types de formations rendent compte nettement de la composition et de l'arrangement structural des différents volumes sédimentaires étudiés et s'interprètent en fonction de l'organisation du milieu naturel. Les unités définies a priori recouvrent des différences significatives des distributions des variables physiques et hydriques, prises individuellement. Seule la conductivité hydraulique à saturation est faiblement différenciée d'une unité à l'autre, Ks variant essentiellement en fonction de la profondeur.

Variabilité intra-unité

La variabilité latérale des différentes propriétés mesurées, appréciée par le coefficient CV, est :

- faible pour les teneurs en eau proches de la saturation,
- faible à moyenne pour les teneurs en eau aux pF élevés et la densité apparente,
- moyenne pour les variables granulométriques et le taux de matière organique,
- forte pour le taux d'éléments lithiques et la conductivité hydraulique à saturation.

Pour le taux de matière organique, la densité apparente et la rétention hydrique, les plus fortes dispersions s'observent en surface, dans les horizons humifères. Pour des niveaux comparables, la variabilité de ces propriétés dans les différentes unités augmente lorsque le caractère humifère des sols est plus accentué. Dans les formations cryogéniques et les arènes en place, l'amplitude des valeurs est nettement plus faible.

Dans certains cas, il est possible de donner une interprétation naturaliste de l'ordre de grandeur de la variabilité observée. Ainsi, la dispersion plus importante des données de rétention dans les horizons B sur grauwackes peut être mise en relation avec l'hétérogénéité texturale de la roche-mère et inversement pour les altérites du grès; de même, dans les formations cryogéniques, la dispersion relativement plus forte des arènes litées est liée à son hétérogénéité interne.

Comparaison de la variabilité intra-unité, à petite et moyenne échelle

Dans une synthèse bibliographique, BECKETT & WEBSTER (1971) étudient l'incidence de la surface échantillonnée sur la variabilité latérale des propriétés des sols et analysent les facteurs responsables de la variabilité à différentes échelles. Ces auteurs constatent une augmentation de la variabilité en fonction de la taille de la zone prise en compte. Ils notent cependant que près de la moitié de la variance observée à l'échelle du champ est déjà présente à l'échelle du mètre carré. De même, REYNOLDS (1973, 1978) constate que le coefficient de variation augmente avec l'aire échantillonnée : il est (seulement) multiplié par 3 ou 4 lorsque l'on passe d'une surface de 1 m² à 6.000.000 m² (6 km²).

Dans ces études, la multiplicité des facteurs de variabilité et la disparité des sources (schéma d'échantillonnage, cadre naturel et conditions opératoires variables ou non précisées) ne permettent souvent de décrire que des tendances générales. C'est pourquoi, dans notre travail, nous avons choisi d'étudier la variabilité au sein d'un même unité naturelle, à différentes échelles (échantillonnage emboîté), en nous appuyant sur les recherches antérieures menées dans le sous-bassin du Ringelbach (VIVILLE, 1985). Dans le bassin du Ringelbach, la variabilité observée sur un transect de 100 m est légèrement supérieure en surface à celle observée à l'échelle métrique (fosse pédologique), alors que les dispersions sont du même ordre de grandeur en profondeur; les moyennes de ces deux ensembles d'échantillons sont identiques (VIVILLE, 1985; AMBROISE & VIVILLE, 1986).

Le tableau 5.6 donne les valeurs moyennes et les écarts-types des propriétés mesurées dans le bassin du Ringelbach (unité GEIS; VIVILLE, 1985), et celles de l'unité correspondante de l'ensemble du bassin de la Fecht (moyenne échelle) : les sols et les formations superficielles sur granites de l'étage montagnard moyen. On compare les niveaux 0-10 cm, 10-25 cm et > 25 cm.

Dans l'ensemble, les valeurs moyennes de ces 2 groupes sont très voisines; le taux de matière organique et la rétention sont cependant supérieurs dans l'unité du bassin de la Fecht et la densité apparente plus faible. Ceci est à rapprocher du gradient altitudinal de la matière organique et du manque de pureté de l'unité qui en résulte. En outre, le couvert végétal est moins homogène à moyenne échelle. Dans le détail, on note que :

* pour les trois niveaux, les moyennes de Log10(Ks) ne sont pas significativement différentes : ceci confirme la constance de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation, pour un niveau donné du profil, en relation avec l'ubiquité de la macroporosité induite par l'activité biologique;

* pour le niveau 0-10 cm, les valeurs moyennes ne sont pas significativement différentes;

* pour le niveau 10-25 cm, au contraire, la plupart des variables présentent des valeurs moyennes significativement différentes : ceci est à rapprocher de la différenciation topoclimatique interne à l'unité qui se traduit en particulier par une épaisseur variables des horizons humifères;

* pour le niveau >25 cm, seules θ_{sat} et $OpF2$ sont significativement différents.

Prof.	N	MO		DA		θ_{sat}		$OpF2$		$OpF4.2$		Log10Ks		
		m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	
0-10	Ring.	83	11.3	2.9	0.915	0.184	0.682	0.068	0.326	0.052	0.136	0.030	1.57	0.41
			X		X		X		X		X		X	
	Fecht	33	13.2	4.2	0.864	0.148	0.727	0.096	0.324	0.055	0.150	0.029	1.63	0.29
10-25	Ring.	90	5.4	1.1	1.314	0.081	0.515	0.026	0.212	0.027	0.101	0.022	1.51	0.25
			O		O		O		O		X		X	
	Fecht	23	7.3	2.8	1.163	0.172	0.588	0.063	0.272	0.049	0.118	0.038	1.29	0.28
>25	Ring.	42	3.7	0.9	1.386	0.074	0.473	0.031	0.194	0.021	0.080	0.025	1.13	0.32
			X		X		O		O		X		X	
	Fecht	10	4.6	1.1	1.376	0.131	0.508	0.024	0.242	0.042	0.079	0.027	1.19	0.51

X = moyennes non significativement différentes au seuil 0.005
 O = moyennes significativement différentes au seuil 0.005

Tab. 5.6 : Comparaison des distributions des propriétés hydriques et physiques à grande et moyenne échelle

L'écart-type des distributions des différentes variables dans l'ensemble de l'unité est généralement moins de 2 fois supérieur à celui du bassin du Ringelbach (et toujours moins de 2.5 fois supérieur; il est inférieur dans certains cas). L'accroissement de la variabilité latérale au sein d'une même unité naturelle est donc modéré lorsque l'on passe d'une surface de 1 m² à une surface de plusieurs dizaines de km².

A l'échelle métrique et à l'échelle de quelques hectares, la variabilité résulte essentiellement des micro-hétérogénéités internes du matériel et des accidents pédologiques; à moyenne échelle, il s'y superpose des phénomènes d'échelle inférieure. Dans notre cas, certains facteurs peuvent être considérés comme invariants : le substrat, le type de formations superficielles et de sol. L'augmentation de la variabilité à moyenne échelle est donc liée dans le bassin de la Fecht à une différenciation topoclimatique (altitude, orientation) qui se surimpose aux facteurs de la variabilité locale et se manifeste par un gradient de la matière organique.

Ceci illustre clairement que la variabilité intra-unité dépend dans une large mesure de la nature de la formation étudiée mais augmente également - bien que faiblement - avec la taille de l'aire échantillonnée.

Les facteurs de la variabilité spatiale

Différents auteurs ont analysé les facteurs de la variabilité spatiale et leur "portée" (BECKETT & WEBSTER, 1971; REYNOLDS, 1973; BURROUGH, 1983). Ils considèrent, en règle générale, que la variabilité spatiale au sein d'une unité naturelle résulte de la surimposition de divers facteurs de variabilité, dont l'échelle d'action est différente. Certains processus sont responsables d'une variabilité à "courte portée", qui est présente dans l'ensemble des zones échantillonnées, indépendamment de leur taille. Ces processus expliquent que la variabilité est déjà forte à l'échelle métrique. A l'inverse, les processus à "longue portée" n'influencent la variabilité que dans des zones de grande étendue.

En fait, l'analyse de la variabilité spatiale et sa description statistique en termes de dispersion n'a de sens que pour une formation ou une unité "homogène". Cette homogénéité est définie pour un certain niveau de perception qui, dans la plupart des cas, correspond aux moyens d'investigation usuels dans les sciences de la nature (observations et mesures de terrain). D'un point de vue naturaliste, on peut considérer qu'une formation est homogène dans 2 cas :

1. l'observation de terrain ne révèle pas de différenciations visibles. La formation est alors généralement homogène d'un point de vue statistique (distribution unimodale); elle présente ou non une structure spatiale interne (d'un point de vue stochastique). Il peut cependant exister des gradients (géochimique, climatique) non décelables à l'observation directe. Ces gradients agissent sur diverses propriétés du milieu poreux (granulométrie, taux de matière organique) et constituent des facteurs de variabilité.

Dans le bassin de la Fecht, les formations de versants sont de ce type : il existe une différenciation climatique en fonction de l'altitude qui se traduit par un gradient du taux de matière organique, surtout sensible à l'étage montagnard moyen, qui constitue une zone de transition. Une partie de la variabilité de cette unité résulte donc de son manque de pureté.

2. il existe des hétérogénéités observables au sein du matériel - par exemple selon une organisation rythmique ou récurrente - qui proviennent de son mode de mise en place. D'un point de vue naturaliste, il s'agit d'un type de formation "génétiquement homogène". Cette formation est hétérogène par essence et la variabilité qui résulte de sa nature composite constitue une propriété intrinsèque de la formation. En outre, dans la pratique il n'est pas possible de tenir compte de cette variabilité, la description de ces discontinuités étant irréalisable ou fastidieuse. D'un point de vue statistique on peut distinguer plusieurs populations, la distribution est plurimodale. Dans le bassin de la Fecht, il existe plusieurs exemples pour de tels facteurs de variabilité :

* les dépôts alluviaux, dont le matériel est constitué par des apports provenant de différents types de roche; il s'agit essentiellement d'une hétérogénéité spatiale;

* les formations de versants sur grauwackes dont la roche-mère est constitué d'une succession périodique de bancs de granulométrie différente;

* les arènes litées - constituées de bandes de granulométrie différente - sont l'exemple le plus démonstratif : non seulement l'hétérogénéité granulométrique du matériel augmente la variabilité globale de ses propriétés hydriques, mais on a pu en outre montrer que le comportement hydrique des bandes d'illuviation et du milieu encaissant était significativement différent d'un point de vue statistique.

La variabilité intra-unité recouvre donc deux réalités différentes, mais, dans les deux cas, on peut considérer qu'elle représente une propriété intrinsèque du matériel.

Les facteurs "explicatifs" de la variabilité intra-unité varient régionalement, puisqu'ils sont fonction de l'organisation du milieu naturel et les conclusions tirées des (trop rares) études de variabilité ne sont strictement valables que pour des milieux comparables. Mais, à l'avenir, il est souhaitable de définir non seulement la nature génétique des sols et des formations superficielles mais aussi l'amplitude de variation de leurs différentes propriétés - en particulier hydriques - et de les mettre en relation avec l'organisation du milieu, lorsque c'est possible. Une telle approche répond aux soucis des pédologues de connaître le degré de pureté des unités pédologiques et de valoriser la carte pédologique en termes de comportement hydrique; elle présente en outre l'intérêt pratique de permettre de prévoir le nombre d'échantillons à prélever dans des formations de même type, pour connaître la distribution d'une propriété du matériel avec une précision donnée.

Nombre d'échantillons requis pour une précision donnée sur la moyenne

Pour des applications pratiques, il est toujours souhaitable de prélever le nombre minimum d'échantillons nécessaire et suffisant pour décrire la distribution d'une variable donnée dans un espace donné.

Lorsque les données sont indépendantes et que leur distribution est normale, on estime le nombre N d'échantillons à prélever pour déterminer la moyenne avec une erreur relative maximale et un degré de confiance donnés par la formule :

$$N = \frac{t(\alpha)^2 CV^2}{\epsilon^2}$$

avec $\epsilon = \Delta m / m =$ erreur relative maximale

$t(\alpha) =$ variable de Student pour un degré de confiance de $1 - \alpha$

(dans notre cas $\alpha = 0.10$ et $t(\alpha) = 1.96$)

Pour une précision relative et un seuil de signification donnés, le nombre d'échantillons est fonction du carré du coefficient de variation. Ainsi, dans le bassin de la Fecht, le nombre d'échantillons requis (pour les 3 partitions) pour les différentes variables mesurées est le suivant :

variables	N ($e=0.10$)
teneurs en eau proches de la saturation	< 10
densité apparente	10 < N < 20
variables texturale	10 < N < 50
teneurs en eau à $pF > 1$	10 < N < 50
taux de matière organique	10 < N < 50
teneur en éléments lithiques	20 < N < 100
Log ₁₀ K _s	20 < N < 100

Ces chiffres sont voisins ou légèrement supérieurs à ceux du bassin du Ringelbach (dont les CV sont légèrement inférieurs). On peut rapprocher ces résultats de ceux de REYNOLDS (1974) qui, pour l'estimation des teneurs en eau à différentes échelles, définit le nombre N d'échantillons requis pour une surface S donnée : $N < 10$ pour $1 < S < 1000$ m², $10 < N < 40$ pour $1.000 < S < 1.000.000$ m² et $N > 40$ pour $1.000.000 < S < 10$ millions m² (10 km²).

Le rôle essentiel de la matière organique dans la différenciation et la variabilité des propriétés hydriques, ainsi que l'influence de la texture et de la charge lithique, débouchent naturellement sur l'étude des relations entre ces différentes variables. L'étude des corrélations entre les propriétés hydriques et d'autres propriétés du matériel doit permettre d'appréhender la rétention par des modèles explicatifs. Ces modèles sont en retour susceptibles d'alléger ultérieurement le travail de laboratoire en permettant d'estimer les propriétés hydriques à partir d'autres variables descriptives du milieu, de détermination plus aisée (Chap. 7, 8 et 9).

Les différentes propriétés étudiées, prises individuellement, présentent un comportement significativement différent d'une unité à l'autre. Cependant, il importe de comparer globalement les distributions de ces variables au sein des différentes unités - ce qui est rendu possible par le recours à des méthodes issues de l'analyse multivariée - et de dégager ainsi les facteurs essentiels de la masse de l'information disponible (chap. 10).

TROISIEME PARTIE

**RELATIONS ENTRE VARIABLES
ET ANALYSE GLOBALE DES DONNEES**

INTRODUCTION

L'étude des corrélations entre les différentes propriétés du milieu a pour but la recherche de variables "d'accès facile", i.e. dont la détermination expérimentale est plus aisée que celle des variables étudiées, ou disponibles dans des banques de données et la bibliographie. Ces corrélations, en permettant de caractériser statistiquement la variabilité d'un grand nombre de propriétés à partir de l'étude de quelques unes, susceptibles d'en rendre compte, allègent l'échantillonnage et le travail de laboratoire. En particulier, en ce qui concerne les propriétés hydriques, de très nombreuses relations, empiriques ou conceptuelles, ont été établies soit avec des propriétés physiques du milieu soit avec d'autres propriétés hydriques des sols. Nous présenterons dans cette partie les plus significatives d'entre elles et nous comparerons les résultats obtenus à ceux d'autres auteurs.

Les modèles conceptuels, i.e. où la forme de la relation entre les variables est imposée à partir d'hypothèses de travail ou découle d'une loi physique, comportent par définition une dimension explicative. Dans le cas d'un rapport de causalité entre la variable étudiée et des variables explicatives, il est possible d'interpréter une partie de la variabilité observée.

Les divers constituants du matériel ne participent pas de la même manière à l'organisation structurale du milieu et présentent des rétentions hydriques différentes. C'est pourquoi les modèles conceptuels utilisés pour l'estimation de la densité apparente (ADAMS, 1973) et de l'humidité pondérale ou volumique (VIVILLE, 1985) séparent les contributions des différentes fractions du matériel. Ces modèles s'appuient sur une conception simple mais réaliste de la géométrie du milieu poreux :

- * la matrice fine organo-minérale constitue l'essentiel du milieu poreux proprement dit
- * Les cailloux et les blocs présentent au contraire une porosité faible ou nulle
- * Dans la zone racinaire, une partie de l'humidité mesurée est attribuable à l'eau de constitution des racines.

Des expériences complémentaires ont été effectuées sur des séries réduites d'échantillons pour préciser le comportement hydrique des différentes fractions et pour déterminer ainsi certains paramètres à injecter dans les modèles conceptuels, permettant de les "caler" et d'assurer leur fiabilité par comparaison des données expérimentales et des paramètres obtenus par ajustement.

Contrairement à la rétention, la conductivité hydraulique n'est pas corrélée de manière simple avec d'autres propriétés du milieu. C'est pourquoi nous testerons sur un nombre limité de monolithes de sol (N = 39) le modèle conceptuel d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique mis au point par VAN GENUCHTEN (1980); nous proposerons des aménagements pour l'adapter au protocole opératoire et aux données disponibles dans notre étude.

Enfin, nous vérifierons globalement la qualité du découpage naturaliste effectué, par le recours à une étude statistique multivariée (Analyse Discriminante).

CHAPITRE VI

LES PROPRIETES HYDRIQUES DES FRACTIONS GROSSIERES ORGANIQUE ET MINERALE : EXPERIMENTATIONS COMPLEMENTAIRES

Les résultats expérimentaux présentés ici trouvent leur application dans les chapitre VII et VIII. Les mesures effectuées sur des séries restreintes d'échantillons supplémentaires visent à préciser les propriétés hydriques des fractions grossières minérale et organique. Dans notre secteur d'étude, les éléments lithiques et les éléments grossiers organiques, en particulier les racines, interviennent de façon non négligeable sur les propriétés hydriques des sols. Elles sont cependant rarement prises en compte et il existe peu de littérature à ce sujet. Cette lacune nous a poussé à approfondir expérimentalement ce point.

6.1. Les propriétés hydriques des éléments grossiers organiques

La fraction organique grossière est définie comme l'ensemble des éléments organiques recueillis sur le tamis de 2 mm à trous ronds et séparés des grossiers minéraux par flottage. Cette définition, apparemment arbitraire, est dictée par l'ensemble du protocole opératoire dans lequel cette détermination s'intègre sans l'alourdir excessivement. Cette fraction, qui a été mesurée sur les 444 échantillons de la série principale, comprend essentiellement des racines et quelquefois des éléments figurés. Les expérimentations présentées ici et visant à préciser le comportement hydrique de la fraction organique grossière ont été faites sur du chevelu racinaire frais.

6.1.1. Les principes utilisés

La teneur en eau pondérale des racines Θ_{pMOG} est classiquement utilisée en physiologie végétale ou en agronomie (croissance racinaire). Dans notre cas, on s'intéresse également au volume occupé par les racines, ce qui permet alors de déterminer leur densité et leur teneur en eau volumique.

Pour cela, la procédure utilisée est la suivante :

1. On mesure la teneur en eau pondérale des racines Θ_{pMOG} , à différents états de saturation de milieu (exprimés en pF), sachant que :

$$\Theta_{pMOG}(pF) = \frac{M_f(pF) - M_s}{M_s}$$

M_f et M_s étant respectivement les masses des racines fraîches et sèches. On établit ainsi la relation $\Theta_p(pF)$.

2. On mesure la densité réelle des racines DRrac par picnométrie. DRrac est définie comme le rapport de la masse humide des racines turgescentes Mf (tissus racinaires + eau) à leur volume total V (tissus racinaires + eau). On en déduit la densité réelle des tissus racinaires DRMOG par la formule

$$DRrac = \frac{Mf}{V} = \frac{1}{\frac{FPMOG}{DRMOG} + \frac{FPeau}{Deau}} \quad (1)$$

où FPMOG et FPeau sont respectivement les fractions pondérales des tissus racinaires et de l'eau dans la masse des racines humides (FPMOG+FPeau=1); DRMOG est la densité réelle de ces tissus et Deau la densité de l'eau. Cette équation - inspirée du "modèle d'Adams" (1973) (cf. chapitre VII) - permet d'estimer DRMOG, tous les autres termes étant connus.

3. Le paramètre DRMOG permet d'estimer la densité apparente des racines DAMOG à partir de la teneur en eau pondérale des racines Θ_{pMOG} - à différents états de saturation du milieu. La densité apparente des racines est définie comme le rapport de la masse sèche des racines Ms à leur volume V (à l'état humide). Pour une masse unitaire de racines sèches (Ms=1), on peut écrire :

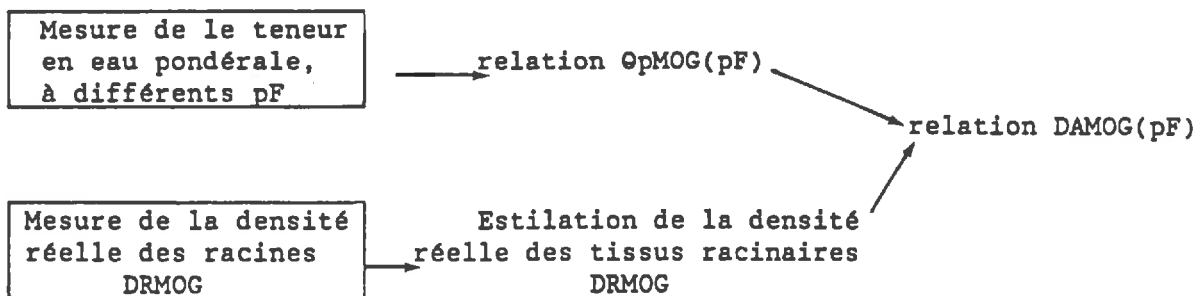
$$DAMOG(pF) = \frac{Ms}{V} = \frac{1}{\frac{\Theta_{pMOG}(pF)}{Deau} + \frac{1}{DRMOG}} \quad (2)$$

N-B : on fait l'hypothèse que les racines ne contiennent pas d'air, quel que soit le pF.

On calcule l'humidité volumique des racines Θ_{vMOG} , à différentes tensions sachant que :

$$\Theta_{vMOG}(pF) = \frac{\Theta_{pMOG}(pF)}{DAMOG(pF)}$$

Cette procédure peut être synthétisée comme suit :



6.1.2. Mode opératoire

* Mesure de l'humidité pondérale des racines, à différentes tensions :

- à saturation : les racines fraîches sont plongées dans l'eau et on pose, par hypothèse, que la pleine turgescence est atteinte et que, d'un point de vue énergétique, on se trouve "à saturation" (h = 0). Cette expérience a été effectuée sur 22 échantillons.

- à pF1, 1.5, 2 et 2.7, à raison d'un échantillon par tension imposée : un échantillon de sol à structure conservée, prélevé en surface, est mis à l'équilibre sur un bac à sable et à kaolin, de pF donné; les racines sont isolées et pesées à l'état humide et après séchage (expériences J.L. MONNON).

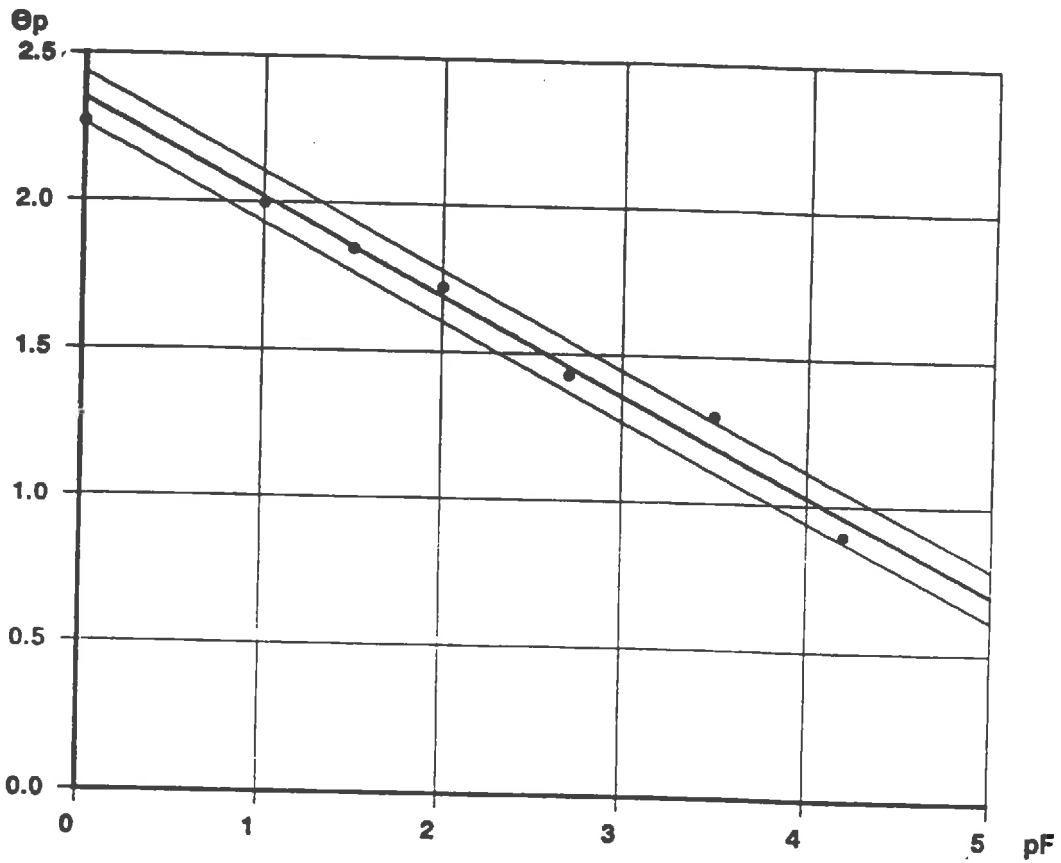


Fig. 6.1 Teneur en eau pondérale des racines à différents pF

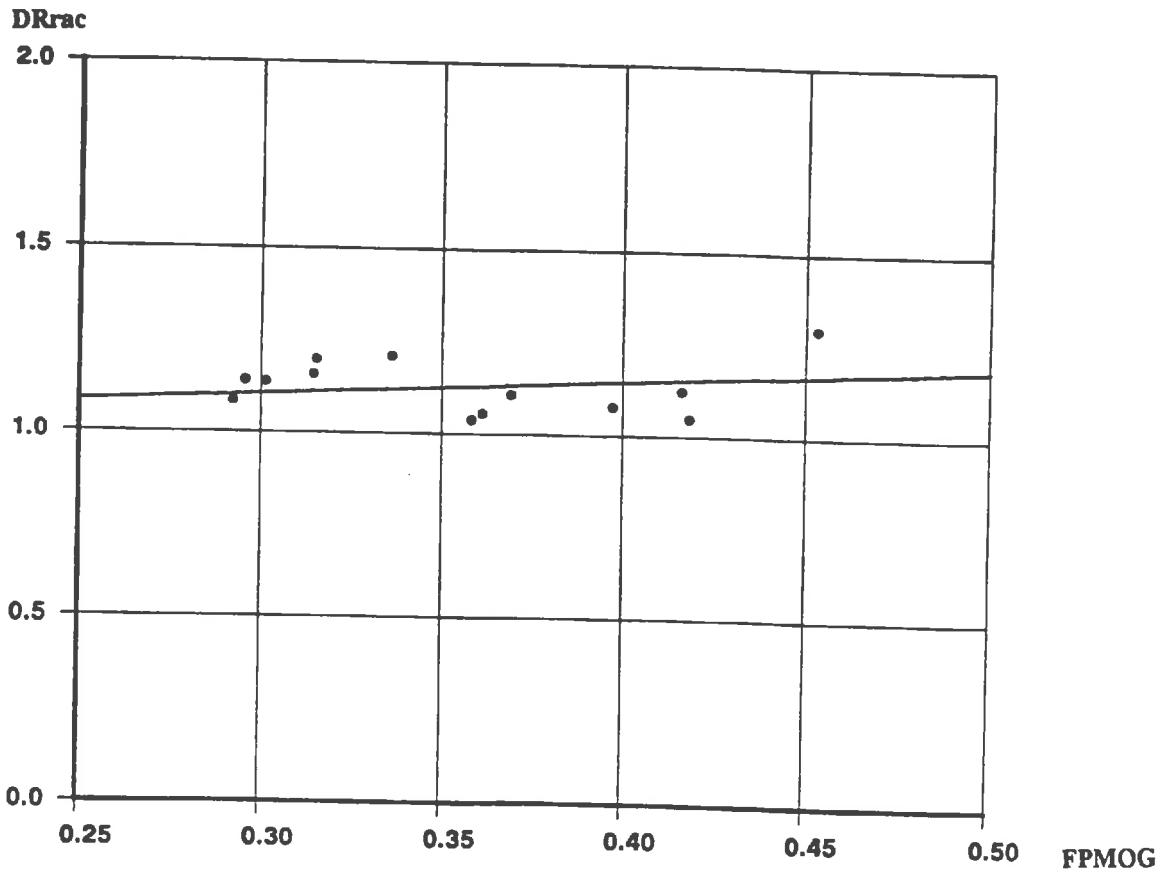


Fig. 6.2 : Relation entre la densité réelle des racines DRrac et la fraction pondérale des tissus racinaires FPMOG

- à pF3.5 (N=14) et 4.2 (N=19): Θ_{pMOG} a été déterminé par la méthode de la presse à membrane après inclusion de racines fraîches dans un milieu poreux calibré. Ces mêmes données ont été utilisées au § 3.2.2.1. (correction des teneurs en eau à pF3.5 et 4.2).

* mesure de la densité des racines : sur une série de 13 échantillons, on mesure le volume de racines turgescentes par picnométrie. Connaissant les masses fraîche M_f et sèche M_s des racines (pesée avant et après séchage à l'étuve à 105 °C), on en déduit la densité réelle des racines DR_{rac} , "à saturation" (telle qu'elle a été définie plus haut).

6.1.3. Résultats

- La teneur en eau pondérale des racines Θ_{pMOG} , "à saturation" :

Les mesures effectuées montrent qu'à saturation les racines comportent plus de 2 fois leur poids d'eau :

$$\Theta_{pMOG} \text{ moyen} = 2.27 \quad s = 0.37 \quad N = 22$$

Ce résultat est conforme aux rares données d'humidité des racines trouvées dans la littérature (WILSON & al., 1953, cité par KRAMER, 1969) : les racines de tournesol contiennent 71% d'eau par rapport à leur poids frais ce qui se rapproche des valeurs obtenues sur les racines turgescentes ($\Theta_p=2.27$ soit 69.3% du poids frais).

- La teneur en eau pondérale des racines Θ_{pMOG} à différents états de saturation du milieu : Θ_p décroît progressivement lorsque le milieu s'assèche et la relation $\Theta_p(pF)$ est linéaire (Fig. 6.1). Elle s'écrit

$$\Theta_{pMOG} = - 0.33 pF + 2.35 \quad N = 7 \quad r = -0.989 \quad SE = 0.053 \quad (3)$$

L'intérêt d'une telle relation empirique est de permettre l'estimation de la teneur en eau pondérale des racines à tous les états de saturation du milieu.

N-B : pour Θ_{pMOG} à pF0, nous avons pris la valeur moyenne de Θ_p à saturation, qui en est très voisine.

- La densité réelle des racines, "à saturation" :

Le densité réelle DR_{rac} a été mesurée par picnométrie sur des échantillons de racines fraîches. On ajuste l'équation 1 aux 13 points expérimentaux ainsi obtenus et on en déduit une estimation de la densité réelle des tissus racinaires DR_{MOG} (Fig. 6.2) :

$$DR_{MOG} = 1.469 \quad +/- \quad 0.096$$

- La densité apparente des racines, à différents pF :

Connaissant DR_{MOG} , on peut calculer la densité apparente des racines $DAMOG$ à différents pF à partir des teneurs en eau pondérales Θ_{pMOG} correspondantes, par la formule 2. A partir des données ainsi obtenues, on établit la relation entre la densité apparente des racines (Ann. III, fig. III.1a) et le pF, qui s'écrit

$$DAMOG. = 0.067 pF + 0.305 \quad N = 7 \quad r = 0.961 \quad SE = 0.026 \quad (4)$$

Cette relation permet d'estimer DAMOG à n'importe quel pF; ce paramètre varie de 0.33 à saturation à 0.63 à pF4.2 . Le volume des racines diminue donc de moitié entre ces deux états extrêmes de saturation du milieu (la masse sèche des racines étant constante).

pF :	sat	1.0	1.5	2.0	2.7	3.5	4.2
Θ_{pMOG}	2.27	2.0	1.85	1.72	1.43	1.3	0.9
DAMOG	0.33	<u>0.37</u>	<u>0.40</u>	<u>0.41</u>	<u>0.47</u>	<u>0.51</u>	<u>0.63</u>

n = valeur calculée par les équations 2 ou 3

Tab. 6.1 : Valeurs de la teneur en eau pondérale Θ_{pMOG} et de la densité apparente DAMOG des racines, à différents pF

Les valeurs de Θ_{pMOG} et DAMOG présentées dans le tableau 6.1 seront utilisées comme paramètres dans les différents modèles conceptuels des chapitres 7 et 8.

- Conclusion :

Le principal intérêt de cette série d'expériences est de connaître la teneur en eau pondérale et la densité apparente des racines à différents états de saturation, dans les conditions du laboratoire i.e. au sein des échantillons de sol. On peut ainsi préciser la part de l'humidité totale de l'échantillon de sol attribuable aux racines aux différents pF mesurés. En effet, on peut calculer à partir de la masse sèche des racines (FPMOG) la teneur en eau et le volume (et donc la densité apparente) des racines, à l'aide des relations établies dans ce chapitre. Malgré leur nombre insuffisant et leur faible précision, ces mesures ont permis de fixer l'ordre de grandeur des humidités volumique et pondérale des racines. Ces données permettent donc d'appréhender d'une manière plus réaliste l'organisation et le comportement hydrique des sols naturels; elles seront intégrées dans les modèles conceptuels d'estimation de la densité apparente et de la rétention, dans les chapitres 7 et 8.

Il importe cependant de préciser que ces mesures ont été effectuées sur des racines séparées du reste de la plante et qu'elles ne donnent donc qu'une image partielle du comportement hydrique des racines dans la nature. En effet, dans les conditions physiologiques, les variations de l'humidité des racines, outre de la quantité d'eau disponible dans le sol et de son état énergétique, dépendent aussi de l'évapotranspiration et de la résistance à l'écoulement des différents tissus végétaux. Cependant, la transpiration des plantes est un phénomène essentiellement passif, physique (KNIGHT, 1967), le système sol-plante-atmosphère étant considéré comme un continuum (PHILIPS, 1966) : les expériences effectuées montrent qu'en l'absence de demande atmosphérique les racines cèdent une partie de leur eau au sol à mesure que celui-ci s'assèche et que, corrélativement, leur volume diminue.

6.2. Densité de la fraction minérale grossière

On a mesuré par picnométrie le volume d'éléments grossiers minéraux avant (V_r) et après imprégnation par une substance plastifiante (V_a), qui est destinée à en imperméabiliser la surface : on en déduit respectivement la densité réelle DRGRO et la densité apparente DAGRO des éléments lithiques. Ces deux valeurs sont très proches l'une de l'autre : la porosité des grossiers minéraux est donc très faible. Pour différents types de formations, on obtient :

		Arène granitique N = 10	Formation gélifluée : sur granite / sur grauwacke N = 10 / N = 10	
Densité	\bar{x}	2.688	2.657	2.671
apparente	s	0.054	0.065	0.043
Densité	\bar{x}	2.694	2.713	2.714
réelle	s	0.042	0.070	0.025

Ces données sont cependant entachées d'une erreur non négligeable, qui provient de l'incertitude sur la mesure du volume des éléments grossiers, puisque certaines densités sont supérieures à celle du granite sain. C'est pourquoi les valeurs retenues sont celles calculées par une régression linéaire passant par l'origine entre le volume (V_a ou V_r) et la masse M des éléments lithiques, la pente de la droite d'ajustement étant alors égale à la densité (Fig. 6.3 et 6.4). On obtient ainsi :

$$M = 2.668 V_a \quad r = 0.998 \quad SE (g) = 2.58 \quad N = 30$$

$$DAGRO = 2.668 \quad +/- 0.010$$

et

$$M = 2.712 V_r \quad r = 0.996 \quad SE (g) = 3.125 \quad N = 30$$

$$DRGRO = 2.712 \quad +/- 0.015$$

D'après ces résultats, la porosité du matériel est très faible, de l'ordre de 2 %.

Conclusion

Ces expérimentations montrent que les éléments grossiers organiques et minéraux présentent un comportement hydrique nettement différencié, qui se démarque de celui de la matrice fine organo-minérale; il est donc nécessaire d'en tenir compte pour interpréter les rétentions mesurées : les racines contiennent une quantité d'eau non négligeable - malgré leur faible masse -, qui varie en fonction du pH; les éléments lithiques, au contraire, présentent une très faible porosité et une densité apparente élevée. C'est pourquoi nous utiliserons dans la suite de cette partie des modèles conceptuels d'estimation de la densité apparente et de la rétention qui tiennent compte de la composition du milieu. Les valeurs expérimentales déterminées dans ce chapitre seront intégrées comme paramètres dans ces modèles ou permettront d'apprécier la fiabilité des paramètres obtenus par ajustement.

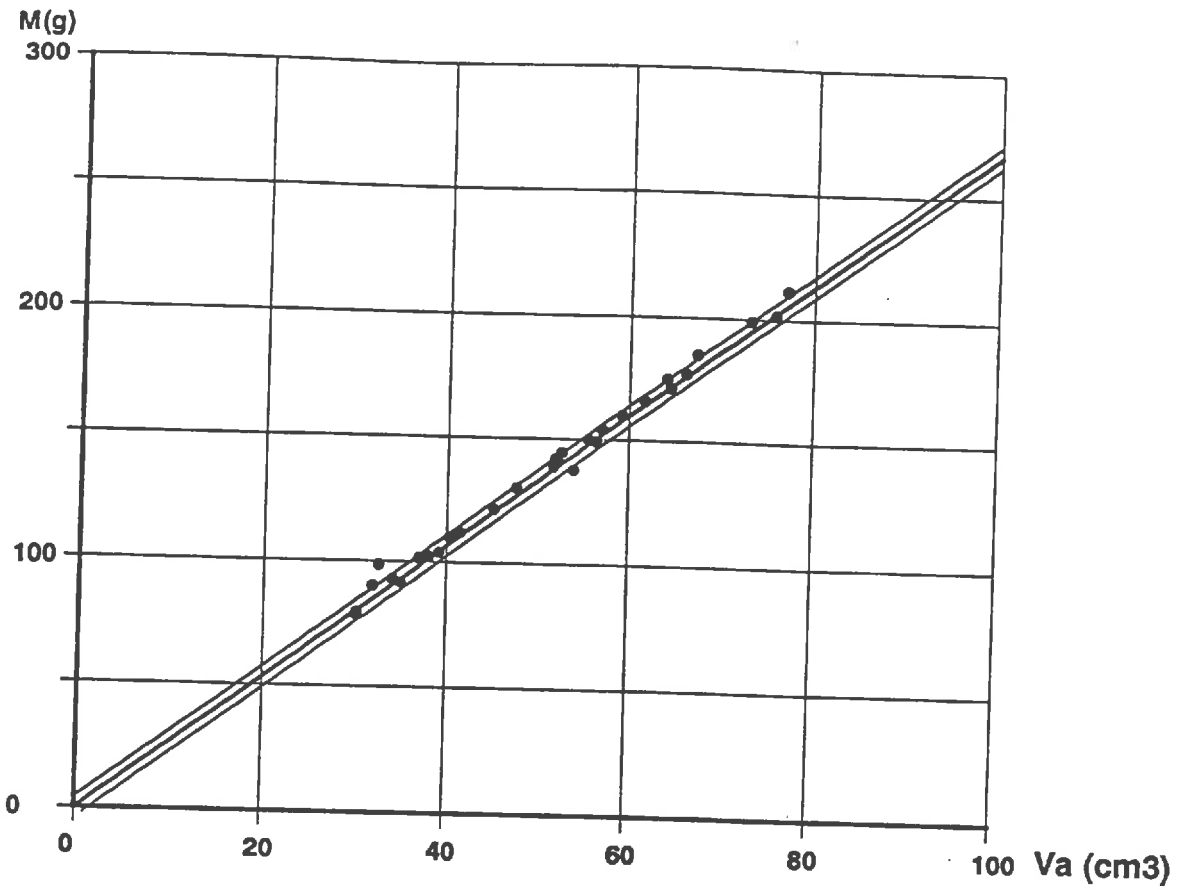


Fig. 6.3 Densité apparente de la fraction minérale grossière DAMOG

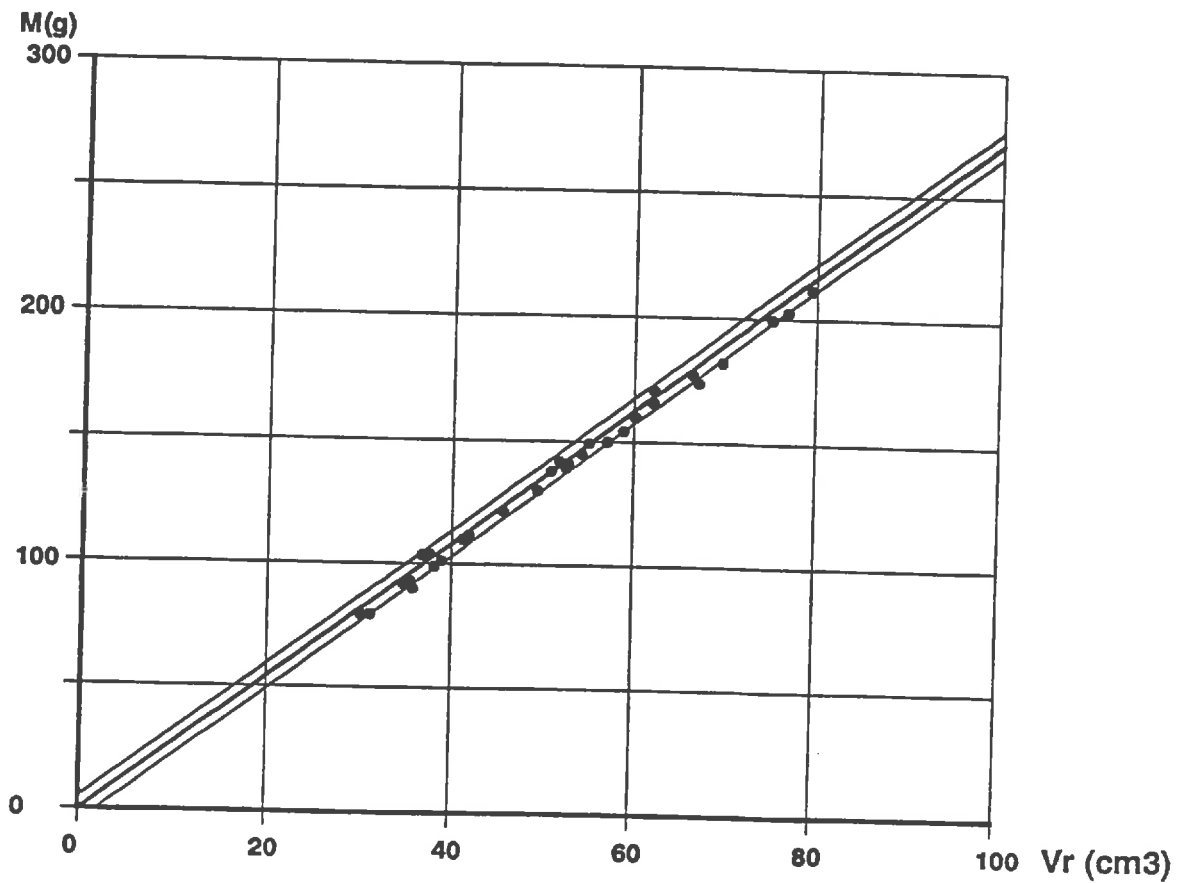


Fig. 6.4 Densité réelle de la fraction minérale grossière DRMOG

CHAPITRE VII

CORRELATIONS ENTRE LES PROPRIETES PHYSIQUES DU SOL

Les propriétés physiques du sol mesurées dans notre protocole opératoire sont la densité apparente, la porosité (i.e. le volume global des pores) et les variables relatives à la composition du matériel. Les relations les plus significatives mises en évidence entre ces variables sont:

* la relation entre la densité apparente DA et les fractions pondérales des principaux constituants du sol : la fraction minérale fine (<2mm) MIN, la fraction minérale grossière GRO, la matière organique fine (<2mm) MO et la matière organique grossière MOG. Les fractions pondérales correspondantes FPMIN, FPGRO, FPFO et FPFOG sont égales à la masse du constituant rapportée à la masse totale du sédiment;

* la relation entre la densité apparente et la porosité.

A l'aide des relations établies dans ce chapitre, il sera possible d'estimer les propriétés physiques les plus difficiles à mesurer (la densité apparente et la porosité, qui nécessitent le prélèvement d'échantillons à structure conservée) à partir des variables de détermination plus aisée (composition du matériel).

7.1. Revue bibliographique : relations entre les propriétés physiques du matériel

Des corrélations significatives ont été observées entre la densité apparente DA et différents constituants du milieu, en particulier la matière organique.

SAINI (1966) établit une relation linéaire entre la densité apparente DA et le carbone total, obtenu par oxydation au bichromate de potassium, pour différents sols de l'Ohio. Pour 78 sols du Vermont, CURTIS (1964) a mesuré le taux de matière organique par calcination et proposé une correction de DA tenant compte de la présence d'éléments grossiers. La relation DA-MO étant fortement non linéaire dans les sols humifères considérés, il lui ajuste une fonction polynome de degré 2. ALEXANDER (1980), testant diverses régressions multilinéaires entre DA et les propriétés physiques de 721 échantillons de sols californiens, constate le rôle essentiel de la matière organique dans l'estimation de la densité apparente et propose une relation linéaire entre DA et la racine carrée du taux de carbone organique. GOSSELINK & al. (1984) établissent une relation curvilinéaire entre la densité apparente et le carbone organique dont ils déduisent la densité apparente de la matière organique.

REIGNER & PHILIPS (1964) établissent d'une part une relation linéaire entre DA et la teneur en éléments grossiers (minéraux) du sol, dont ils déduisent la densité apparente d'un sol non-caillouteux (DA matrice fine = 1.5) et, d'autre part, une régression multiple entre DA, la profondeur et le taux d'éléments grossiers.

De ces relations empiriques il ressort que la densité apparente est liée à la nature des constituants du matériel : à structure égale, DA dépend en effet uniquement des teneurs relatives en matrice minérale fine, en éléments grossiers et en matière organique.

Partant de ce principe, ADAMS (1973) a établi un modèle conceptuel hyperbolique reliant DA et les différents composants du milieu : pour des sols non caillouteux et sans structure, il en déduit, ainsi que RAWLS (1983), les densités apparentes de la matrice minérale et de la matière organique.

7.2. Relation entre la densité apparente DA et les constituants du milieu

* Relation entre la densité apparente et le taux de matière organique

La relation linéaire entre la densité apparente et le taux de matière organique fine, rapporté à la masse totale de l'échantillon FPMO, s'écrit :

$$DA = - 5.30 \text{ FPMO} + 1.52 \quad r = - 0.802 \quad SE = 0.188 \quad N = 444$$

L'ordonnée à l'origine, $DA = 1.52$, peut s'interpréter comme la densité apparente d'un échantillon entièrement minéral et se rapproche des valeurs effectivement mesurées sur des échantillons de profondeur. Par contre, pour les valeurs élevées de FPMO, la densité apparente serait négative, ce qui n'a pas de sens. Le modèle linéaire n'est donc valable que pour les faibles valeurs de FPMO. Il est cependant intéressant de constater que la matière organique explique plus de 64 % de la variabilité de la densité apparente.

* Application du modèle d'Adams

Dans le modèle conceptuel présenté par ADAMS (1973), la densité apparente du sol dépend uniquement des masses relatives de ses constituants; il s'applique strictement à des sols sans structure ou de même structure. L'intérêt du "modèle d'Adams" réside dans sa facilité de mise en oeuvre et dans l'utilisation de variables aisément mesurables : il permet d'estimer la densité apparente, tout en tenant compte de la nature composite des sols. Nous évaluerons la qualité de l'estimation et interpréterons les paramètres du modèle.

+ Le modèle :

Ce modèle repose sur l'hypothèse suivante : les différents constituants présentent une densité apparente spécifique. La densité apparente de l'échantillon global dépend donc uniquement des contributions partielles des différents constituants.

On peut décomposer l'échantillon, de masse M et de volume V, en N constituants i de fraction pondérale F_{Pi} et de masse M_i avec

$$\sum F_{Pi} = 1 \quad \sum M_i = M \quad \text{et} \quad F_{Pi} = M_i/M$$

Le modèle d'ADAMS (1970) s'énonce alors, sous une forme généralisée :

$$DA = 1 / \sum (F_{Pi}/DA_i)$$

et s'applique également à l'estimation de la densité réelle, sous la forme:

$$DR = 1 / \sum (F_{Pi}/DR_i)$$

Les fractions pondérales des différents constituants du sol présentent une relation hyperbolique avec la densité apparente et la densité réelle.

Pour faciliter une illustration graphique du modèle, nous définirons une "densité apparente de la fraction fine organo-minérale DAff" (<2mm), égale au rapport de la masse de la matrice organo-minérale à son volume (les densités apparentes des fractions grossières ayant été mesurées au chapitre VI).

+ Résultats :

Le modèle d'ADAMS appliqué aux 4 constituants du milieu pris en compte s'écrit

$$DA = \frac{1}{FPMO/DAMO + FPMIN/DAMIN + FPGRO/DAGRO + FPMOG/DAMOG}$$

les densités apparentes des différents éléments constitutifs du milieu DAi étant estimées par ajustement. Cependant, les résultats obtenus lorsque la régression non-linéaire comporte 4 paramètres sont peu réalistes, en particulier en ce qui concerne les densités apparentes des fractions grossières, mesurées par ailleurs.

Si l'on fixe la densité apparente des éléments grossiers organiques DAMOG en lui attribuant la valeur mesurée au chapitre 6, l'estimation portant sur les 3 autres paramètres, on obtient :

$$\begin{array}{ll} DAMO = 0.169 \quad +/-0.006 & \\ DAMIN = 1.764 \quad +/-0.043 & N = 444 \\ DAGRO = 1.700 \quad +/-0.052 & SE = 0.162 \end{array}$$

Il apparaît également ici que la densité apparente de la fraction minérale grossière est relativement éloignée des valeurs mesurées (§ 6.1.) et certainement sous-estimée.

Pour assurer une signification physique au modèle, il s'avère donc nécessaire de fixer les valeurs de certains paramètres, déterminées expérimentalement. Cependant, en réduisant le nombre de degrés de liberté du modèle, on réduit également la qualité de l'ajustement.

En attribuant à DAGRO et DAMOG les valeur mesurées au § 6.1. et 6.2,

$$\begin{array}{l} DAGRO = 2.67 \\ DAMOG = 0.63 \end{array}$$

- cette dernière valeur étant prise égale à la densité apparente des racines à pF4.2 qui se rapproche le plus de la densité apparente des racines séchées à l'étuve - on obtient les paramètres d'ajustement suivants :

$$\begin{array}{ll} DAMO = 0.160 \quad +/- 0.0068 & N = 444 \\ DAMIN = 1.490 \quad +/- 0.033 & SE = 0.191 \end{array}$$

Ce modèle est illustré graphiquement par la relation entre la densité apparente de la matrice fine organo-minérale DAff et le taux de matière organique FPMO, rapporté à la masse de cette matrice (Fig. 7.1).

Les écarts entre les densités mesurées et estimées sont acceptables (Fig. 7.2). Cependant, on constate que la qualité de l'ajustement n'est pas améliorée par rapport à la régression linéaire DA-FPMO; l'erreur-standard d'estimation SE reste relativement élevé.

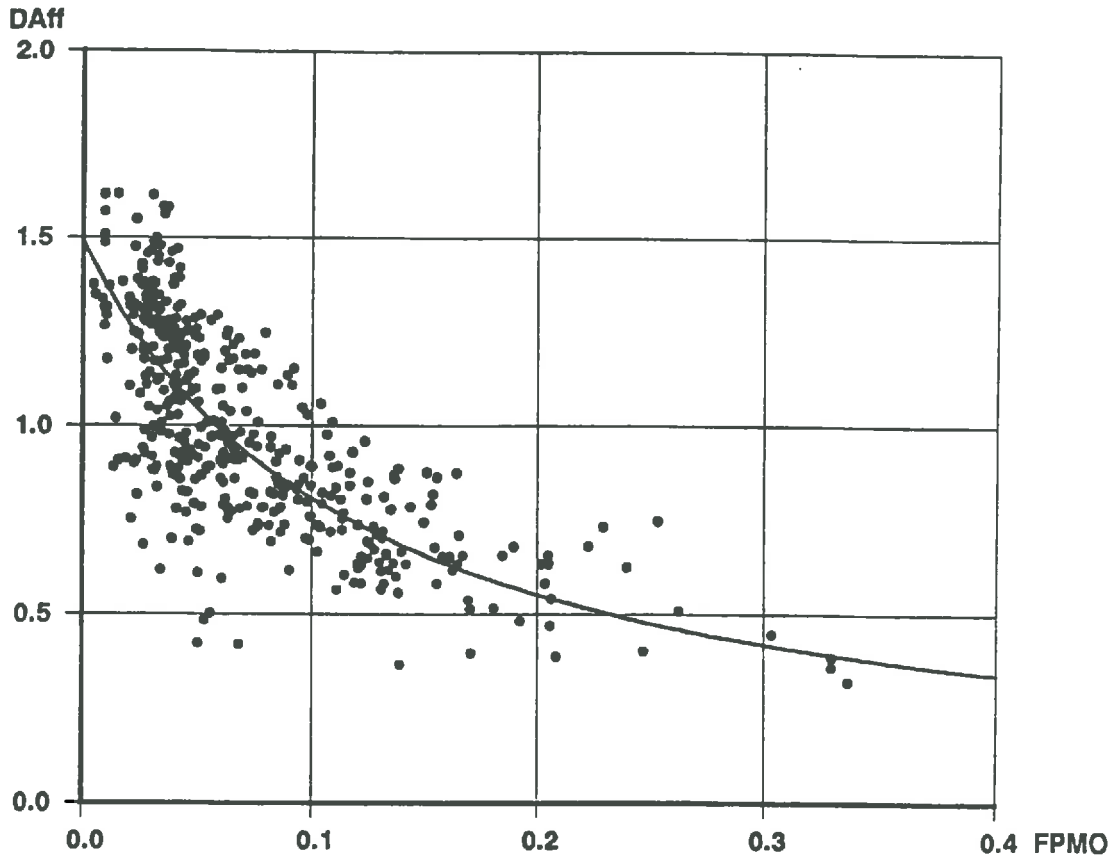


Fig. 7.1 : Application du modèle d'Adams à l'estimation de la densité apparente de la matière organique fine DAMO et de la matrice minérale fine DAMIN

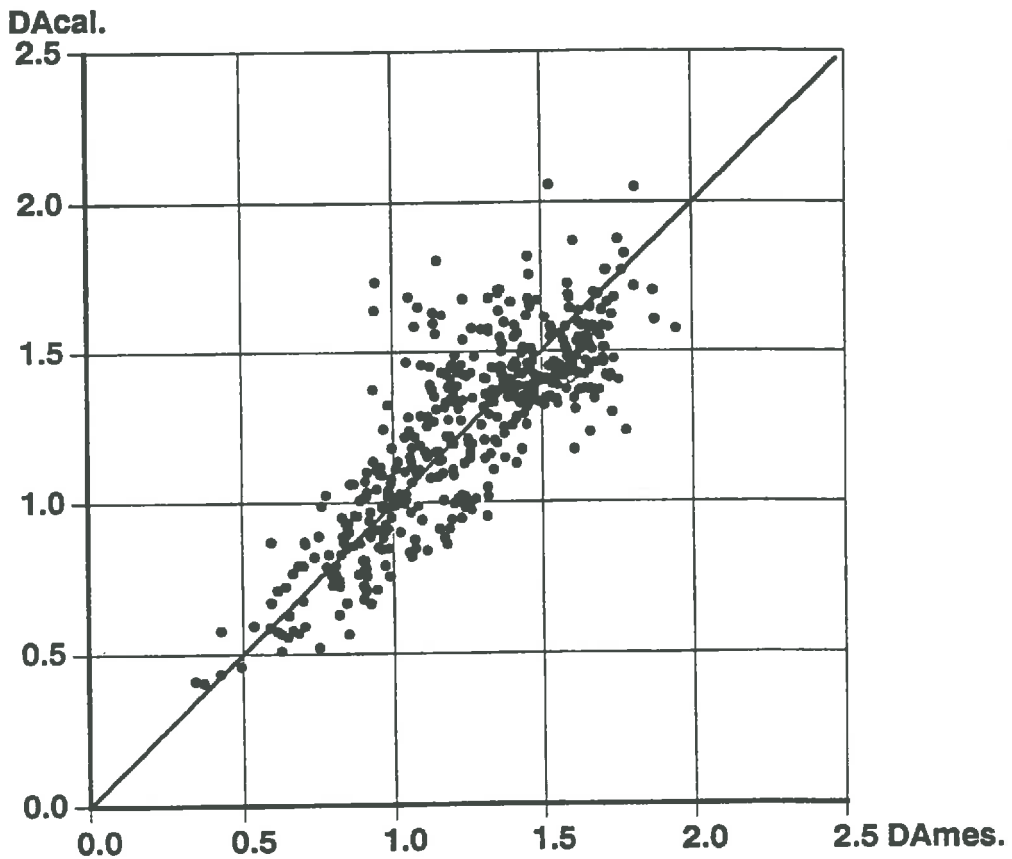


Fig. 7.2 : Comparaison de la densité apparente mesurée et calculée par le modèle d'Adams (N = 444)

Ceci provient de 2 causes :

- la non prise en compte de la structure, à laquelle DA est sensible;
- La disparité des milieux de la série principale. Les niveaux cryogéniques en particulier ont été compactés par le gel et présentent de ce fait une structure particulière.

C'est pourquoi nous avons effectué le même traitement pour l'ensemble des échantillons non structurés par le gel (N = 310). On obtient dans ce cas :

DAMO = 0.188 +/- 0.011 N = 310
DAMIN = 1.251 +/- 0.036 SE = 0.186

La qualité de l'estimation est légèrement améliorée par rapport au cas précédent. Les paramètres d'ajustement sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus par VIVILLE (1985) dans un milieu comparable

DAMO = 0.172 +/- 0.023 N = 36
DAMIN = 1.222 +/- 0.093 SE = 0.109

et par ADAMS (1970) sur un ensemble de sols différents, avec une gamme de taux de matière organique très étendue

DAMO = 0.223
DAMIN = 1.27

ainsi que par RAWLS (1983) chez qui DAMO = 0.224. On constate donc une remarquable constance de ces deux paramètres dans les sols naturels. Si l'on applique le modèle à des sous-ensembles d'individus homogènes, l'estimation est encore meilleure. Par exemple, pour des groupes constitués sur une base lithologique :

Terrains cristallins (N = 180) : SE = 0.157
Grauwackes (N = 78) : SE = 0.144
Alluvions (N = 45) : SE = 0.109

7.3. Estimation des densités réelles des constituants du milieu

Le modèle hyperbolique d'ADAMS a été également appliqué à l'estimation des densités réelles de la matière organique et de la matrice minérale, à partir de la densité réelle DR de la matrice fine organo-minérale (<2mm), déterminée par picnométrie sur une série de 24 échantillons (Ann. III, fig. III.1b); elle s'écrit (ADAMS, 1973) :

$$DR = 1 / (FPMO/DRMO + FPMIN/DRMIN)$$
$$= 1 / (FPMO/DRMO + (1-FPMO)/DRMIN)$$

Sur cette série restreinte d'échantillons, dans une gamme de teneurs en matière organique MO comprise entre 3 et 15 %, la densité réelle DR de la matrice fine organo-minérale varie de 2.4 à 2.7. Les valeurs des paramètres d'ajustement obtenus par application du modèle d'Adams sont :

DRMO = 1.369 +/- 0.052 N = 24
DRMIN = 2.709 +/- 0.012 SE = 0.017

La densité réelle de la matière organique DRMO se rapproche de la densité réelle des tissus racinaires DRMOG estimée au § 6.1. La densité réelle de la fraction minérale fine DRMIN est très voisine de la densité réelle des éléments lithiques DRGRO, mesurée au § 6.2.

Ces paramètres sont également très voisins de ceux obtenues par ADAMS (1973)

$$\text{DRMO} = 1.302$$

$$\text{DRMIN} = 2.77$$

La densité réelle des éléments grossiers organiques (tissus végétaux ou humus), comme celle des éléments minéraux, semble donc être relativement constante.

7.4. Estimation de la porosité des constituants du matériel

Les paramètres estimés aux paragraphes 7.2 et 7.3 permettent de calculer la porosité des différents constituants i du matériel, sachant que :

$$\text{POR}_i = 1 - (\text{DA}_i / \text{DR}_i)$$

En effet, pour un matériel homogène, le volume des vides est inversement proportionnel à la quantité de matière par unité de volume. Ainsi,

$$\text{PORMO} = 1 - \text{DAMO}/\text{DRMO} = 1 - 0.188/1.369 = 0.863$$

$$\text{PORMIN} = 1 - \text{DAMIN}/\text{DRMIN} = 1 - 1.251/2.709 = 0.538$$

$$\text{PORGRO} = 1 - \text{DAGRO}/\text{DRGRO} = 1 - 2.668/2.712 = 0.016$$

Conclusion :

Dans notre bassin, c'est la matière organique qui explique l'essentiel de la variabilité de la densité apparente; en effet dans le cas linéaire, FPMO explique plus de 64 % de la dispersion totale de DA. La matière organique influence fortement la densité apparente du sol du fait de sa très faible densité apparente propre (DAMO) et des différenciations structurales qu'elle induit.

Les paramètres déterminés par le modèle d'Adams (DA_i et DR_i) sont cohérents avec les données expérimentales du chapitre 6 et les résultats d'autres auteurs. Ce modèle n'améliore pas sensiblement l'ajustement par rapport au cas linéaire, mais les paramètres qu'il comporte peuvent s'interpréter physiquement. Il permet d'estimer la densité apparente à partir de variables sédimentologiques faciles à mesurer : la précision de l'estimation est acceptable (Fig. 7.2) et elle est améliorée par l'application du modèle à des groupes homogènes d'individus; dans ce cas l'erreur standard d'estimation est comprise entre 0.11 et 0.16.

CHAPITRE VIII

RELATIONS ENTRE PROPRIETES PHYSIQUES ET HYDRIQUES DU MATERIEL

Les propriétés hydriques du sol dépendent fondamentalement de la nature des constituants du milieu et de leur arrangement structural. A structure égale, il est possible de relier la rétention à la texture ou la nature des constituants du sol. Nous étudierons différentes relations, empiriques ou conceptuelles, entre les teneurs en eau à différents pF et des variables physiques du sol, nous les comparerons entre elles et nous évaluerons la précision de l'estimation qu'elles permettent. Une conclusion "opérationnelle" clora ce chapitre, dans laquelle on proposera une simplification des études ultérieures de la variabilité spatiale des propriétés hydriques (à moyenne échelle) par le recours à des variables faciles à mesurer, corrélées avec les précédentes.

8.1. REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

De nombreux chercheurs ont établi de manière empirique des relations entre les caractéristiques de rétention des sols et des variables physiques du sol, essentiellement les différentes fractions granulométriques, le taux de matière organique et la charge en éléments lithiques du matériel.

* La texture : il est connu que la courbe de rétention hydrique varie en fonction de la texture du matériel. C'est pourquoi certains auteurs, notamment des agronomes, ont cherché à relier certaines humidités caractéristiques des sols à la granulométrie. JAMISON et al. (1958) constatent, pour 271 sols essentiellement limoneux du Missouri, que la réserve utile massique (différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent), ou AWC (Available Water Capacity), est corrélée positivement avec le taux de limons grossiers et la matière organique. Ces deux dernières fractions étant liées, dans le cas des sols étudiés, ces auteurs attribuent l'augmentation de l'AWC à l'influence de la texture. LUND (1959), pour 22 profils de sols de Louisiane, et ABROLS et al. (1969), pour 14 profils de sols indiens, établissent des relations linéaires entre l'humidité du sol à 0.33 atmosphère (pF2.5) et le taux de limons, d'une part, et l'humidité à 15 atmosphères (pF4.2) et le taux d'argile, d'autre part, l'AWC étant liée à la somme des deux fractions précédentes. SALTER et al. (1966) notent que l'AWC augmente avec la quantité de sables fins et de carbone organique et diminue avec la teneur en sables grossiers.

* Le taux de matière organique : la rétention élevée de la matière organique est un phénomène connu de longue date. FEUSTEL et al. (1936) et BOUYOCOS (1938) démontrent sur des mélanges artificiels de tourbe et de sols minéraux de composition granulométrique variée que l'adjonction de la matière organique augmente la capacité au champ θ_{cc} et la teneur en eau au point de flétrissement θ_{pf} . De même, BOGGIE (1970) note une nette augmentation de la teneur en eau à différents pF (pF0.4 à pF4.2) avec le taux de matière organique, sur des mélanges de tourbe et de sables, dans une gamme allant de 0 à 100%.

* Les éléments lithiques : REINHART (1961) soulève le problème de l'influence des cailloux sur la teneur en eau de sols forestiers : à partir du poids des éléments lithiques et de leur contenu en eau, il propose une méthode d'estimation de la teneur en eau de la matrice fine.

* Régressions multilinéaires : dans les sols naturels, la texture et la nature des constituants influent de manière conjointe sur la rétention. C'est pourquoi différents auteurs ont effectué des régressions multilinéaires entre les humidités caractéristiques du sol et plusieurs variables descriptives du matériel. HOLLIS et al. (1970) présentent différentes régressions multiples reliant la capacité aux champs θ_{cc} ou l'humidité au point de flétrissement permanent θ_{pf} à des paramètres texturaux et au taux de matière organique. Les meilleurs résultats sont obtenus avec le taux de carbone organique et les taux de limons et d'argile, qui expliquent 76.4% de la variance totale pour θ_{cc} et 57.4% pour l'AWC. Dans un milieu analogue au nôtre - des dépôts morainiques et fluvioglaciacaires et des formations de gélifluxion dans les Midlands (Angleterre) -, ces auteurs soulignent le rôle essentiel joué par la matière organique puisque la relation linéaire entre le taux de matière organique et la capacité au champ explique 70% de la variabilité de θ_{cc} . Les résultats obtenus sont encore meilleurs si on ajuste une fonction curvilinéaire à ces 2 variables, qui explique jusqu'à 73% des variations de θ_{cc} . HUSZ (1967), à partir de régressions multilinéaires entre l'humidité volumique à différents pF et la teneur en argile et en limon, reconstitue l'ensemble de la courbe de rétention à partir de la composition du matériel.

De cet aperçu bibliographique il ressort que la rétention augmente avec la finesse de la texture du matériel et le taux de matière organique. Les éléments lithiques interviennent sur la teneur en eau du sol en réduisant la part de la matrice fine organo-minérale, qui est principalement le siège de la rétention hydrique. Cependant, selon leur lithologie, les cailloux et les blocs peuvent présenter une rétention propre (GRAS et MONNIER, 1963), qui est cependant généralement faible.

Certains auteurs ont cherché à intégrer l'ensemble de ces observations dans une même base conceptuelle et à relier la rétention à l'organisation du milieu poreux dans son ensemble.

* Relations conceptuelles entre la courbe granulométrique cumulée et la courbe de rétention : partant de l'observation d'une similitude de forme des courbes granulométriques cumulées et des courbes de rétention, différents auteurs (D'HOLLANDER, 1979; GUPTA et al., 1979; ARYA et al., 1981) ont cherché à déduire la courbe de rétention hydrique de la distribution granulométrique du matériel. D'un point de vue théorique en effet, la taille des particules constitutives conditionne celle des vides d'assemblage. On peut calculer, à un pF donné, le rayon maximum des pores remplis d'eau par application de la loi de Laplace (celle-ci s'appliquant strictement à des pores sphériques). La teneur en eau du matériel correspond alors à la somme du volume des pores remplis d'eau à la tension considérée. Cette relation est plus rigoureuse si l'on travaille en phase d'humectation afin d'éviter l'"effet de la bouteille d'encre" (BLOEMEN, 1984). HAVERKAMP et al. (1982) a appliqué une expression analytique dérivée de ce principe à des sols sableux, relativement bien calibrés. Cet auteur introduit un "facteur d'assemblage" pour tenir compte de la forme des pores et obtient ainsi de très bon résultats.

Nous n'avons pas utilisé ce type de méthodes dans notre étude parce que les sols du bassin de la Fecht présentent un spectre granulométrique étendu et des taux de matière organique élevés, ce qui s'éloigne de la base conceptuelle de ces modèles.

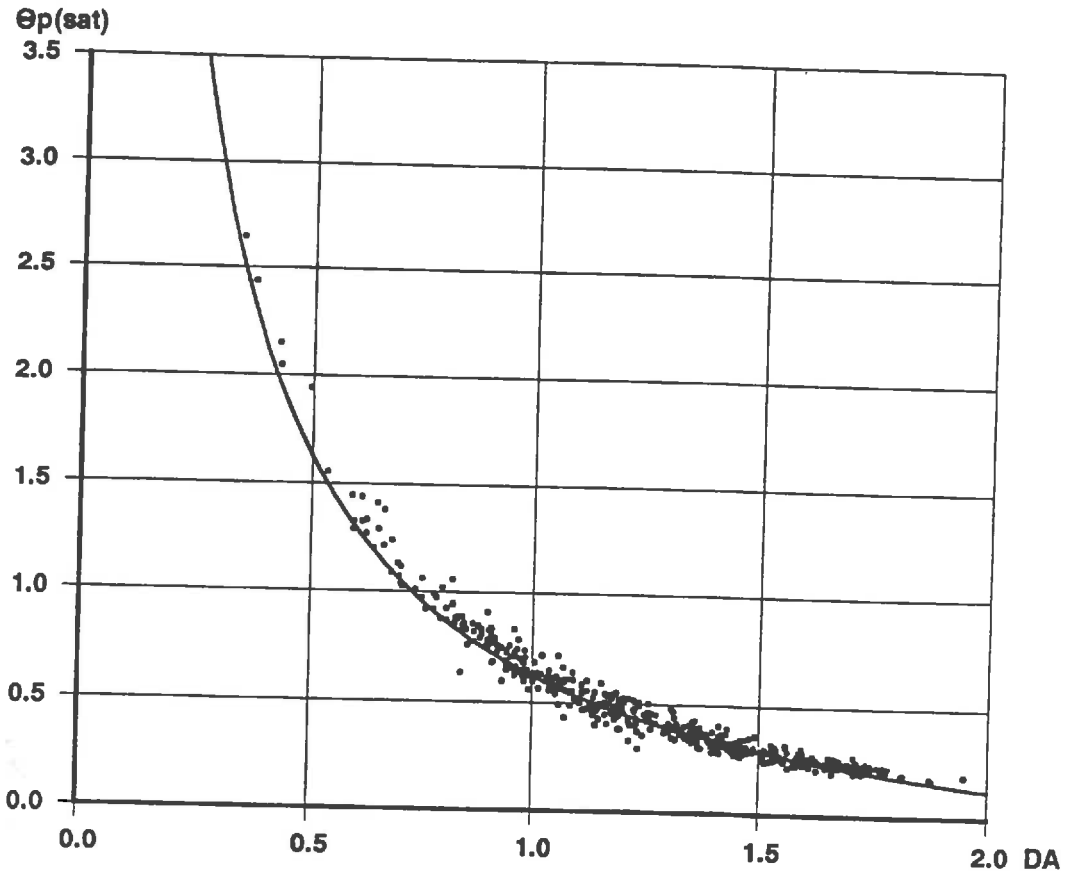


Fig. 8.1 : Relation entre la densité apparente DA et la teneur en eau pondérale à saturation $\Theta_p(\text{sat})$

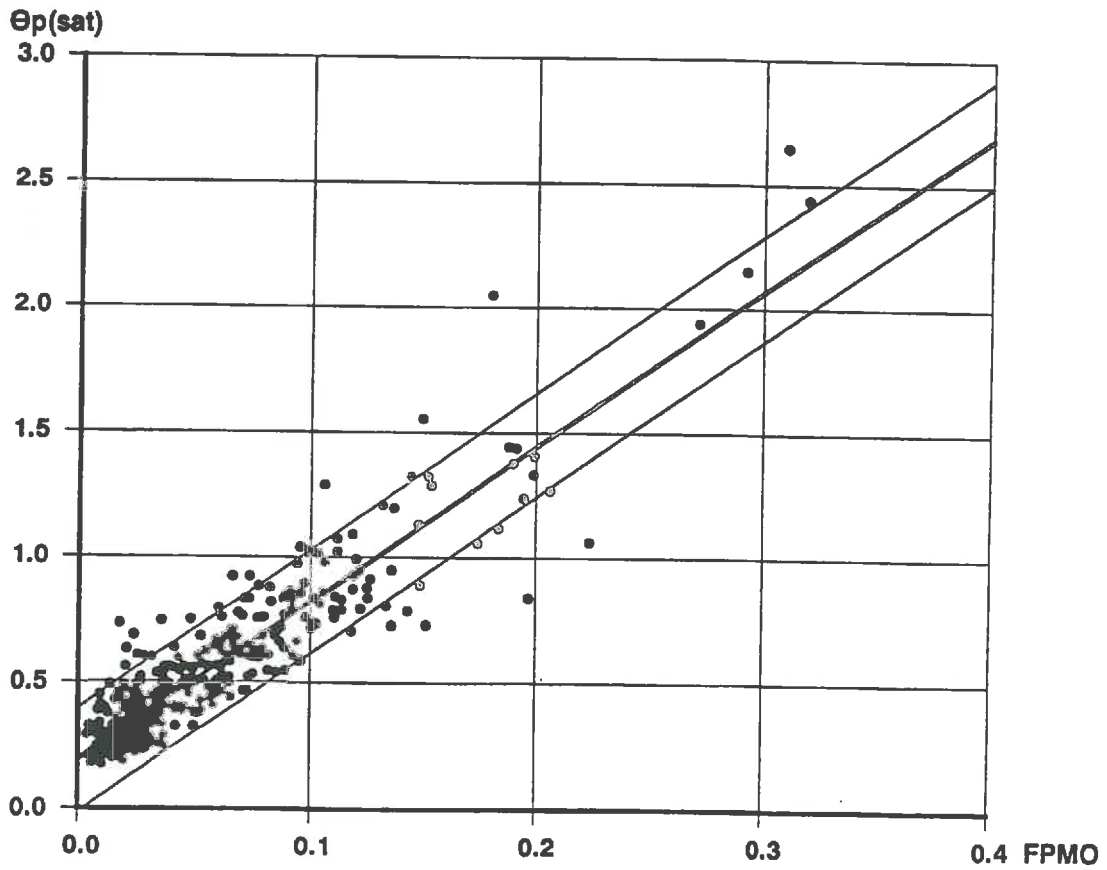


Fig. 8.2 : Relation entre la teneur en eau pondérale à saturation $\Theta_p(\text{sat})$ et le taux de matière organique FPMO

Par contre, nous avons testé le modèle conceptuel de rétention hydrique, déduit par B.AMBROISE de celui d'ADAMS (1977) et déjà utilisé par VIVILLE (1985), qui permet de tenir compte des différents constituants du sol - les taux de matière organique fine MO et grossière MOG et les fractions minérales fine MIN et grossière GRO -, dont le comportement hydrique est nettement différencié. L'application de ce modèle doit aboutir à une simplification du protocole opératoire, lors d'études ultérieures de la variabilité spatiale des propriétés hydriques, par la sélection de variables faciles à mesurer et corrélées avec les teneurs en eau volumiques.

8.2. RELATIONS EMPIRIQUES

Une rapide analyse du tableau de corrélation (Ann. III, tab. III.1) de l'ensemble des variables mesurées montre immédiatement des coefficients de corrélation élevés entre :

* la densité apparente et les variables de rétention hydrique, en données pondérales (corrélations négatives);

* le taux de matière organique et les variables de rétention hydrique, volumiques ou pondérales (corrélations positives).

8.2.1 Relation entre la densité apparente DA et l'humidité pondérale

Quel que soit le pF, le nuage de points (Θ_p, DA) présente une forme nettement hyperbolique, ce qui explique les valeurs relativement faibles prises par les coefficients de régression linéaire ($r = -0.892$ à saturation et $r = -0.816$ à pF4.2). A saturation, le regroupement des points expérimentaux est manifeste et dessine une portion d'hyperbole. On peut en effet mettre la relation entre la densité apparente et l'humidité pondérale à saturation sous la forme :

$$\Theta_p(\text{sat}) = \frac{\Theta_v(\text{sat})}{DA} = \frac{1}{DA} - \frac{1}{DR}$$

Appliquée à l'ensemble des échantillons de la série principale, avec $DR = 2.67$, la densité réelle des éléments lithiques estimée au chapitre 7, on obtient par cette relation une bonne estimation de $\Theta_p(\text{sat})$, puisque l'erreur-standard d'estimation $SE = 0.054$ (Fig. 8.1); ceci souligne la pertinence du paramètre DR retenu.

La dispersion du nuage de points augmente au fur et à mesure que le pF croît, mais la forme demeure hyperbolique.

8.2.2. Relation entre le taux de matière organique et la rétention

Le taux de matière organique MO présente des corrélations positives avec l'humidité volumique aux différentes tensions mesurées, comprises entre 0.857 à pF0 et 0.700 à pF4.2, les coefficients de corrélation décroissant à mesure que le pF augmente (Ann. III, tab. III.1). Cependant, l'observation des nuages de points expérimentaux montre que la relation n'est pas linéaire, mais présente une allure hyperbolique. La forme de la relation MO- Θ_v sera explicitée dans le § 8.3.

Les corrélations entre la matière organique FPMO - rapportée à l'ensemble de la masse du sédiment - et l'humidité pondérale, à un pF donné, sont meilleures dans tous les cas aux précédents, de l'ordre de 0.90 pour toute la gamme des tensions mesurées et la forme du nuage de points est nettement linéaire, quel que soit le pF (Fig. 6.2, 6.3 et 6.4). La relation linéaire entre $\Theta_p(h)$ et FPMO s'écrit :

à saturation : $\Theta_p(\text{sat}) = 6.28 \text{ FPMO} + 0.193$ $N = 444$
 $r = 0.921$ $SE = 0.125$

ce qui est proche des résultats de VIVILLE (1985)

$$\Theta_p(\text{sat}) = 8.89 \text{ FPMO} + 0.16 \quad N = 380$$
$$r = 0.897 \quad SE = 0.133$$

à pF2 : $\Theta_p(\text{pF2.0}) = 3.7 \text{ FPMO} + 0.057$ $N = 444$
 $r = 0.934$ $SE = 0.066$

à pF4.2 : $\Theta_p(\text{pF4.2}) = 1.6 \text{ FPMO} + 0.018$ $N = 444$
 $r = 0.901$ $SE = 0.038$

L'ensemble de ces relations empiriques soulignent l'importance de la matière organique dans la rétention hydrique, qui explique plus de 80 % de la dispersion totale de la rétention pondérale, à tous les pF.

8.3. RELATIONS CONCEPTUELLES

Les relations mises en évidence au paragraphe précédent sont ici transformées en des expressions directement interprétables. Pour cela, nous avons utilisé le modèle élaboré par AMBROISE (VIVILLE, 1985) qui établit de manière conceptuelle les relations entre la rétention hydrique et la composition du milieu poreux. Dans ce modèle, la rétention totale du sol est décomposée en des contributions partielles de ses principaux constituants présentant un comportement hydrique et un rôle structural nettement différent. Dans cette approche, il n'est pas tenu compte explicitement du rôle joué par la structure du milieu : ce modèle s'applique donc strictement à des sols présentant une structure homogène ou non structurés. L'intérêt de ce modèle simple - dont les conditions d'application sont très larges - est de permettre l'estimation de l'ensemble de la courbe de rétention hydrique du sol, en humidité pondérale ou volumique, à partir de quelques variables physiques de détermination aisée.

Ce modèle, comme tous les modèles conceptuels, comporte une dimension analytique et une dimension prévisionnelle. En effet, par application du modèle, on estime les teneurs en eau "propres" des différentes fractions constitutives, qui sont les paramètres d'ajustement des modèles : on peut analyser la signification hydrique de ces paramètres et, par comparaison avec les propriétés physiques de certaines fractions déterminées expérimentalement (Chap. 6), évaluer la qualité du modèle. En retour, ces paramètres étant connus, il est possible d'estimer aisément les teneurs en eau pondérales ou volumiques. Cette finalité prévisionnelle, ou "opérationnelle", est l'objectif principal recherché. La validité du modèle une fois établie, il sera possible de simplifier notablement le protocole opératoire et d'étudier la répartition et la variabilité spatiale des propriétés hydriques des sols à moindre coût.

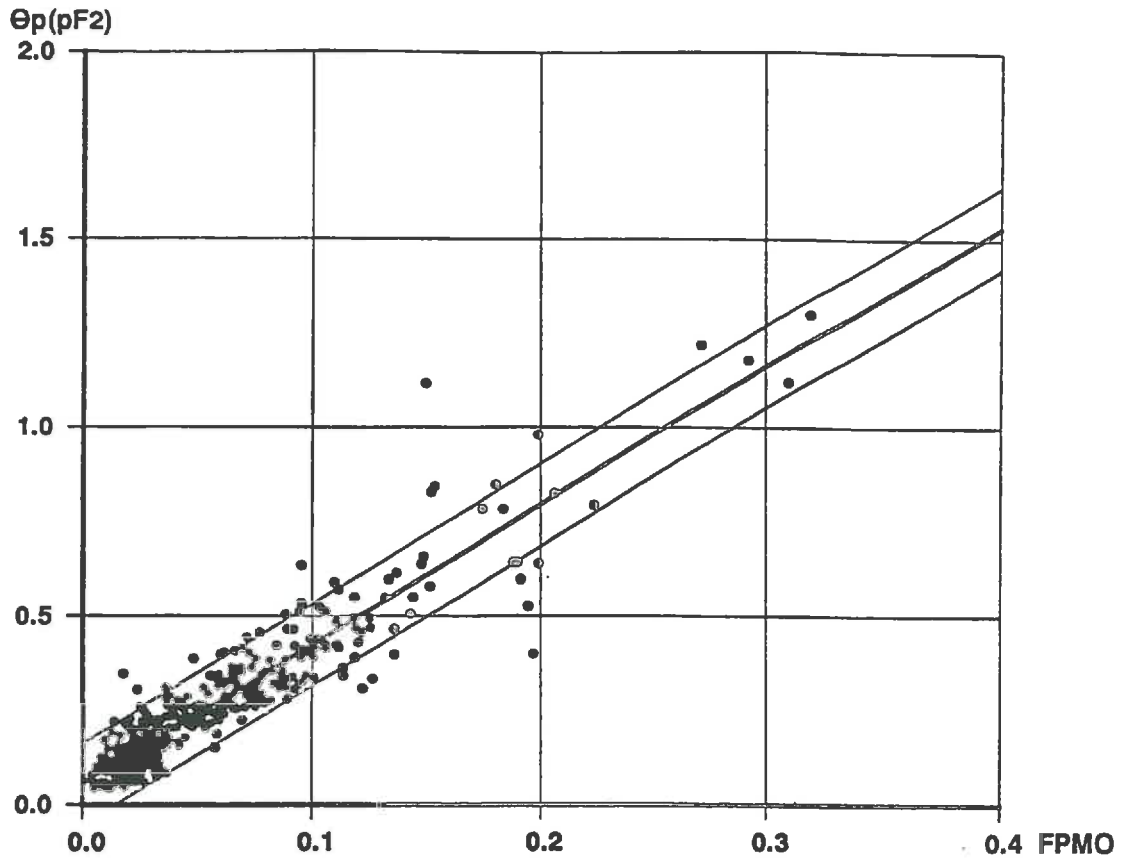


Fig. 8.3 : Relation entre la teneur en eau pondérale à pF2 $\Theta_p(pF2)$ et le taux de matière organique FPMO

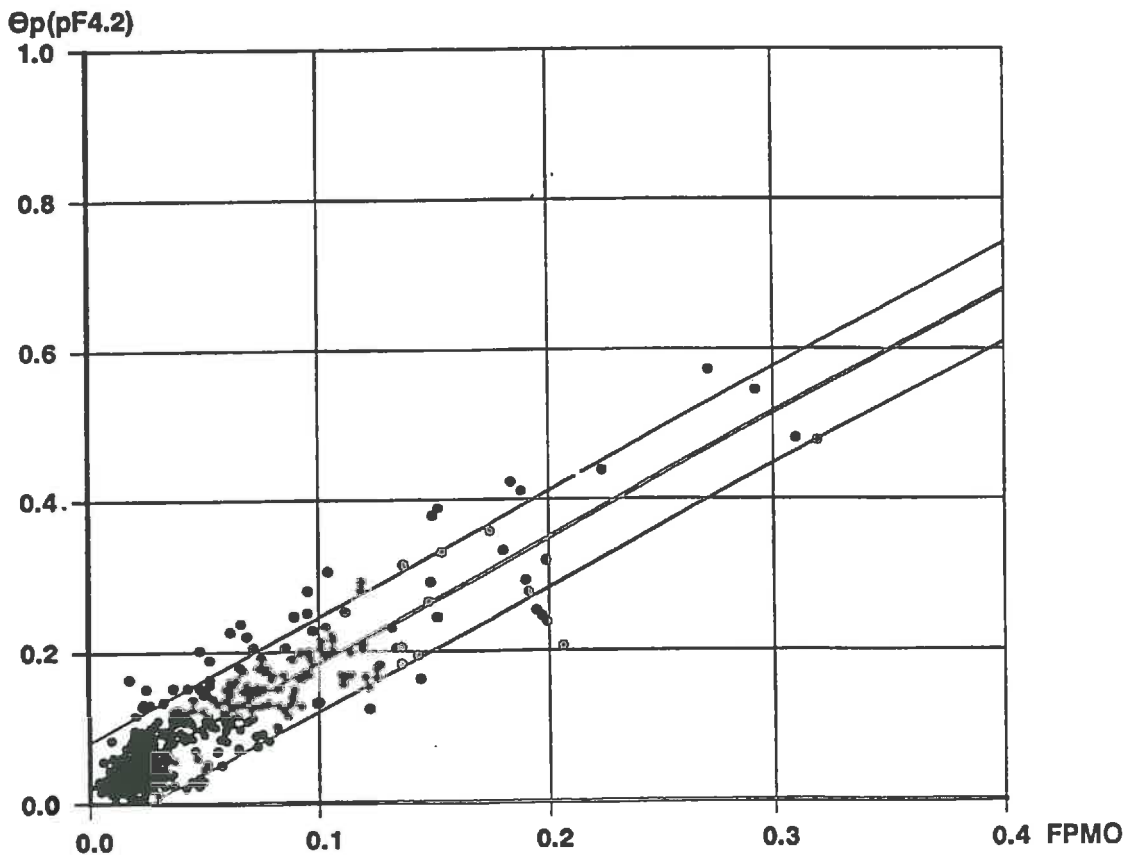


Fig. 8.4 : Relation entre la teneur en eau pondérale à pF4.2 $\Theta_p(pF4.2)$ et le taux de matière organique FPMO

8.3.1. Approche conceptuelle

Par hypothèse, on considère que l'humidité pondérale à une tension donnée $\Theta_p(h)$ est égale à la somme des teneurs en eau pondérales des différents constituants du matériel $\Theta_p(h)_i$, pondérées par les fractions pondérales correspondantes F_{Pi} . A saturation, la relation s'écrit

$$\Theta_p(\text{sat}) = \sum (\Theta_p(\text{sat})_i) * F_{Pi}$$

$$\text{avec } \sum F_{Pi} = 1$$

ce qui, en humidité volumique, s'énonce

$$\Theta_v(\text{sat}) = \frac{\sum ((\Theta_v(\text{sat})_i / D_{Ai}) * F_{Pi})}{\sum (F_{Pi} / D_{Ai})}$$

Par analogie avec ces formules, on peut exprimer les teneurs en eau volumiques ou pondérales à une tension quelconque, en considérant qu'une part décroissante du volume poral de chaque fraction participe à la rétention lorsque le pF augmente. Soit S le taux de saturation défini par

$$S = \Theta_p(h) / \Theta_p(\text{sat}) = \Theta_v(h) / \Theta_v(\text{sat})$$

L'humidité pondérale $\Theta_p(h)$, à une tension h quelconque, peut alors s'écrire

$$\begin{aligned} \Theta_p(h) &= \sum S(h)_i * \Theta_p(\text{sat})_i * F_{Pi} \\ &= \sum \Theta_p(h)_i * F_{Pi} \end{aligned} \quad (1)$$

Les coefficients Θ_{pi} de cette régression multilinéaire peuvent également s'interpréter en termes de teneurs volumiques, sachant que

$$\Theta_v(h)_i = \Theta_p(h)_i * D_{Ai}$$

en supposant les paramètres D_{Ai} connus.

En termes d'humidité volumique $\Theta_v(h)$, la relation devient

$$\begin{aligned} \Theta_v(h) &= \frac{\sum S(h)_i * (\Theta_v(\text{sat})_i / D_{Ai}) * F_{Pi}}{\sum F_{Pi} / D_{Ai}} \\ &= \frac{\sum \Theta_v(h)_i / D_{Ai} * F_{Pi}}{\sum F_{Pi} / D_{Ai}} \end{aligned} \quad (2)$$

D'après ces formules, la relation entre les humidités pondérales des constituants du milieu Θ_{pi} et les fractions pondérales correspondantes F_{Pi} est de nature linéaire (équation 1) alors qu'elle est de type hyperbolique lorsque l'humidité est exprimée en teneur volumique (équation 2). Ceci explique que les corrélations linéaires entre Θ_p et le taux de matière organique sont bonnes pour l'ensemble de la courbe de rétention hydrique alors que la qualité de la corrélation diminue en teneurs volumiques, lorsque le pF augmente (cf. ann. III, tab. III.1).

Partant de cette base conceptuelle, on peut définir une teneur en eau pondérale de la fraction fine (<2mm) organo-minérale Θ_{pff} et la teneur en eau volumique correspondante Θ_{vff} . Ces variables réduites présentent l'avantage de permettre une représentation graphique de l'humidité en fonction des fractions pondérales F_{PMO} ou F_{PMIN} (sachant que dans ce cas $F_{PMIN} = 1 - F_{PMO}$) et de visualiser ainsi le modèle.

8.3.2. Description des modèles et des traitements effectués

Les différents traitements effectués répondent à plusieurs objectifs :

- un objectif opérationnel : apprécier le pouvoir de prédiction des modèles, pour la teneur en eau volumique (variable pertinente dans le cadre de l'hydrodynamique et de l'hydrologie), et évaluer la précision de l'estimation;

- un objectif pratique : tester la fiabilité du modèle et proposer la forme du modèle la plus appropriée à notre type de milieu;

- un objectif analytique : estimer la rétention hydrique "propre" des différents constituants du milieu et, en appliquant les modèles à des sous-groupes d'individus homogènes, étudier leur signification;

Pour atteindre ces objectifs, nous avons appliqué les modèles à différents groupes d'échantillons :

* la totalité des échantillons, $N = 444$

* l'ensemble des échantillons de la formation géofluée et du sol actuel que nous qualifierons de "non cryogéniques" ($N = 310$). Sur ce groupe, nous avons testé l'ensemble des modèles et nous dégagerons leurs intérêts et leurs limites.

* différentes partitions du groupe précédent sur la base de la lithologie ou de l'appartenance aux différents étages altitudinaux.

En outre, plusieurs types d'ajustement ont été testés, qui dérivent du même cadre conceptuel et portent respectivement sur les humidités pondérales (modèle 1, a et b) et volumiques (modèle 2).

* Modèle 1 : Estimation des teneurs en eau pondérales :

L'application de l'équation (1) aux 4 constituants du milieu que nous avons distingué s'écrit

$$\Theta_p(h) = F_{\text{PMIN}} \cdot \Theta_{\text{pMIN}}(h) + F_{\text{PMO}} \cdot \Theta_{\text{pMO}}(h) + F_{\text{PGRO}} \cdot \Theta_{\text{pGRO}}(h) + F_{\text{PMOG}} \cdot \Theta_{\text{pMOG}}(h)$$

les teneurs en eau pondérales "propres" des différents constituants $\Theta_p(h)_i$ étant les paramètres d'ajustement.

Cependant, l'application de ce modèle à l'estimation des 4 paramètres Θ_{pi} donne des résultats peu réalistes. En particulier, les teneurs en eau de la fraction minérale grossière Θ_{pGRO} estimées par le modèle sont nettement surestimées par rapport aux très faibles valeurs mesurées au chapitre 6. Il est donc préférable de fixer cette valeur, pour assurer une signification physique aux autres paramètres d'ajustement.

+ Modèle 1a, estimation des paramètres Θ_{pMIN} et Θ_{pMO} :

Dans le modèle 1a, les paramètres d'ajustement sont les teneurs en eau pondérales des deux fractions fines (MIN et MO), les teneurs en eau des fractions grossières minérale Θ_{pMIN} et organique Θ_{pMOG} étant fixées et égales aux données expérimentales du § 6.1.

+ Modèle 1b : l'ajustement porte sur les teneurs en eau pondérales des trois fractions Θ_{pMIN} , Θ_{pMO} et Θ_{pMOG} , seul Θ_{pGRO} étant fixé.

* Modèle 2 : Estimation des teneurs en eau volumique des constituants du milieu Θ_{vi} . En humidité volumique, le modèle de type hyperbolique, s'écrit

$$\Theta_v = \frac{\Theta_{vMIN}/DAMIN * F_{PIN}}{F_{PIN}/DAMIN} + \frac{\Theta_{vMO}/DAMO * F_{PMO}}{F_{PMO}/DAMO} + \frac{\Theta_{vGRO}/DAGRO * F_{PGRO}}{F_{PGRO}/DAGRO} + \frac{\Theta_{vMOG}/DAGRO * F_{PMOG}}{F_{PMOG}/DAMOG}$$

Comme dans le modèle 1, pour ne pas multiplier les paramètres d'ajustement et assurer une signification physique au modèle, il est nécessaire d'injecter dans le modèle les densités apparentes des différentes fractions constitutives, celles-ci ayant été mesurées (DAGRO et DAMOG) ou déterminées par ajustement, à l'aide du "modèle d'Adams" (DAMO et DAMIN). Les paramètres d'ajustement sont dans ce cas les teneurs en eau volumiques des différents constituants $\Theta_v(h)_i$. Seuls Θ_{vMIN} et Θ_{vMO} ont été estimés Θ_{vMOG} et Θ_{vGRO} étant fixés (§ 6.1).

8.3.3. Résultats

8.3.3.1. Pouvoir prévisionnel des modèles

* Application à la totalité des échantillons (N = 444)

Modèle 1a :

La forme prise par le modèle, à un pF donné, est illustrée sur la figure 8.5 qui représente la relation linéaire entre la fraction pondérale de la matière organique FPMO et l'humidité pondérale de la fraction fine Θ_{pff} (à saturation, à pF2, 2.7 et 4.2) et souligne graphiquement la signification mathématique des paramètres : Θ_{pMIN} et Θ_{pMO} sont les ordonnées pour FPMO respectivement égal à 0 et 1.

Les teneurs en eau pondérales des deux fractions considérées diminuent régulièrement depuis la saturation jusqu'à pF4.2 et on peut les relier par une courbe donnant la relation $\Theta_p(h)_i$. La teneur en eau pondérale de la matière organique fine Θ_{pMO} varie de 6.30 (g/g) à saturation à 1.64 à pF4.2 tandis que celle de la matrice minérale fine Θ_{pMIN} passe dans le même temps de 0.266 à 0.018 (Fig. 8.8). On constate donc qu'en terme d'humidité pondérale la rétention de la matière organique est de 20 à 50 fois supérieure à celle de la matrice minérale, selon le pF (Tab. 8.1). Ceci explique le rôle important joué dans la variabilité verticale et latérale des propriétés hydriques par la matière organique - malgré sa faible masse.

L'erreur-standard d'estimation diminue lorsque le pF augmente : SE = 0.134 à saturation, SE = 0.065 à pF2 et SE = 0.038 à pF4.2; ceci provient, entre autres, de meilleures conditions d'application du modèle lorsque le milieu s'assèche, puisque le rôle de la structure décroît corrélativement.

Modèle 2 :

En injectant les paramètres du modèle d'Adams dans le modèle 2,

$$\begin{aligned} DAMO &= 0.160 \\ DAMIN &= 1.490 \end{aligned}$$

on estime la teneur en eau volumique de la matière organique Θ_{vMO} et de la matrice minérale Θ_{vMIN} . L'application du modèle 2 à différents états de saturation du milieu est illustrée graphiquement par les relations hyperboliques entre la fraction pondérale de la matière organique FPMO et la teneur en eau volumique de la fraction fine Θ_{vff} , à différents pF (Fig. 8.6). Les humidités volumiques de la matière organique Θ_{vMO} sont de 2 à 10 fois supérieures à celle de la matrice minérale.

	TOTALITE DES ECHANTILLONS N - 444				ECHANTILLONS NON CRYOGENIQUES N - 310											
	MODELE 1a		MODELE 2		MODELE 1a		MODELE 1b		MODELE 2							
	θ_{PMO}	θ_{PMIN}	SE	θ_{vMO}	θ_{vMIN}	SE	θ_{PMO}	θ_{PMIN}	θ_{PMOG}	SE	θ_{vMO}	θ_{vMIN}	SE			
POR +/-	6.30 0.14	0.266 0.018	0.134 0.018	1.017 0.014	0.413 0.010	0.068 0.010	5.99 0.15	0.324 0.013	0.152 0.013	5.78 0.19	0.334 0.022	5.00 1.01	0.149 0.013	0.96 0.015	0.492 0.013	0.063
h0 +/-	6.24 0.13	0.252 0.014	0.129 0.014	1.011 0.013	0.389 0.009	0.063 0.010	5.95 0.17	0.308 0.021	0.146 0.021	5.74 0.18	0.318 0.021	4.94 0.97	0.143 0.013	0.959 0.014	0.465 0.012	0.059
pf0 +/-	6.21 0.13	0.239 0.014	0.124 0.014	1.005 0.012	0.370 0.008	0.060 0.010	5.93 0.17	0.293 0.020	0.141 0.020	5.74 0.17	0.302 0.020	4.72 0.93	0.138 0.013	0.957 0.013	0.439 0.011	0.056
pf0.4 +/-	6.08 0.12	0.223 0.013	0.118 0.013	0.988 0.012	0.341 0.009	0.057 0.010	5.81 0.15	0.270 0.019	0.133 0.019	5.66 0.16	0.281 0.019	4.31 0.89	0.131 0.013	0.944 0.013	0.405 0.011	0.054
pf1 +/-	5.47 0.09	0.168 0.010	0.090 0.010	0.892 0.012	0.252 0.008	0.056 0.010	5.24 0.12	0.214 0.015	0.102 0.015	5.10 0.12	0.219 0.015	3.76 0.67	0.099 0.013	0.856 0.013	0.306 0.057	0.057
pf1.5 +/-	4.40 0.08	0.122 0.009	0.078 0.009	0.739 0.013	0.169 0.009	0.062 0.010	4.18 0.10	0.164 0.013	0.087 0.013	4.08 0.11	0.169 0.013	3.03 0.58	0.086 0.013	0.706 0.016	0.216 0.013	0.066
pf2 +/-	3.60 0.07	0.080 0.007	0.065 0.007	0.597 0.012	0.116 0.008	0.058 0.010	3.44 0.08	0.111 0.010	0.072 0.010	3.34 0.09	0.115 0.010	2.87 0.48	0.071 0.012	0.600 0.014	0.154 0.012	0.061
pf2.3 +/-	3.04 0.06	0.075 0.006	0.058 0.006	0.518 0.012	0.101 0.008	0.055 0.010	2.87 0.07	0.105 0.009	0.064 0.009	2.81 0.08	0.108 0.009	2.31 0.43	0.064 0.014	0.491 0.014	0.136 0.011	0.057
pf2.7 +/-	2.74 0.06	0.058 0.006	0.055 0.006	0.462 0.011	0.081 0.008	0.054 0.010	2.61 0.07	0.083 0.008	0.062 0.008	2.55 0.08	0.086 0.009	2.15 0.41	0.061 0.013	0.439 0.013	0.112 0.011	0.057
pf3.5 +/-	1.84 0.04	0.046 0.005	0.041 0.005	0.318 0.008	0.063 0.006	0.041 0.006	1.73 0.07	0.071 0.007	0.045 0.007	/	/	/	/	0.301 0.10	0.087 0.008	0.042
pf4.2 +/-	1.64 0.04	0.018 0.004	0.038 0.004	0.283 0.008	0.022 0.005	0.038 0.005	1.53 0.05	0.038 0.006	0.041 0.006	/	/	/	/	0.265 0.009	0.047 0.007	0.038

Tab. 8.1 : Paramètres d'ajustement des modèles d'estimation de l'humidité pondérale (modèle 1a et 1b) et volumique (modèle 2), pour la totalité des échantillons et les échantillons non cryogéniques

Aux tensions proches de la saturation, les humidités volumiques sont surestimées par le modèle puisqu'elles sont supérieures à 1, ce qui constitue une impossibilité physique. Ceci est lié à la gamme des teneurs en matière organique prises en compte qui, bien que relativement étendue, ne comporte aucun point au-delà de FPMO=0.35; or, Θ_{vMO} correspond à l'ordonnée pour FPMO = 1. Le modèle n'étant pas fixé par des points expérimentaux dans cette zone, on assiste à une surestimation de Θ_{vMO} . A partir de pF1, ces valeurs sont conformes aux rétentions observées sur des échantillons totalement organiques (tourbe) et sont donc vraisemblables : Θ_{vMO} passe de 0.892 à pF1 à 0.283 à pF4.2. La qualité de l'ajustement est bonne et l'erreur-standard d'estimation SE diminue lorsque le pF augmente (Tab. 8.1). Les valeurs de Θ_{vMIN} varient de 0.413 à saturation à 0.022 à pF4.2. Elles sont proches des valeurs de rétention mesurées dans les formations cryogéniques.

* La qualité de la prédiction :

Dans une optique "opérationnelle", on cherche à vérifier que les modèles présentés sont adaptés à la prédiction de la courbe de rétention $\Theta_v(h)$ et avec quelle précision. On se place donc dans le cas théorique où l'humidité volumique est inconnue. On peut simplifier notablement l'obtention des courbes de rétention dans leur ensemble (relation $\Theta_v(h)$) ou de l'humidité volumique in situ en utilisant les relations établies dans ce chapitre, qui sont valables à l'échelle régionale.

Nous avons distingué deux cas de figure d'estimations de Θ_v par le modèle 2, en fonction de 2 ensembles de variables disponibles :

1) Estimation de la relation $\Theta_v(h)$:

La procédure consiste à prélever un nombre restreint d'échantillons à structure conservée à partir desquels on détermine par estimation :

- + les paramètres DA_i par application du modèle d'Adams
- + les paramètres $\Theta_p(h)_i$ par application du modèle 1

et, sur un nombre plus élevé d'échantillons remaniés, de mesurer les fractions pondérales des différents constituants retenus F_{Pi} . On calcule alors l'humidité volumique par la formule 2.

Il s'agit donc de la procédure inverse à celle utilisée au paragraphe précédent (8.3.3.1.) : les erreurs-standard d'estimation SE sont celles présentées dans le tableau 8.1, qui sont très satisfaisantes dans l'ensemble.

2) Estimation de Θ_v in situ :

Connaissant les paramètres DA_i - estimés par le modèle d'Adams, on mesure l'humidité pondérale Θ_p in situ et les différentes fractions pondérales F_{Pi} sur un nombre important d'échantillons remaniés. On calcule la teneur en eau in situ correspondante par le modèle 2, qui se réduit alors à

$$\Theta_v = \Theta_p * \frac{1}{\sum F_{Pi}/DA_i} = \Theta_p * DA$$

Cette procédure est adaptée à l'étude de la variabilité de l'humidité volumique in situ ou au suivi de l'humidité sur le terrain (elle permet en particulier de contrôler simplement les mesures effectuées à la sonde à neutron).

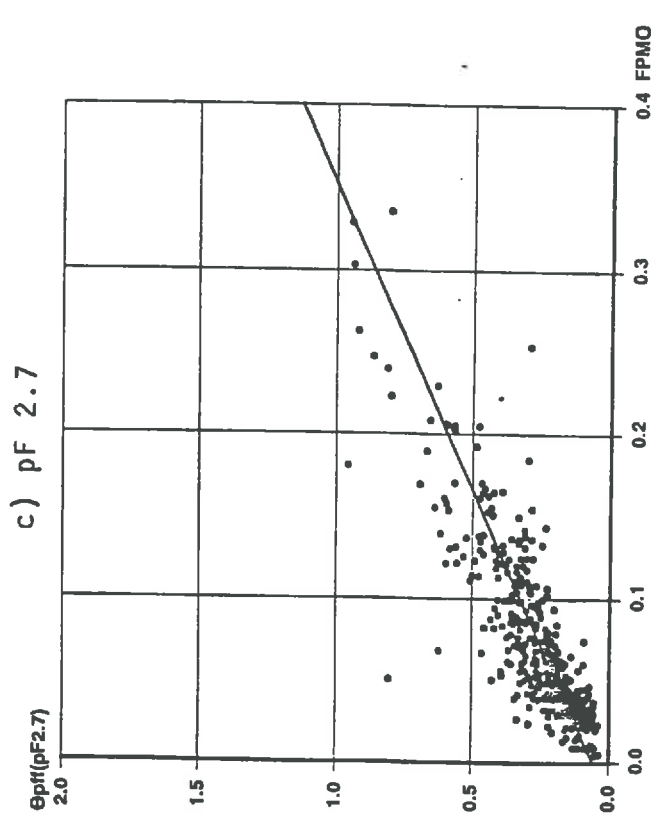
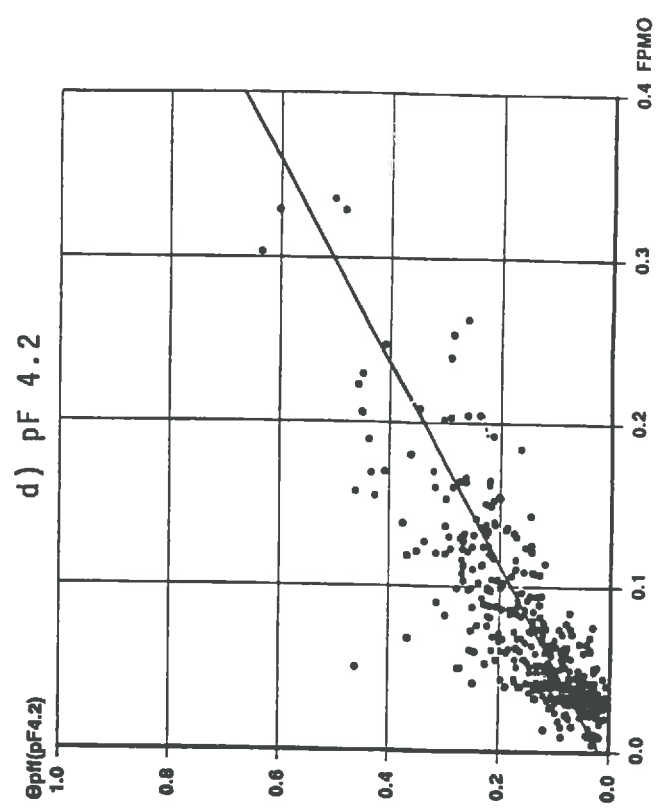
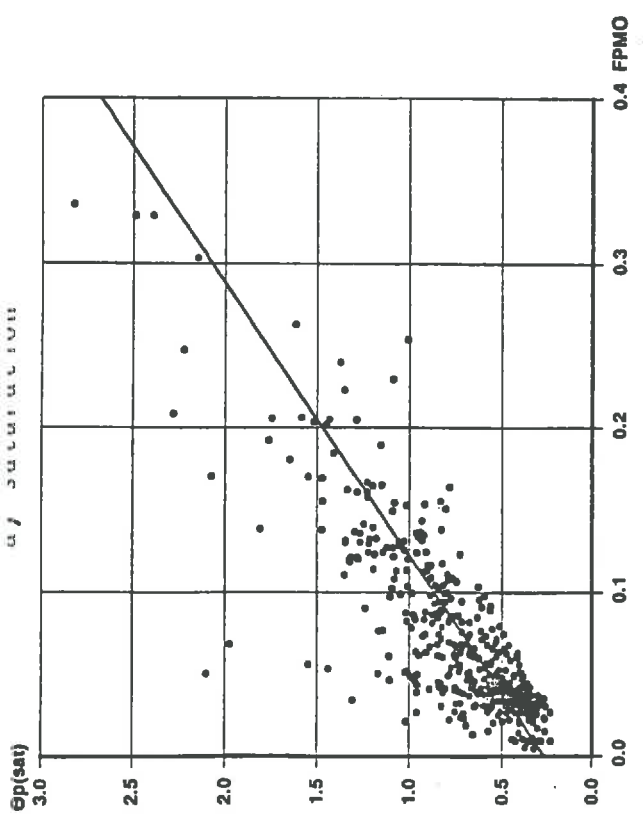
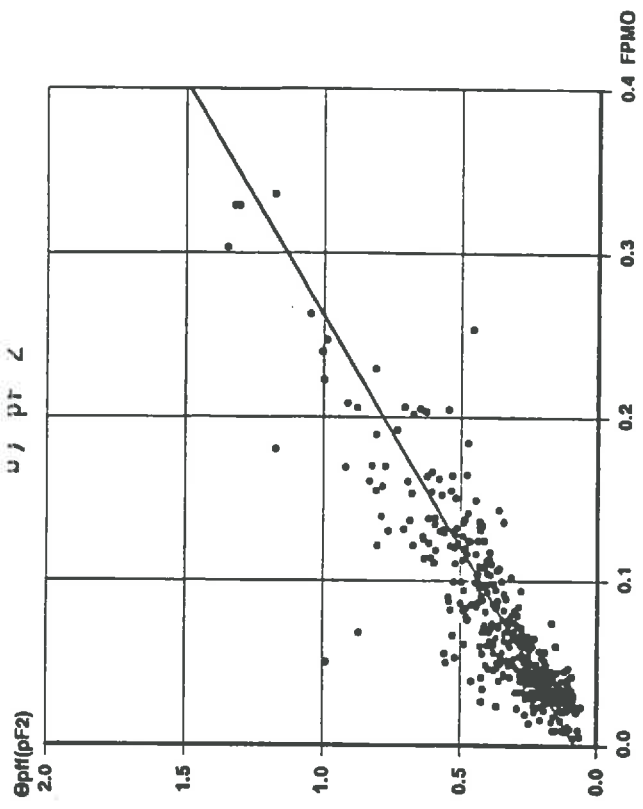


Fig. 8.5 Application du modèle 1 à l'estimation des teneurs en eau pondérales de la matière organique fine θ_{pMIN} , à différents pF_c (N= 444)

Le résultat de l'estimation aux différents pF est du même ordre de grandeur que dans le cas précédent

	$\Theta_v(\text{sat})$	$\Theta_v(\text{pF2})$	$\Theta_v(\text{pF4.2})$
SE (N=444)	0.0967	0.0471	0.0206

La qualité de l'estimation est illustrée graphiquement sur la figure 8.7 qui donne la relation entre l'humidité volumique mesurée et estimée par cette procédure, à pF2.

Par ces 2 procédures, l'erreur d'estimation de Θ_v est inférieure ou du même ordre de grandeur que la variabilité spatiale intra-unité de Θ_v . On peut donc considérer la qualité de l'estimation comme satisfaisante et appliquer indifféremment l'une ou l'autre de ces procédures. L'intérêt d'une telle estimation réside dans la simplification du travail de laboratoire qui en découle : pour les 2 procédures proposées, les densités apparentes des différents constituants DA_i déterminées sur une série réduite d'échantillon non remaniés sont valables à l'échelle régionale; il en va de même pour les paramètres $\Theta_{pi}(h)$ (1ère procédure).

Les fractions pondérales des différents constituants FPI et l'humidité pondérale (2ème procédure) sont relativement faciles à mesurer et le prélèvement d'échantillons remaniés est plus aisé, notamment en profondeur (tarière, prélèvement sans conservation de la structure). En simplifiant ainsi notablement le protocole expérimental, il devient possible d'augmenter le nombre d'échantillons et de sites de prélèvement en vue de l'étude de la répartition spatiale et de la variabilité de Θ_v .

8.3.3.2. Approche analytique

En appliquant le modèle à des sous-groupes d'échantillons, on cherche à affiner autant que possible l'approche analytique qu'il permet et de tester la signification physiques des paramètres Θ_{pi} et Θ_{vi} .

- Echantillons non-cryogéniques, N = 310:

* Modèle 1 :

Si l'on compare les relations $\Theta_{pMIN}(pF)$ et $\Theta_{pMO}(pF)$ de la totalité des échantillons (N = 444) et des échantillons non cryogéniques (N = 310), on observe des différences significatives (Fig. 8.8). Les valeurs de Θ_{pMIN} sont supérieures pour les échantillons non cryogéniques et celles de Θ_{pMO} sont inférieures; ceci provient de la suppression des valeurs expérimentales correspondant aux échantillons cryogéniques, qui présentent des teneurs en eau pondérales relativement faibles, en relation avec la structuration cryogénique du matériel. Ces données ont donc tendance à "tirer vers le bas" les valeurs de Θ_{pMIN} , qui sont effectivement plus basses que les valeurs mesurées dans les niveaux profonds. Ceci souligne la nécessité de travailler sur un matériel de structure homogène, pour pouvoir interpréter strictement les paramètres d'ajustement.

* Modèle 2 :

Pour les valeurs proches de la saturation, on constate également ici une légère surestimation des valeurs de Θ_{vMO} - proches de 1 - pour les tensions proches de la saturation, liée à la trop faible amplitude de FPMO ou à la surestimation des teneurs en eau volumique des échantillons humifères "gonflants".

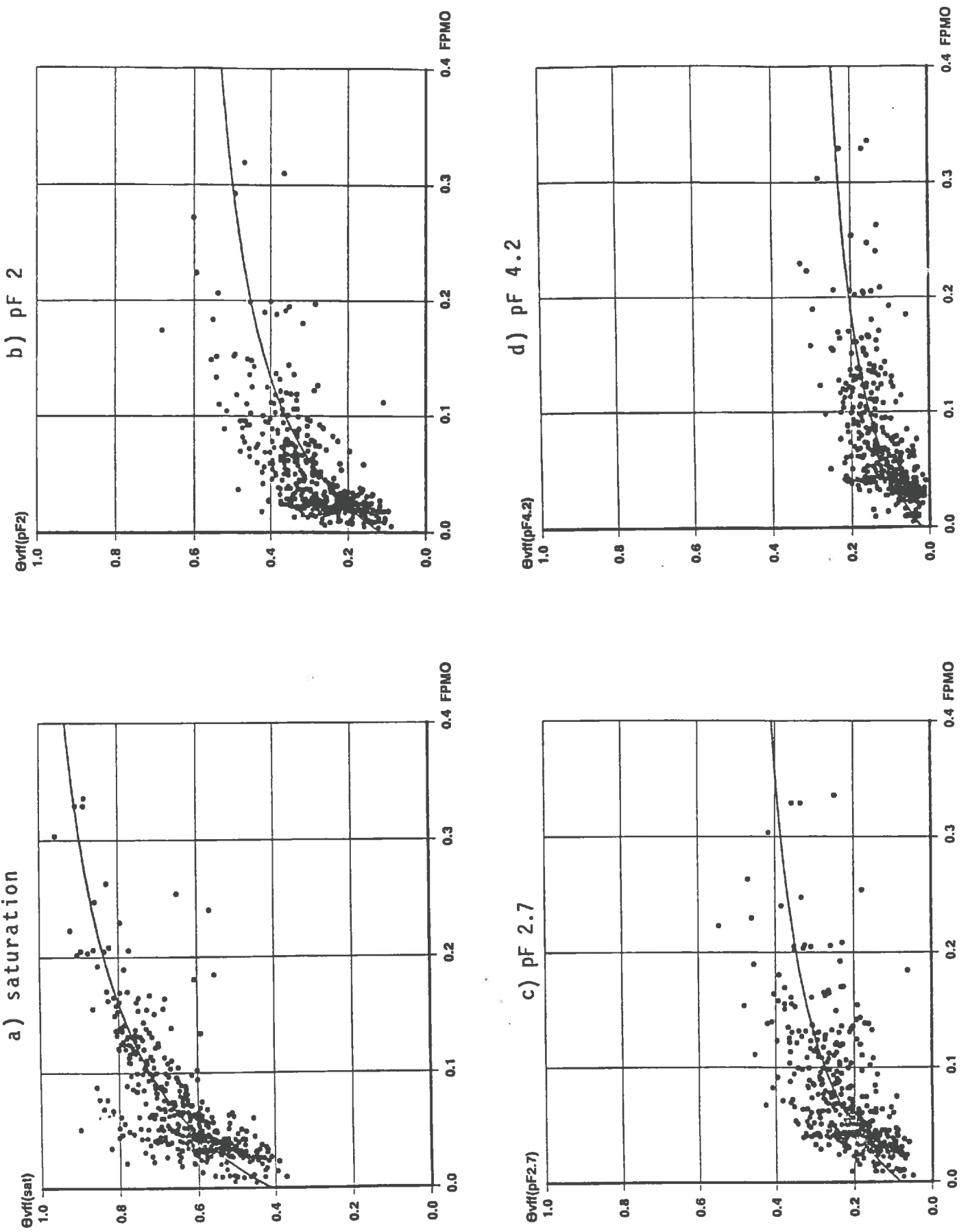


Fig. 8.6 Application du modèle 2 à l'estimation des teneurs en eau volumiques de la matière fine AvMIN. à différents pF (N= 444)

* Comparaison des modèles 1a et 1b (Fig. 8.9) : interprétation des paramètres Θ_{pMOG} :

Que Θ_{pMOG} soit estimé (Modèle 1b) ou fixé (Modèle 1a), les valeurs des deux autres paramètres sont très voisines : Θ_{pMO} est légèrement inférieur dans le modèle 2 (de moins de 6% en valeur relative) et Θ_{pMIN} légèrement supérieur (de moins de 7% en valeur relative), l'erreur-standard d'estimation SE des données étant du même ordre de grandeur (Tab. 8.1). L'analogie de ces résultats provient des faibles valeurs de Θ_{pMOG} qui n'ont donc qu'une influence limitée sur le modèle.

Si l'on compare les valeurs du paramètre Θ_{pMOG} aux teneurs en eau des racines, déterminées expérimentalement, on constate que

+ à saturation, Θ_{pMOG} estimé est environ 2 fois supérieur aux valeurs mesurées

+ Θ_{pMOG} estimé chute rapidement et se rapproche des valeurs mesurées sur les racines, jusqu'à pF2.7 où ces valeurs sont très voisines.

Ces différences peuvent s'interpréter si l'on considère que les racines et les éléments figurés introduisent des macropores au sein du milieu. Ainsi peuvent s'expliquer les valeurs élevées de Θ_{pMOG} estimé aux abords de la saturation et leur rapide décroissance aux pF plus élevés, en relation avec une vidange rapide de cette macroporosité (VIVILLE, 1985). Les macropores étant vidés, Θ_{pMOG} estimé se rapproche progressivement des teneurs en eau de constitution des racines.

* Comparaison des modèles 1 et 2 (Fig. 8.10) :

On peut comparer ces 2 modèles sachant que $\Theta_{pi}(h) = \Theta_v(h)_i / D_{Ai}$, (les valeurs de D_{Ai} étant estimées par le modèle d'Adams). Les résultats obtenus par les 2 modèles sont très voisins, les différences entre les paramètres n'excédant pas, en teneurs volumiques, 0.04 cm³/cm³ pour Θ_{vMIN} et 0.06 cm³/cm³ pour Θ_{vMO} . On peut donc employer indifféremment les deux types de modèles, selon les données disponibles. Les valeurs de D_{Ai} utilisées sont celles du modèle d'Adams : ceci souligne la cohérence d'ensemble de ces modèles et justifie les procédures utilisées pour estimer Θ_v au paragraphe précédent.

* Application à différents types de substrats :

On a appliqué le modèle 2 à des groupes d'échantillons provenant de différents types de substrat et, donc, de granulométrie contrastée, afin d'apprécier la sensibilité des paramètres d'estimation :

- + formations superficielles et sols sur granite (N=180)
- + formations superficielles et sols sur grauwackes (N=78)
- + formations superficielles et sols sur grès (N=16)

Les résultats obtenus montrent une nette différenciation des rétentions volumiques de la matrice minérale Θ_{vMIN} en fonction du matériel d'origine, confirmant ainsi l'intérêt analytique du modèle (Fig. 8.11). La rétention des altérites sur grauwackes est nettement plus élevée que celle des autres matériaux sur l'ensemble de la gamme des pF. Puis, on trouve, par ordre décroissant, les relations Θ_{vMIN} des granites, de texture sableuse, et des grès, très pauvres en argile et en limon mais bien calibrés, ce qui se traduit par une chute de Θ_{vMIN} entre les pF 1 et 2 et par des valeurs très faibles aux pF élevés.

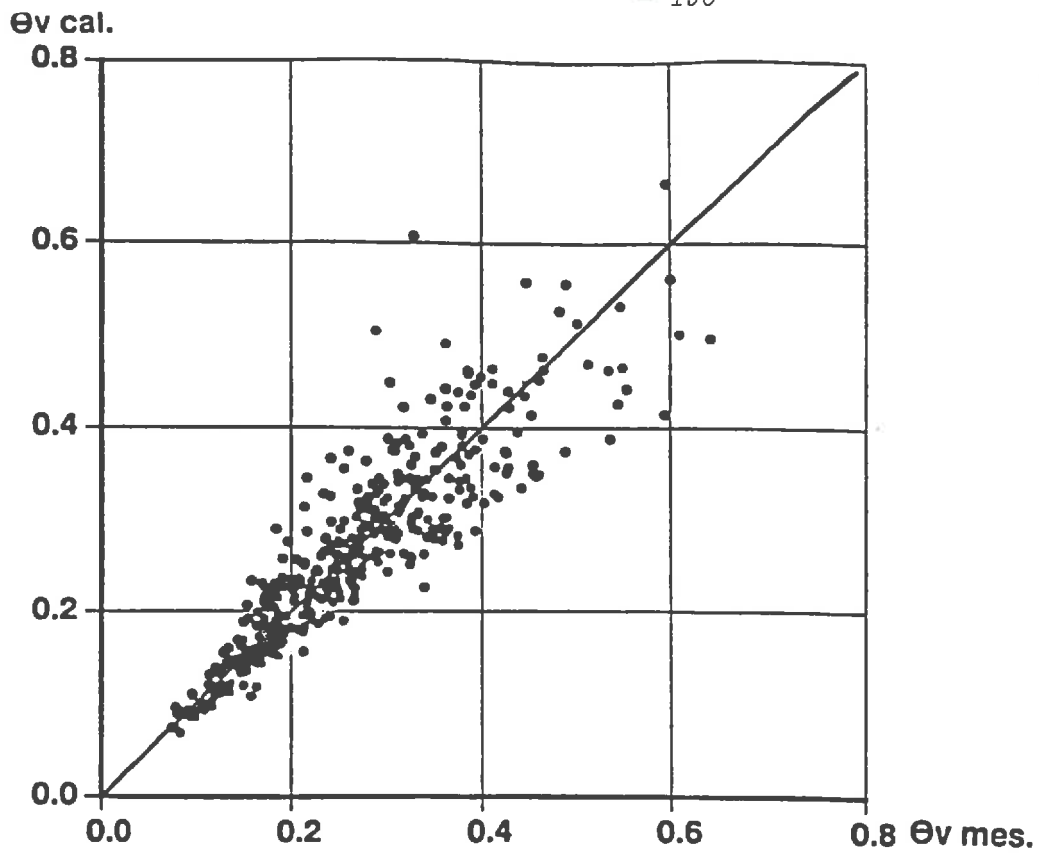


Fig. 8.7 : Comparaison de l'humidité à pF2 mesurée et calculée; (N = 444)

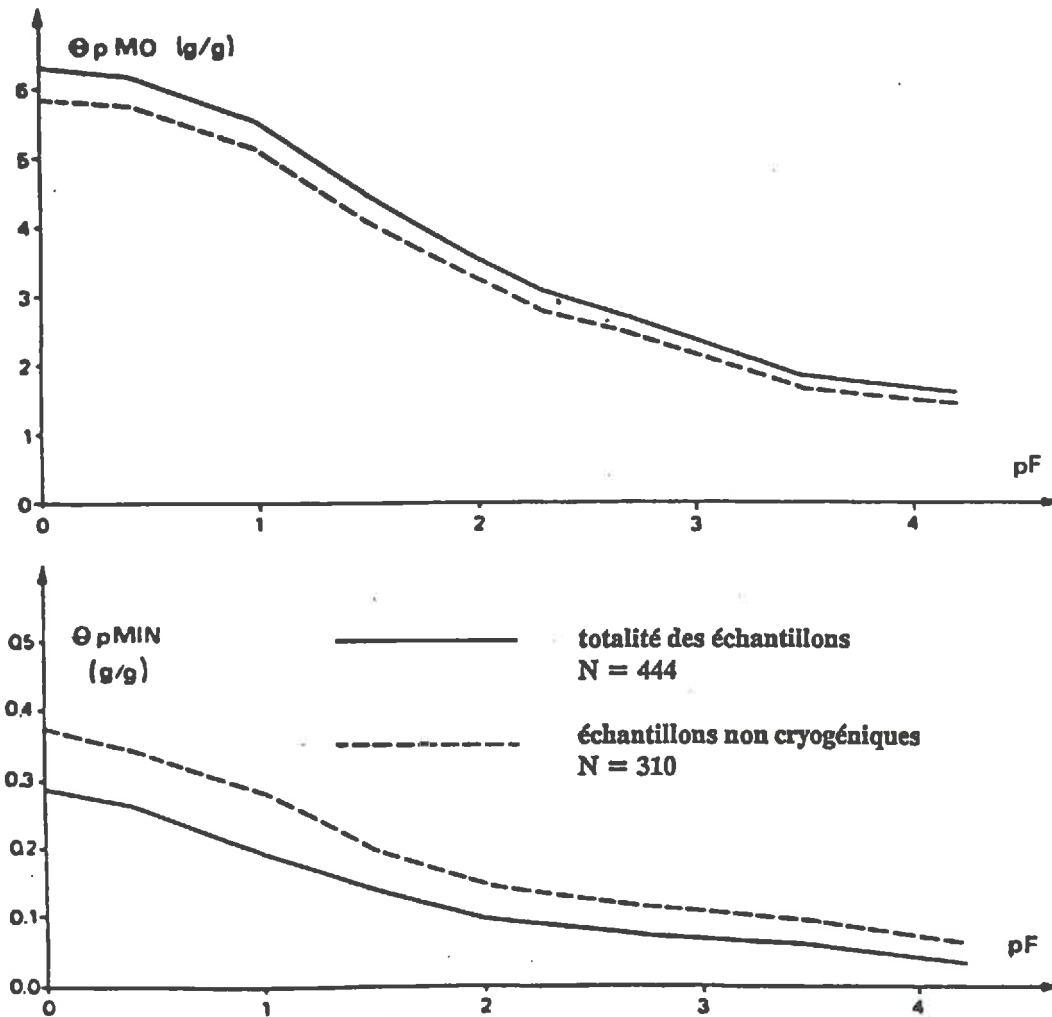


Fig. 8.8 : Les relations $\Theta_{pMIN}(pF)$ et $\Theta_{pMO}(pF)$ pour la totalité des échantillons (N=444) et les échantillons non cryogéniques (N=310)

Ainsi, le modèle utilisé individualise bien les valeurs de Θ_{vMIN} en fonction de la granulométrie du matériel. Les paramètres obtenus par ajustement sont présentés dans le tableau III.3, en annexe.

* Application aux différents étages altitudinaux, sur terrains cristallins :

On recherche des différenciations supplémentaires liées à la nature de la matière organique (types d'humus). Pour cela, nous avons étudié par le modèle 2 la rétention volumique de la matière organique de différents types d'humus, à substrat égal (Fig. 8.12).

On constate tout d'abord que les humidités volumiques de la fraction minérale fine Θ_{vMIN} sont relativement voisines pour les 3 groupes, et ne sont pas significativement différentes d'un point de vue statistique (Ann. III, Tab. III.3). En ce qui concerne les teneurs en eau volumiques de la matière organique fine Θ_{vMO} , on observe une opposition marquée entre les humus acides de l'étage montagnard supérieur et l'humus à forte activité biologique de l'étage inférieur; les différences observées peuvent s'expliquer par le caractère hygrophile des acides humiques peu condensés (acides fulviques) produits en altitude par rapport aux humus plus évolués de l'étage montagnard inférieur. Mais il importe de considérer ces résultats avec prudence du fait du nombre trop restreint d'échantillons et de la multiplicité des facteurs stationnels susceptibles d'agir sur le type d'humus. Cependant, l'étude de la rétention intrinsèque de la matière organique en fonction de sa nature par ce modèle statistique simple constitue une approche intéressante qui mérite d'être poursuivie, d'une part, par un échantillonnage plus "ciblé" sur les propriétés hydriques de l'humus et d'autre part par une étude comparative plus fine couplant les analyses chimiques et les mesures hydriques. Une telle étude est en cours par J.L. MONNON, dans le cadre du CEREG. (N-B : L'application du modèle dans cette optique suppose cependant que la composition de l'humus soit la même pour différentes teneurs en matière organique et donc, en particulier, pour les différents horizons pédologiques).

8.3.3.3 Intérêt et limite du modèle:

Ces modèles statistiques simples permettent de décomposer la teneur en eau globale du matériel en des contributions partielles de ses différents constituants. Ils conviennent donc à une approche analytique de la rétention, par exemple par la mise en relation des teneurs en eau intrinsèques de la matrice minérale avec divers paramètres granulométriques et de celles de la matière organique avec le type d'humus.

Ces modèles conceptuels sont applicables à tous les types de milieux. Il est simplement nécessaire de les aménager en fonction de la nature des constituants du matériel : il est en effet possible de décomposer l'échantillon en un nombre quelconque de fractions, de comportement hydrique sensiblement différent (par exemple, pour des sols peu différenciés par leur taux de matière organique, on individualisera les principales fractions texturales : argile, limon et sable ...).

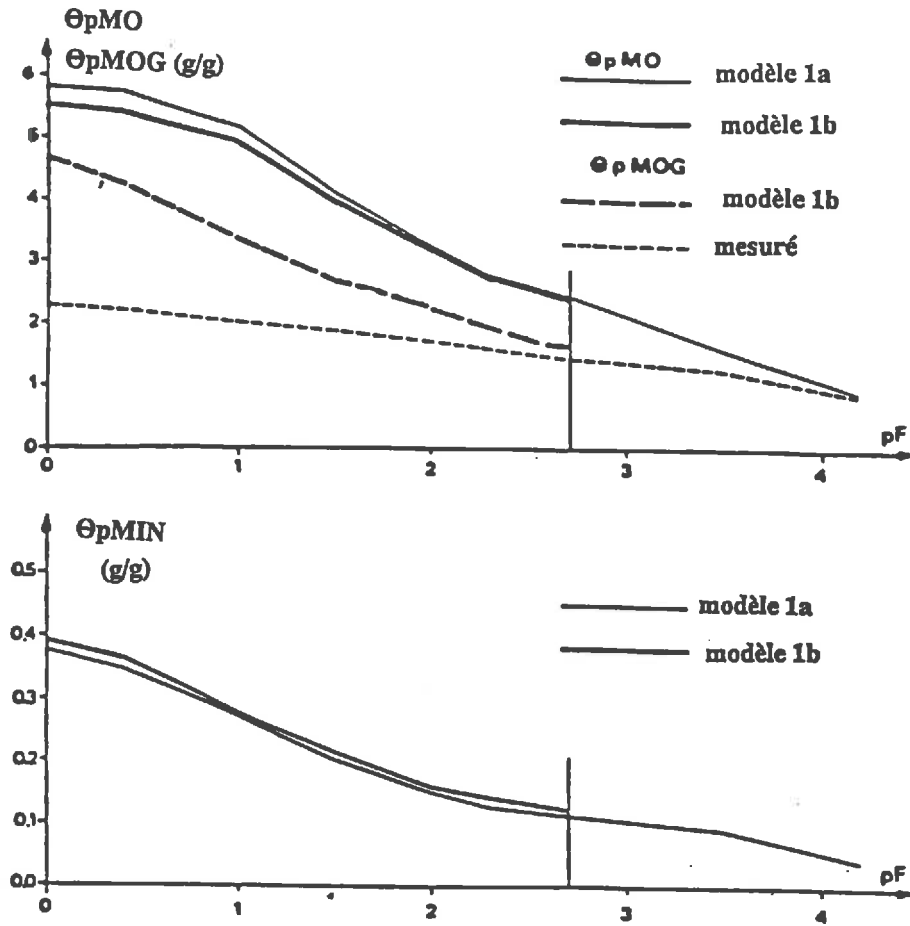


Fig. 8.9 : Comparaison des modèles 1a et 1b, pour les échantillons non cryogéniques (N = 310)

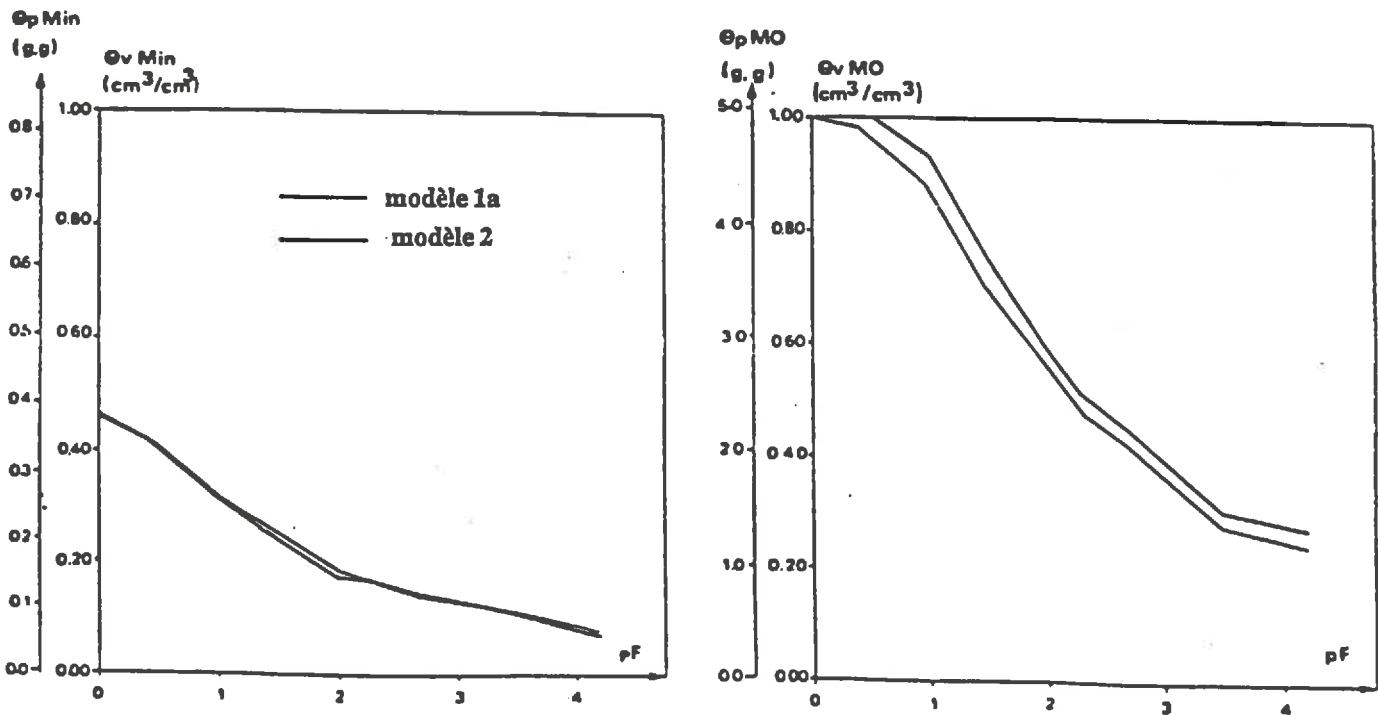


Fig. 8.10 : Comparaison des modèles 1 et 2, pour les échantillons non cryogéniques (N = 310)

La principale limite de ce modèle réside dans la non prise en compte de la structure du matériel. On considère en effet que l'ensemble de la rétention est de nature texturale, chaque constituant présentant des propriétés hydriques caractéristiques. On néglige de ce fait le système fissural et l'organisation du matériel en agrégats organo-minéraux qui conditionne sa macroporosité. Cette objection s'applique essentiellement aux humidités proches de la saturation, où les vides inter-agrégats et les macropores sont attribués arbitrairement par le modèle à l'un ou l'autre des constituants. A partir de la capacité au champ et aux pF plus élevés, la notion de "rétention d'assemblage", qui dépend dans une large mesure de la texture des constituants du sol, s'applique et les restrictions précédentes disparaissent. De fait, on constate une diminution de l'erreur-standard d'estimation quand le pF augmente, qui correspond en partie à des meilleurs conditions d'application du modèle.

On peut cependant interpréter les paramètres des modèles 1 et 2 non pas comme la rétention propre des différents constituants mais comme la rétention globale introduite par leur présence : rétention intrinsèque + rétention liée à l'influence structurale des constituants.

Ce modèle, compte-tenu de son domaine d'application stricte (la microporosité qui correspond à la réserve utile), constitue un outil analytique intéressant pour l'étude de la rétention hydrique.

CONCLUSION

Les relations empiriques et conceptuelles mises en évidence dans ce chapitre soulignent l'importance de la matière organique dans la différenciation spatiale de l'humidité pondérale ou volumique. Ainsi, la relation linéaire entre la fraction pondérale de la matière organique FPMO et l'humidité pondérale, explique plus de 80 % de la dispersion de cette variable, quel que soit le pF; le modèle 1 permet d'expliquer jusqu'à 90 % de la dispersion de Θ_p . A l'inverse, on peut donc, à l'aide d'une variable (FPMO, cas linéaire) ou de quelques variables (les différentes fractions pondérales du matériel FPi, modèle 1) simples à mesurer, obtenir l'humidité pondérale avec une très bonne précision.

L'obtention de l'humidité volumique peut également être notablement simplifiée par la mise en oeuvre des modèles présentés dans ce chapitre : connaissant les paramètres DA_i et $\Theta_p(h)_i$, obtenus par ajustement sur un nombre restreint d'échantillons, on peut, pour un type de milieu donné, déduire l'ensemble de la courbe de rétention hydrique du matériel de sa composition, avec une bonne précision. Il est alors possible d'exploiter les analyses sédimentologiques existantes en les traduisant en termes de rétention ou d'effectuer un échantillonnage plus important, mais en ne mesurant expérimentalement que certaines variables, par exemple le taux de matière organique et d'éléments lithiques.

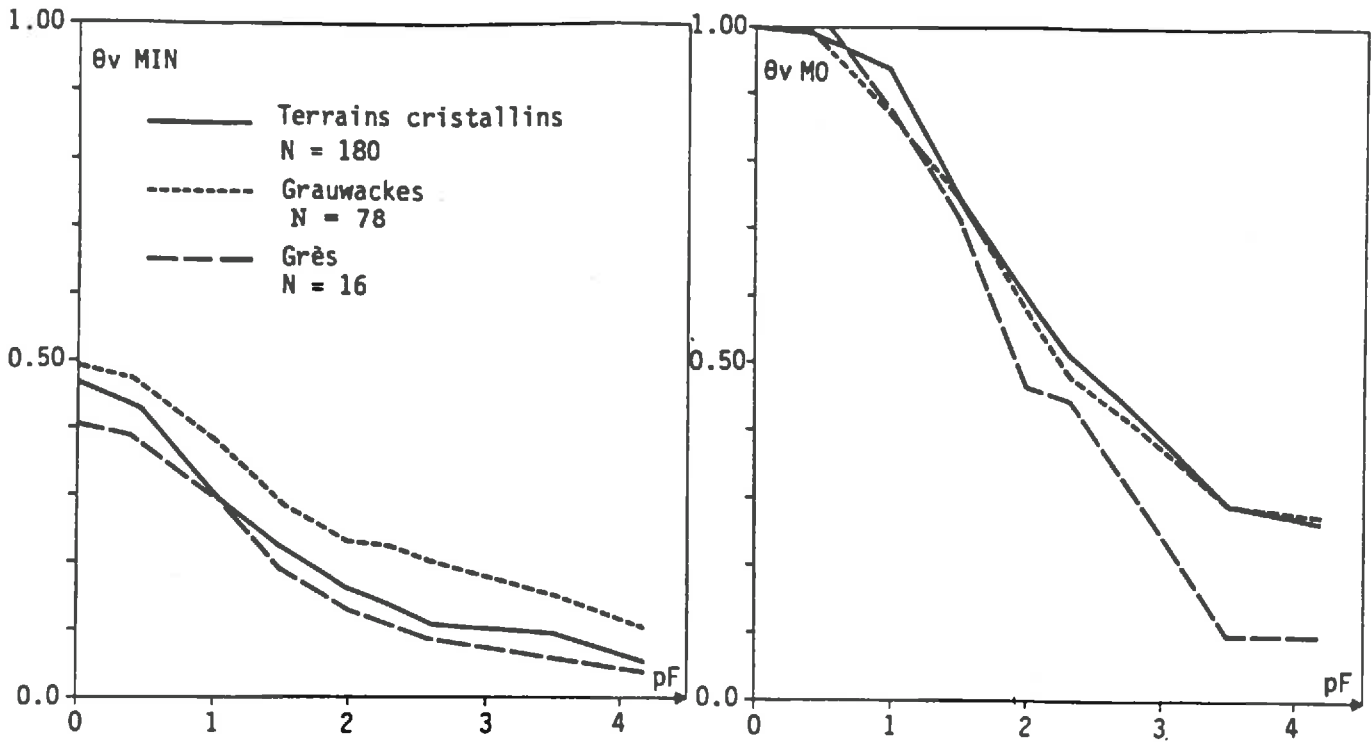


Fig. 8.11 : Les relations $\theta_v\text{MIN}(pF)$ et $\theta_v\text{MO}(pF)$ pour différents types de substrats

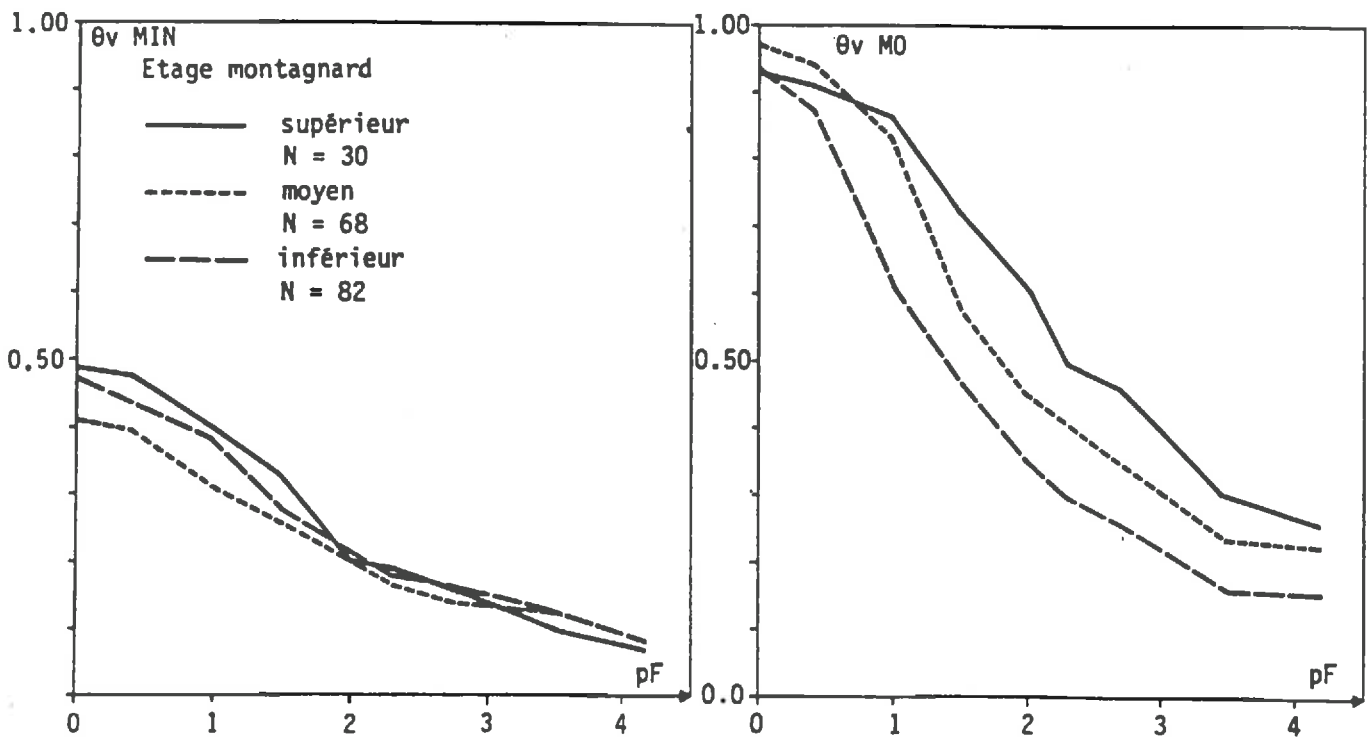


Fig. 8.12 : Les relations $\theta_v\text{MIN}(pF)$ et $\theta_v\text{MO}(pF)$ pour les différents étages altitudinaux, sur terrains cristallins

CHAPITRE IX

ESTIMATION DE LA COURBE DE CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE : LE MODELE DE VAN GENUCHTEN

La mise en application des techniques mathématiques de simulation des transferts hydrique (et de solutés) à l'échelle de la parcelle a révélé la nécessité de méthodes simples pour quantifier les propriétés hydriques du milieu. Des méthodes rapides de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique s'avèrent particulièrement nécessaires, d'une part à cause de l'investissement important en temps requis pour sa détermination in situ ou au laboratoire, d'autre part à cause de sa variabilité spatiale. Différents modèles de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique à partir de la courbe de rétention hydrique, de détermination plus aisée, ont été proposés. Nous nous proposons de contrôler sur un nombre restreint d'échantillons la validité d'un modèle d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique - le modèle de VAN GENUCHTEN (1980) - qui a donné de bons résultats sur différents types de sols. La finalité de ce travail est essentiellement opérationnelle - nous ne discuterons pas ici les bases conceptuelles du modèle utilisé - et vise à permettre l'utilisation des courbes de rétention mesurées dans le bassin de la Fecht (AMIET, 1980 : N=35; REUTENAUER, 1982: N=50; VIVILLE, 1985 : N=395; REUTENAUER, 1987 : N=444) pour l'estimation des relations $K(h)$ et $K(\theta)$: on pourra ainsi connaître l'ensemble des variables hydrodynamiques et les relations phénoménologiques correspondantes, en un grand nombre de points, et donc simuler les transferts hydriques par l'application de modèles hydrodynamiques.

Si les fonctions d'ajustement des points expérimentaux $\theta(h)$ sont continues, il est possible d'estimer l'humidité volumique pour n'importe quelle tension, ce qui facilite la simulation numérique des transferts hydriques. En outre, AMBROISE (1982) note que les paramètres de ces fonctions peuvent constituer un moyen commode de décrire globalement la courbe de rétention hydrique. C'est pourquoi nous ajusterons une fonction de ce type aux 444 échantillons de la série principale.

Après un rappel bibliographique sur les fonctions d'ajustement de la courbe de rétention hydrique et les modèles de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique,

- nous ajusterons aux 444 courbes de rétention expérimentales (série principale) la "fonction de rétention" de VAN GENUCHTEN;
- nous testerons le modèle de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique de VAN GENUCHTEN sur une série restreinte de monolithes de sol (N=39).

9.1. RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE

9.1.1. Fonctions d'ajustement de la courbe de rétention hydrique

L'une des premières expressions mathématiques utilisées pour l'ajustement de la courbe de rétention est la fonction puissance (LALIBERTE & al., 1966, CAMPBELL, 1974; GARDNER & al., 1970) sous les formes équivalentes

$$h = a.\theta^{-b}$$
$$\text{Log}_{10}(h) = \text{Log}_{10}(a) - b.\text{Log}_{10}(\theta)$$
$$h/h_a = (\theta/\theta_s)^{-b} = S^{-b}$$

où h_a est la pression d'entrée d'air, tension à partir de laquelle le milieu se désature, et θ_s la teneur en eau à saturation. Une telle fonction ne permet un bon ajustement que de la portion rectiligne de la relation $\theta(h)$, en coordonnées logarithmiques, et exclut les points extrêmes. La qualité de l'ajustement est généralement médiocre pour les sols structurés, de texture fine ou présentant une gamme étalée de tailles de pores (VAN GENUCHTEN & NIELSEN, 1985).

C'est pourquoi il est préférable d'utiliser une fonction comportant davantage de degrés de liberté. L'expression employée par HAVERKAMP et al. (1978) et HUMBERT et al. (1977) donne de bons résultats d'ajustement :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{1 + (h/h_o)^a}$$

S_e étant le taux de saturation effective; les paramètres d'ajustement sont θ_s , θ_r , la tension h_o qui correspond à la demi-saturation effective et l'exposant a qui contrôle la pente en ce point. Cependant, cette fonction ne donne pas toujours de bons résultats d'ajustement des courbes de rétention aux abords de la saturation (VAN GENUCHTEN & NIELSEN, 1985).

Dans ce travail, nous avons utilisé une fonction d'ajustement légèrement plus complexe - la "fonction de rétention" de VAN GENUCHTEN (1980)-, qui s'énonce :

$$S_e = \frac{1}{(1 + (h/h_o)^a)^b}$$

La fonction de rétention de VAN GENUCHTEN permet des ajustement de bonne qualité et a donné de bons résultats dans notre type de milieu (AMBROISE, 1982).

Cette fonction intégrable présente l'intérêt supplémentaire de permettre de déduire des ajustements $\theta(h)$ une bonne estimation de la courbe de conductivité hydraulique (VAN GENUCHTEN, 1980). Nous testerons dans le paragraphe 9.4 ce modèle de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique proposé par VAN GENUCHTEN, à partir du modèle de MUALEM (1976).

9.1.2. Les modèles d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique

9.1.2.1 Rappel théorique : les modèles capillaires

L'hypothèse commune aux différents modèles conceptuels présentés est que la conductivité hydraulique, qui décrit les transferts hydriques au niveau macroscopique, est liée à l'écoulement microscopique au niveau des pores, dont la vitesse est commandée par la loi de Poiseuille. Si la géométrie du milieu était entièrement connue, il serait théoriquement possible de calculer K à partir de la distribution de la taille des pores, par application de la loi de Poiseuille. Cette condition n'étant jamais réalisée dans la pratique, on appréhende indirectement la distribution des pores par diverses caractéristiques géométriques du milieu (porosité, courbe de rétention, granulométrie) : les modèles capillaires diffèrent essentiellement par les données géométriques du milieu utilisées pour caractériser la distribution des capillaires et par les hypothèses faites sur leur assemblage. Les modèles les plus couramment utilisés assimilent l'organisation du milieu poreux à un faisceau de capillaires cylindriques plus ou moins complexe. Ils comportent en outre, selon le cas, certains paramètres destinés à tenir compte de la complexité de la structure du milieu (facteur de forme, tortuosité) et à caler le modèle.

9.1.2.2. Le modèle de Kozeny

La théorie à laquelle il est généralement fait référence est celle de KOZENY (1927), améliorée par CARMAN (1939), qui s'applique à l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation. La formule de Kozeny-Carman comporte comme paramètre le "rayon hydraulique" R, égal au rapport moyen du volume des pores à leur surface. Dans ce modèle, la porosité e représente le volume des pores et leur surface est déduite de la granulométrie du matériel : les particules sont considérées comme circulaires par KOZENY tandis que CARMAN introduit un facteur de forme pour tenir compte de leur non sphéricité :

$$R = \frac{e}{S_v \cdot (1 - e)}$$

où S_v est la surface par unité de volume réel des particules. Ceci revient à décrire le milieu poreux par un faisceau de capillaires de rayon égal au rayon hydraulique R, l'analogie formelle des lois de Darcy et de Poiseuille permettant alors d'écrire :

$$k = \frac{1}{CT} \cdot \frac{e^3}{S_v^2 (1-e)^2}$$

où la perméabilité $k = K_s$; C et T sont les facteurs de forme et de tortuosité, destinés respectivement à tenir compte de la non sphéricité des particules et de l'allongement du chemin d'écoulement dans les capillaires du sol.

Un tel modèle est peu satisfaisant : il ne s'applique qu'à l'estimation de K_s et comporte des conditions d'application très restrictives, en particulier une taille de pores peu étalée (HUBERT, 1978). Si la validité de ce modèle n'a été établie expérimentalement que sur des milieux calibrés (STACKMAN, 1969) et non sur des sols naturels, il constitue cependant une des bases théoriques des modèles proposés ultérieurement.

9.1.2.3. Modèles de faisceaux capillaires, de rayons différents

Dans ces modèles, la distribution des rayons des capillaires $f(r)$ est déduite de la courbe de rétention hydrique, par application de la loi de Laplace. La relation $\Theta(h)$ peut en effet être considérée comme la courbe cumulative de la taille des pores du milieu. On peut alors, soit en discrétisant la courbe de rétention hydrique, soit en lui ajustant une fonction mathématique, estimer la conductivité hydraulique non saturée par les contributions à l'écoulement des différentes classes de pores, saturés en eau à une tension donnée : pour un taux de saturation donné, K est calculé par intégration du flux hydrique entre le rayon du plus petit pore conducteur et du plus gros pore rempli d'eau à l'humidité considérée. On peut distinguer 2 principaux types de modèles selon que les capillaires sont associés, par hypothèse, en parallèle ou en série.

* Capillaires parallèles :

Le modèle le plus couramment employé en physique des sols est celui de BROOKS & COREY (1964, 1966). Lorsqu'il est possible d'ajuster à la relation $\Theta(h)$ une fonction mathématique continue et intégrable, ce modèle s'énonce :

$$S_e = 1, h < h_a$$

$$S_e = (h_a/h)^\lambda, h > h_a$$

$$K_r = 1, h < h_a$$

$$K_r = (h_a/h)^{2+3\lambda}, h > h_a$$

où λ est obtenu par la relation

$$\lambda = - \frac{d(\ln S_e)}{d(\ln h)}$$

Ce modèle est plus satisfaisant puisqu'il tient compte des contributions partielles des différentes classes de pores à l'écoulement, mais l'assimilation du sol, extrêmement désordonné, à un système de capillaires parallèles, intrinsèquement ordonné, est peu réaliste. Cependant, la vérification expérimentale de ce modèle par comparaison avec des courbes de conductivité déterminées au laboratoire (LALIBERTE et al. (1966), CAMPBELL (1974), TALSMA (1985), GRISMER (1986) donne des résultats généralement corrects.

* Capillaires en série :

Ce modèle tente de rendre compte des variations du diamètre des capillaires le long du chemin d'écoulement. On considère un faisceau de capillaires parallèles, de rayons différents, que l'on sectionne perpendiculairement à leur axe principal. On réarrange ensuite les deux faces de manière aléatoire. L'hypothèse faite est que les étranglements ainsi créés contrôlent l'écoulement : l'aire moyenne des connexions entre les pores correspond à la probabilité d'ajustement des pores situés sur chacune des faces. Divers modèles ont été proposés, qui diffèrent essentiellement par les hypothèses faites sur le raccordement des capillaires.

MUALEM & DAGAN (1976) intègrent les modèles statistiques les plus couramment utilisés dans un même cadre conceptuel. L'ensemble de ces modèles peut alors se mettre sous la forme généralisée

$$K(h) = K_s \cdot S_e^\lambda \cdot \left\{ \int_0^{S_e} dS_e/h / \int_0^1 dS_e/h \right\}^2 \quad (1)$$

$\lambda = 4/3$ pour CHILDS & COLLIS-GEORGE (1950)

$\lambda = 2$ pour MARSHALL (1958) et BURDINE (1953)

$\lambda = 1$ pour KUNZE (1968)

$\lambda = 1/2$ pour MUALEM (1976)

La relation de MUALEM (1976) présente sur les autres des avantages importants : l'estimation des courbes de conductivité donne des résultats plus conforme à la réalité; sa validité a été établie par une comparaison systématique avec des mesures effectuées sur des milieux très variés. En outre, ce modèle ne fait intervenir que la conductivité hydraulique à saturation K_s et la courbe de rétention hydrique, toutes deux relativement faciles à mesurer.

Si l'on ajuste à la courbe de rétention hydrique une fonction mathématique continue et intégrable on peut en déduire également une estimation de la courbe de conductivité hydraulique par la fonction (1), qui est alors elle-même continue. Une telle "fonction de rétention" a été proposée par VAN GENUCHTEN (1980). La fonction analytique d'estimation de la courbe de conductivité est obtenue en injectant la fonction de rétention dans le modèle prévisionnel de MUALEM.

9.2. LA FONCTION DE RETENTION ET LE MODELE PREVISIONNEL DE VAN GENUCHTEN

9.2.1. La fonction de rétention de VAN GENUCHTEN

La fonction d'ajustement de la courbe de rétention proposée par VAN GENUCHTEN s'énonce :

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1+(h/h_0)^a)^b} \quad (2)$$

où la tension hydraulique h est positive en milieu non saturé, pour la facilité de la notation; les paramètres a , b et h_0 , sont des constantes empiriques; θ_s et θ_r représentent respectivement la teneur en eau à saturation et la teneur en eau résiduelle.

Pour obtenir une fonction analytique de prédiction de la courbe de conductivité hydraulique relativement simple (§ 9.2.2), VAN GENUCHTEN (1980) impose une relation unique entre les paramètres a et b :

$$b = 1 - 1/a \quad 1 < a < +\infty \quad 0 < b < 1$$

La fonction de rétention de VAN GENUCHTEN comporte donc 4 paramètres indépendants θ_s , θ_r , a et h_0 , qui sont estimés par ajustement de l'équation 2 aux points expérimentaux (θ, h) . La courbe de rétention estimée présente une forme sigmoïde, à peu près symétrique en coordonnées semi-logarithmiques (relation $\theta(pF)$). La pente de la courbe ($d\theta/dh$) est nulle à ses 2 extrémités (à condition que $a > 1$ pour l'extrémité saturée) : lorsque l'on s'approche de la saturation ($S_e=1$) et de la teneur en eau résiduelle ($S_e=0$).

Les paramètres de l'équation 2 présentent une signification physique, illustrée graphiquement par la figure 9.1 (AMBROISE, 1982) :

* la teneur en eau à saturation θ_s : elle est couramment mesurée au laboratoire;

* la teneur en eau résiduelle θ_r : par définition, θ_r est la teneur en eau quand $d\theta/dh=0$ (si l'on exclut le zone proche de la saturation, où la pente est également nulle).

Ces deux paramètres décrivent donc l'amplitude de la courbe de rétention hydrique.

* le paramètre h_0 , qui a la dimension d'une tension, est compris entre la pression d'entrée d'air h_a et la tension correspondant à la demi-saturation effective $Se=0.5$; il donne donc une indication sur la position du point d'inflexion de la courbe $\theta(pF)$ ou $Se(pF)$. Le paramètre h_0 est sensible à la macroporosité du milieu (Ann. III, fig. III.4).

* le paramètre a (ou b) contrôle la vitesse de décroissance de la courbe : a (et b) augmente lorsque la pente au point d'inflexion des courbes $\theta(pF)$ ou $Se(pF)$ augmente. Le paramètre a est sensible à la texture du matériel, en particulier à l'étendue de la gamme de texture (calibrage) (Ann. III, fig. III.4).

Les paramètres h_0 et a décrivent la forme de la courbe $Se(pF)$.

Pour respecter des limites physiques et assurer une bonne précision à l'estimation des paramètres, on fixe les intervalles de variation de certains paramètres :

$$0 < \theta_s \leq 1 \quad 0 \leq \theta_r < 1$$

Enfin, notons que les paramètres a et h_0 sont obtenus par ajustement, alors que les paramètres θ_s et θ_r peuvent être soit déterminés par ajustement, soit mesurés et imposés dans l'équation 2.

9.2.2. Le modèle d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique de VAN GENUCHTEN

En injectant l'équation 2 dans le modèle prévisionnel de MUALEM (équation 1), on obtient l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique par la formule

$$K(h) = K_s \cdot Se^{1/2} \cdot \{1 - (1 - Se^{1/b})^b\}^2 \quad (3)$$

avec $b = 1 - 1/a$

$$0 < b < 1$$

Le modèle prévisionnel de VAN GENUCHTEN consiste donc à estimer les paramètres θ_s , θ_r , a , b et h_0 par ajustement de l'équation 2 à la courbe de rétention et à calculer la courbe de conductivité hydraulique en injectant les paramètres ainsi obtenus dans l'équation 3.

9.2.3. Vérification de la qualité de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique par le modèle de VAN GENUCHTEN

La courbe de conductivité hydraulique a été mesurée sur 39 monolithes de sol. On compare ces valeurs aux courbes de conductivité hydraulique estimées par le modèle prévisionnel.

9.2.3.1. Les données mesurées

Pour chaque monolithe de sol, on détermine les points expérimentaux (θ, h, K) à différents états de saturation du sol. A partir de ces données expérimentales, on établit les relations suivantes :

* la relation $\theta(h)$: on ajuste les points (h, θ) à la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN (équation 2). Les paramètres d'ajustement seront utilisés pour estimer la courbe de conductivité hydraulique.

* la relation $K(h)$: on ajuste l'équation 3 aux points expérimentaux (h, K) .

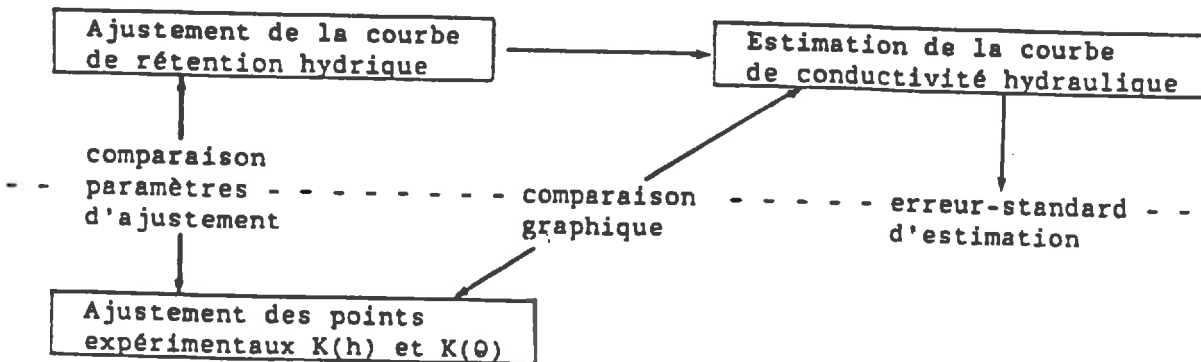
* la relation $K(\theta)$: on ajuste l'équation 3 aux points expérimentaux (θ, K) .

9.2.3.2. Procédure de comparaison des courbes de conductivité mesurées et estimées par le modèle prévisionnel de VAN GENUCHTEN

Pour tester la précision de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique par le modèle prévisionnel de VAN GENUCHTEN (équation 3), la procédure utilisée - illustrée par le graphique ci-dessous - est la suivante :

* on compare les courbes de conductivité hydraulique estimées avec les courbes obtenues par ajustement direct des points expérimentaux $K(\theta)$ et $K(h)$ par la formule (3) : comparaison graphique et comparaison des paramètres d'ajustement.

MODELE DE VAN GENUCHTEN



VERIFICATION

* on apprécie la précision de l'estimation à l'aide de l'erreur-standard d'estimation SE, calculée sur Log10K et définie par :

$$SE = \left\{ \frac{\sum (\text{Log}_{10} K \text{ mesuré} - \text{Log}_{10} K \text{ estimé})^2}{N} \right\}^{1/2}$$

N étant le nombre de points expérimentaux. Pour apprécier la qualité de l'estimation en fonction de SE, nous avons défini les critères suivants, basés sur l'observation graphique des résultats et sur l'étude des écarts d'ajustement cités dans la bibliographie :

	très bon	bon	moyen	médiocre	mauvais
SE (Log10K)	<0.3	<0.78	<1.00	<1.18	
10**SE	2	6	10	15	

9.3. AJUSTEMENT DE LA FONCTION DE RETENTION AUX DONNEES EXPERIMENTALES (Θ,h)

Nous avons ajusté la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN aux 444 courbes de rétention expérimentales de la série principale, les 4 paramètres indépendants de l'équation 2 étant obtenus par optimisation par la méthode des moindres carrés (MARQUARDT, 1963). Dans ces traitements, on a supprimé les points expérimentaux Θ_{sat} , $\Theta_h=0$ et Θ_{pF0} , la teneur en eau à saturation Θ_s étant déterminée par ajustement sur les 8 points restant.

N-B : en procédant ainsi, on obtient de meilleurs résultats d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique par le modèle prévisionnel de VAN GENUCHTEN : en effet, les teneurs en eau proches de la saturation sont souvent fortement décrochées par rapport aux points suivants et tendent à diminuer la valeur du paramètre h_0 . Cet aspect sera abordé en détail au § 9.4.

9.3.1 Qualité de l'ajustement

Par sa forme et son nombre de degrés de libertés, la "fonction de rétention" de VAN GENUCHTEN se prête particulièrement bien à l'ajustement des points expérimentaux $\Theta(h)$. En effet, la qualité de l'ajustement, mesurée par l'erreur standard d'estimation SE des différentes courbes de rétention, est très satisfaisante : pour les 444 courbes de rétention ajustées, SE - de l'ordre de 0.01 en moyenne - est compris entre .003 et 0.03. Les valeurs les plus élevées s'observent dans les niveaux très humifères de l'étage montagnard supérieur et moyen - ce qu'on peut rapporter à certaines anomalies du comportement hydrique de la matière organique (mouillabilité). Si l'on excepte ces échantillons (N = 35), on trouve :

$$SE \text{ moyen} = 0.0088 \quad s = 0.0042 \quad N = 409$$

L'écart entre les valeurs mesurées et ajustées est très faible : la fonction utilisée "décrit" donc bien les données expérimentales. Elle présente l'intérêt de permettre d'estimer la teneur en eau à n'importe quelle tension.

9.3.2 Interprétation des paramètres

Les teneurs en eau à saturation Θ_s estimées sont cohérentes avec les valeurs de Θ_{sat} mesurées. Les plus fortes valeurs s'observent dans les horizons superficiels de l'étage montagnard moyen et les plus faibles valeurs dans les horizons cryogéniques (comparer tab. 9.1 et ann. III, tab. III.4 et tab. 5.1, 5.3 et 5.5).

			Es			Er			a			ho		
			m	s	CV	m	s	CV	m	s	CV	m	s	CV
PARTITION H2	Etage montagnard supérieur	AOA1 7	0.839	0.071	0.085	0.095	0.101	1.067	1.389	0.243	0.175	22.5	17.9	0.80
		A1 18	0.694	0.043	0.062	0.136	0.074	0.543	1.421	0.158	0.111	23.6	11.2	0.47
		B 5	0.570	0.075	0.132	0.039	0.048	1.234	1.296	0.072	0.055	5.3	4.9	0.9
		AOA1 4	0.856	0.049	0.057	0.102	0.065	0.643	1.289	0.075	0.058	15.9	7.6	0.48
		A1 14	0.694	0.079	0.114	0.073	0.071	0.974	1.298	0.125	0.096	14.6	11.7	0.80
	Etage montagnard moyen	AOA1 17	0.794	0.101	0.127	0.124	0.056	0.453	1.425	0.139	0.098	7.6	6.8	0.90
		A1 30	0.650	0.090	0.138	0.094	0.063	0.671	1.404	0.185	0.132	6.8	5.5	0.81
		B 21	0.518	0.052	0.101	0.057	0.045	0.789	1.368	0.186	0.136	6.4	3.1	0.49
		AOA1 14	0.726	0.078	0.108	0.079	0.077	0.974	1.371	0.230	0.168	23.6	29.9	1.27
		A1 41	0.668	0.074	0.111	0.129	0.050	0.390	1.388	0.142	0.103	6.5	5.4	0.83
B 15		0.568	0.102	0.180	0.074	0.056	0.750	1.288	0.104	0.081	4.1	3.6	0.881	
Etage mont. infér.	Ap 26	0.565	0.056	0.099	0.066	0.065	0.972	1.303	0.085	0.065	21.2	16.2	0.77	
	A1 35	0.600	0.104	0.174	0.060	0.043	0.711	1.383	0.129	0.093	3.8	4.0	1.06	
	B 21	0.491	0.074	0.151	0.063	0.040	0.638	1.369	0.152	0.111	5.1	4.6	0.90	
Formations cryogéniques	119	0.411	0.070	0.172	0.053	0.182	3.469	1.385	0.185	0.133	6.3	7.3	1.15	
PARTITION H3	Etage supér.	AOA1 11	0.846	0.064	0.076	0.097	0.090	0.924	1.353	0.205	0.151	20.1	15.3	0.76
		A1 32	0.694	0.062	0.089	0.109	0.079	0.729	1.367	0.157	0.115	19.7	12.3	0.62
	Etage moyen	AOA1 31	0.763	0.097	0.127	0.103	0.070	0.676	1.401	0.188	0.134	14.8	22.2	1.50
		A1 71	0.660	0.082	0.124	0.114	0.059	0.514	1.395	0.162	0.116	6.6	5.4	0.82
	Etage infér.	Ap 26	0.565	0.056	0.099	0.066	0.065	0.972	1.303	0.085	0.065	21.2	16.2	0.77
		A1 35	0.600	0.104	0.174	0.060	0.043	0.711	1.383	0.129	0.093	3.8	4.0	1.06
	Granite	B 74	0.504	0.072	0.143	0.060	0.043	0.714	1.364	0.160	0.117	5.5	4.3	0.78
		B 15	0.568	0.102	0.180	0.074	0.056	0.750	1.288	0.104	0.081	4.1	3.6	0.88
	Formations cryogéniques	119	0.411	0.070	0.172	0.053	0.182	3.469	1.385	0.185	0.133	6.3	7.3	1.15
	Grès	16	0.467	0.106	0.227	0.030	0.021	0.700	1.520	0.242	0.159	7.9	5.6	0.79
Moraine	14	0.467	0.143	0.306	0.039	0.050	0.760	1.303	0.087	0.067	32.4	37.4	1.15	

Tab. 9.1 : Paramètres d'ajustement moyens de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN, par unité et par horizon (partition H2), par volumes sédimentaires homogènes (partition H3), pour les altérites du grès et les moraines

De même, les teneurs en eau résiduelles Θ_r estimées manifestent une différenciation sensible entre les horizons organiques et les horizons minéraux, dont l'humidité résiduelle est nettement plus faible. Cependant, bon nombre d'échantillons atteignent la valeur limite $\Theta_r = 0$, imposée au modèle afin d'éviter des teneurs en eau négatives. Ceci s'explique par de petites anomalies des teneurs en eau à PF3.5 et 4.2 (déterminés par la presse à membrane) et se répercute sur les valeurs moyennes (Tab. 9.1 et ann. III, tab. III.4). Si l'on ne considère que les coefficients non nuls, les valeurs de Θ_r sont plus cohérentes avec les humidités mesurées à pF 4.2 qui, d'un point de vue physique, doivent être proches de Θ_r (VAN GENUCHTEN, 1980). En effet, le paramètre Θ_r et $\Theta_{pF4.2}$ varient dans le même sens; $\Theta_{pF4.2}$ est toujours supérieur à Θ_r , mais l'écart entre ces 2 valeurs est d'autant plus faible que $\Theta_{pF4.2}$ est plus petit.

	N	Θ_r moyen	$\Theta_{pF4.2}$
Hor. humifères ét. mont. sup.	31	0.147	0.181
Hor. humifères ét. mont. moyen	88	0.127	0.155
Hor. humifères ét. mont. inf.	45	0.085	0.095
Hor. B sur granite	58	0.076	0.086
Hor. B sur grauwackes	11	0.101	0.120
Formations cryogéniques	84	0.051	0.058

Tab. 9.2 : Comparaison du paramètre d'ajustement Θ_r et de la teneur en eau à pF4.2

Les paramètres a et h_0 peuvent être utilisés pour décrire la forme de la courbe de rétention. En effet, le paramètre h_0 donne une indication sur la pression d'entrée d'air et le paramètre a , qui se rapporte à la pente au point d'inflexion de la courbe $\Theta(S_e)$, décrit la vitesse de décroissance de la courbe de rétention.

Dans l'ensemble, ces 2 paramètres présentent des valeurs relativement faibles :

* h_0 est inférieur à 15 cm dans la plupart des cas et certains échantillons atteignent la valeur limite $h_0 = 1$ cm, imposée au modèle pour assurer une bonne précision sur le calcul des autres paramètres. Ces valeurs montrent que la pression d'entrée d'air des échantillons correspondants est très faible et le plus souvent négligeable: ceci est lié à la présence de gros pores et à rapprocher de la forte macroporosité observée dans notre milieu,

* l'essentiel des valeurs de a sont comprises entre 1.2 et 1.8, ce qui indique que le point d'inflexion des courbes $\Theta(pF)$ est peu marqué et que la décroissance de la teneur en eau est régulière, à mesure que la tension augmente.

Cependant, dans le détail, ces 2 paramètres de forme varient selon le type de formation; l'allure de la courbe dépend en particulier de la teneur en matière organique et de la texture du matériel.

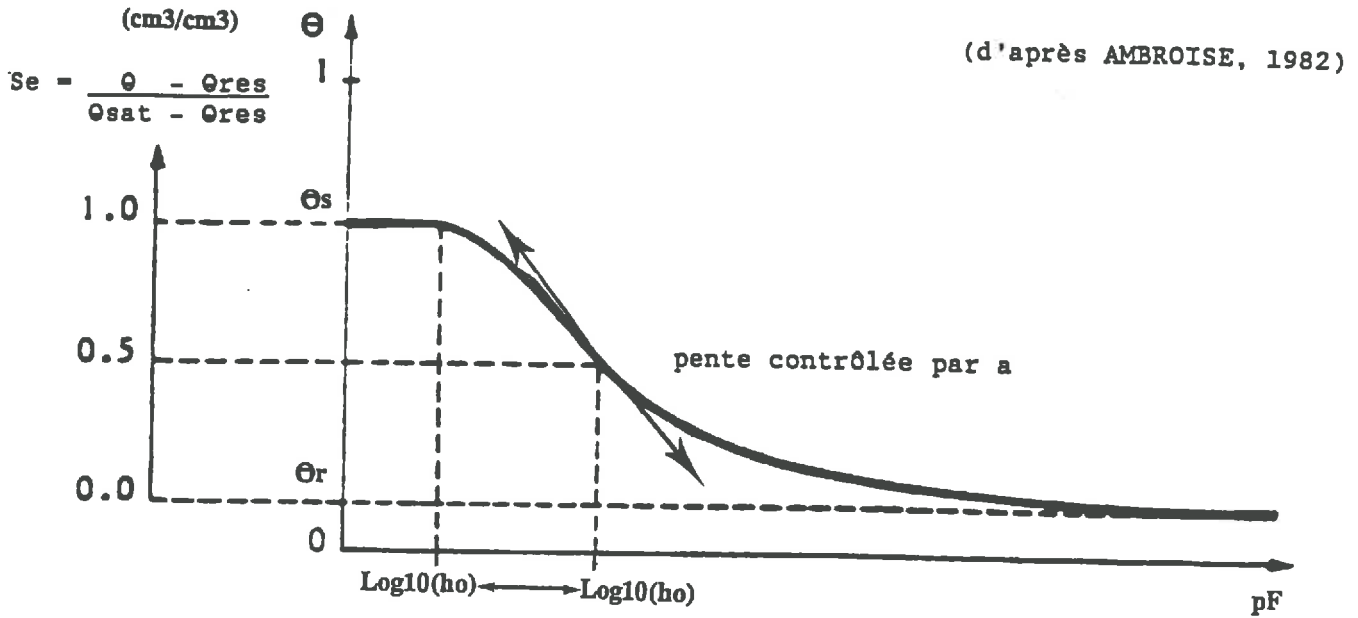


Fig. 9.1 : La fonction de rétention de VAN GENUCHTEN : paramètres descriptifs de la courbe de rétention hydrique

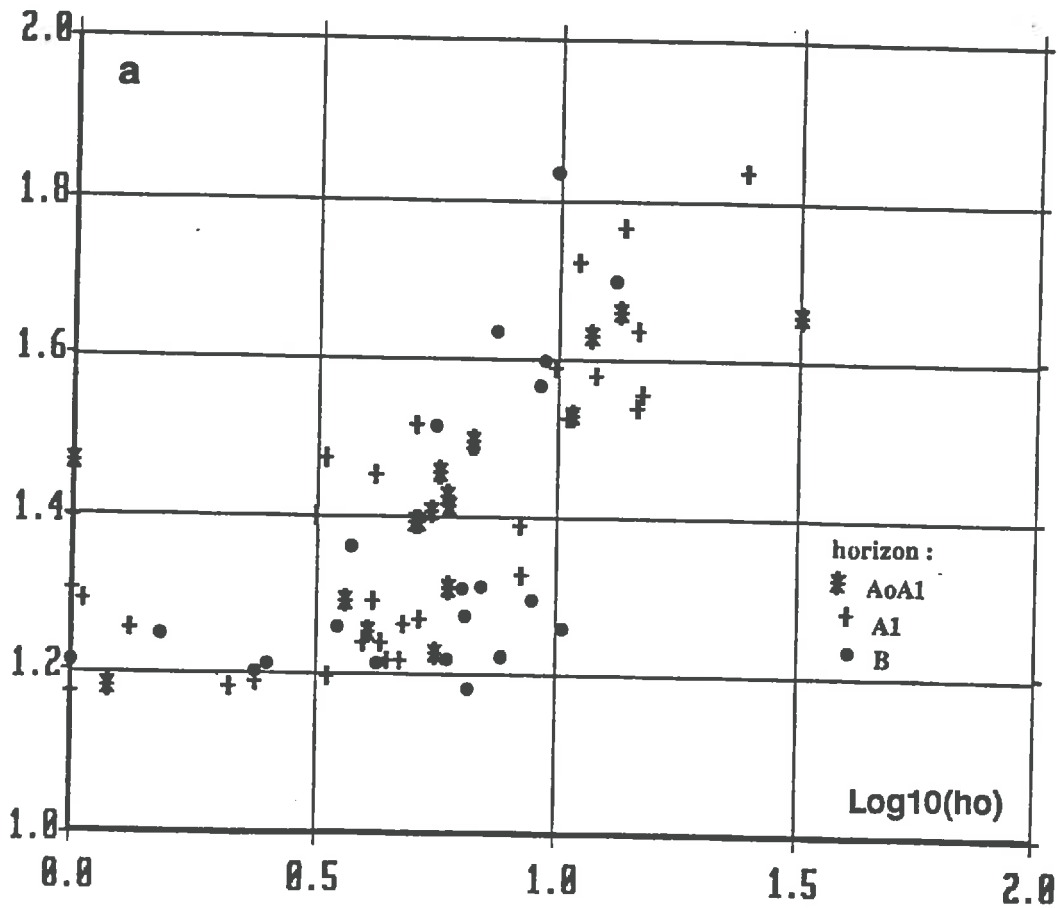


Fig. 9.2 : Distribution des 2 paramètres a et h_o par horizons des sols de l'étage montagnard moyen sur granites

* La matière organique :

On note une différenciation entre les horizons organiques et les horizons minéraux. Dans les horizons humifères, la pression d'entrée d'air, mesurées par h_0 , est plus forte en moyenne; cette augmentation est particulièrement sensible à l'étage montagnard supérieur (Ann. III, fig. III.2, a et b).

* La texture :

- pour les alluvions et les moraines, de texture fine, les valeurs moyennes relativement fortes de h_0 - respectivement 21.2 et 32.4 - indiquent une pression d'air élevée, liée à la finesse du matériel; le paramètre a , au contraire, est compris entre 1.2 et 1.4; ces faibles valeurs montrent que la décroissance de la rétention est très progressive (Ann. III, fig. III.2, c et d).

- à l'inverse, les altérites du grès présentent des valeurs de h_0 plus faibles ($h_0 = 7.8$ cm) et des valeurs de a plus élevées ($a = 1.52$) : la texture grossière du matériel gréseux et sa calibration se traduisent sur la courbe de rétention par une faible pression d'entrée d'air et une rapide décroissance au delà de ce point (Ann. III, fig. III.2, d).

- les altérites des grauweekes (horizon B du sol) sont caractérisées par de faibles valeurs de a ($1.2 < a < 1.4$). La pression d'air est cependant faible, h_0 est généralement inférieure à 15 cm (Ann. III, fig. III.2, c).

- les arènes granitiques (horizon B du sol) présentent des valeurs de h_0 également faibles, beaucoup d'échantillons atteignant la valeur limite imposée de $h_0 = 1$ cm. Mais le paramètre a , compris entre 1.2 et 1.8, est plus fort en moyenne que sur grauweekes (Tab. 9.1, ann. III, fig. III.2, e). AMBROISE (1982) trouve des résultats comparables sur 32 courbes de rétention hydrique mesurées dans le bassin de la Petite Fecht et du Ringelbach .

- la pression d'entrée d'air des formation cryogéniques est généralement faible, h_0 étant dans de nombreux cas égal à la valeur limite imposée, $h_0 = 1$; les valeurs de a , très dispersées pour le milieu encaissant ($1.05 < a < 1.90$), sont nettement plus faibles pour les bandes d'illuviation ($1.1 < a < 1.4$), qui présentent une forte microporosité (Ann. III, fig. III.2, f).

Pour les sols sur alluvions, sur moraine et sur grauweekes le paramètre a est faible du fait de la texture fine du matériel et ne présente que de faibles variations ($1.2 < a < 1.4$). A l'inverse, dans les sols de texture grossière sur grès et sur granite, a est plus fort en moyenne et sa gamme de variation est nettement plus étendue ($1.2 < a < 2.0$). Les valeurs de a les plus élevées s'observent sur grès : le calibrage du matériel a pour conséquence une chute brutale de la teneur en eau au delà de la pression d'entrée d'air.

9.3.3. Relation entre a et h_0

Pour les différents horizons des sols sur granite et sur grauweekes, on note une nette tendance des 2 paramètres a et h_0 à varier dans le même sens (Fig. 9.2) : plus la pression d'entrée d'air est élevée - i.e. plus le palier à l'origine est marqué (en coordonnées logarithmiques) - plus la pente au point d'inflexion est marquée - i.e. plus la décroissance est rapide au-delà de ce palier. Cette tendance, déjà notée par AMBROISE (1982), définit pour chaque horizon une famille de courbe.

Si l'on considère les paramètres moyens de la partition 2 (Tab. 9.1), on constate qu'au sein d'une même unité, les paramètres a et h_0 des horizons humifères sont tous 2 supérieurs à ceux des horizons minéraux. Cette diminution est parallèle à celle du taux de matière organique. La matière organique exerce donc une double influence sur la forme de la courbe de rétention hydrique : elle augmente le palier à l'origine des courbes $\theta(pF)$ et elle augmente la pente de la courbe. On peut rapprocher ces observations de celles des chapitres 5 et 8 : les valeurs moyennes et les modèles présentés dans ces chapitres ont montré que la matière organique augmente la rétention de l'ensemble de la courbe, mais que l'augmentation est relativement plus forte pour les faibles pF .

Conclusion :

Les paramètres a et h_0 permettent de décrire la forme de la courbe de rétention (exprimée en taux de saturation effective S_e), qui dépend essentiellement de la texture, du taux de matière organique et de la structure du matériel; en utilisant conjointement les paramètres θ_s et θ_r , qui décrivent l'amplitude de la courbe de rétention hydrique, il est possible de comparer de manière globale et de classer aisément les courbes de comportement hydrique analogue (cf. chap. 10).

9.4. ESTIMATION DE LA COURBE DE CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE

La première partie de ce paragraphe sera consacrée à la vérification de la qualité de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique par le modèle de VAN GENUCHTEN. Pour cela, on testera différentes formes de ce modèle, en utilisant soit les valeurs mesurées, soit les valeurs estimées de certains paramètres. On cherche en effet à mettre au point la forme du modèle la plus adaptée à notre milieu et aux données de rétention déterminées dans notre protocole opératoire. Dans la seconde partie du chapitre, on utilisera les paramètres d'ajustement pour décrire et interpréter le comportement hydrodynamique des sols du bassin de la Fecht.

Le modèle de VAN GENUCHTEN a été testé sur 39 monolithes de sol ($\phi = 100$ mm; $H = 120$ mm) représentatifs des différents types de milieux du bassin de la Fecht (cf. cartes de localisation des sites, fig. 3.1 et 3.2) :

- Sols bruns acides, bruns ocreux ou ocre podzoliques sur granite :
 - * en surface (prof. 0-12 cm) : 12 échantillons, dont 2 à l'étage montagnard supérieur (sols humifères)
 - * en profondeur (prof. > 12 cm) : 8 échantillons dont 2 présentant un caractère humifère
- Sols podzolisés sur grès : 2 échantillons (prof. 0-12 et 20-32 cm)
- Sols bruns acides sur grauwackes :
 - * en surface (prof. 0-12 cm) : 6 échantillons
 - * en profondeur (prof. > 12 cm) : 5 échantillons
- Formations cryogéniques :
 - * arènes litées, sites WHY et BVU (N = 3)
 - * grès microfeuilleté, site WET (N = 1)

		RELATION $\Theta(h)$								RELATION $K(h)$				RELATION $K(\theta)$			
STIE	N MD	Q _s	Q _c	a	h ₀	SE	K _s	a	h ₀	SE	Q _s	Q _c	a	SE			
SOLS SUR GRANITES	étage moyen	B1	00-12 13 1	0.525	0.001	1.27	8.7	2.5 E-3	38.7	1.49	7.6	0.68	0.525	0.094	1.34	0.42	
		B2	00-12 20 2	0.547	0.000	1.19	3.7	5.7 E-3	30.0	1.62	8.9	0.45	0.580	0.022	1.30	0.73	
		B3	00-12 14 1	0.617	0.245	2.70	10.9	2.6 E-3	40.0	2.12	11.8	0.37	0.617	0.082	1.47	0.76	
		G1 1	00-12 8 1	0.539	0.213	2.33	20.3	4.2 E-3	29.1	1.52	9.7	0.22	0.539	0.067	1.35	0.16	
		G1 2	00-12 12 1	0.580	0.009	1.26	8.25	1.4 E-2	35.2	1.71	9.0	0.19	0.580	0.076	1.29	0.20	
		G1 3	00-12 16 1	0.580	0.193	1.82	14.4	2.9 E-3	22.7	1.68	11.3	0.31	0.580	0.019	1.28	0.48	
		G1 4	00-12 12 1	0.543	0.168	1.61	14.6	6.3 E-3	43.1	1.61	11.3	0.16	0.543	0.062	1.31	0.28	
		G1 5	00-12 12 1	0.520	0.264	1.99	9.4	1.5 E-3	39.6	1.69	7.1	0.39	0.520	0.030	1.23	0.35	
		G1 6	00-12 10 2	0.517	0.000	1.19	8.9	7.4 E-3	29.1	1.33	8.8	0.37	0.530	0.036	1.30	0.47	
		G1 1	15-27 11 3	0.408	0.126	1.49	15.3	4.7 E-3	29.2	1.10	22.8	0.36	0.485	0.091	1.53	0.38	
	G1 2	15-27 10 1	0.420	0.001	1.30	5.0	9.5 E-3	61.0	1.31	7.7	0.38	0.420	0.086	1.61	0.34		
	G2	00-12 16 3	0.588	0.000	1.18	9.9	8.0 E-3	57.6	1.70	8.3	0.48	0.616	0.070	1.24	0.86		
	G2	47-58 16 3	0.382	0.000	1.42	13.9	2.4 E-2	20.6	1.38	21.2	0.36	0.480	0.000	1.84	0.61		
	H3 1	00-12 20 2	0.506	0.000	1.28	6.02	8.4 E-3	27.6	1.68	8.4	0.42	0.532	0.074	1.43	0.39		
	H3 2	00-12 17 2	0.506	0.000	1.10	2.6	3.3 E-3	57.5	1.71	3.9	0.48	0.630	0.017	1.20	0.86		
	V3	12-24 11 3	0.337	0.033	1.17	18.3	8.0 E-3	20.0	1.05	24.9	0.21	0.429	0.089	1.32	0.26		
	G1T	00-12 10 1	0.583	0.233	1.95	27.4	8.2 E-3	44.7	2.26	24.2	0.19	0.583	0.074	1.31	0.39		
	G1T	12-24 12 1	0.473	0.000	1.25	25.0	7.7 E-3	19.7	1.70	27.2	0.36	0.473	0.078	1.33	0.47		
	SCH	00-12 17 2	0.532	0.282	2.34	32.7	3.8 E-3	25.0	1.85	24.9	0.31	0.711	0.037	1.40	0.65		
	SCH	05-18 24 2	0.447	0.224	1.77	36.8	2.4 E-3	25.0	1.47	18.4	0.44	0.615	0.029	1.38	0.74		
SCH	30-42 23 2	0.420	0.000	1.19	15.3	2.7 E-3	22.4	1.15	16.2	0.25	0.617	0.051	1.47	0.40			
SCH	55-67 14 2	0.376	0.083	1.21	20.0	2.4 E-3	18.5	1.14	27.0	0.16	0.531	0.039	1.39	0.54			
GRES	G1	00-12 14 2	0.521	0.000	1.35	23.2	1.3 E-2	6.5	1.59	13.4	0.36	0.635	0.051	1.44	0.32		
	G1	20-32 10 2	0.415	0.248	1.78	43.9	4.3 E-3	1.8	1.12	28.9	0.29	0.406	0.262	1.71	0.51		
SOLS SUR GRAUWACKES	ID 1	00-12 8 2	0.540	0.226	1.53	26.7	3.5 E-3	25.0	1.32	20.3	0.10	0.631	0.019	1.34	0.40		
	ID 2	00-12 21 2	0.570	0.115	1.31	18.8	1.1 E-2	25.0	1.11	24.7	0.41	0.642	0.091	1.35	0.39		
	ID 3	00-12 10 2	0.577	0.000	1.18	15.6	1.1 E-2	25.0	1.31	21.0	0.24	0.589	0.075	1.28	0.27		
	ID 4	00-12 10 1	0.602	0.000	1.53	37.5	1.2 E-2	21.7	1.31	20.1	0.21	0.602	0.117	1.51	0.34		
	ID 5	00-12 16 1	0.699	0.000	1.18	9.7	2.2 E-2	23.0	1.05	63.9	0.11	0.699	0.137	1.32	0.30		
	ID 1	12-24 14 2	0.383	0.008	1.25	19.7	1.0 E-2	23.7	1.19	17.8	0.34	0.515	0.052	1.44	0.30		
	ID 2	12-24 8 2	0.398	0.000	1.15	6.1	5.9 E-3	17.4	1.25	25.0	0.23	0.397	0.076	1.35	0.29		
	ID 3	12-24 9 1	0.573	0.000	1.17	13.7	9.1 E-3	33.6	1.18	20.1	0.10	0.573	0.083	1.24	0.14		
	ID	24-36 9 3	0.481	0.000	1.25	3.3	9.8 E-3	19.6	1.34	27.4	0.12	0.571	0.020	1.86	0.57		
	SW	00-12 6 1	0.579	0.066	1.32	32.4	7.0 E-3	43.7	1.11	16.7	0.12	0.579	0.107	1.22	0.43		
	SW	12-24 10 1	0.589	0.000	1.17	11.0	8.5 E-3	24.7	1.23	18.2	0.26	0.589	0.067	1.25	0.18		
Formations cryogéniques	BW	- 150 12 2	0.219	0.078	1.63	31.7	2.1 E-3	6.4	1.16	25.8	0.26	0.343	0.050	1.88	0.40		
	WH	- 180 11 2	0.368	0.228	1.30	18.2	2.9 E-3	0.65	1.09	83.7	0.22	0.426	0.075	1.93	0.29		
	WH	- 180 6 1	0.404	0.243	3.87	56.6	6.7 E-4	0.80	1.65	32.4	0.37	0.404	0.187	1.74	0.43		
	WT	- 100 14 2	0.165	0.071	2.39	26.0	4.8 E-3	18.6	1.34	10.7	0.37	0.400	0.046	2.33	0.07		

Tab. 9.3 : Paramètres d'ajustement des relations $\Theta(h)$, $K(h)$ et $K(\theta)$

9.4.1. RESULTATS

9.4.1.1. Les relations expérimentales $\Theta(h)$, $K(h)$ et $K(\Theta)$

Qualité de l'ajustement des points expérimentaux (Θ, h)

La qualité de l'ajustement des points expérimentaux (Θ, h) par la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN est très bonne pour l'ensemble des 39 monolithes de sol : l'erreur standard d'estimation SE (qui correspond dans ce cas à l'écart entre Θ mesuré et Θ calculé) est généralement inférieure à 0.01 (Tab. 9.3). SE est du même ordre de grandeur que dans le cas des 444 courbes de rétention de la série principale ajustées à cette même fonction (cf. § 9.3). La fonction analytique de VAN GENUCHTEN (formule 2) est parfaitement adaptée à l'ajustement du nuage de points expérimentaux (Θ, h).

Qualité de l'ajustement des points expérimentaux $K(h)$ et $K(\Theta)$

* Ajustement des points expérimentaux (h, K) :

on utilise la formule (3) avec

$$Se = \frac{1}{(1 + (h/h_0)^a)^b}$$

+ K_{sat} est mesuré

+ h_0 et a sont estimés sur les couples (h, K).

On effectue l'ajustement sur $\text{Log}_{10}(K)$ pour éviter de donner un "poids" trop important, lié à leur ordre de grandeur, aux valeurs de K très élevées aux abords de la saturation, dans l'ajustement par la "méthode des moindres carrés" (MARQUARDT, 1963). La formule utilisée permet un bon ajustement des points expérimentaux (h, K). L'erreur-standard d'estimation SE est comprise entre 0.10 et 0.68 (Tab. 9.3) : il s'agit donc de bons ajustements selon les critères que nous avons définis.

* Ajustement des points expérimentaux (Θ, K) :

on utilise la formule (3) avec

$$Se = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r}$$

+ K_{sat} et Θ_{sat} sont les valeurs mesurées

+ a et Θ_r sont estimés sur les couples (Θ, K).

Comme dans le cas précédent, on utilise $\text{Log}_{10}(K)$. La qualité des ajustements est bonne (Tab. 9.3).

Les erreurs d'ajustement étant faibles, on peut considérer les courbes d'ajustement des points expérimentaux (h, K) et (Θ, K) comme des courbes de conductivité hydraulique "mesurées", par opposition aux courbes de conductivité estimées par le modèle de VAN GENUCHTEN. Il est alors possible d'utiliser les paramètres d'ajustement pour décrire globalement les courbes $K(h)$ et $K(\Theta)$ et de les comparer aux paramètres correspondants obtenus par ajustement de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN (équation 2) aux points expérimentaux (Θ, h) - et qui sont injectés dans le modèle prévisionnel de la courbe de conductivité hydraulique.

L'intérêt de cette procédure est double:

+ elle permet de comparer globalement les courbes "mesurées" et estimées,

+ les paramètres s'interprètent mathématiquement et physiquement : on peut donc adapter le modèle en fonction des différences observées.

9.4.1.2. Prédiction de la courbe de conductivité hydraulique

Mise au point du modèle : comparaison des paramètres des courbes de conductivité hydraulique "mesurées" et estimées

Différentes options ont été utilisées pour l'ajustement des points expérimentaux (θ, h) à la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN (équation 2) : elles diffèrent par le fait que la teneur en eau à saturation θ_{sat} est soit mesurée, soit ajustée, et par l'utilisation de coefficients de pondération. Les 3 formes du modèle de VAN GENUCHTEN utilisées sont présentées dans le tableau 9.4.

	FP(*)	θ_{sat}	θ_{res}	a	h_0
MODELE 1		mesuré	estimé	estimé	estimé
MODELE 2		estimé	estimé	estimé	estimé
MODELE 3	X	estimé	estimé	estimé	estimé

(*) Facteur de pondération

Tab. 9.4. : Description des modèles 1, 2 et 3

Les paramètres de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN sont injectés dans le modèle prévisionnel de la courbe de conductivité hydraulique (équation 3) : on peut donc les considérer comme les paramètres de la courbe de conductivité "estimée".

* Modèle 1 :

En appliquant le modèle 1, qui est la forme du modèle initialement envisagée, on obtient de bons résultats pour 14 échantillons sur 39 (36%). Les mauvais résultats obtenus pour les 23 échantillons restant proviennent d'une sous-estimation du paramètre h_0 . En effet, si l'on compare les paramètres d'ajustement des relations $\theta(h)$ et $K(h)$, on constate que :

* pour le paramètre a, les valeurs sont relativement proches dans les deux cas (Fig. 9.3 a)

* pour les paramètres h_0 de ces 2 relations, comparés sur la figure 9.3 b, on constate qu'un certain nombre de points, correspondant aux échantillons ayant donné de bons résultats, s'organisent le long de la diagonale tandis que les autres s'échelonnent le long de l'axe des abscisses et présentent des valeurs proches de l'unité, qui correspond à la valeur limite de h_0 imposée par l'algorithme.

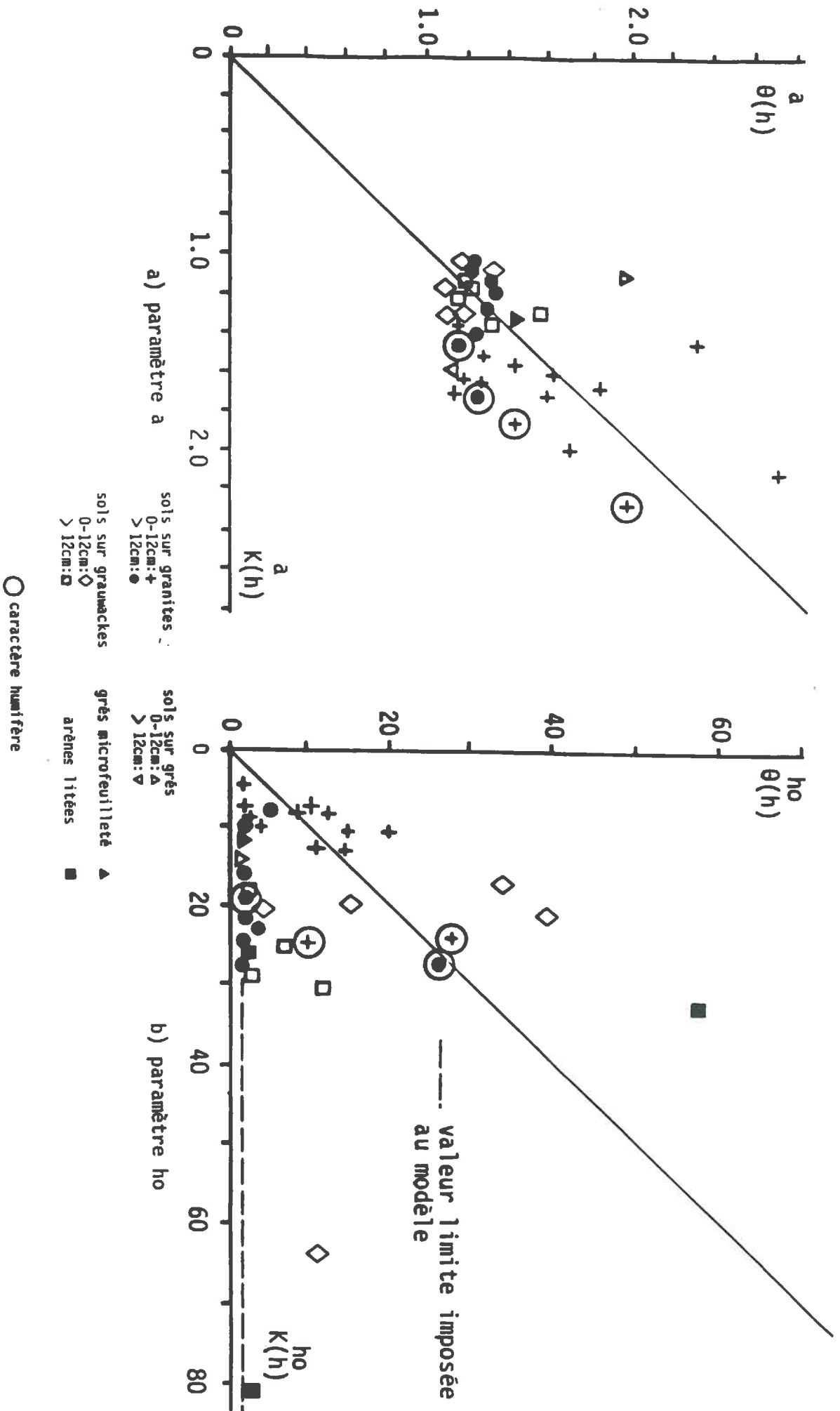


Fig. 9.3 : Comparaison des paramètres obtenus par ajustement des points expérimentaux $K(h)$ et $\theta(h)$ (modèle 1)

Si l'on considère en détail ces résultats, il apparaît que les échantillons pour lesquels h_0 est proche ou égal à 1 sont ceux qui présentent, au niveau des points expérimentaux (θ, h) , des valeurs de la teneur en eau à saturation θ_{sat} nettement supérieures à celles des points proches de la saturation immédiatement suivants. Or, dans le modèle 1, on impose à la courbe de passer par θ_{sat} . Le décrochement de θ_{sat} par rapport aux autres points proches de la saturation fait chuter très rapidement la courbe d'ajustement si bien que h_0 présente des valeurs très faibles. On peut envisager 2 causes au décrochement observé de θ_{sat} :

+ le mode opératoire : l'échantillon saturé est retiré du récipient et immédiatement pesé, si bien que de l'eau peut être piégée au niveau du nylon hygrophile et de l'élastique destiné à le maintenir ainsi que le long des parois de l'échantillon (cf. § 3.2.2);

+ le système fissural du matériel : l'existence de gros pores peut également expliquer la vidange très rapide du sol.

Quelle que soit la cause de la surévaluation de θ_{sat} , il est préférable dans les cas que nous avons envisagé d'estimer θ_{sat} i.e. d'appliquer le modèle 2. Le paramètre θ_s estimé correspond alors à la valeur réelle de la teneur en eau à saturation, si l'on considère que la surestimation de θ_{sat} mesuré correspond à un artéfact, ou peut être assimilé à une porosité d'assemblage, dans le cas où l'on considère que les fortes valeurs de θ_{sat} sont liées au système fissural.

* Modèle 2

En utilisant les paramètres θ_s (la valeur mesurée de θ_{sat} étant supprimée) obtenus par ajustement pour estimer la courbe de conductivité hydraulique, les résultats de l'estimation de la relation $K(h)$ sont sensiblement améliorés pour 14 des échantillons restant (36 %). L'exemple de la figure 9.4 illustre de manière démonstrative l'amélioration très nette de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique liée à la suppression de θ_{sat} mesuré, lorsque cette valeur est nettement décrochée par rapport aux autres points expérimentaux.

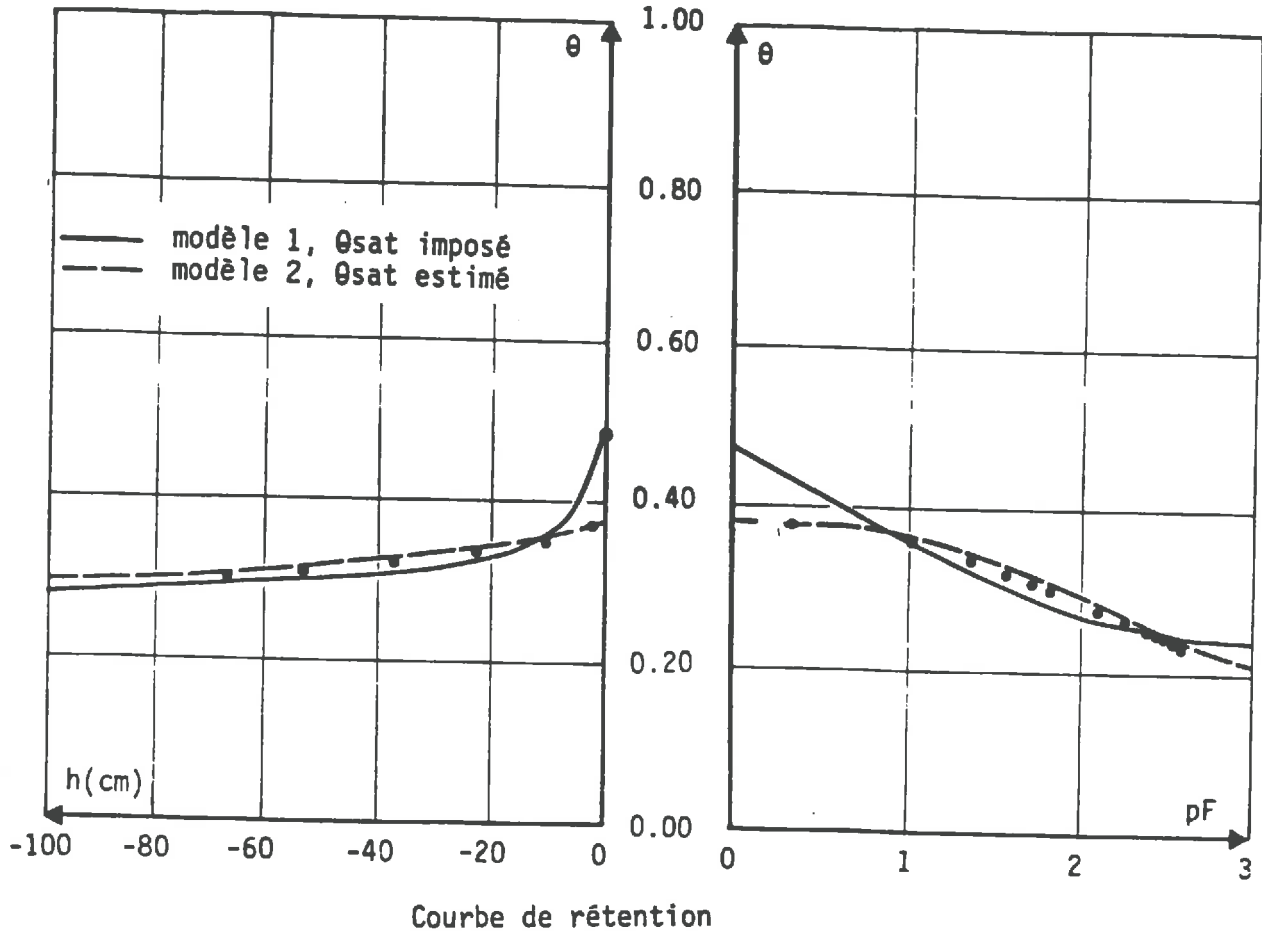
* Modèle 3 :

Pour 5 échantillons présentant très peu de points expérimentaux entre pF_0 et pF_1 , on a utilisé une forme particulière du modèle précédent en appliquant un coefficient de pondération ("Weighting factor", programme RETC, VAN GENUCHTEN (1978)) à ces points situés aux abords de la saturation pour "forcer" la courbe à les ajuster au plus près. C'est le modèle 3, qui améliore l'ajustement par rapport au précédent pour 5 des échantillons restants.

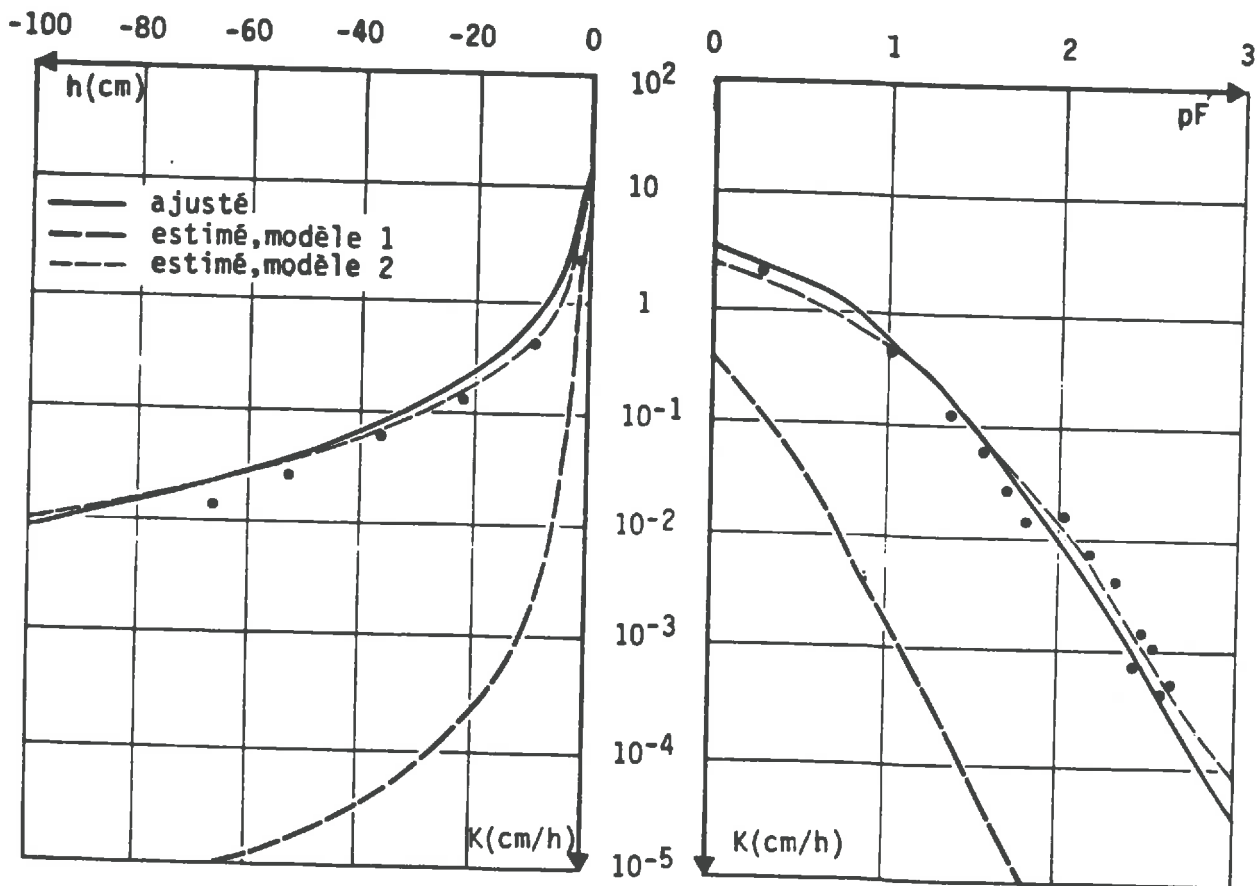
Mesure de la qualité de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique par le modèle de VAN GENUCHTEN

La distribution par classes des erreurs-standard d'estimation des 39 échantillons est présentée sur l'histogramme de la figure 9.5. Selon les critères que nous avons définis, les résultats obtenus peuvent être qualifiés de :

- + très bons dans 2 cas
- + bons dans 27 cas
- + moyens dans 3 cas
- + médiocres dans 3 cas
- + mauvais dans 4 cas



Courbe de rétention



Courbe de conductivité hydraulique

Fig. 9.4 : Comparaison des modèles 1 et 2 dans le cas du "décrochement" de θ_{sat} (échantillons SCH 55-67 cm)

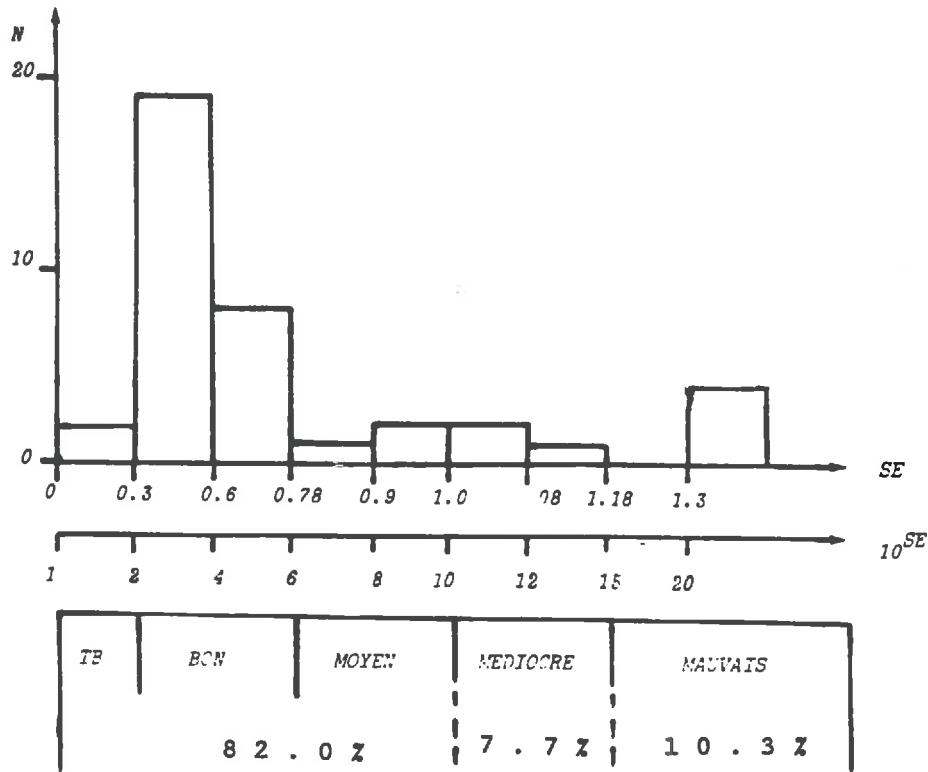


Fig. 9.5. : Vérification de la qualité de l'estimation de la courbe de conductivité hydraulique : histogramme des erreurs-standard d'estimation SE des 39 échantillons

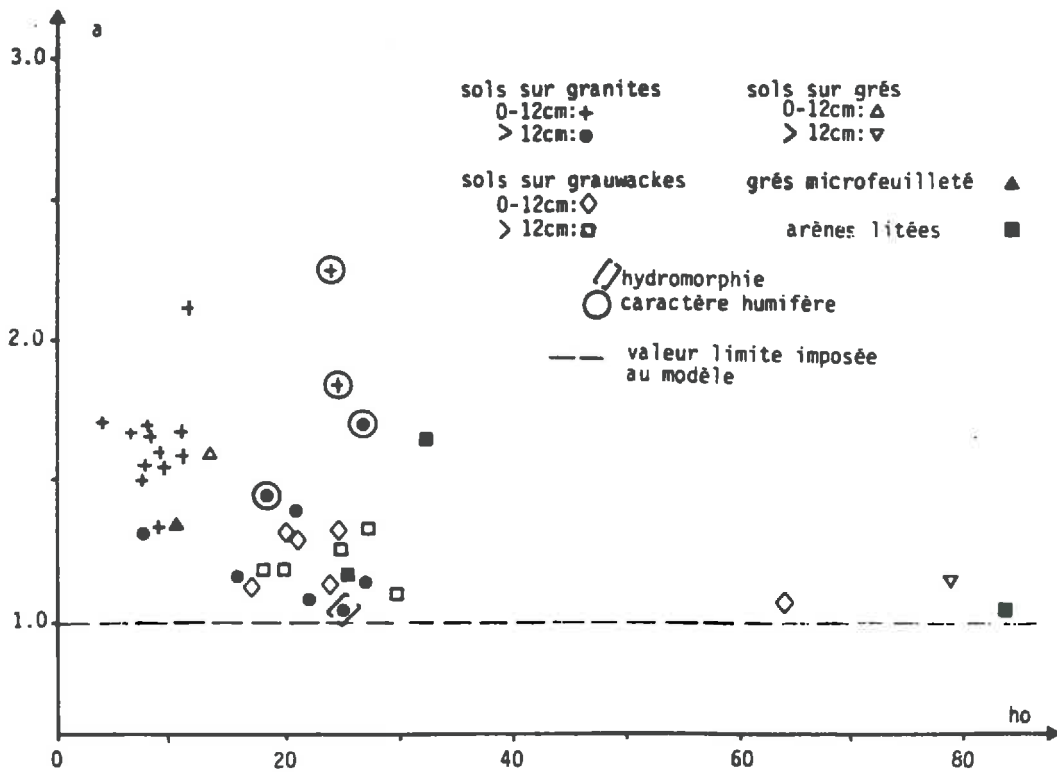


Fig. 9.6. : Distribution des paramètres a et ho obtenus par ajustement des points expérimentaux K(h)

Pour les 39 échantillons, le modèle de VAN GENUCHTEN s'applique donc d'une manière satisfaisante pour 32 d'entre eux (soit 82 %), sous l'une ou l'autre des 3 formes utilisées. Les mauvais résultats d'ajustement obtenus pour 7 échantillons proviennent d'un trop faible nombre de points expérimentaux et donc d'une définition insuffisante de la courbe de rétention (qui se répercute sur la courbe de conductivité calculée), en particulier aux abords de la saturation.

Conclusion :

Il ressort des différents traitements effectués que, pour une mise en application optimale du modèle de VAN GENUCHTEN aux milieux à forte macroporosité du bassin de la Fecht, il est essentiel de bien définir la courbe de rétention hydrique aux abords de la saturation.

D'un point de vue purement statistique, une surestimation de la teneur en eau à saturation θ_{sat} entraîne une sous-estimation du paramètre h_0 . Le paramètre h_0 étant très sensible à l'ajustement des points proches de la saturation, il est nécessaire que l'extrémité saturée de la courbe de rétention comporte un nombre suffisant de points expérimentaux.

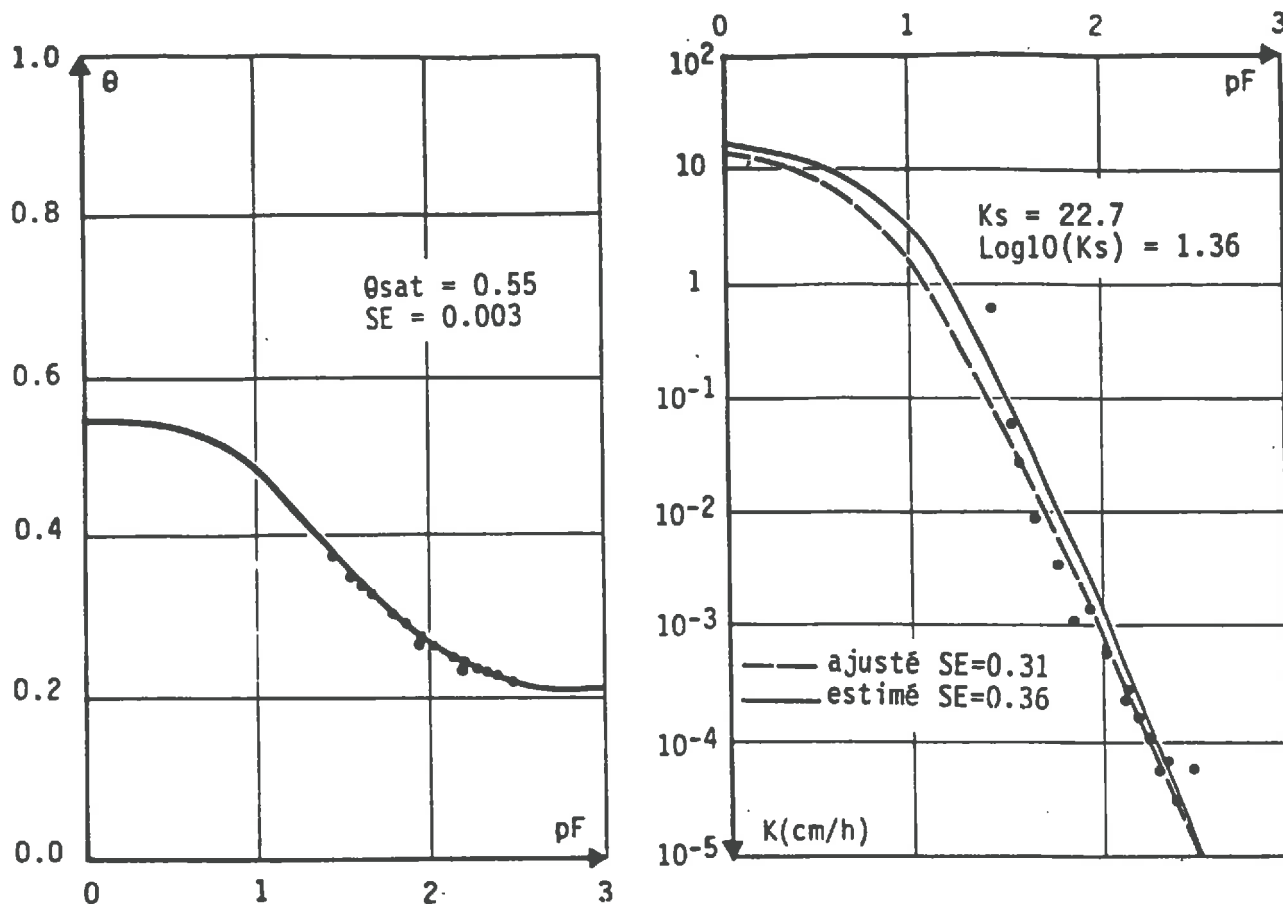
Sur cette base, nous proposons les aménagements suivants, applicables aux échantillons de la série principale :

* aux abords de la saturation, on ne conservera que les points correspondant à $pF_{0.4}$, pF_1 et $pF_{1.5}$, qui permettent de définir suffisamment précisément la pression d'entrée d'air, généralement comprise entre $pF_{0.4}$ et $pF_{1.5}$. On supprimera par contre θ_{sat} , $\theta_h=0$ et θ_{pF_0} , pour éviter les inconvénients mentionnés plus haut;

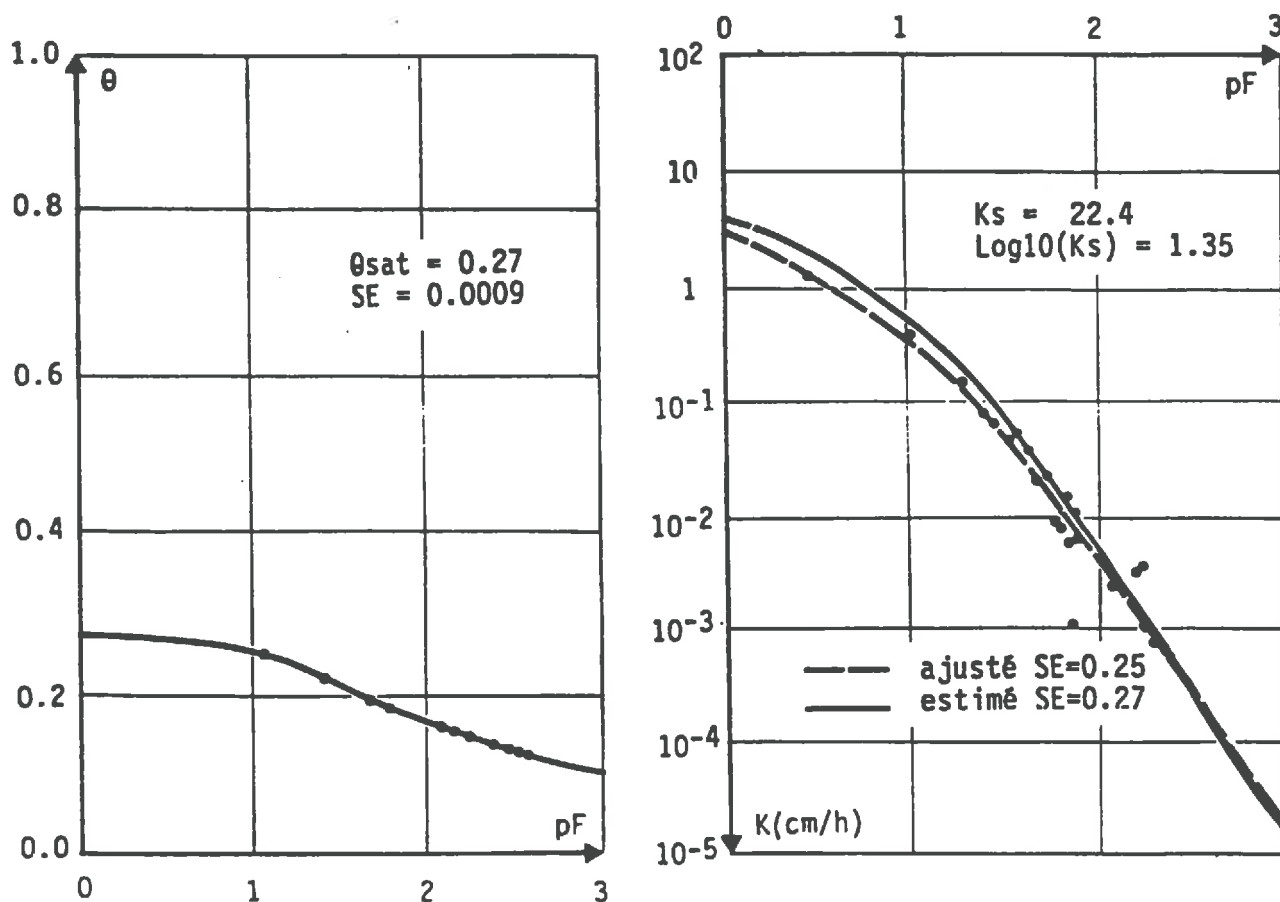
* la teneur en eau à saturation θ_{sat} sera estimée.

La sensibilité de la courbe de conductivité hydraulique estimée à une bonne définition du paramètre h_0 s'explique par le comportement hydrodynamique des formations très filtrantes du bassin de la Fecht. En effet, d'une manière schématique, la relation $K(h)$ comporte 2 portions bien distinctes (en coordonnées logarithmiques) : d'une part, des valeurs fortes et proches de K_s aux abords de la saturation et, d'autre part, une rapide décroissance au delà de la pression d'entrée d'air, plus ou moins linéaire en coordonnées logarithmiques. Il est donc important de connaître avec précision le point de raccord de ces deux portions de la courbe de conductivité hydraulique. Ce point, correspondant à la pression d'entrée d'air, conditionne le paramètre h_0 . Une étude de sensibilité montre que, pour une même pente ($a = Cte$), les variations de h_0 dans une gamme de 1 à 50 cm décallent fortement l'ensemble de la courbe de conductivité hydraulique (Ann. III, Fig. III.4).

Nous avons appliqué ces principes pour l'ajustement des 444 courbes de rétention de la série principale, dont les résultats ont été présentés dans le § 9.3. Les valeurs des paramètres d'ajustement ainsi obtenus sont cohérentes avec les paramètres des courbes de conductivité hydraulique "mesurées" : la gamme de ces différents paramètres est la même dans les 2 cas et ils manifestent tous 2 des différences de comportement en fonction des milieux considérés.



a) Niveau de surface : échantillon G1 3, 00-12 cm
sol brun acide, modèle 1



b) Niveau profond : échantillon SCH 30-42 cm
sol ocre podzolique, modèle 2

Fig. 9.7. : Exemples de courbes de conductivité hydraulique de sols sur granites

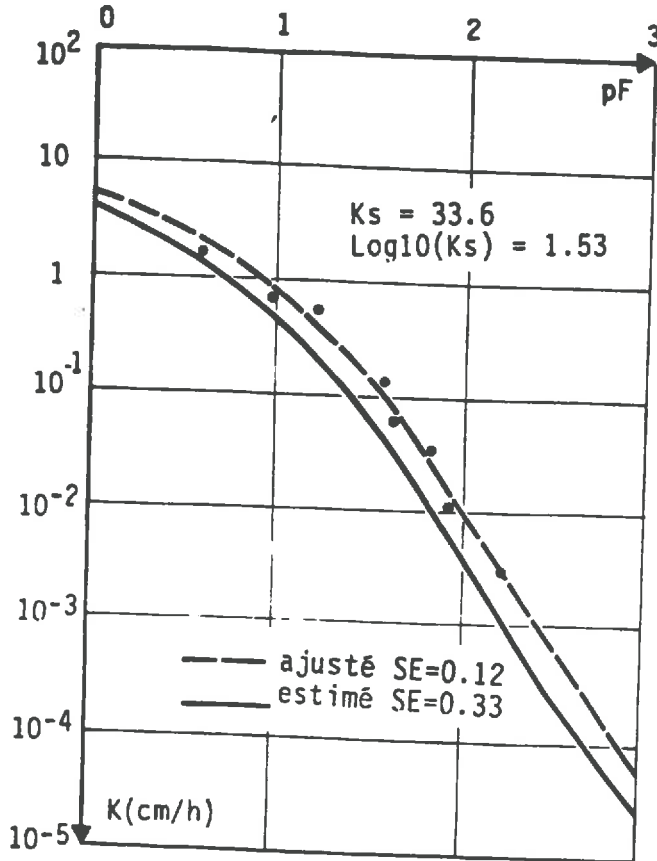
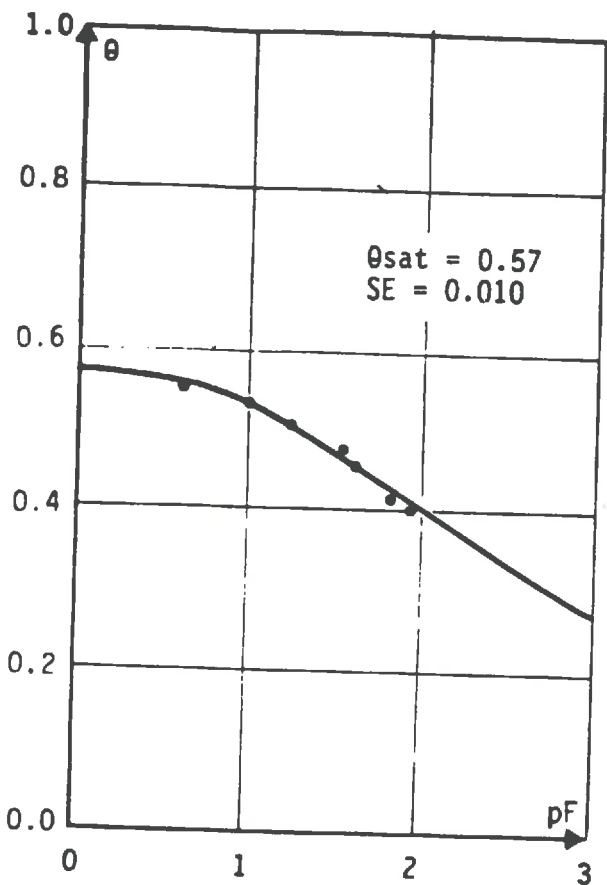


Fig. 9.8. : Exemple de courbe de conductivité hydraulique d'un sol sur grauwackes : échantillon LD 3, 12-24 cm, sol brun acide, modèle 1

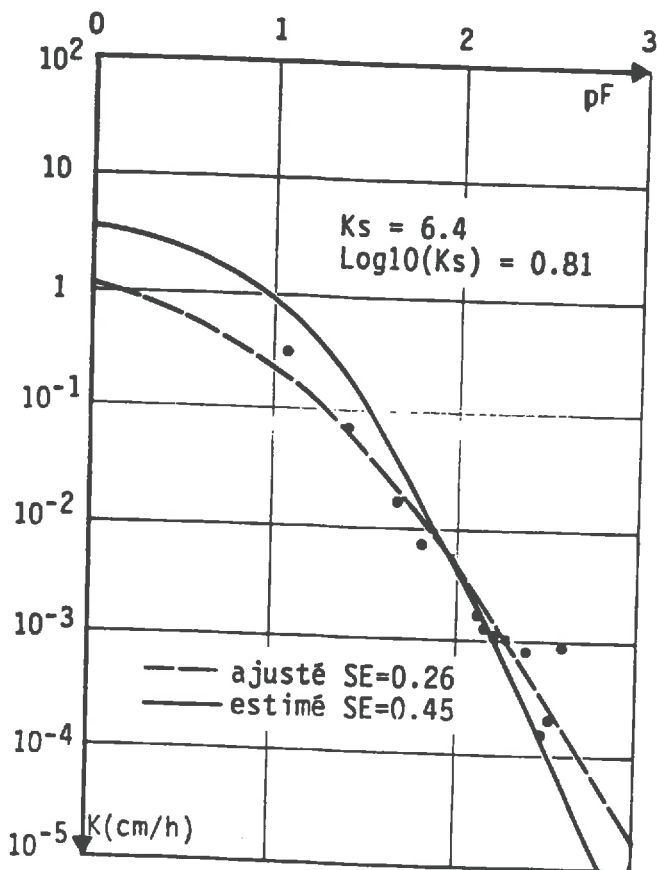
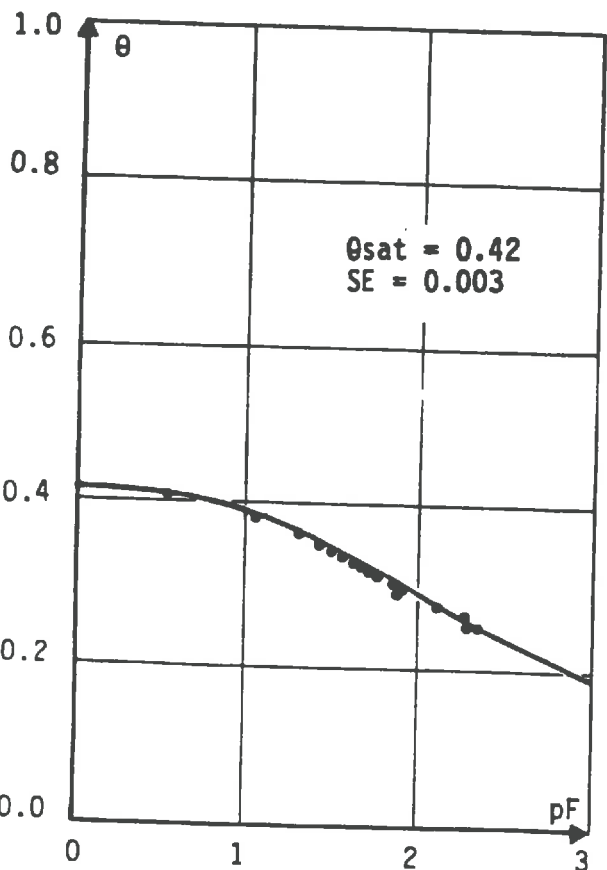


Fig. 9.9. : Exemple de courbe de conductivité hydraulique des arènes litées : site BVU, -150 cm, modèle 2

9.4.2. INTERPRETATION HYDRODYNAMIQUE DES PARAMETRES D'AJUSTEMENT K(h)

Nous utiliserons les paramètres des courbes de conductivité hydrauliques obtenus par ajustement des points expérimentaux par la formule 3 (= courbe de conductivité hydraulique "mesurée") pour décrire le comportement hydrodynamique des principaux types de sols et de formations superficielles du bassin de la Fecht.

Les paramètres a et h_0 , qui varient en fonction du milieu, permettent d'interpréter le comportement hydrodynamique des différents types de formations. On peut donc comparer globalement les courbes expérimentales des différents matériaux, qui sont bien discriminées par ces 2 paramètres (Fig. 9.6 et tab. 9.3).

* Les sols sur granites :

les valeurs de h_0 sont relativement faibles dans l'ensemble (h_0 est compris entre 4 et 27 cm). Les plus fortes valeurs s'observent dans les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur. Dans les arènes granitiques de texture grossière, la pression d'entrée d'air est donc généralement faible mais d'autant plus élevée que le milieu est plus riche en matière organique.

Les valeurs du paramètre a sont comprises entre 1.3 et 2.2 : les valeurs les plus faibles s'observent dans les horizons minéraux et les valeurs les plus élevées dans les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur.

En termes de conductivité hydraulique, le comportement des sols sur arènes granitiques présente deux caractéristiques principales :

+ des valeurs de K très élevées à l'origine de la courbe de conductivité hydraulique, quelle que soit la profondeur, en relation avec la texture grossière du matériel et sa forte macroporosité (Fig. 9.7).

+ une chute brutale de K au-delà du point d'inflexion, liée à la faible part de la microporosité du matériel. En outre, on observe des valeurs de K relativement plus faibles dans les échantillons de surface que dans les échantillons profonds, à partir de pF_2 (Fig. 9.7). La granulométrie du matériel constitutif étant semblable dans les 2 cas, on peut rapprocher cette différence de comportement de la structure pédologique en petits agrégats dans les horizons de surface, qui a pour conséquence une rupture de la continuité capillaire, tandis qu'en profondeur, la structure particulaire assure un meilleur contact entre les grains minéraux.

* Les sols sur grauwackes présentent un comportement hydrodynamique nettement distinct et s'individualisent bien sur la figure 9.6. : les valeurs de h_0 sont plus élevées, i.e. la pression d'air est plus élevée et le palier à l'origine de la relation $K(h)$ est plus marqué (en coordonnées logarithmiques) Les valeurs de a sont relativement plus faibles, comprises entre 1.1 et 1.4, ce qui signifie que la diminution au-delà de ce palier est moins rapide et que la conductivité hydraulique demeure plus soutenue lorsque le pF augmente (Fig. 9.8). Ces différences de comportement sont à rapprocher de la texture plus fine du matériel. Par contre, le comportement à l'origine, où les valeurs de K sont très élevées, est très semblable à celui des sols sur granite.

* Les formations cryogéniques : les bandes d'illuviation ferro-argileuses présentent des valeurs de a et h_0 voisines de celles des sols sur grauwackes (Fig. 9.6). L'illuviation d'argile se traduit en effet par une augmentation importante de la microporosité : la pression d'entrée d'air est de ce fait plus élevée et la diminution de K moins rapide au delà (Fig. 9.7). En outre, les faibles valeurs de la conductivité hydraulique à saturation concourent à rendre moins marquée l'opposition entre les 2 portions de la courbe situées de part et d'autre de son point d'inflexion. Les faibles valeurs de K_s opposent les formations cryogéniques tant aux sols sur granite qu'aux sols sur grauwackes.

Le modèle prévisionnel de VAN GENUCHTEN, outre son bon pouvoir de prédiction présente l'intérêt supplémentaire de comporter des paramètres qui peuvent s'interpréter physiquement; ils peuvent être utilisés pour comparer et pour discriminer des sols, en termes de conductivité hydraulique.

CONCLUSION

Les résultats d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique sont très satisfaisants dans l'ensemble, l'erreur d'estimation étant comparable à celle des "bons" ajustements présentés dans la bibliographie. Le modèle de VAN GENUCHTEN s'applique bien à l'estimation de la conductivité hydraulique pour les différents types de milieux du bassin, qui présentent un comportement hydrique nettement différencié. Il est donc dès à présent possible d'estimer les courbes de conductivité hydraulique à partir des courbes de rétention mesurées en un grand nombre de points. On pourra alors simuler les transferts hydriques d'une manière quantitative par l'application de modèles mathématiques et ainsi appréhender de manière précise l'une des composantes du cycle de l'eau jusqu'ici mal connue : l'écoulement hypodermique ou écoulement de sub-surface. En particulier, il sera possible de préciser la direction de la circulation de l'eau sur les versants (circulation oblique (GREMINGER, 1982) et l'influence de la superposition de dépôts de propriétés hydriques contrastées. Il ne nous appartient malheureusement pas d'effectuer ce type de traitement, faute de temps. On peut cependant tirer, qualitativement, certains enseignements des résultats obtenus et les mettre en relation avec des observations de terrain :

- lors des phases les plus humides, qui correspondent dans notre zone d'étude à la fonte des neiges ou à des précipitations exceptionnelles, la tension hydraulique du sol est parfois supérieure à - 30 cm mais n'atteint que rarement la saturation (AUZET, 1985). Aux tensions correspondantes, la conductivité hydraulique est très élevée, quel que soit le type de substrat, et, dans les faits, on n'observe pas de ruissellement de surface sur le terrain malgré la forte pluviosité, parfois conjuguée à la fonte des neiges.

- à l'inverse, après la vidange de la macroporosité, les transferts hydriques sont très faibles, voire négligeables. VIVILLE (1985) a mesuré l'humidité in situ après une période pluvieuse suivie d'un ressuyage de 48 heures: il en déduit que la capacité au champ correspond à environ $pF_{2.3}$. On constate qu'à ce pF les transferts hydriques sont très lents, entre 0.001 et 0.0001 cm/h sur terrains cristallins et environ 0.001 sur grauwackes, ce qui correspond bien à la définition de la capacité au champ proposée par les agronomes, pour laquelle les transferts sont considérés comme négligeables.

Le comportement hydrique de ces formations très filtrantes est donc caractérisé par un très rapide ressuyage de la macroporosité et un ralentissement brutal des transferts, voire un arrêt au-delà de la capacité au champ; les incidences sur le bilan hydrologique du comportement hydrodynamique des sols et des formations superficielles se manifestent en particulier sur la genèse des crues : pour les fortes crues, qui coïncident généralement avec une forte humidité et donc un caractère très filtrant des sols, les pics de crues sont très marqués, aussi bien en secteur granitique que grauwaqueux (HUMBERT, 1986).

- Au niveau stationnel, la superposition de formations superficielles aux propriétés hydrodynamiques contrastées influence le bilan hydrique local : pour les teneurs en eau élevées, correspondant dans la nature à des épisodes climatiques très pluvieux, la forte conductivité des niveaux superficiels s'oppose aux faibles valeurs des arènes litées, qui constituent donc un niveau à faible perméabilité relative, susceptible de ralentir les transferts hydriques et d'induire une circulation oblique sur versant. Dans les faits, on constate lors des périodes humides que le niveau lité est le siège d'une rétention et d'écoulements préférentiels.

En simulant de manière numérique le bilan hydrique local, il sera possible d'appréhender quantitativement les transferts hydriques - dont nous avons présenté ici quelques aspects qualitatifs - et d'intégrer les résultats ainsi obtenus dans une réflexion sur le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant.

X. ANALYSE GLOBALE DES DONNEES

Il convient à présent d'apprécier globalement la validité du découpage naturaliste de l'espace et de dégager les facteurs essentiels qui différencient les unités définies. On cherche donc à vérifier que les différences significatives entre unités mises en évidence pour chacune des variables, prises individuellement (cf. 2ème partie), sont également valables globalement, pour la totalité d'entre elles. En effet, le comportement hydrique des sols et des formations superficielles est conditionné par l'ensemble des caractéristiques hydriques du matériel.

Les analyses multivariées permettent le traitement simultané d'un grand nombre de variables et d'individus et sont donc adaptées à l'étude de la globalité des données recueillies. Dans le cadre méthodologique que nous nous sommes fixés, on recherche une procédure de classification destinée à vérifier la pertinence de la partition de la population totale en groupes homogènes. Dans ce type de procédure, les groupes d'individus sont définis a priori (par opposition aux procédures de classement où c'est l'algorithme qui effectue la partition des groupes : classification hiérarchique ascendante et descendante...). Dans notre cas, la classification a été établie sur la base de critères naturalistes.

L'analyse discriminante AD, qui s'applique à des variables continues et normalement distribuées (en valeurs réelles ou logarithmiques), est la plus adaptée au problème posé : elle permet de tester la qualité de la partition effectuée et de préciser les modalités du classement des individus. L'AD recherche la suite de combinaisons linéaires de variables (variables canoniques ou facteurs discriminants), qui discrimine au mieux les groupes d'individus définis a priori. Le critère de discrimination est la maximisation du rapport de la dispersion des centres de gravité des groupes à la dispersion des observations autour de leurs centres de gravité respectifs.

On distingue deux types d'analyses discriminantes :

- l'Analyse Factorielle Discriminante : l'AFD permet une vérification globale, i.e. pour la totalité des variables introduites dans l'analyse, de la pertinence de la partition effectuée (% de bien classés...) et l'étude des modalités responsables de la différence entre les groupes.

- l'Analyse Discriminante pas à pas, qui sélectionne les variables qui améliorent le plus la discrimination entre les groupes. Elle permet d'éliminer les variables redondantes ou non porteuses d'information, diminuant ainsi le coût d'identification des individus à classer et améliorant la fiabilité de la méthode. L'AD pas à pas présente une finalité décisionnelle : elle sélectionne le plus petit nombre de variables permettant d'affecter avec un degré de vraisemblance donné un individu dans un groupe ou dans l'autre.

Les résultats de l'AFD sont identiques à ceux de l'AD pas à pas, après introduction de toutes les variables dans l'analyse. C'est pourquoi nous utiliserons conjointement ces deux types d'analyses, qui fournissent des éléments d'interprétation complémentaires (logiciels utilisés : Analyse factorielle discriminante (FOUCART, 1982); Analyse Discriminante pas à pas, BMDP (DIXON et al., 1981) :

* appréciation globale de la qualité de la discrimination :

L'analyse du tableau appartenance naturaliste-affectation statistique et le pourcentage d'individus bien classés (qui correspond aux individus situés sur la diagonale de ce tableau de contingence) permet de mesurer la qualité de la discrimination entre les groupes et donc d'apprécier la pertinence de la partition (AFD et AD pas à pas),

* interprétation des axes factoriels :

L'interprétation des axes factoriels s'effectue à l'aide :

- de l'ordre d'introduction des variables (AD pas à pas) : à chaque pas, la variable qui améliore le plus la discrimination entre les groupes est introduite dans l'analyse; les individus sont reclassés à chaque pas en fonction de la nouvelle combinaison linéaire des variables : on peut ainsi apprécier le pouvoir discriminant de chaque nouvelle variable dans la combinaison et l'interpréter en fonction du reclassement des individus.

- des corrélations des variables avec les facteurs discriminants : elles sont illustrées graphiquement par le cercle des corrélations (AFD).

- de la position des centres de gravité des groupes sur les axes factoriels (AFD et AD pas à pas). Lorsque les groupes sont définis en fonction de la profondeur, il est possible d'interpréter, entre autres facteurs, l'influence de la différenciation verticale des profils.

Deux ensembles de traitements ont été effectués qui portent respectivement sur

- les données granulométriques
- les propriétés hydriques et physiques.

En effet, la logique de la répartition spatiale de ces deux ensembles de variables est différente (cf § 3.1.4) : elles seront donc étudiées séparément.

Les nombreux traitements effectués ne sont pas présentés de manière exhaustive; en effet, pour les traitements portant sur un même ensemble de variables mais avec différentes partitions de l'échantillon total (partitions G1 et G2 ou partitions H1, H2 et H3), l'interprétation des axes factoriels est identique. Pour éviter des redondances nous avons choisi de n'illustrer que les résultats essentiels des analyses effectuées.

10.1. Etude d'ensemble des données granulométriques

On cherche à établir que les "unités homogènes d'un point de vue granulométrique" (cf. & 3.2.4), définies a priori, sont significativement différentes pour l'ensemble des propriétés texturales mesurées et à mettre en évidence les facteurs essentiels de cette différenciation. On cherche à montrer "a posteriori" que l'hypothèse selon laquelle la texture des formations superficielles dépend essentiellement de la nature lithologique du substrat est vérifiée - le texture ayant été retenue comme un des facteurs de définition des unités de comportement hydrique homogène. Pour cela, deux analyses discriminantes ont été réalisées sur les variables granulométriques de la matrice fine (A, LF, LG, SF, SM, SG2 et SG1) et le taux d'éléments lithiques GRO (8 variables) : dans la première (AFD I), la partition de l'échantillon global a été effectuée par unités (partition G1), dans la seconde (AFD II), par unité et par niveau (partition G2), pour mettre en évidence une éventuelle différenciation verticale.

* AFD I

+ 8 variables

+ 8 groupes (partition G1 - par unités, tous niveaux confondus : type de roche-mère pour les formations de versant + moraine + alluvions)

+ 447 individus (444 + 3 échantillons perturbés).

Pour les 8 groupes, le pourcentage d'individus bien classés est de 49.2%. Le tableau d'appartenance-affectation (Tab. 10.1) montre que ce classement relativement moyen provient en grande partie de l'interpénétration des groupes pour les différents types de granites et les migmatites. Les caractéristiques granulométriques très voisines des arènes des différents terrains cristallins, qui découle de leur parenté génétique, déjà admise dans le découpage naturaliste, se trouve donc confirmée "a posteriori" et de manière globale. Si l'on regroupe l'ensemble des terrains cristallins en un seul groupe, le nombre d'individus bien classés dans ce groupe se monte en effet à 91.9% (Tab. 10.1).

Une seconde cause de mauvais classement provient de la classe des alluvions. Il s'agit d'un matériel composite, dont l'essentiel de la masse provient de l'érosion des terrains cristallins, mais qui en terrain grauwaqueux, est issu exclusivement de ce substrat. De ce fait, certains échantillons des alluvions ont été classés dans le groupe correspondant au type de roche à l'affleurement, ou inversement.

Les grauwaques et les moraines présentent un classement relativement moyen avec seulement 50 % de bien classés. Ceci provient essentiellement de l'interpénétration de ces 2 groupes. Les caractéristiques granulométriques des 2 groupes sont voisines, d'une part, parce que leur teneur en éléments lithiques est également élevée et, d'autres part, parce que le fort enrichissement en limons des moraines les rapproche des altérites des grauwaques, de texture limoneuse. Mais il s'agit ici d'une simple convergence et, ces formations étant génétiquement dissemblables, rien n'autorise à les regrouper.

A l'inverse, le groupe des grès - dont les altérites sont nettement distinctes d'un point de vue granulométrique de celles des autres types de roches - est très bien individualisé, avec 93.8 % de bien classés.

classement naturaliste	classement statistique									N	% bien classés	Ter. crist. : 91.1 %
	GG	GP	GC	MI	GW	GR	MO	AL				
Granites grenus	GG	50	26	12	15	1		10	5	119	42.0	-
Granites porphyroïdes	GP	20	28	16	6	2			14	86	32.6	
Granite des crêtes	GC	8	14	28	7	1	1		3	62	45.2	
Migmatites	MI				17	2			5	24	70.8	
Grauwackes	GW	2	2	1	2	40	2	23	6	78	51.3	
Grès	GR		1				15			16	93.8	
Moraines	MO	1		1	3	4		8		17	47.1	
Alluvions	AL		3			7		1	34	45	75.6	
										447	49.2	

Tab. 10.1 : Tableau appartenance-affectation de l'AFD I

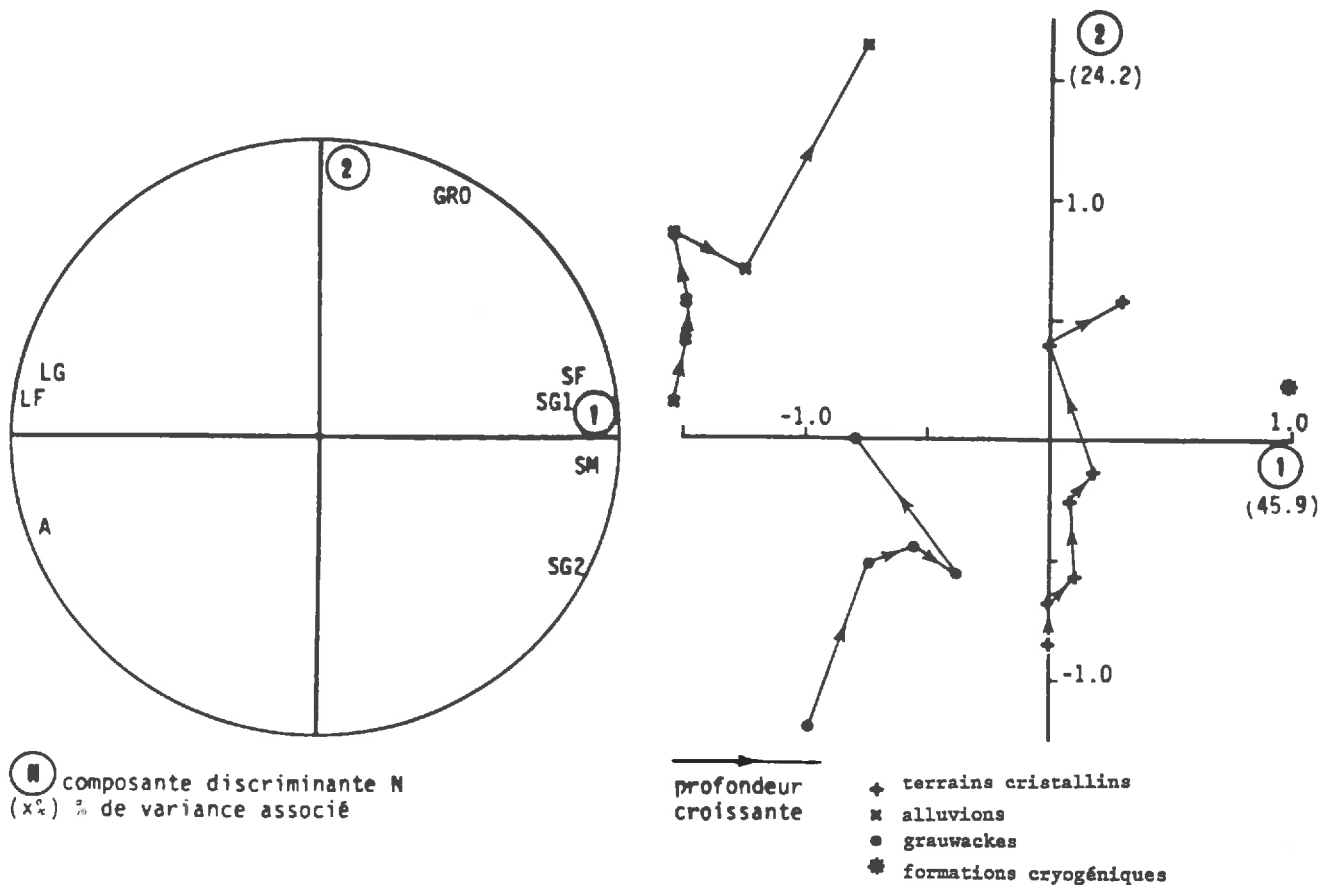


Fig. 10.1 : AFD I - Cercle des corrélations et position des centres de gravité des groupes dans le plan factoriel (1,2)

Pour être rigoureux, nous avons refait une analyse discriminante en regroupant l'ensemble des terrains cristallins dans un même groupe. Le classement obtenu est sensiblement meilleur dans ce cas : 71.2 % des individus sont affectés à leur groupe d'origine. La partition par unité est donc bonne dans l'ensemble puisque pour les 5 groupes de cette AFD environ les trois quarts des individus sont bien classés.

- AFD II :

- + 8 variables
- + 19 groupes (partition G2 - par unité et par profondeur - avec regroupement de l'ensemble des terrains cristallins);
- + 414 échantillons

Conformément aux conclusions de l'AFD I, on a regroupé l'ensemble des terrains cristallins. Dans cette analyse, nous nous bornerons à interpréter les 3 premiers axes factoriels, qui épuisent 85.2% de la variance.

L'axe 1 explique 45.9 % de la variance totale; son pouvoir explicatif est donc élevé. Il est fortement corrélé avec les fractions fines du matériel (LF, A et LG, corrélations positives) et avec les fractions sableuses (SM et SG2, corrélations négatives). Il rend compte de la texture de la matrice minérale (<2mm) et oppose les niveaux cryogéniques et les terrains cristallins, de texture grossière, aux formations superficielles sur grauweekes, de texture limoneuse (Fig. 10.1).

Le second axe, qui épuise 24.2 % de la variance, peut s'interpréter comme la différenciation latérale et verticale des profils, liée à la teneur en éléments lithiques : il est en effet significativement corrélé avec la teneur en éléments lithiques GRO et oppose les grauweekes, dont la charge lithique est élevée, aux alluvions faiblement caillouteuses.

Dans le plan factoriel défini par ces deux axes (plan 1-2), l'organisation du nuage de points est remarquable (Figure 10.1) : si, selon un ordre naturel, on relie les centres de gravité des groupes d'une unité donnée par profondeurs croissantes, on constate qu'ils s'organisent parallèlement à l'axe 2; cet alignement traduit l'augmentation de la teneur en éléments lithiques avec la profondeur. La teneur en éléments lithiques différencie donc les niveaux au sein d'une même unité : c'est la seule variable granulométrique nettement différenciée verticalement.

A l'inverse, si l'on effectue une projection sur l'axe 1, on constate:

- * un regroupement des centres de gravité d'une même unité : au sein d'un même unité la différenciation verticale de la matrice fine est faible;
- * une nette discrimination entre les unités : les unités sont donc très bien discriminées par la texture de la matrice minérale fine.

Conclusion

Ces analyses discriminantes confirment de manière globale que les propriétés granulométriques des formations superficielles sont essentiellement conditionnées par la nature de la roche-mère : la différenciation pédologique (argilogenèse, illuviation) des profils est en effet peu marquée. Les différences pétrographiques étant très accusées dans notre bassin, les unités lithologiques sont significativement distinctes d'un point de vue granulométrique et les groupes d'individus correspondant sont bien discriminés par les analyses factorielles. Cependant, il existe des différenciations granulométriques verticales, sur un même type de roche-mère, liées à l'évolution géomorphologique qui a superposé des formations, génétiquement et physionomiquement distinctes : c'est le cas des formations cryogéniques sur granites, qui se distinguent par une granulométrie plus grossière de la formation gélifluée qui les surmonte (58.8 % d'individus bien classés).

10.2 Les propriétés physiques et hydriques

L'analyse discriminante sert ici à vérifier que les "unités homogènes d'un point de vue hydrique" (partition 3 : cf. & 3.2.4), définies a priori, recouvrent des différences de comportement hydrique significatives et à affiner l'étude des facteurs de la différenciation spatiale des propriétés hydriques. Elle comporte :

- + 9 groupes : partition 3, par volumes sédimentaires homogènes
- + 16 variables
- + 414 échantillons

Les 16 variables retenues sont :

POR	OpF0.4	OpF2.0	OpF3.5
Oh0	OpF1.0	OpF2.3	OpF4.2
OpF0	OpF1.5	OpF2.7	Log10Ks
GRO	MO	MOG	DA

i.e. l'ensemble des variables hydriques mesurées, plus les variables physiques susceptibles d'influencer le comportement hydrique des sols : la teneur en matière organique fine MO et grossière MOG, la teneur en éléments lithiques GRO et la densité apparente DA, qui donne indirectement des indications sur la structure du matériel.

Les analyses discriminantes traitent non seulement les variables introduites dans l'analyse, mais également toutes les combinaisons linéaires de ces variables. C'est pourquoi, l'introduction des propriétés physiques dans l'analyse constitue un moyen de "réduire" les propriétés hydriques. Une telle approche est inspirée de l'étude des corrélations et des modèles des chapitres 7 et 8.

Sur cet ensemble de données on a effectué une Analyse Factorielle Discriminante et une Analyse Discriminante pas à pas : les éléments d'interprétation qu'elles fournissent sont complémentaires, les résultats finaux de ces 2 analyses étant identiques.

La qualité de la discrimination :

Le pourcentage d'individus bien classés dans leur groupe d'origine se monte à 73.7 %, après introduction de la totalité des 16 variables retenues (AD pas à pas, classement Jackknife). Si l'on considère la ventilation des affectations aux différents groupes sur le tableau appartenance-affectation (Tab. 10.2), on constate que :

* les formations cryogéniques, les sols sur alluvions et les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur sont très bien classés :

- la rétention des formations cryogéniques se distingue nettement de celle des autres groupes - par des valeurs très faibles, liées à la structuration cryogénique du matériel (93.3 % de bien classés). Il est intéressant de noter que, pour ce groupe, le classement en termes de comportement hydrique est assez nettement supérieur au classement obtenu en termes de granulométrie (AFD II). Ce fait met en évidence l'influence de la structure, liée au gel, sur les propriétés hydriques du niveau cryogénique.

- les sols alluviaux s'individualisent également très bien (92.3 % de bien classés). Ce bon classement s'explique largement par la faible teneur en éléments lithiques de cette formation.

- pour les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur, les valeurs très élevées de la rétention, liées au caractère fortement humifère des sols, conduisent à une individualisation de ce groupe par rapport aux autres formations du bassin (72.7 % de bien classés pour l'horizon AoA1 et 84.4 % pour l'horizon A1).

* pour les autres types de formations le classement est moins bon, mais demeure acceptable :

- pour les horizons humifères de l'étage montagnard moyen, un certain nombre d'échantillons sont affectés aux horizons humifères des étages montagnards supérieur et inférieur. Ceci provient de la position intermédiaire de cet étage et de l'absence de limite nette entre étages;

- l'horizon A1 de l'étage montagnard inférieur présente le plus mauvais classement (40.0 %); plusieurs causes concourent au classement médiocre de ce groupe : certains échantillons de l'horizon A1 de l'étage inférieur, prélevés dans la zone de transition avec l'étage montagnard moyen, ont été classés dans cet étage. Mais la cause essentielle de mauvais classement est l'interpénétration de ce groupe avec ceux des horizons B, sur terrains cristallins pour l'essentiel, mais également sur grauwackes. Ceci s'explique par la plus faible différenciation verticale des profils à l'étage montagnard inférieur;

- les horizons B : inversement au cas précédent et pour la même raison, certains échantillons de l'horizon B sur terrains cristallins ont été classés dans l'horizon A1 de l'étage montagnard inférieur; l'horizon B sur grauwackes est nettement individualisé, du fait de sa texture limoneuse.

classement naturaliste	classement statistique										N	% bien classés
	AoA1	A1	AoA1	A1	Ap	A1	GW	TC	FC			
Etage montagnard supérieur	AoA1	8	2	1							11	72.7
	A1	1	27		2	1		1			32	84.4
Etage montagnard moyen	AoA1	4	7	14	5	1					31	45.2
	A1		1	4	49	5	5	4	3		71	69.0
Etage montagnard (alluvions) inférieur	Ap				1	24			1		26	92.3
	A1		1	1	5		14	5	8	1	35	40.0
Grauwackes	B				2		1	9	3		15	60.0
Terrains cristallins	B			1		1	13	4	49	6	74	66.2
Formations cryogéniques	FC								8	111	119	93.3
											414	73.7

Tab. 10.2 : Tableau appartenance-affectation de l'AD pas à pas

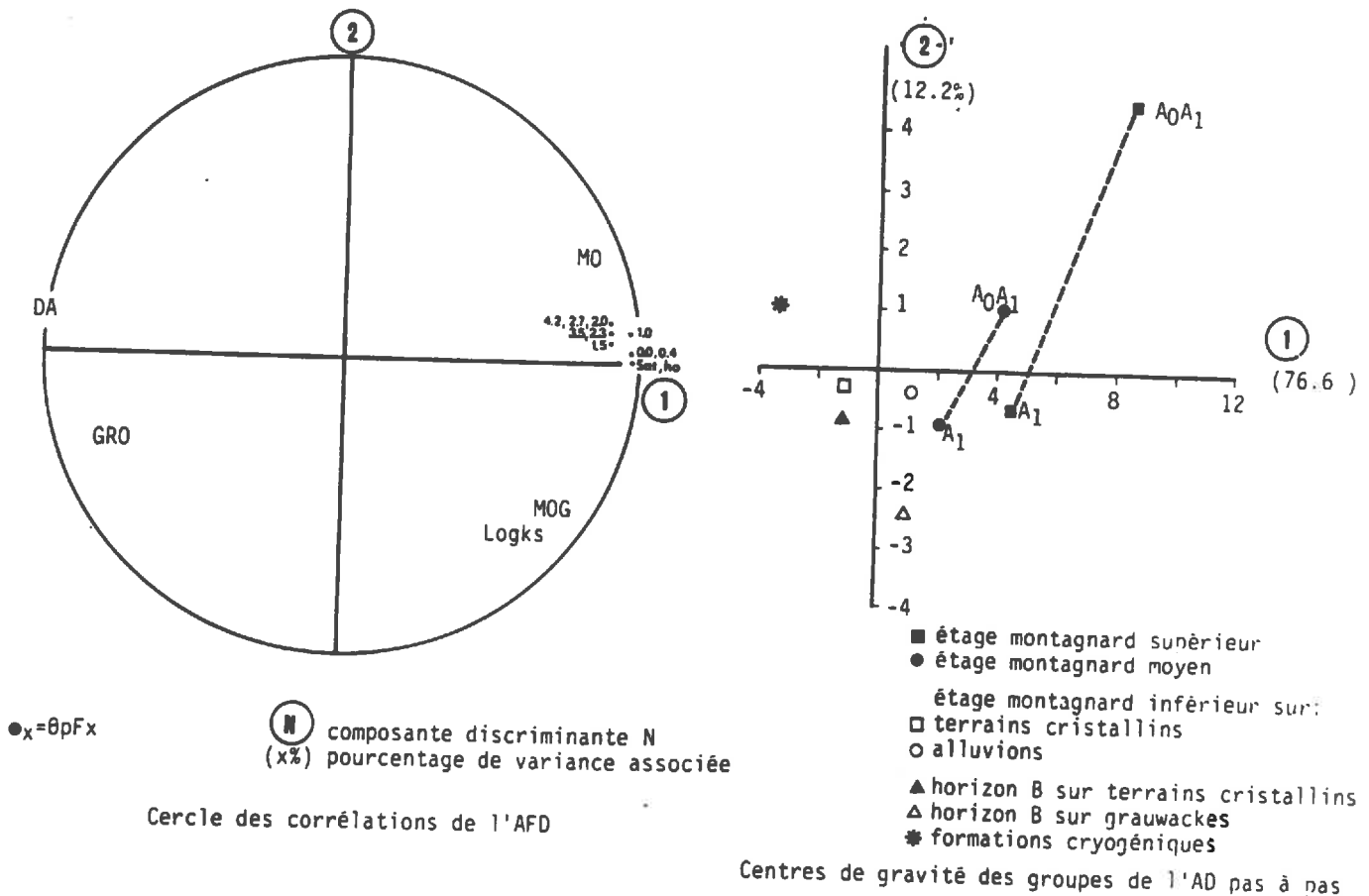


Fig. 10.2 : Les propriétés physiques et hydriques - Cercle des corrélations (AFD) et position des centres de gravité des groupes dans le plan factoriel (1,2) (AD pas à pas)

Si l'on considère le nombre total d'échantillons bien classés dans un étage altitudinal donné (ce qui ne s'applique qu'aux horizons humifères, les horizons B regroupant les échantillons des différents étages, cf. § 3.1.4), on observe que la qualité du classement décroît depuis l'étage supérieur jusqu'à l'étage inférieur (Tab. 10.2). Ceci traduit le rôle prépondérant joué par la matière organique - dont la rétention propre est élevée - sur la différenciation spatiale des propriétés hydriques. L'augmentation du taux de matière organique a en effet 2 conséquences essentielles :

- + elle augmente fortement la rétention
- + elle augmente la variabilité des propriétés hydriques (cf. chap. 8).

En termes de distribution des propriétés hydriques, il y a donc d'une part un décalage de la moyenne vers les rétentions fortes et, d'autre part, une augmentation de l'écart-type. Mais le premier effet est plus important que le second, si bien que les horizons de surface sont d'autant mieux individualisés qu'ils sont plus humifères.

Le classement global des échantillons est très bon, compte-tenu du nombre élevé de groupes (d'un point de vue statistique), puisque les 3/4 des échantillons sont classés dans leur groupe d'origine : il confirme la pertinence de la discrétisation de l'espace à partir de l'étude naturaliste. Il est intéressant de noter que les résultats sont analogues lorsque l'on remplace les 11 points expérimentaux de rétention par les 4 paramètres d'ajustement de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN (9 variables au lieu de 16 : l'information globale est la même) : dans ce cas, le pourcentage de bien classés se monte à 69.6 %. Ces paramètres sont donc adaptés pour décrire globalement et classer les courbes de rétention hydriques.

Interprétation des axes factoriels :

Ce très bon classement est en fait acquis après seulement quelques pas, l'introduction de nouvelles variables n'améliorant que faiblement le classement. Une combinaison de 4 variables suffit à classer 70.3 % de individus dans leurs groupes respectifs :

* au pas 1, la variable $\Theta pF0$ est introduite (55.3% de bien classés) : cette variable classe d'emblée plus de la moitié des échantillons dans leur groupe d'origine. Elle discrimine très bien les groupes extrêmes : l'horizon AoA1 de l'étage montagnard supérieur (90.9 % de bien classés) et les formations cryogéniques (94.1 % de bien classés).

* au pas 2, la variable MO est retenue (56.0 % de bien classés) : cette variable, en combinaison avec $\Theta pF0$, n'améliore que faiblement le classement global, l'essentiel de l'amélioration portant sur le groupe des alluvions.

* au pas 3, $\Theta pF1.5$ est retenue (66.4 % de bien classés) : l'amélioration sensible du classement global résulte pour l'essentiel d'un meilleur classement des sols sur alluvions et de l'horizon B sur grauweekes. Ces deux types de formations, de texture limoneuse, présentent une pression d'entrée d'air supérieur à celle des autres types de formations : de ce fait, elles sont bien discriminées par $\Theta pF1.5$.

* aux pas 4, DA est introduite (70.3 % de bien classés) : cette variable améliore uniquement le classement des sols sur alluvions et de l'horizon A1 de l'étage montagnard inférieur. A cet étage, la densité des alluvions est plus faible que celle des formations de versant, du fait de sa plus faible charge lithique.

Après l'introduction de l'ensemble variables, qui n'apporte que des modifications de détail à l'affectation des individus, le pourcentage de variance expliquée par les 3 premières composantes discriminantes est de 94.2 %.

La première composante discriminante épuise 76.6 % de la variance totale. Elle présente une valeur propre très élevée: son pouvoir explicatif est donc très important. L'axe 1 est significativement corrélé avec la totalité des variables introduites, à l'exception de Log10Ks. Les corrélations sont hautement significatives, supérieures à 0.90, pour :

- * les teneurs en eau aux différents pF et le taux de matière organique : corélations positives,
- * la densité apparente DA : corrélation négative.

toutes ces variables étant mutuellement corrélées (cf. chap. 7 et 8). Les corrélations avec l'axe 1 sont moins élevées, de l'ordre de 0.70 pour la teneur en éléments grossiers organiques MOG (corrélation positive) et minéraux GRO (corrélation négative).

L'axe 1 oppose les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur aux formations cryogéniques (Fig. 10.2). La forme du nuage de points, présenté sur la figure III.4 en annexes, dessine un arc de cercle dans le plan factoriel 1-2. On constate que les groupes d'individus sont bien discriminés par ces 2 axes et se recouvrent peu.

L'axe 1 résume l'ensemble des variables corrélées mises en évidence dans la partie 2. On retrouve en effet au niveau de l'axe factoriel les corrélations déjà mises en évidence entre les variables. L'interprétation de l'axe 1 est donc évidente : il rend compte de la différenciation verticale et latérale de la rétention et de la densité apparente, induite essentiellement par les variations spatiales du taux de matière organique.

La seconde composante discriminante, qui épuise 12.2 % de la variance, est uniquement corrélée avec le taux d'éléments grossiers organiques MOG (corrélation positive) et le taux d'éléments grossiers minéraux GRO et la conductivité hydraulique à saturation Log10Ks (corrélations négatives). Il oppose le niveau des formations cryogéniques, dans lequel les racines sont absentes, les éléments lithiques abondants et qui présentent de très faibles valeurs de Log10Ks, aux horizons de surface des alluvions et de l'étage montagnard supérieur sur granites, riches en racines et peu caillouteuses. MOG, GRO et Log10Ks n'étant pas liés, il est difficile de donner une interprétation globale de cette composante discriminante. On peut cependant l'interpréter comme une différenciation verticale résiduelle, liée à l'une et/ou l'autre de ces 3 variables. Les composantes discriminantes suivantes présentent un faible pouvoir explicatif, leurs valeurs propres sont négligeables.

CONCLUSION

Dans la méthodologie adoptée, l'Analyse Discriminante permet de vérifier sur un ensemble de variables que les unités définies a priori sont significativement différentes. Le classement obtenu dans notre cas est très bon, compte-tenu du nombre de groupes. Néanmoins, un quart environ des individus n'a pas été classé dans son groupe d'origine : un tel résultat est conforme à la réalité du milieu naturel, caractérisé d'une part par son aspect structuré d'autre part par une variabilité interne des différentes propriétés mesurées.

En effet, outre de la pertinence du découpage naturaliste, la qualité de la discrimination dépend également :

- * des différences plus ou moins nettes d'un milieu à l'autre, en relation avec l'organisation du milieu naturel : variabilité inter-unité
- * de la variabilité au sein des différentes unités, à laquelle correspond l'étalement des distributions; c'est la variabilité intra-unité, i.e. la variabilité non réductible par une approche naturaliste "classique".

Les analyses factorielles mesurent donc en moyenne le rapport de la variabilité inter-unité à la variabilité intra-unité (c'est le critère même de discriminations de l'AD) : plus ce rapport est élevé plus la discrimination sera bonne. Les AD n'étudient pas spécifiquement la variabilité spatiale intra-unité, mais celle-ci est prise en compte implicitement par la dispersion des différentes variables autour du centre de gravité des groupes et par le plus ou moins bon classement qui en résulte. Ces analyses permettent donc essentiellement d'analyser les différences entre unités, liées à la structure du milieu naturel, et de mettre en évidence les facteurs qui en sont responsables.

Les corrélations mises en évidence au chapitres 7 et 8 se retrouvent au niveau des axes discriminants : l'axe 1, dont le pouvoir discriminant est élevé, résume l'ensemble cohérent de variables mis en évidence dans ces chapitres et souligne le rôle prépondérant de la matière organique dans la discrimination entre les groupes.

CONCLUSION

La définition de zones de comportement hydrique homogène, au travers de l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques, présente un intérêt "opérationnel" évident dans les disciplines scientifiques relatives à la gestion des ressources en eau (hydrologie, agronomie, interprétation des données de télédétection). Encore trop peu de travaux ont abordé spécifiquement ce thème à moyenne échelle, en prenant le soin d'effectuer un contrôle de la pertinence du découpage de l'espace par une étude statistique, corollaire indispensable de la démarche naturaliste. Notre travail souleve les problèmes méthodologiques et pratiques liés à l'étude de la variabilité spatiale à moyenne échelle et propose des solutions concrètes susceptibles de les résoudre et de faciliter des études ultérieures.

La variabilité spatiale des propriétés hydriques : résultats régionaux

La variabilité inter-unité

Dans le bassin de la Fecht, le taux de matière organique, la densité apparente et la rétention sont fortement différenciés latéralement et verticalement. Le comportement de la densité apparente et de la rétention est symétrique à celui de la matière organique, qui constitue le principal facteur de la variabilité inter-unité.

L'importance de la rétention liée à la matière organique occulte les nuances texturales dans les horizons humifères de l'étage montagnard supérieur et moyen. Dans les horizons minéraux au contraire, l'influence de la texture sur la rétention est manifeste. Dans les formations cryogéniques, la structuration du matériel par le gel se manifeste par une rétention nettement plus faible que celle des autres formations. L'étude micromorphologique de ces dépôts a permis d'établir les relations existant entre la structure et les propriétés hydriques du matériel : en particulier, les valeurs très faibles de la conductivité hydraulique à saturation observées dans les arènes litées sont liées à une illuviation d'argiles, qui se sont mises en place sous forme de bandes.

Ainsi, les propriétés physiques et la rétention des différents types de formations sont nettement dépendantes de la composition et de l'arrangement structural des différents volumes sédimentaires étudiés et peuvent s'interpréter en fonction de l'organisation du milieu naturel et de la genèse des formations superficielles et des sols. Les unités définies a priori recouvrent des différences significatives des propriétés physiques et hydriques, prises individuellement. Seule la conductivité hydraulique à saturation est faiblement différenciée d'une unité à l'autre, du fait de l'ubiquité de la macroporosité induite notamment par l'activité biologique, K_s variant essentiellement en fonction de la profondeur.

Variabilité intra-unité

Certains des résultats obtenus sont conformes à ceux cités dans la bibliographie et présentent donc un caractère de généralité :

- les distributions de la rétention, de la densité apparente et des variables granulométriques (propriétés statiques) sont normales; la conductivité hydraulique à saturation (propriété dynamique) présente une distribution log-normale.

- selon les critères définis par VAUCLIN (1982), la variabilité est faible pour les teneurs en eau proches de la saturation, moyenne pour la matière organique, les teneurs en eau aux pF élevés et la densité apparente, forte pour la teneur en éléments lithiques et la conductivité hydraulique à saturation.

- la variabilité au sein d'une même unité naturelle augmente avec l'aire échantillonnée, mais l'augmentation demeure limitée : l'étude de la variabilité intra-unité à différentes échelles par un échantillonnage emboîté a montré que

* la variabilité à l'échelle métrique est du même ordre de grandeur que celle d'un transect de 100 m (VIVILLE, 1985);

* à moyenne échelle, au sein d'une unité d'une superficie de plusieurs dizaines de km², la variabilité spatiale est moins de 2 fois supérieure à la variabilité locale.

Il se superpose donc aux facteurs de la variabilité locale (micro-hétérogénéités, accidents pédologiques...) - qui présentent un caractère ubiquiste - des facteurs de variabilité de portée supérieure; dans notre cas, le gradient altitudinal de la matière organique constitue un second facteur de variabilité qui s'ajoute à la variabilité observée à grande échelle.

D'autres résultats semblent plus spécifiques de notre type de milieu :

- la variabilité diminue avec la profondeur; elle est très forte dans les horizons humifères tandis que l'amplitude de variation est nettement plus faible dans les horizons minéraux et les niveaux cryogéniques. On peut dans certains cas donner une interprétation naturaliste de l'ordre de grandeur de la variabilité intra-unité. Par exemple, la plus forte variabilité de la rétention des horizons (B) d'altération sur grauwackes peut être rapprochée de l'hétérogénéité granulométrique de la roche-mère. La dispersion plus élevée de la rétention dans les arènes litées, par rapport aux autres niveaux cryogéniques, est à rapporter à la nature composite de ce milieu, formé de bandes de nature différente.

- la variabilité verticale est forte et d'autant plus accusée que les sols sont plus humifères.

Méthodologie de l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques à moyenne échelle

L'approche méthodologique utilisée a permis de vérifier l'adéquation des méthodes naturalistes à la définition de zones de comportement hydrique homogène, significativement différentes. Cette méthodologie est particulièrement adaptée à moyenne échelle, où les éléments du raisonnement naturalistes sont suffisamment nombreux et où les contrastes entre unités sont marqués.

L'hypothèse principale, sous-jacente dans la démarche adoptée, est que l'on peut décomposer la variabilité totale en une variabilité inter-unité - liée à la structuration du milieu en unités morphopédologiques nettement différenciées et circonscrites - et une variabilité intra-unité "résiduelle", qui dépend des micro-hétérogénéités internes à une unité donnée.

Cette hypothèse est confirmée par la très nette diminution de la variabilité totale obtenue par la discrétisation de l'espace en unités hydrodynamiques et par les différences significatives des propriétés hydriques observées d'une unité à l'autre.

Les principes de la discrétisation spatiale :

On peut considérer que, à substrat égal, des sédiments ayant subi une même évolution géomorphologique et pédologique présentent une géométrie de leur espace poral homogène - dont découle des propriétés hydriques homogènes. A l'échelle macroscopique, cette organisation structurale se traduit par un type de faciès et permet de définir sur le terrain des "volumes sédimentaires homogènes". On peut schématiser ces hypothèses comme suit :



D'un point de vue épistémologique, ce principe a toujours été implicitement admis dans les études naturalistes. En effet, on a généralement considéré que les propriétés mesurées en un point étaient extrapolables à l'ensemble d'une formation ou d'une unité cartographique. Les études de variabilité ont conduit à nuancer ce principe. Il semble plus conforme à la réalité du milieu naturel de considérer a priori que les différentes propriétés d'une formation "homogène" présentent une certaine gamme de variation autour de la moyenne, cette variabilité interne étant une propriété intrinsèque du matériel.

Il semble avéré que les zones de comportement hydrique homogène nécessitent une cartographie spécifique; il est cependant possible de valoriser les cartes thématiques existantes en termes de comportement hydrique (en particulier les cartes pédologiques). Les critères à retenir pour la définition des unités hydrodynamiques varient régionalement. Cependant, on peut généraliser les principes essentiels de cette discrétisation - inspirés des résultats de la physique et de l'hydrodynamique des sols -, à partir des enseignements retirés de l'exemple régional de la vallée de la Fecht : les propriétés hydriques sont conditionnées par la nature des constituants et la géométrie du milieu poreux. Elles dépendent donc de la texture, du taux de matière organique et de la structure du matériel, pour l'essentiel. Pour définir des unités hydrodynamiques, les critères naturalistes à retenir sont alors ceux qui sont discriminants pour cet ensemble de variables. Ce principe peut se schématiser comme suit :

Facteurs de spatialisation

*Variables corrélés avec
propriétés hydriques*

Végétation, climat, dynamique
de l'humification...

-----> matière organique ----->

Roche-mère, évolution géomor-
phologique et pédologique

-----> texture ----->

Structuration des formations
superficielles et des sols

-----> structure ----->



$\Theta(h), K(h)$

Sur cette base simple, le tracé des limites des unités, définies pour un certain niveau de perception et de connaissance du milieu, peuvent être précisées ultérieurement, sans altérer le schéma général. Par exemple, dans le bassin de la Fecht, l'altitude est le facteur essentiel de la différenciation spatiale de la matière organique. Il peut cependant exister des facteurs secondaires de spatialisation de la matière organique, dont l'étude doit permettre de préciser les limites des unités hydrodynamiques. L'étude fine du taux de matière organique dans les 5 premiers cm du profil, entreprise par SANCHEZ-PEREZ à partir des conclusions tirées de cette étude, vise à préciser le rôle de la végétation, de l'orientation et de la pente - qu'on peut synthétiser par le concept de "latitude équivalente" (MERCIER, 1982) - dans la répartition de la matière organique.

Les limites de la méthodologie utilisée :

Dans notre étude, nous nous sommes placés dans une optique "opérationnelle": nous avons privilégié les applications pratiques ultérieures par rapport à la finesse de la description de la variabilité spatiale. En effet, le facteur limitant de la méthodologie adoptée demeure le nombre d'échantillons nécessaire à la vérification statistique du découpage. Cette limite pratique a conduit à ne retenir que les facteurs les plus significatifs dans la définition des unités (ce qui souligne qu'en tout état de cause il est nécessaire de hiérarchiser les facteurs). Malgré ces limites pratiques, les résultats obtenus sont concluants (les 3/4 des individus ont été bien classés par l'Analyse Discriminante) et établissent la validité de la démarche suivie.

Pour ces mêmes raisons, nous n'avons pas utilisé les techniques issues de la géostatistique (variogramme, krigeage). Ces méthodes permettent une description fine de la variabilité spatiale, tout en s'affranchissant de la "subjectivité" de l'approche naturaliste. Mais elles semblent difficilement applicables à moyenne échelle : le nombre d'échantillons requis pour leur mise en oeuvre est très élevé, sachant qu'en l'état actuel des connaissances, rien ne prouve que les résultats obtenus localement (les variogrammes utilisés pour l'interpolation spatiale) sont extrapolables à l'ensemble de l'unité. Les techniques "objectives" de la géostatistique n'en sont pas moins le meilleur moyen de décrire la variabilité spatiale et d'affiner son analyse, son usage ne se heurtant qu'à des limitations d'ordre pratique. Le second intérêt de la géostatistique est de permettre une représentation spatiale continue du phénomène étudié (isolignes). Elle permet donc de résoudre les problèmes liés à l'existence de gradients.

Il importe de préciser que l'étude géostatistique réalisée dans le sous-bassin du Ringelbach par VIVILLE (1985) a montré l'absence de corrélations spatiales dans le milieu étudié; en outre les distances entre les sites de mesure sont, dans notre étude, bien supérieures aux distances d'autocorrélation citées dans la littérature, si bien que les points de mesure peuvent en toute rigueur être considérés comme spatialement indépendants.

Dans l'optique opérationnelle qui est la nôtre, la solution envisagée pour faciliter l'obtention des propriétés hydriques et alléger ainsi les études de variabilité ultérieures consiste à établir des relations statistiques entre ces dernières et d'autres propriétés du milieu de détermination plus aisée.

L'étude des corrélations : conclusion "opérationnelle"

* Simplification de l'obtention des propriétés hydrodynamiques : l'ensemble des modèles de prédiction des propriétés hydriques présentés - et tout particulièrement le modèle d'estimation de la courbe de conductivité hydraulique de VAN GENUCHTEN - doit faciliter notablement l'obtention des paramètres nécessaires à l'application des modèles de simulation hydrodynamiques.

* Simplification des études de variabilité : dans le choix des modèles, nous avons privilégié ceux qui permettent d'obtenir les propriétés hydriques, avec une bonne précision, à partir d'autres variables aisément mesurables. On pourra donc affiner les études de variabilité et, notamment, celle des facteurs qui en sont responsables en mesurant ces variables en un nombre de points supérieur.

Les prolongements

Les résultats de notre travail doivent contribuer à la connaissance des "processus hydrologique locaux" en permettant la simulation des transferts hydriques à l'aide de modèles hydrodynamiques. En outre, les paramètres de dispersion doivent permettre de tenir compte de la variabilité spatiale des propriétés hydriques et de ses conséquences sur les écoulements. Cependant, certaines questions restent à résoudre pour une mise en oeuvre optimale de ces modèles et tout particulièrement le comportement hystérétique des courbes de rétention et de conductivité hydraulique, dont l'effet peut être important, en particulier en étudiant les propriétés hydriques de la matière organique (étude en cours par J.L. MONNON) et in situ.

Le découpage des bassins versants en unités de comportement hydrique homogène doit permettre d'améliorer la simulation hydrologique. Les données relatives à chaque zone de comportement hydrique homogène sont destinées à être intégrées en tant que paramètres dans des modèles hydrologiques spatialisés. Un tel travail a été amorcé par PERRIN (1987) avec le "modèle couplé à discrétisation spatiale" de GIRARD et al. (1981). En utilisant le découpage de l'espace en unités de comportement hydrique homogène présenté dans ce travail et les données de rétention moyennes relatives à chacune des unités (qui interviennent dans la "fonction production" du modèle couplé), on obtient une bonne correspondance entre les débits mesurés et les débits estimés non seulement pour l'ensemble du bassin de la Fecht (en amont de Walbach) mais également pour des sous-bassins recouvrant différentes unités de comportement hydrique homogène. Ces résultats confirment indirectement la validité du découpage effectué et soulignent l'intérêt de la discrétisation des bassins-versants pour la simulation hydrologique.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ABROLS J.P., KHOSLA B.K., BHUMBLA D.R., 1968 : Relationship of texture to some important soil moisture constants. *Geoderma*, 2, 1968/69 : 33-39.
- ADAMS W.A., 1973 : The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *J. of Soil Sci.*, vol 24 (1) : 10-17.
- ALEXANDER E.B., 1980 : Bulk density of California soils in relation to other soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 44 : 689-692.
- ALJIBURY F.K., EVANS D.D., 1961 : Soil sampling for moisture retention and bulk density measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* : 180-183.
- AMBROISE B., 1982 a) : Modèle hydrodynamique de la circulation verticale de l'eau dans le sol. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21 : 147-154.
- AMBROISE B., 1982 b) : Première caractérisation hydrodynamique des formations superficielles et des sols du bassin de la Petite Fecht et du Ringelbach, II - Ajustement des courbes de rétention hydrique et estimation des courbes de conductivité hydraulique relative. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21 : 139-146.
- AMBROISE B., VIVILLE D., 1986 : Spatial variability of textural and hydrodynamical properties in a soil unit of the Ringelbach study catchment, Vosges (France). A paraitre dans *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl. Bd.
- AMBROISE B., GOUNOT M., MERCIER J.L., 1982 : Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21 : 5-24.
- AMIET Y., 1980 : Méthode d'approche de la spatialisation des caractéristiques hydrodynamiques des formations superficielles. Exemple du haut-bassin de la Petite Fecht (Haut-Rhin). Thèse 3ème cycle Univ. Louis Pasteur, Strasbourg : 112p.
- AMIET Y., MERCIER J.L., 1982 : Inventaire, description et cartographie des formations superficielles et des sols du bassin de la Petite Fecht, Hautes Vosges (France). *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21 : 41-52.
- ARYA L., FARREL D.A., BLAKE G.R., 1975 : A field study of soil water depletion in presence of growing soybean roots.
I. Determination of hydraulic properties of the soil
II. Effect of the plant growth on soil water pressure and water loss patterns.
Soil. Sci. Soc. Am. Proc., vol. 39 : 430-431.
- ARYA L.M., PARIS J.F., 1981 : A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristics from particle size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* vol. 45 : 1023-1030.
- AUZET A.V., 1985 : La reptation : mesure in situ en relation avec les conditions hydriques et thermiques du sol (site forestier dans les Vosges granitiques). Thèse Doctorat d'Univ. ULP Strasbourg : 142p et ann.
- BACHE B.W., FROST C.A., INKSON R.H.E., 1981 : Moisture release characteristics and porosity on twelve Scottish soil series and their variability. *J. of Soil Sci.* (32) : 505-520.
- BALL D.F., 1964 : Loss-on-ignition as an estimate of organic matter carbon in non calcareous soils. in: *J. of Soil Sci.*, n°15 : 84-92.
- BASCOMB C.L., JARVIS M.G., 1976 : Variability in three areas of the Denchworth soil map unit. *J. of Soil Sci.* (27): 420-437.

- BECKETT H.T., WEBSTER R., 1971 : Soil variability : a review. *Soils Fert.* vol. 34 : 1-15.
- BERTRAND G., DOLLFUS O., HUBSCHMAN J., 1980 : Une cartographie de reconnaissance des géosystèmes dans les Andes du Pérou. *Revue Géogr. des Pyr. et du Sud-Ouest*; vol. 51, N° 2 : 169-181.
- BEUCHER-DARRICAU H., DELHOMME J.P., De MARSILY G., 1981 : Analyse stochastique des systèmes poreux naturels hétérogènes. Rapport DGRS, ENSMP Fontainebleau : 115p.
- BLANALT J.G., ELLER J.P. von, 1965 : Etude géologique des terrains primaires et des granites de la région située entre Soultzbach-les-Bains et Wintzenheim (Haut-Rhin). *Bull. Serv. géol. Als. Lorr.*, 18, 2 : 65-90.
- BLOEMEN G.W., 1980 : Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 143 : 581-605.
- BONELL M., GILMOUR D.A., SINCLAIR D.F., 1981 : Soil hydraulic properties and their effects on surface and subsurface water transfer in a tropical rainforest catchment. *Hydrological Sciences Bulletin* 26/1/3 : 1-18.
- BONELL M., GILMOUR D.A., CASSELL D.S., 1983 : A preliminary survey of the hydraulic properties of rainforest soils in tropical North-East Queensland and their implications for the runoff process. *Rainfall simulation, Runoff and Soil Erosion. Catena Supplement (4) : 57-78.*
- BONHOMME M., FLUCK P., 1974 : Compléments de pétrographie et analyse isotopique rubidium-strontium des gneiss granulitiques de Saintes-Marie-aux Mines. Mise en évidence et datation de 2 époques de métamorphisme. *Sci. Géol., Bull.*, 27, 4 : 271-283.
- BOOGIE R., 1970 : Moisture characteristics of some peat-soil mixtures. *Scientific Horticulture* vol. 22 : 87-91.
- BOUDOT J.P., 1976 : Ecologie des paysages et processus de pédogénèse sur les grauwackes de la série du Markstein (Hautes Vosges). Thèse 3ème cycle, ULP Strasbourg : 153p.
- BOUDOT J.P., 1978 : Sur les interactions au sein des écosystèmes naturels : relation entre climat, géomorphologie, géologie, pédologie et végétation dans les Vosges. *Bull. Soc. Ind. Mulhouse*, 771(3) : 13-33.
- BOULIER J.F., 1985 : Modélisation stochastique de l'infiltration en milieu poreux non uniformes. Application à une parcelle microirriguée. Thèse de Doctorat.
- BOULTON G.S., DENT O., 1974 : The nature and rates of post depositional changes in recently deposited till from South-East Iceland. *Geografiska Annaler*, 56A, 3-4 : 121-134.
- BOUMA F.J., DENNINGS J.L., 1972 : Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through gypsum crusts. in: *Soil Sci. Soc Amer. Proc.*, vol. 36 : 846-847.
- BOUMA F.J., HILLEL D.I., HOLE F.D., AMERMAN C.R., 1971 : Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. in: *Soil Sci. Soc Amer. Proc.*, vol. 35 : 362-364.
- BOUWER H., 1962 : Field determination of hydraulic conductivity over a water table with the double tube method. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26 : 330-335.
- BOYUCOS G.J., 1938 : Effect of organic matter on the water-holding capacity and the wilting point of mineral soils. *Soil Sci.* 46 : 377-383.
- BREWER R., 1964 : Fabric and mineral analyses of soils. J.Wiley and Sons, New York, London, Sydney; 470p.
- BRIDGES E.M., DAVIDSON D.A., 1982 : Principles and applications of soil geography. Ed. Longman, London & New York : 200p.

- BROEK M. van der, AMSTEL A. van, VERBAKEL A., PEDROLI B., 1981 : Variability of soil properties in a landscape survey ecological in the tuscan Apennines Italy. *Catena*, vol. 8 : 155-170.
- BROOKS R.H., COREY A.T., 1964 : Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap. 3*, Colorado State Univ., Forth Collins.
- BRUCKLER L., 1984 : Utilisation de micropsychromètres pour la mesure du potentiel hydrique du sol au laboratoire et in situ. *Agronomie* 4(2) : 171-182.
- BURGESS T.M., WEBSTER R., Mc BRATNEY A.B., 1981 : Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. IV. Sampling strategy. *Journal of Soil Sci.*, 198, 32 : 643-659.
- BURROUGH P.A., 1983 : Problems of surimposed effects in statistical study of the spatial variation of soil. *Agr. Water Man.*, 6 : 123-143.
- BYERS E., STEPHENS D.B., 1983 : Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 47 : 1072-1081.
- CAMPBELL J.B., 1979 : Spatial variability of soils. *Annals of the association of American Geographers* vol. 69 (4) : 544-556.
- CARBIENER R., 1963 : Les sols du massif du Hohneck. Leur rapport avec le tapis végétal. *Le Hohneck, Livre centenaire de l'Assoc. phil. Als. Lorr.* : 103-156.
- CARBIENER R., 1966 : La végétation des Hautes Vosges dans ses rapports avec les climats locaux, les sols et la géomorphologie. Thèse Fac. Sciences Paris; 112p.
- CASSELL D.K., 1983 : Spatial and temporar variability of soil physical properties following tillage in Norfolk loamy sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 47 : 196-201.
- CASSELL D.K., BAUER A., 1975 : Spatial variability in soils below depth of tillage : bulk density and fifteen atmosphere percentage. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 39 : 247-250.
- CICERI M.F., MARCHAND B., RIMBERT S., 1977 : Introduction à l'analyse de l'espace. *Masson*; 173p.
- COLLIS-GEOGE N., 1977 : Infiltration equations for simple soil systems. *Water Ressourc. Res.* 13, N° 2 : 395-403.
- Mc CORMACK D.E., WILDING L.P., 1969 : Variation of soil properties within mapping units of soils with contrasting substrata in N.W. Ohio. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 33 : 587-593.
- CURTIS R.O., POST B.W., 1964 : Estimating bulk density from organic matter content in some Vermont forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* vol. 28 : 285-286.
- DALTON F.N., RAWLINGS S.L., 1968 : Design criteria for Peltier-effect thermocouple psychrometer. in: *Soil Sci.*, vol. 105, n°1 : 12-17.
- DANE J.H., 1980 : A comparison of field and laboratory determinated hydraulic conductivity values. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 44 : 228-231.
- DANIEL D.E., 1982 : Measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soils with thermocouple psychrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 46, 1982.
- DARMOIS-THEOBALD M., LAUTRIDOU J.P., 1984 : Gélifraction expérimentale sur des granites et des roches métamorphiques des Vosges et de Norvège. *Géographie et Recherche*, N° 51 : 79-91.
- DAUDET F.A., VAUCHAUD G., 1977 : La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Ann. Agron.* 28(5) : 503-519.

- D.D.A. département du Haut-Rhin, 1970 : Enquête communale, Haut-Rhin (68). Service Central des Enquêtes et des Etudes Statistiques, Ministère de l'Agriculture; 111p.
- DELHOMME J.P., 1976 : Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Bull. BRGM, section 3, 4 : 341-375.
- D'HOLLANDER E.M., 1979 : Estimation of the pore-size distribution from the moisture characteristics. Water Resour. Res. 15(1) : 107-112.
- DREES L.R., WILDING L.P., 1973 : Elemental variability within a sampling unit. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 37 : 82-87.
- DUCHAUFOR Ph., 1977 : Pédologie.
I. Pédogénèse et classification. Masson Edit. Paris; 477p.
II. Constituants et propriétés du sol. Masson Edit. Paris; 459p.
- EDMONDS W.J., YENGAR S.S., ZELAZNY L.W., LENTNER M., PEACOCK C.D., 1982 : Variability in family differencia of soils in a second-order soil survey mapping unit. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 46 : 88-93.
- ELLER J.P. von, FLUCK P., HAMEURT J., 1970 : Carte géologique des Vosges moyennes, partie centrale et partie orientale. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 1 : 29-50.
- ELRICK D.E., BOWMAN D.H., 1964 : Improved apparatus for soil moisture flow measurements. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 28 : 450-453.
- FEUSTEL J.C., BYERS H.G., 1936 : The comparative moisture-absorbing and moisture retaining capacity of peat and soil mixtures. Technical Bulletin N° 532, Sept. 1936. United State Department of Agriculture, Washington D.C.: 1-25.
- FLAGEOLLET J.C., 1971 : Origine des reliefs, altération et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins (ex. Limousin et Vendée du Nord-Ouest). Mém. Sciences de la Terre, N° 35; 461p.
- FLOECKER W.J., YAMAGUCHI M., NIELSEN D.R., 1968 : Capillary conductivity and soil water diffusivity values from vertical soil columns. Agron. J. 60 : 605-610.
- FLUCK P., 1976 : Contribution géochimique à l'étude du problème des migmatites de Kaysersberg. Sci. Géol., Bull. 29, 2 : 93-119.
- FLUCK P., 1979 : Carte géologique et structure simplifiée du socle vosgien. 26ème Congrès géologique international, France. Introduction à la géologie de l'Est : 20.
- FLUCK P., 1980 : Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace - Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. Sci. Géol., N° 62; 248p.
- FREEZE R.A., 1969 : The mechanisms of natural ground-water recharge and discharge. 1 - One-dimensionnal, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging and discharging ground-water flow system. Water Resour. Res. 5(1) : 153-171.
- FREEZE R.A., 1978 : Mathematical models of hillslope hydrology. in : Kirkby MJ (ed) Hillslope Hydrology, John Wiley, Chichester : 177-200.
- GAGNY C., 1962 : Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., t15, fasc. 4 : 139-160.
- GARDNER W.R., 1956 : Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Am. Proc. 20 : 317-320.
- GASCUEL-ODOUX C., 1984 : Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques de sols. Thèse de doct. ing., ENSMP Fontainebleau et ENSA-I.N.R.A. Rennes : 235p.

GASCUEL-ODOUX C., 1987 : Variabilité des propriétés hydriques du sol, méthodes et résultats; cas d'une seule variable : revue bibliographique. *Agronomie* 7(1) : 61-71.

GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972 : Modèle précipitation-débits à discrétisation spatiale. *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Hydrol.* 9(4) : 35-52.

GIRARD G., 1975 : Application du modèle à discrétisation au bassin versant de l'oued Ghorfa (Mauritanie). *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Hydrol.* 12(3) : 168-188.

GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1981 : Le modèle couplé : simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., vol. XVIII, n° 4* : 195-280.

GODARD A., 1965 : Recherche de géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest. Publication de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg; 701p.

GODARD A., 1972 : Recherches françaises concernant la géomorphologie des roches cristallines. In *Recherches Géographiques en France (Montréal)* : 37-58.

GODARD A., 1975 : Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *Mélanges Viers, Toulouse-Le Mirail, t. II* : 283-298.

GODARD A., RAYNAL R. et Coll., 1976 : Modelés d'origine froide et roches cristallines. *Colloque Paris (fév. 1975). Strasbourg* : 146p.

GOSELINK J.G., HATTON R., HOPKINSON C.S., 1973 : Relationship of organic carbon and mineral content to bulk density in Louisiana marsh soils. *Soil Sci., vol. 137, n° 3* : 285-286.

GOUNOT M., BOUDOT J.P., 1976 : Carte phytoécologique au 1/100.000ème. OEDA-ULP. Délégation régionale à l'environnement.

GOUNOT M., CHEKARTCHI H., 1982 : Recherches sur l'utilisation de la cartographie phénologique dans le bassin de la Petite Fecht à Soultzeren. *Rech. Géogr. à Strasbourg 19/20/21* : 85-91.

GREEN R.E., COREY J.C., 1971 : Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predicting method. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 35* : 3-8.

GREMINGER P., 1982 : Physikalisch-Okologische Standortuntersuchung über den Wasserhaushalt im offenen Sickersystem am Hang. Thèse de Doctorat, Eidgenössische Technische Hochschule, Zurich.

GRAS R., MONNIER G., 1963 : Contribution de certains éléments grossiers du sol à l'alimentation en eau des végétaux. *Science du sol (1)* : 13-20.

GRISMER M.E., 1986 : Pore-size distribution and infiltration. *Soil Sci., vol. 141, N° 4* : 249-260.

GUENELON R., CABIBEL B., 1977 : Applications diverses de la méthode d'humidimétrie neutronique au contrôle et à l'utilisation des réserves hydriques des sols. *Ann. Agron.* 28(5) : 689-502.

GUPTA S.C., LARSON W.E., 1979 : Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resour. Res., vol. 15* : 1633-1635.

HAMBURGER J., MERCIER J.L., 1978 : Mesure in situ de la diffusion thermique d'un milieu poreux non saturé - Application à la mesure de la teneur en eau. *6 th Int. Heat Trans. Conf., Toronto, vol. 3* : 99-104.

HAVERKAMP R., HAMON G., VAUCLIN M., VACHAUD D., 1978 : Méthode directe de caractérisation hydrodynamique in situ à partir d'un essai d'infiltration en vue d'une extrapolation à l'échelle de la parcelle. Application à un sol sableux centre Sénégal. *Food and Agric. Organ. of United Nations. Inter Atomic Energy Agency. Sri Lanka*; 12 p.

HENIN S., 1976 : Cours de physique du sol. Tomes I et II, ORSTOM Editest.

HENNINGER D.L., PETERSEN G.W., ENGMAN E.T., 1976 : Surface soil moisture within a watershed. Variation factors influencing and relationships to surface runoff. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 40 : 773-776.

HILLEL D., GARDNER W.D., 1969 : Steady infiltration into crust topped profiles. Soil Sci. (108) : 137-142.

HILLEL D., GARDNER W.D., 1970a : Transient infiltration into crust-topped profiles. Soil Sci. (109) : 69-76.

HILLEL D., GARDNER W.D., 1970b : Measurements of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. Soil Sci., vol. 109, n° 3 : 149-153.

HILLEL D., KRENTOS V.D., STYLIANOU Y., 1972 : Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci., vol. 144, n°5 : 395-400.

HOLLIS J.M., JONES R.J., PALMER R.C., 1977 : The effect of organic matter and particle size distribution on the water-retention properties of some soils in the west Midlands of England. Geoderma, 17 (1977) : 225-238.

HUBERT A., 1978 : Relation entre la conductivité hydraulique et la structure du milieu poreux. Ann. Agron., 29(5); 25p.

HUMBERT J., 1977 : Contribution à l'étude des transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Thèse 3eme cycle d'Ecologie Végétale, ULP Strasbourg, 194p.

HUMBERT J., PAUL P., 1982 : La répartition spatiale des précipitations dans les bassins versant de la Petite Fecht à Soultzeren (Hautes Vosges). Premiers résultats. Rech. Géogr. à Strasbourg 19/20/21 : 93-104.

HUSZ G., 1967 : Ermittlung der pF-Kurve aus der Textur mit Hilfe von multiplen Regressionen. Z. für Pflanzernähr. und Bodenkd. : Heft 2. Band 116 : 115-125.

JAILLET A., 1984 : Bilan de consommation en eau de la vallée de Munster. Evolution depuis 1962. Mémoire de Maîtrise de Géographie. ULP Strasbourg : 49 p. + ann.

JAMISON V.C., KROTH E.M., 1958 : Available moisture storage capacity relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 22; N° 3 : 189-192.

KLIMASZEWSKI M., 1961 : The problems of geomorphological and hydrographic map on an example of the Upper Silesian Industrial district. Prob. Appl. Geog. IG, PAN 25 : 73-81.

KLUTE A., 1972 : The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. in: Soil Sci., vol. 113, n°4 : 264-275.

KNIERIM A., STOEHR J., 1974 : Contribution à l'étude du modelé glaciaire des Vosges : la région de Plaifaing-Lapoutroie. Sci. Géol., Bull. : 253-270.

KNIGHT R.O., 1967 : The plant in relation to water. Heinemann Educational Book Ltd, London.

KRAMER P.J., 1969 : Plant and soil water relationship : a modern synthesis. Mc Graw-Hill Book Company. New-York, St Louis, San Francisco, London, Sydney, Toronto, Mexico, London.

LALIBERTE G.E., BROOKS P.H., COREY A., 1968 : Permeability calculated from desaturated data. J. Irrig. Drain., ASCE 94 (IRI) : 57-61.

LAUTRIDOU J.P., 1978 : Principaux résultats des expériences de gélifraction expérimentale effectuées au Centre de Géomorphologie. INTERNORD, N°15 : 5-13.

LAUTRIDOU J.P., 1982 : La fraction fine des débris de gélifraction expérimentale. Biul. Perygl., N° 29 : 77-85.

LOBERT A., CORMARY Y., 1964 : Variabilité des mesures de caractéristiques hydrodynamiques. Cahiers O.R.S.T.O.M. série Pédologie vol. 2 (2) : 23-49.

LUND Z.F., 1959 : Available water-holding capacity of alluvial soils in Louisiana. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 23, N° 1 : 1-3.

MARQUARDT D.W., 1963 : An algorithm for least-square estimation of non-linear parameter. J. Soc. Ind. Appl. Mathg. 11 : 431-441.

MARSHALL T.L., 1958 : A relation between permeability and size distribution of pores. J. of Soil Sci., vol. 9, N° 1 : 1-8.

MARTINI A., 1967 : Preliminary experimental studies on frost weathering of certain rock types from the West Sudetes. Biul. Perygl.; N° 16 : 147-194.

MATHERON G., 1970 : La théorie des variables régionalisées et ses applications. Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, 5, Ec. Nat. Sup. des Mines de Paris.

MEHUYS G.R., KIMPE C.R., 1976 : Saturated hydraulic conductivity in pedogenetic characterization of podzols with fragipans in Quebec. Geoderma, vol. 15 : 371-380.

MERCIER J.L., 1972 : Contribution à l'étude des dépôts et des sols à l'est de Montpellier. Thèse 3ème cycle, Strasbourg; 399p.

MERCIER J.L., 1982 : La latitude équivalente, un indice climatique utilisable en géomorphologie. Rech. Géogr. à Strasbourg 19/20/21 : 263-266.

MEROT P., GASCUEL-ODOUX C : Spatial variability of water transfer in a soil in a decametric scale. J. of Hydrology (à paraître).

MILLER E.E., ELRICK D.E., 1958 : Dynamic determination of capillary conductivity extended for non-negligible membrane impedance. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 22 : 483-486.

MILLER E.E., MILLER R.D., 1955 : Theory of capillary flow :

I. Practical implications.

II. Experimental information. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 19 : 267-275

MILLIGTON R.J., QUIRK J.P., 1959 : Permeability of porous media. Nature, February 7, vol. 183.

MONNIER G., 1982 : Exposé introductif. Les Colloques de l'I.N.R.A., N°15:78.

MUALEM Y., 1976 : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. in: Water Resources Res., vol. 12 (3) : 513-522.

NAKAYA N., 1981 : The moisture characteristics of soils in relation to organic matter with special references to the condition of soil organic matter and water repelling. Bull. of the Nat. inst. of Agri. Sci., série B, n°32. En japonais, résumé en anglais.

NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., ERB K.T., 1973 : Spatial variability of field measured soil water properties. Hilgardia, vol. 42(7). Nov. 1973.

NORTCLIFF S., 1978 : Soil variability and reconnaissance soil mapping : a statistical study in Norfolk. J. of Soil Sci. vol. 29 : 403-418.

Notice de la carte pédologique Saint-Dié 1/100.000, 1978. Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France.

OH K.S., 1985 : Mise en évidence des structures cryogéniques quaternaires dans les formations superficielles de la vallée de la Fecht (Vosges moyennes cristallines). Thèse Doct. d'Univ. ULP Strasbourg; 123p + ann.

OH K.S., REUTENAUER D., MERCIER J.L. : Caractérisation micromorphologique et hydrodynamique des niveaux structurés par le gel quaternaire dans les formations superficielles du bassin versant de la Fecht (Vosges, France). CATENA (à paraître)

PAUL P., 1982 : Le climat de la vallée de la Fecht : aspects généraux. Rech. Géogr. à Strasbourg 19/20/21 : 65-78.

PERRIAUX J., 1961 : Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 18: 236p.

PERRIN J.L., 1987 : Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Fecht en amont de Walbach (Haut-Rhin). Application du modèle couplé à discrétisation spatiale, GIRARD & al. (1981). Mémoire de D.E.A. de Sciences et techniques de l'eau. ULP Strasbourg.

PHENISTER J., SIMPSON S., 1949 : Pleistocene deep weathering in North-East Scotland. Nature, 164 : 318-319, cités par GODARD (1965).

PHILIP J.R., 1966 : Plant water relations : some physical aspects. Ann. Rev. Plant Physiol. 17 : 244-268.

RAGAB R., FEYEN J., HILLEL D., 1981 : Comparative study of numerical and laboratory methods for determining the hydraulic conductivity function of a sand. Soil Sci., vol. 131, n°6 : 375-387.

RAWLS W.J., 1983 : Estimating bulk density from particle size analysis and organic matter content. Soil Sci., vol. 135(2) : 123-125.

RAYNAL R., 1984 : France de l'Est. Recherches françaises récentes sur les phénomènes périglaciaires, Paris (25ème Congrès UGI, Paris 1984).

REIGNER J.C., PHILLIPS J.J., 1964 : Variations in bulk density and moisture content within two New Jersey coastal plain soils, lakeland and lakehurst sands. Soil Sci. soc. Am. Proc., vol. 28 : 287-289.

REINHART K.G., 1961 : The problem of stones in soil-moisture measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 25 : 268-270.

REMSON J., HORNBERGER G.M., MOLZ F.J., 1971 : Numerical methods in subsurface hydrology. Wiley-Interscience : 389p.

REUTENAUER D., 1982 : Etude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques des sols et des formations superficielles du bassin de la Petite Fecht, en amont de Sultzeren. Mémoire de maîtrise : 100p.

REUTENAUER D., 1983 : Etude expérimentale de la conductivité hydraulique des formations superficielles. Mise au point d'une méthode de mesure au laboratoire et application à quelques formations des Vosges et de la plaine d'Alsace. Mémoire de D.E.A., ULP Strasbourg; 108p et ann.

REYNOLDS S.G., 1970 : The gammametric method of soil moisture determination. Part III. An examination of factors influencing soil moisture variability. J. of Hydrol., 11 : 288-300.

REYNOLDS S.G., 1975 : Suggested sampling scheme and typical required samples size. Z. fur Geomorphologie, 19, 2 : 191-208.

RICHARDS L.A., 1947 : Pressure membrane apparatus, construction and use. in: Agri. Eng. (28) : 451-454.

RICHARDS L.A., 1949 : Measuring moisture tension. Soil Sci. 68 : 95-112.

RICHARDS L.A., 1965 : Physical condition of water in soil. In "Method of soil analysis" : 153-163. Amer. Soc. Agron. Monograph 9.

- RICHARDS S.J., MARSH A.W., 1961 : Irrigation based on soil suction measurements. *Soil Sci. Soc. Proc.*, 1961 : 65-69.
- RICHARDS S.J., WEEKS L.V., 1953 : Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil column. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 20 : 310-314.
- ROGOWSKI AS, 1972 : Watershed physics : soil variability criteria. *Water Resour. Res.* 8(4) : 1015-1023.
- ROMANS J.C.C., ROBERTSON L., 1980 : The micromorphology of young soils from South-East Iceland. *Geografiska Annaler*, 62A, 1-2 : 93-103.
- ROULIER M.H., STOLZY L.H., LETEY J., WEEKS L.V., 1972 : Approximation of field hydraulic conductivity by laboratory procedures on intact cores. *Soil Sci.*, vol. 141, n° 4 : 249-260.
- RUFFRAY P. de, 1978 : Carte phytécologique de la vallée de Munster au 1/25.000. *Labo. Ecol. Vég., ULP Strasbourg*; non paru.
- RUFFRAY P. de, 1982 : Principales unités phytécologiques du bassin versant de la Petite Fecht, Hautes Vosges (France). *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21 : 79-84.
- RUSSO D., BRESLER E., 1981 : Soil hydraulic properties as stochastic processus. An analysis of field spatial variability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 45 : 682-687.
- SADDIQ M.H., WIERENGA P.J., HENDRICKX J.M.H., HUSSAIN M.Y., 1985 : Spatial variability of soil water tension in an irrigated soil. *Soil Sci.*, vol. 140, N° 2 : 126-132.
- SANCHEZ-PEREZ J.M., 1987 : Variabilité spatiale de la matière organique en moyenne montagne tempérée, ses relations avec les caractéristiques hydriques. Discrétisation de l'espace en zones homogènes (bassin versant de la Fecht, en amont de Turckheim, Vosges moyennes - France). *Mémoire D.E.A.*
- SAINI G.R., 1966 : Organic matter as a measure of bulk density of soil. *Nature* : 1295-1296.
- SALTER P.J., BERRY G., WILLIAMS J.B., 1966 : The influence of the texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available-water holding capacity. *Soil Sci.*, vol. 17, N° 1 : 95-98.
- SCHWEBEL L., 1982 : Les granites du bassin versant de la Petite Fecht (Vosges, France). *Rech. géogr. à Strasbourg* 19/20/21 : 29-40.
- SHARMA M.L., GANDER G.A., HUNT C.G., 1980 : Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of hydrology*, 48 : 101-122.
- SOUCHIER B., 1971 : Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges). *Thèse Doct. d'Etat, Univ. Nancy I*; 134p.
- STAKMAN W.P., 1966 : The relation between particle size, pore size and hydraulic conductivity of sand separates. *Symp. 66, Proc. UNESCO/IASH*.
- STAKMAN W.P., VALK G.A., VAN DER HARST G.G., 1969 : Determination of soil moisture retention curves. I. Sand box apparatus. Range pFO to 2.7. *I.C.W.*, 19p.
- TALSMA T., 1985 : Prediction of hydraulic conductivity from soil water retention data. *Soil Sci.*, vol. 140, n° 3 : 184-188.
- TEN BERGE H.F.M., STROOSNIJDER L., BURROUGH P.A., BREGT A.K., de HEUS M.J., 1983 : Spatial variability of physical properties influencing the temperature of soil surface. *Agr. Water Man.*, 6(213) : 213-226.

- TOPP G.C., ZEBCHUK W.D., 1979 : The determination of soil water desorption curves for soil cores. *Canadian Journal of Soil Science*, vol. 59 : 19-26.
- TRICART J., 1963 : Aspects et problèmes géomorphologiques du massif du Hohneck. Le hohneck, Livre centenaire de l'Ass. Phil. Als. Lorr. : 43-68.
- TRICART J., 1965 : Principes et méthodes de la géomorphologie. Masson, Paris; 487p.
- VALADAS B., 1983 : Les Hautes Terres du Massif Central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallines et volcaniques. Thèse d'Etat, Univ. Paris I; 927p.
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.L., 1978 : Méthode de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturés. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.* 29(1) : 1-36.
- VAN GENUCHTEN M.Th., 1980 : A closed-formed equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.
- VAN GENUCHTEN H.Th., NIELSEN D.R., 1985 : On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soil. *Annales Geophysicae* 3, 5 : 615-628.
- VAN VLIET-LANOE B., 1981 : Structures et microstructures associées à la glace de ségrégation: Leurs conséquences. The ROGER J.E. BROWN MEMORIAL VOLUME. Proceeding Fourth.
- VAN VLIET-LANOE B., COUTARD J.P., PISSARD A., 1984 : Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments : A comparison of active, fossil and experimental data. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 9 : 553-565.
- VAN VLIET-LANOE B., VALADAS B., 1983 : A propos des formations déplacées des versants cristallins : le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bull. A.F.E.Q.*, 4 : 153-160..
- VARALLYAY G., 1973 : A talaj ned verség poten ciálja és új berendezés annak meghatározására az alocsony (atmosféra ullaí) tenziotartomány-ban. *Agrokémia és Talajtán* 22 : 1-22.
- VAUCLIN M., 1982 : Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols. *Les colloques de l'I.N.R.A.*, N° 15 : 9-43.
- VAUCLIN M., KHANJI D., VACHAUD G., 1979 : Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional, unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water Resour. Res.* 15 : 1089-1101.
- VIVILLE D., 1985 : Variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols dans le bassin versant du Ringelbach (Vosges granitiques). Thèse d'Univ. , ULP Strasbourg : 158p.
- VIVILLE D., AMBROISE A., 1982 : Détermination des courbes de rétention hydrique des sols par la méthode du bac à sable et à kaolin. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20 : 253-256.
- VOGT H., 1975 : Variabilité des formations de versants périglaciaires sur roches cristallines dans la partie orientale des Vosges moyennes. *Assoc. Géogr. Franç.*, N° 422-423 : 75-78.
- VOGT H., 1980 : Etude géomorphologique du rebord Sud-Occidental du fossé rhénan. Thèse Doct. d'Etat., ULP Strasbourg; 372p.
- VOGT H., SITTLER J., 1972 : La Quaternaire du département du Haut-Rhin. *Sci. Géol., Bull.*, 25, 2/3 : 127-135.
- VOSNYUK S.T., KUZ'MICH P.K., VOLKOVA, 1979 : Functional relations between hydraulic conductivity and the physical properties of soils. *Soviet Soil Sci.* (1980) : 89-93.

- WALKLEY A., BLACK I.A., 1934 : An examination of the Detjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci., vol. 37 : 29-38.**
- WARRICK A.W., NIELSEN D.R., 1980 : Spatial variability of soil physical properties in the field. In Applications of soils physics D.HILLEL. Academic Press : 319-344.**
- WARRICK A.W., MULLEN G.J., NIELSEN D.R., 1977 : Scaling feald-measured soil hydraulic properties using a similar media concept. Water Ressour. Res. vol. 13, n° 2 : 355-362.**
- WASHBURN A.L., 1979 : Geomorphology - A survey of periglacial processes and environements. Edward Anold, London; 406p.**
- WATSON K.K., 1966 : An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous material. Water Ressour. Res. 2 : 709-705.**
- WILDING L.P., JONES R.B., SCHAFFER G.M., 1965 : Variability of soil morphological properties within Miami, Celina and Crosby mapping units in west central Ohio. Soil Sci. Soc. Am. Proc.; 711-717.**
- YEMEL'YANOV V.A., MASLOV V.P., 1982 : Variability of bulk density of soil in an irrigated field. Soviet Soil Science; 1982 : 98-102. Traduit de Pochvovedeniye, 1981, vol. 11 : 83-87.**
- ZILLIOX L., 1982 : L'action de recherche interdisciplinaire du groupe "Piren-Eau" en Alsace. Rech. Géogr. à Strasbourg 19/20/21 : 241-247.**
- ZINGLE J.B., 1967 : Les granites du flanc nord de la vallée de Munster. D.E.S. ULP Strasbourg; 30p + 1 carte h.t.**

ANNEXES

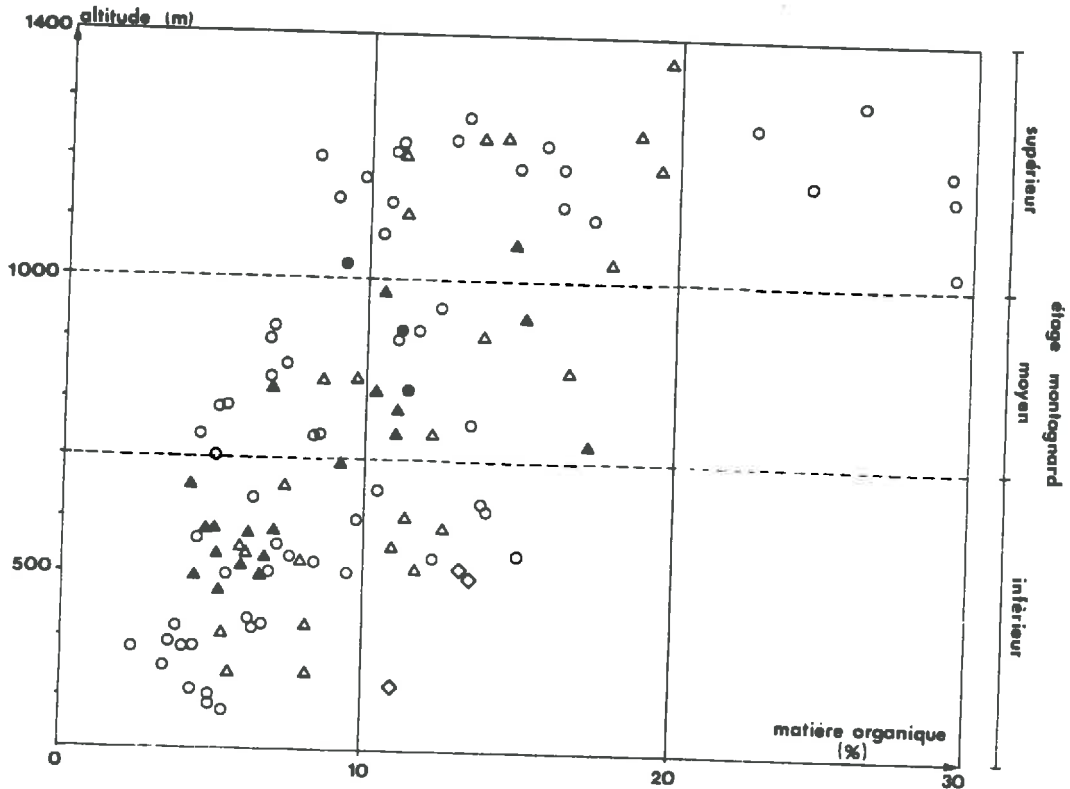


Fig. I.1 : Type de végétation | forêt prairie (a)

○ hydromorphie

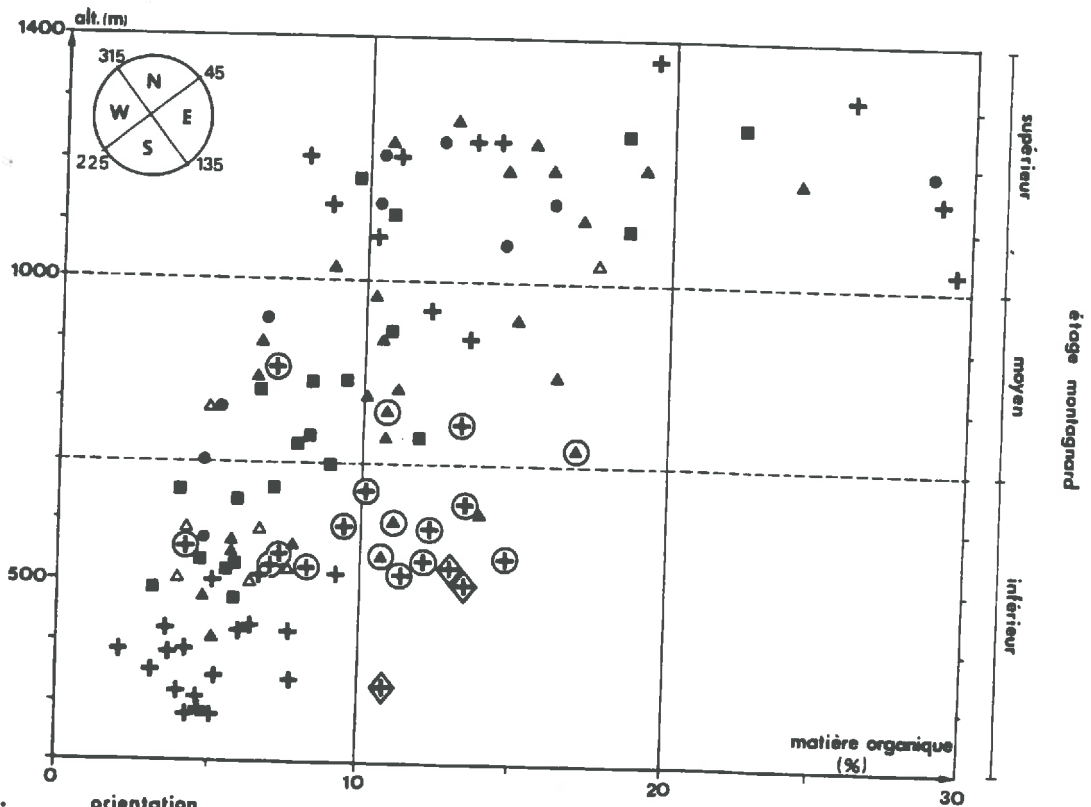
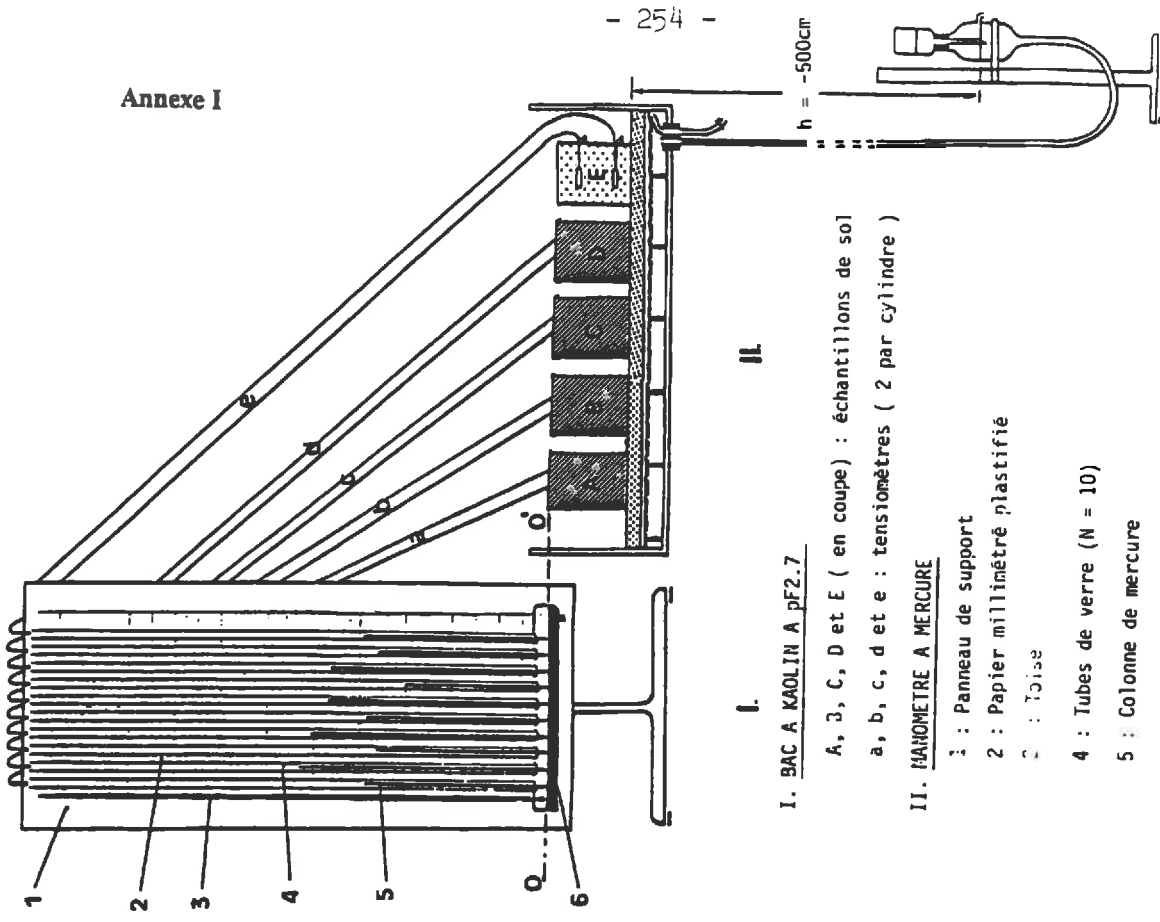


Fig. I.2 : orientation ▲ nord △ est ■ sud ● ouest + horizontal (b)

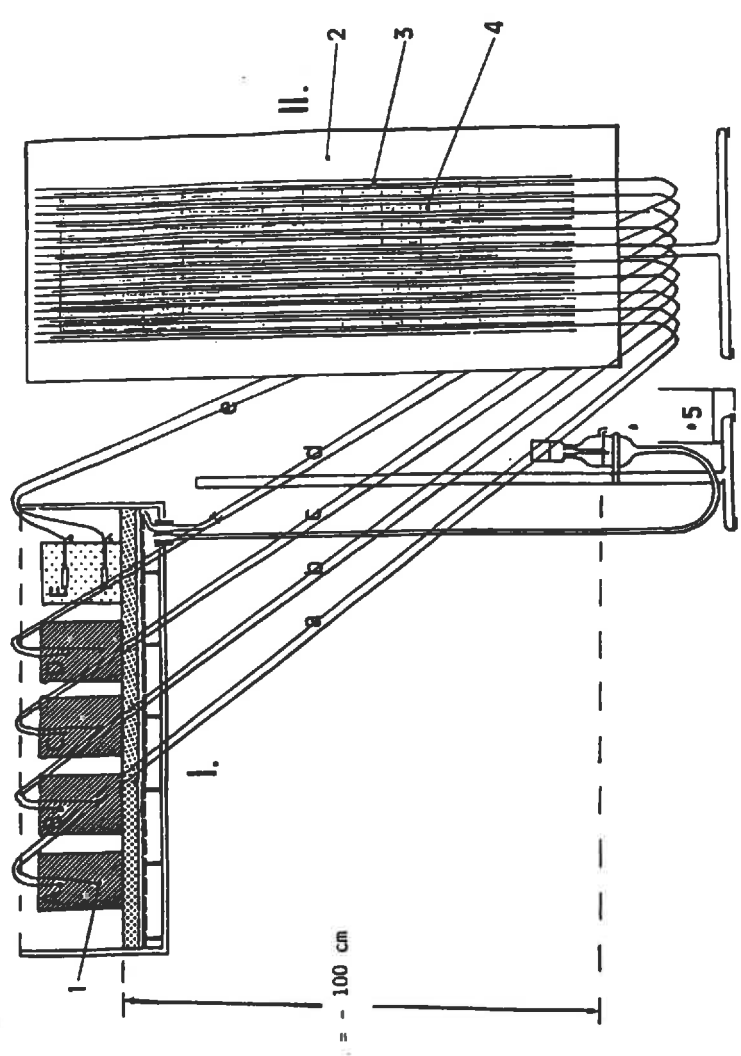
◇ hydromorphie ○ fond de vallée

Fig. I.1 & I.2 : Variation du taux de matière organique, intégré sur les 20 premiers cm du profil, en fonction de l'altitude. Essai de mise en évidence d'autres facteurs : le type de couvert végétal (fig. I.1) et l'orientation (fig. I.2)



- I. BAC A KAOLIN A pF2.7
- A, B, C, D et E (en coupe) : échantillons de sol
 a, b, c, d, et e : tensiomètres (2 par cylindre)
- II. MANOMETRE A MERCURE
- 1 : Panneau de support
 - 2 : Papier millimétré plastifié
 - 3 : Toise
 - 4 : Tubes de verre (N = 10)
 - 5 : Colonne de mercure
 - 6 : Réservoir à mercure

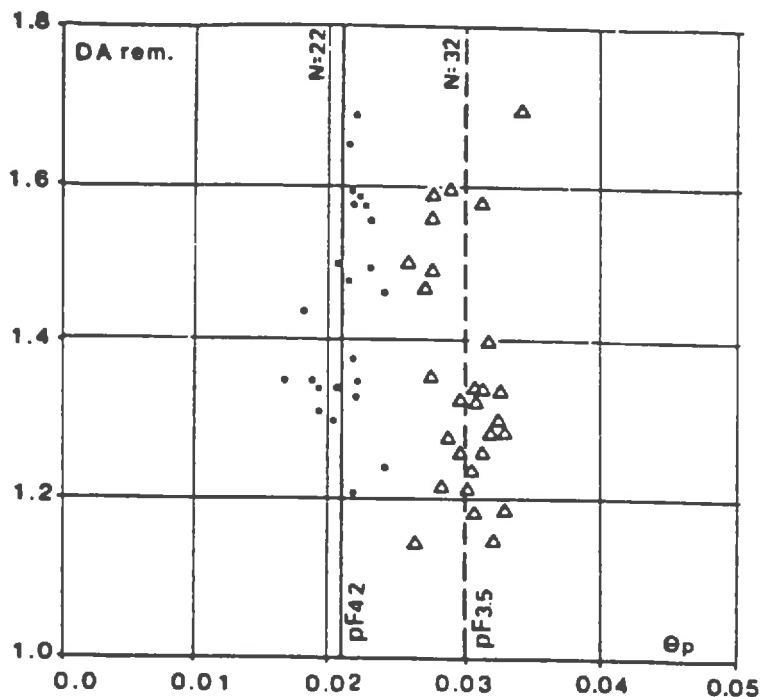
Saturation → pF2 → pF2.7



- I. BAC A SABLE A pF2.0
- A, B, C, D et E (en coupe) : échantillons de sol
 a, b, c, d, et e : tensiomètres (2 par cylindre)
- 1 : Orifice de sortie des tensiomètres
- II. MANOMETRES A EAU
- 2 : Panneau de support
 - 3 : Tubes en verre (N = 10)
 - 4 : Papier millimétré plastifié
 - 5 : Récipient

Saturation → pF2 → pF2.7

Fig. I.3 : Appareillage utilisé pour la détermination expérimentale des courbes de conductivité hydraulique :
 a) Manomètre à eau. bac à sable à pF2 - b) Manomètre à mercure. bac à kaolin à pF2.7



△	$\theta_p(\text{pF3.5}) = 0.0302$	$s = 0.0022$	$N = 32$
•	$\theta_p(\text{pF4.2}) = 0.0209$	$s = 0.0019$	$N = 22$

Fig. I.4 : Rétention pondérale de sables calibrés (80-100 μ) à pF3.5 et 4.2

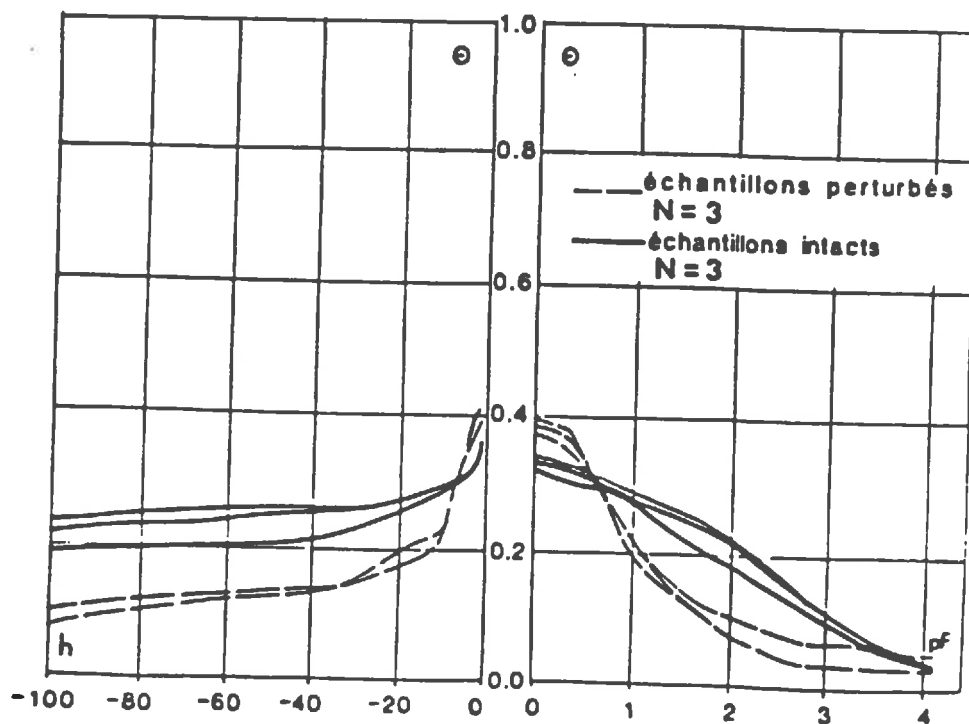


Fig. I.5 : Influence de la perturbation de la structure de l'échantillon lors du prélèvement (par inclusion d'un caillou) sur la forme de la courbe de rétention hydrique mesurée au laboratoire : comparaison de 3 échantillons non perturbés (MUR -110, -140I et -140 II) avec 3 échantillons perturbés (MUR -90 I, -90II, -130) prélevés au même site et à une profondeur comparable.

Carte géologique de :	MUNSTER	GERARDMER	NEUF-BRISACH OBERSAASHEIM	COLMAR
Granite Porphyroïde à amphibole	αγ3 : granite des cretes s.s et autres granites à amphibole	Ya3 : granite des cretes s.s et autres granites à amphibole		
Granites porphyroïdes à biotite	γ1-2 : granite de Bramont, de la Schlucht et de Goldbach	γ1-2b : granite type Roche des fées		
	γ1-2h : granite de Hohroberg	γ1-2 A et 1-2 H : granite à biotite cloisonnante et granite fondamental	γ 1-2 : granite de Wintzenheim	γ 1e : granite de Wintzenheim
Granites grenus à deux micas	γ2 : granite de Gunsbach et Griesbach	γ2 : granite de Gunsbach	γ 2 : granite de Gunsbach	
	γ1 : granite du lac Vert, de la Furch et du Ventron	γ1 : granite du lac Vert	γ 1 : granite de la Furch	
	γ1h : granite de l'Altenberg	γ1b : granite de l'Altenberg		
			γ 1f : granite de Turckheim	γ 1f : granite de Turckheim

Tab. I.1 : Parenté génétique et correspondances des granites des feuilles géologiques (1/50.000) MUNSTER, GERARDMER, NEUF-BRISACH/OBERHAASHEIM et COLMAR/ARTOLSHEIM
N-B : les granites situés sur une même ligne sont identiques mais désignés différemment sur les cartes géologiques

TYPE DE GRANITE		Quartz	Feldsp. Alcal.	Plagioclasses	Biotite	Muscov.	Amphib.	Minér. Acces.
Granite porphyroïde à amphibole (P)		15	40	15	20	/	10	/
Granites porphyroïdes à biotite	Granite de Bramont HAMEURT (1967) (V)	21	33	36	10	/	/	/
	Granite de la Schlucht ZINGLE (1967) (V)	25	35.5	24	13	/	1	0.5
	Granite à biotite cloisonnante et granite fondamental HAMEURT (1967) (V)	26	36	30	6.2	1.5	/	0.5
Granites grenus à deux micas	Granite du lac Vert, de la Furch et du Ventron ZINGLE (1967) (V)	25	18/25	35/42	10	4	/	1
	Granite de l'Altenberg ZINGLE (1967) (V)	23	18	45	9	4	/	1

Tab. I.2 : Composition minéralogique des principaux types de granites du bassin de la Fecht

SUBSTRAT	- Type de roche - Localisation - Source	S102	A1203	FeO	Fe2	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O3
Granite Porphyroïde à amphibole	Granite des crêtes variété claire Notice MÜNSTER, valeur moyenne	66.04	15.02	3.51	3.23	2.02	2.75	5.54	0.57	0.07	/	/
	Granite des crêtes variété sombre notice MÜNSTER, valeur moyenne	60.48	13.16	5.55	5.33	3.62	2.09	7.04	0.97	0.09	/	/
Granite porphyroïde	Granite de Bramont X-944.30 Y-343.26 GAGNY (1968)	70.10	14.60	2.42	0.99	1.23	3.61	4.95	0.42	0.05	/	/
	Granite de la Schlucht Col de la Schlucht, versant E DE LA ROCHE (1962-63)	70.90	14.59	0.53	1.84	1.63	1.20	3.24	4.68	0.18	0.05	/
	Granite de Hohrodberg Drbey: X-956.10 Y-358.24 FLUCK (1976)	68.19	15.90	3.06	1.53	1.41	3.25	5.59	0.42	0.05	/	/
à biotite	Granite type Roche des fées X-951.57 Y-356.60 GAGNY (1959)	70.67	14.77	0.11	1.45	1.40	1.66	3.78	4.63	0.38	0.04	0.43
	Granite fondamental Gérardmer HAMEURT (1967)	70.00	15.20	1.96	1.23	1.33	3.27	5.80	0.31	0.04	/	/
Granites grenus à deux micas	Granite du Lac Vert Lac Vert SCHMEBEL (1982)	73.06	13.30	1.36	0.57	0.63	3.22	5.51	0.21	0.03	/	/
	Granite de la furch Eschbach: X-958.00 Y-348.00 JUNG (1955)	73.00	16.70	0.65	0.42	0.25	0.45	3.65	4.90	0.13	/	/
	Granite de l'Altenberg X-950.00 Y-350.00 DE LA ROCHE (1962-63)	69.10	16.25	2.03	0.74	1.77	3.52	4.01	0.32	0.02	/	/
Grauwackes visées	Série du Markstein Markstein RIVALENTI & SIGHINOLFI (1969)	68.44	13.96	4.90	3.57	2.10	3.04	0.42	0.52	0.09	0.11	/

Tab. I.3 : Analyses chimiques des différents types de granites et des grauwackes du bassin de la Fecht.

Site	Lieux-dits ou commune	X	Y	Alt.	Orien	Pente	Substrat	Végétation
AC	/	966.1	2350.0	500	290	8	Granite du lac Vert	H-S à fétuque
ALT	Altenberg	952.3	2351.2	840	125	12	Granite de l'Altenberg	H-S à canche et myrtille
ASB	Aschbach	953.9	1351.4	785	270	14	Granite du lac Vert	H-S à fétuque
BVU	Bellvue	954.1	2351.0	710	180	14	Granite du lac Vert	Prairie
BRI	Breitenbach	954.3	2346.1	600	20	2	Colluvions	Prairie
BRO	Brobach	954.1	2342.9	620	270	28	Grauwackes	H-S à fétuque
BRT	Breitenbach	954.9	2346.8	540	340	19	Colluvions	Prairie
BTG	Breitenbach (étang)	954.1	2346.2	535	20	22	Granite du lac Vert	Chênaie
CPG	Camping	955.8	2347.6	415	/	0	Alluvions	Prairie
GAY	Gaschney (replat)	951.9	2347.5	905	135	5	Granite des crêtes	Hautes Chaumes
GA2	Gaschney	952.4	2346.7	735	190	10	Granite des crêtes	Prairie
GB2	/	960.4	2346.5	649	195	9	Granite de Gunsbach	Chênaie-Pineraie
GC1	/	958.2	2345.3	820	65	11	Granite de Gunsbach	H-S à fétuque
GC2	/	959.4	2346.7	740	330	3	Granite de Gunsbach	H-S à fétuque
GC3	/	961.0	2347.2	700	10	4	Granite de Gunsbach	H-S à fétuque
GC4	/	951.5	2345.8	800	140	3	Granite des crêtes	H-S à canche et myrtille
GFT	Gazon de faite	952.0	2354.5	1230	/	0	Granite du lac Vert	Hautes Chaumes
GLS	Grossliebschel	963.6	2355.1	530	170	14	Migmatites des Trois-Epis	H-S à fétuque
GHN	Gaschney (montée)	953.0	2346.9	650	155	9	Granite des crêtes	Prairie
GUN	Gunsbach	960.9	2349.4	335	/	0	Alluvions	Prairie
GU2	Gunsbach	960.8	2351.3	570	110	11	Granite de Gunsbach	H-S à fétuque
HLK	Hunflskritt	954.0	2342.8	700	50	20	Grauwackes	H-S à canche et myrtille
HNB	Hahnenbrunnen	949.6	2338.6	1186	325	11	Grauwackes	Hautes Chaumes
HOH	Hohneck	948.0	2347.3	1240	220	7	Granite de Bramont	Hautes Chaumes
HRB	Hohrodberg	956.8	2351.8	825	210	12	Granite de Hohrodberg	Prairie
H50	Hohneck (sommet)	948.8	2348.0	1363	/	0	Granite de Bramont	Hautes Chaumes
HUH	Huhnabühl	966.3	2355.6	500	/	0	Migmatites de Kaysersberg	Chênaie-Pineraie
JLU	/	953.1	2342.8	580	340	5	Alluvions	Prairie
KRE	Kreywasen	953.9	2355.4	1095	185	8	Granite de Hohrodberg	Hautes Chaumes
LDS	Ländersan	954.0	2342.0	841	15	6	Grauwackes	Prairie
LHT	Luttenbach (haut)	957.5	2347.0	533	330	12	Granite du lac Vert	H-S à canche et myrtille
LUT	Luttenbach	957.5	2347.0	533	330	12	Granite de Hohrodberg	H-S à canche et myrtille
MAR	Markstein	950.2	2335.8	1220	350	7	Grauwackes	Hautes Chaumes
MCI	Mittlach (cimetière)	951.1	2344.6	505	/	0	Alluvions	Prairie
MCO	Munster	956.4	2349.3	410	355	3	Colluvions	Prairie
MRD	Munster Ried	957.2	2347.4	565	330	13	Granite des crêtes	H-S à canche et myrtille
MRE	Munster (réservoir)	956.6	2349.3	495	120	20	Granite de Hohrodberg	Chênaie-pineraie
MTC	Mittlach	949.1	2344.5	600	160	5	Colluvions	Prairie
MTE	Metzeral	953.0	2344.8	520	75	3	Alluvions	Prairie
MUR	Murbachmatt	954.0	2354.0	783	190	7	Moraine	H-S à canche et myrtille
PFL	Pfafflitt	954.1	2352.6	820	100	14	Granite du lac Vert	H-S à canche et myrtille
RBK	Rotenbachkopf	946.4	2344.4	1205	10	5	Grauwackes	Hautes Chaumes
RTB	Rotenbuch	964.2	2354.6	470	30	10	Migmatites des Trois-Epis	H-S à fétuque
SCP	Sondernach (coupe)	953.5	2341.8	805	340	18	Grauwackes	H-S à fétuque
SIL	Sillackerkopf	951.0	2346.1	977	135	6	Granite de Bramont	H-S à canche et myrtille
SMA	Sultzematt	953.8	2351.5	820	150	12	Granite du lac Vert	H-S cm / Pineraie
SON	Sondernach	953.6	2342.6	738	305	12	Grauwackes	H-S à fétuque
SRW	Schnepfenriedwasen	951.5	2342.9	1027	80	0	Grauwackes	Prairie
STM	Steinmuer	955.4	2341.4	1055	310	10	Grauwackes	H-S à canche et myrtille
SZR	Sultzeren	955.4	2351.5	530	200	0	Granite de Hohrodberg	Prairie
JFS	Trois Fours	949.3	2349.8	1225	/	0	Granite de Bramont	Hautes Chaumes
WAL	Walbach	963.5	2352.7	520	170	10	Migmatites de Kaysersberg	Chênaie-pineraie
WCO	Widenthal	955.6	2349.3	570	45	14	Granite de Hohrodberg	H-S à canche et myrtille
WDT	Widenthal	955.5	2349.3	570	45	14	Granite de Hohrodberg	H-S à canche et myrtille
WET	Wettstein	955.9	2354.1	880	230	8	Grès	Pineraie
WHY	Wettstein (hydromorphie)	955.2	2352.8	680	215	10	Granite du lac Vert	Prairie
WTH	Winterhagei	952.4	2343.1	720	145	11	Grauwackes	H-S à canche et myrtille

X et Y : coordonnées Lambert
 Alt. = altitude
 H-S = hêtraie-sapinière

Orien. = orientation (°N)
 Pente (Z)
 H-S cm = hêtraie-sapinière à
 canche et myrtille

Tab. I.4 : Caractéristiques des sites de mesures

Site	Substrat	Etage	Montagneard	0-5 Horiz.	5-10 Horiz.	10-15 Horiz.	15-20 Horiz.	20-25 Horiz.	25-50 Horiz.	50-100 Horiz.	AL & FL	ALH	AST
GAZ	Gaschney	supérieur	1	1	1	1	1	1	1		1		1
GA1	Gaschney (replat)	moyen	4	4	3	3	3	3	1		4(28, 21)*	4	
GA2	/	moyen	2	1	1	1	1	1	1		2	1	
GA3	/	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
GA4	/	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
GA5	/	moyen	2	1	1	1	1	1	1				
GA6	Gaschney	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
HOH	Hohneck	supérieur	3	1	1	1	1	1	1		1		
HSD	Hohneck (somet)	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
KRE	Kreyrasen	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
3FS	Trois Fours	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
HRB	Hohrodberg	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
SIL	Sillackerkopf	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
LUT	Luttenbach	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
SZR	Soultzeren	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
HRE	Hunster (réservoir)	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
HRD	Hunster Ried	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
WCD	Widenthal	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
WOT	Widenthal	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
GT	Gazon de fâite	supérieur	2	1	2	1	1	1	1				
ALT	Altenberg	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
ASB	Aschbach	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
PFL	Präflitz	moyen	2	1	1	1	1	1	1				
SNA	Soultzeratt	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
WHY	Wetzstein	moyen	3	3	1	1	1	1	1				
AC	/	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
BRI	Breitenbach	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
B76	Breitenbach (étang)	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
BWU	Soultzeren	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
GBZ	/	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
GLZ	Luttenbach (haut)	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
LIT	Luttenbach (haut)	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
GLS	Grossliefelschne	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
HLH	Halmhubl	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
RTB	Rotenbuch	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
MLL	Wald	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
HHB	Hahnbrunn	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
HRK	Markstein	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
HRK	Rotenbachkopf	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
SNW	Schnepfentodwiesen	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
STM	Steinmauer	supérieur	1	1	1	1	1	1	1				
BRD	Brobach	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
HLK	Hunsjistrift	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
LDS	Länderschen	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
SDP	Sodernach (coupe)	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
SOM	Sodernach	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
WTH	Waternagel	moyen	1	1	1	1	1	1	1				
WET	Wetzstein	GRES	1	1	1	1	1	1	1				
JLU	Mittlach	moyen	2	1	1	1	1	1	1				
MCI	Mittlach	moyen	2	1	1	1	1	1	1				
MTE	Metzlach	moyen	5	1	1	1	1	1	1				
BRI	Breitenbach	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
CPG	Camping	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
GUN	Gunsbach	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
HOD	Hunster	inférieur	1	1	1	1	1	1	1				
MUR	Murbachmatt	MORALINE	1	1	1	1	1	1	1				

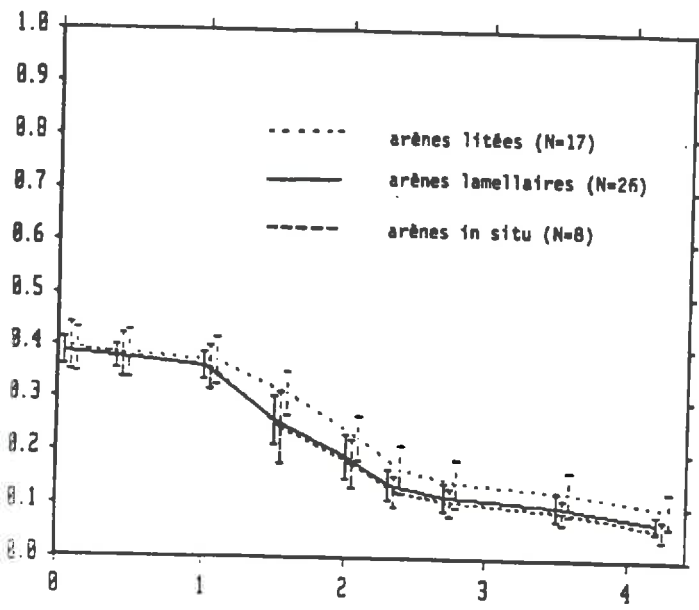
* 8 = bande d'involution ferro-argileuse épaisse
 I = Interbande correspondant

AL & AF - arènes litées et fauchées
 ALH - arènes lamellaires
 ASI - arènes in situ

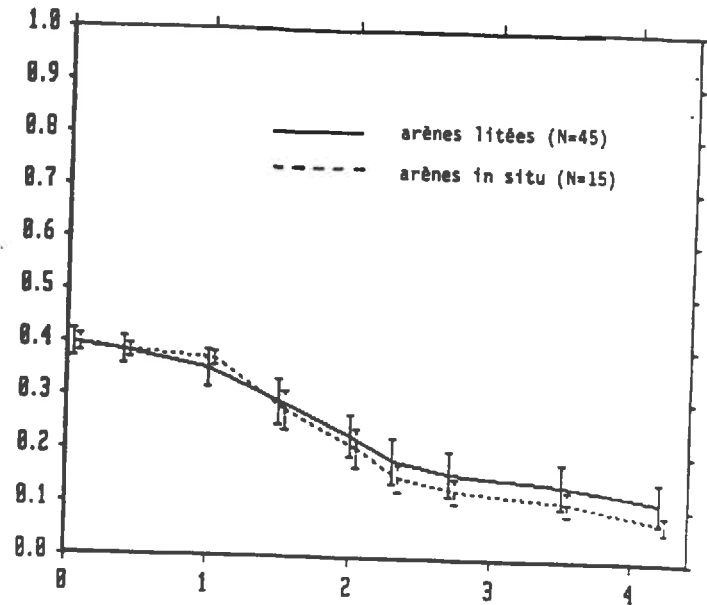
Tab. I.5 : Affectation détaillée des échantillons, par sites

		0a	0b-0	OpF0	OpF0.4	OpF1	OpF1.5	OpF2	OpF2.3	OpF2.7	OpF3.5	OpF4.2
sols humifères	GFT 00-05 D	0.789	0.783	0.778	0.770	0.720	0.554	0.513	0.482	0.450	0.142	0.129
	S	0.701	0.694	0.690	0.686	0.484	0.404	0.364	0.332	0.301		
	05-10 D	0.680	0.676	0.669	0.667	0.643	0.554	0.437	0.376	0.348	0.157	0.141
	S	0.608	0.604	0.596	0.572	0.389	0.241	0.204	0.192	0.185		
	10-15 D	0.642	0.636	0.632	0.620	0.574	0.494	0.373	0.298	0.318	0.123	0.111
	S	0.591	0.588	0.584	0.572	0.444	0.335	0.282	0.266	0.261		
	15-20 D	0.671	0.668	0.664	0.658	0.617	0.478	0.352	0.312	0.285	0.138	0.125
	S	0.620	0.616	0.613	0.592	0.464	0.368	0.306	0.284	0.273		
	MCO 00-05 D	0.616	0.603	0.594	0.580	0.554	0.513	0.453	0.417	0.380	0.159	0.143
	S	0.547	0.544	0.540	0.520	0.382	0.342	0.313	0.280	0.247		
SOLS SUR GRANITES	05-10 D	0.491	0.487	0.479	0.475	0.422	0.380	0.309	0.281	0.218	0.116	0.099
	S	0.477	0.474	0.470	0.386	0.274	0.260	0.204	0.146	0.115		
	10-15 D	0.506	0.495	0.491	0.490	0.452	0.393	0.313	0.289	0.241	0.120	0.108
	S	0.470	0.466	0.462	0.414	0.317	0.278	0.252	0.185	0.161		
	15-20 D	0.508	0.500	0.496	0.488	0.442	0.370	0.292	0.264	0.228	0.121	0.107
	S	0.492	0.490	0.486	0.446	0.313	0.272	0.248	0.198	0.138		
	20-25 D	0.507	0.498	0.492	0.486	0.416	0.328	0.254	0.212	0.198	0.136	0.119
	S	0.479	0.474	0.470	0.418	0.278	0.238	0.213	0.166	0.133		
	GC1 00-05 D	0.699	0.697	0.688	0.676	0.655	0.634	0.553	0.506	0.458	0.196	0.135
	S	0.603	0.600	0.596	0.576	0.464	0.356	0.296	0.287	0.239		
SOLS SUR GRAUWACKES	00-05 D	0.601	0.598	0.591	0.583	0.564	0.545	0.462	0.413	0.367	0.251	0.243
	S	0.481	0.478	0.474	0.442	0.370	0.333	0.315	0.299	0.291		
	GC2 00-05 D	0.567	0.565	0.554	0.549	0.522	0.486	0.396	0.383	0.352	0.203	0.146
	S	0.561	0.557	0.553	0.525	0.421	0.379	0.345	0.338	0.334		
	GC3 00-05 D	0.526	0.524	0.517	0.511	0.490	0.473	0.392	0.374	0.354	0.209	0.156
	S	0.482	0.480	0.476	0.452	0.358	0.309	0.246	0.185	0.163		
	GC4 00-05 D	0.501	0.500	0.500	0.492	0.474	0.440	0.372	0.362	0.340	0.213	0.183
	S	0.493	0.488	0.484	0.460	0.402	0.354	0.338	0.316	0.300		
	GA2 - 80 D	0.422	0.397	0.383	0.358	0.315	0.252	0.191	0.162	0.137	0.103	0.051
	ar. lit. S	0.332	0.330	0.326	0.310	0.262	0.219	0.170	0.148	0.138		
SOLS SUR GRAUWACKES	- 90 D	0.400	0.368	0.357	0.344	0.317	0.226	0.128	0.097	0.068	0.064	0.043
	ar. lit. S	0.325	0.323	0.319	0.299	0.227	0.178	0.108	0.080	0.068		
	-200 D	0.406	0.396	0.389	0.362	0.253	0.180	0.127	0.109	0.094	0.087	0.034
	ar. lam. S	0.375	0.372	0.368	0.340	0.268	0.161	0.120	0.099	0.092		
	BTC -150 D	0.412	0.397	0.391	0.364	0.258	0.177	0.114	0.096	0.079	0.077	0.052
	ar. lit. S	0.343	0.336	0.332	0.288	0.224	0.148	0.101	0.083	0.078		
	-150 D	0.426	0.405	0.387	0.375	0.295	0.223	0.177	0.161	0.146	0.113	0.053
	ar. lit. S	0.332	0.328	0.324	0.320	0.276	0.183	0.122	0.099	0.092		
	BRT -400 D	0.417	0.410	0.406	0.389	0.355	0.273	0.163	0.125	0.094	0.069	0.058
	ar. situ S	0.382	0.376	0.372	0.352	0.272	0.226	0.143	0.103	0.083		
LDS 00-05 D	0.712	0.702	0.684	0.663	0.617	0.510	0.340	0.264	0.224	0.221	0.209	
S	0.638	0.633	0.629	0.589	0.320	0.194	0.123	0.107	0.082			
05-10 D	0.702	0.698	0.687	0.675	0.548	0.430	0.315	0.282	0.252	0.178	0.163	
S	0.673	0.671	0.670	0.630	0.414	0.310	0.262	0.246	0.241			
10-15 D	0.708	0.698	0.684	0.674	0.590	0.436	0.326	0.300	0.276	0.173	0.161	
S	0.648	0.644	0.638	0.601	0.425	0.325	0.285	0.270	0.266			
15-20 D	0.702	0.691	0.678	0.664	0.596	0.440	0.326	0.296	0.268	0.171	0.156	
S	0.649	0.646	0.644	0.612	0.452	0.336	0.288	0.270	0.264			
35-40 D	0.608	0.606	0.600	0.592	0.438	0.336	0.264	0.242	0.225	0.162	0.155	
S	0.576	0.570	0.566	0.442	0.270	0.232	0.211	0.179	0.130			
50-55 D	0.476	0.470	0.462	0.454	0.345	0.274	0.208	0.194	0.178	0.136	0.131	
S	0.442	0.436	0.432	0.376	0.236	0.206	0.184	0.158	0.124			
SON -200 D	0.447	0.444	0.431	0.421	0.357	0.228	0.164	0.144	0.126	0.077	0.068	
ar. lit. S	0.387	0.381	0.377	0.349	0.277	0.195	0.148	0.128	0.116			

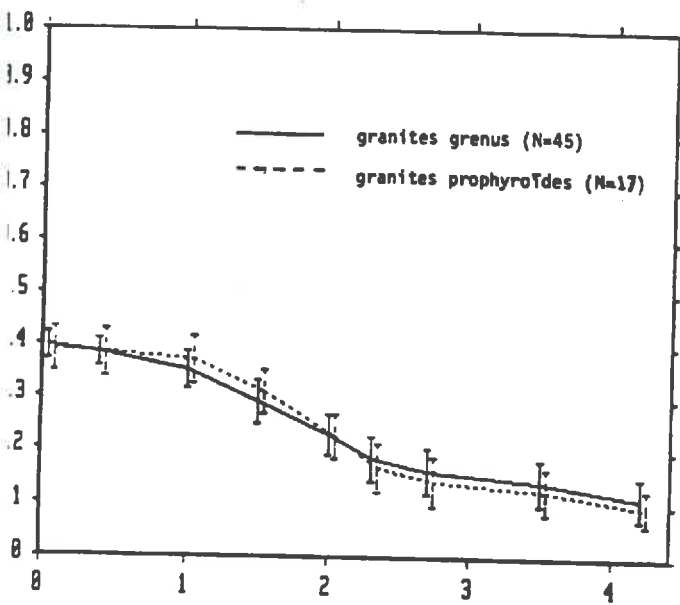
Tab. II.1 : Courbes de rétention en phase de désorption (D) et de sorption (S) des principaux types de milieu (N = 27)



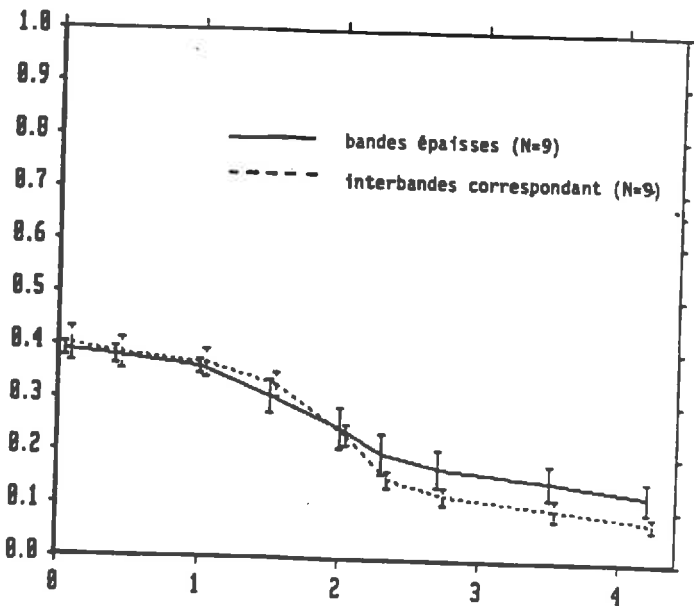
a) La séquence tripartite sur granites porphyroïdes



b) Arènes litées et arènes in situ sur granites grenus



c) Comparaison des arènes litées sur granites grenus et porphyroïdes



d) Comparaison de bandes d'illuviation épaisses et du milieu encaissant (interbandes)

Fig. II.1 : Courbes de rétention (moyenne et écart-type) de différents types de formations cryogéniques

Annexe II

		G _a	G _{h=0}	G _{pF0}	G _{pF0.4}	G _{pF1}	G _{pF1.5}	G _{pF2}	G _{pF2.3}	G _{pF2.7}	G _{pF3.5}	G _{pF4.2}	Log K _a	K _a
Arens lites N-62	m	0.415	0.399	0.387	0.359	0.299	0.232	0.182	0.158	0.140	0.109	0.069	0.72	15.1
	s	0.030	0.032	0.032	0.040	0.045	0.040	0.045	0.045	0.045	0.038	0.040	0.15	29.7
Ar. lamel. N-26	m	0.392	0.380	0.372	0.357	0.273	0.181	0.124	0.104	0.090	0.067	0.036	1.32	40.3
	s	0.022	0.021	0.020	0.023	0.046	0.038	0.034	0.034	0.031	0.021	0.014	0.55	46.0
Ar. in situ N-23	m	0.405	0.390	0.378	0.364	0.259	0.193	0.140	0.119	0.101	0.073	0.048	1.52	54.1
	s	0.026	0.026	0.023	0.027	0.048	0.043	0.032	0.029	0.026	0.019	0.022	0.44	53.6
Arens lites N-45	m	0.414	0.397	0.385	0.353	0.293	0.231	0.185	0.162	0.144	0.113	0.072	0.62	14.4
	s	0.027	0.028	0.028	0.036	0.043	0.040	0.044	0.043	0.044	0.039	0.043	0.68	31.9
Arens in situ N-15	m	0.411	0.397	0.385	0.372	0.277	0.209	0.152	0.130	0.110	0.075	0.047	1.41	38.0
	s	0.020	0.019	0.014	0.013	0.037	0.038	0.028	0.024	0.023	0.017	0.020	0.39	31.0
Arens lites N-17	m	0.406	0.393	0.385	0.371	0.312	0.228	0.168	0.143	0.126	0.098	0.058	0.99	16.9
	s	0.042	0.045	0.046	0.048	0.043	0.043	0.048	0.047	0.044	0.033	0.026	0.42	22.8
Arens in situ N-8	m	0.415	0.398	0.381	0.360	0.248	0.178	0.126	0.107	0.092	0.061	0.058	1.72	84.4
	s	0.043	0.046	0.042	0.043	0.068	0.047	0.030	0.026	0.023	0.022	0.020	0.47	71.1
bandes épaisses N-9	m	0.409	0.391	0.382	0.364	0.308	0.250	0.200	0.177	0.154	0.128	0.074	0.43	4.5
	s	0.016	0.015	0.017	0.015	0.033	0.040	0.041	0.038	0.035	0.031	0.022	0.46	4.4
interbandes N-9	m	0.424	0.402	0.386	0.369	0.331	0.236	0.153	0.124	0.103	0.080	0.035	1.33	38.2
	s	0.031	0.033	0.032	0.028	0.024	0.021	0.019	0.019	0.021	0.015	0.009	0.59	29.3
Grae N-8	m	0.417	0.404	0.396	0.382	0.291	0.189	0.146	0.132	0.105	0.064	0.043	1.17	18.4
	s	0.039	0.035	0.033	0.032	0.024	0.045	0.038	0.034	0.032	0.014	0.010	0.30	11.6
Moraine N-3	m	0.393	0.372	0.359	0.338	0.248	0.191	0.148	0.128	0.094	0.055	0.032	0.68	6.9
	s	0.049	0.037	0.032	0.031	0.036	0.054	0.066	0.058	0.046	0.016	0.010	0.38	5.6
Arens lites N-3	m	0.456	0.441	0.429	0.416	0.351	0.233	0.170	0.150	0.132	0.079	0.069	1.64	45.1
	s	0.0064	0.0059	0.0061	0.0070	0.0049	0.0038	0.0049	0.0043	0.0045	0.0016	0.0017	0.11	11.2

Tab II.2 : Propriétés hydriques de différents types de formations cryogéniques

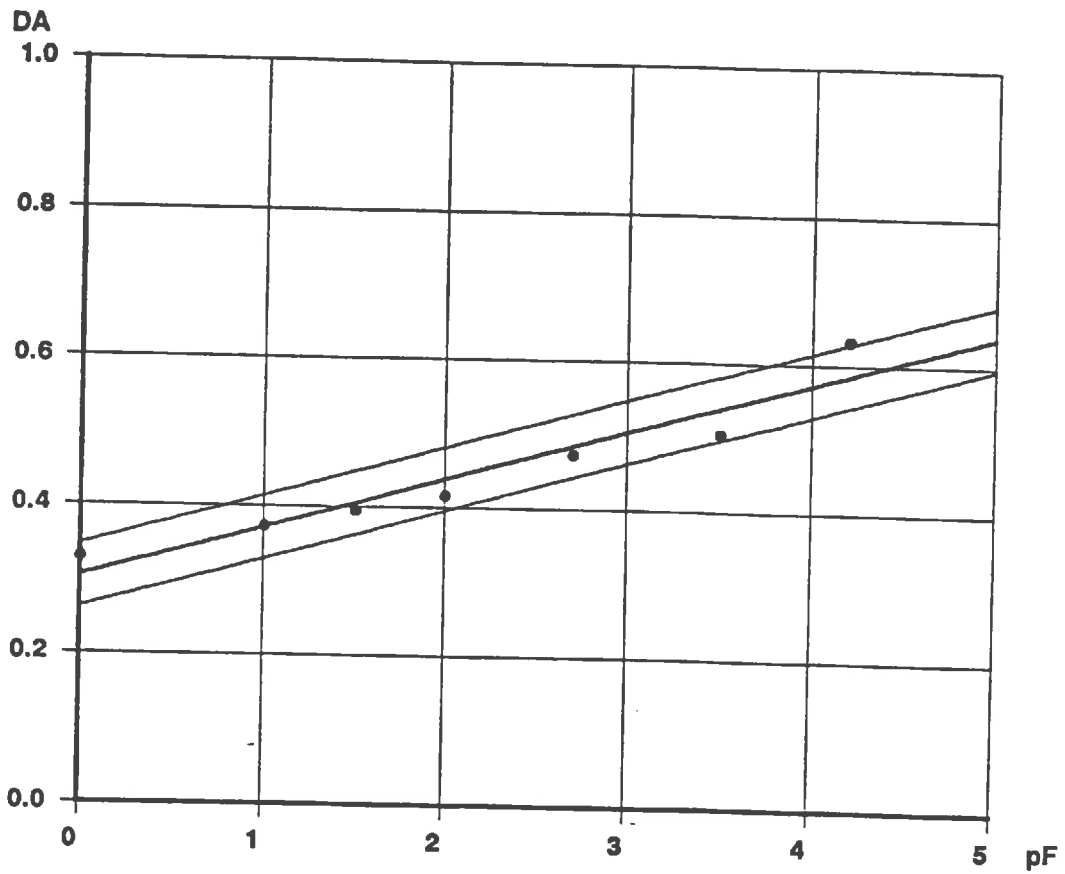


Fig. III.1a : La densité apparente des racines pour différents pF

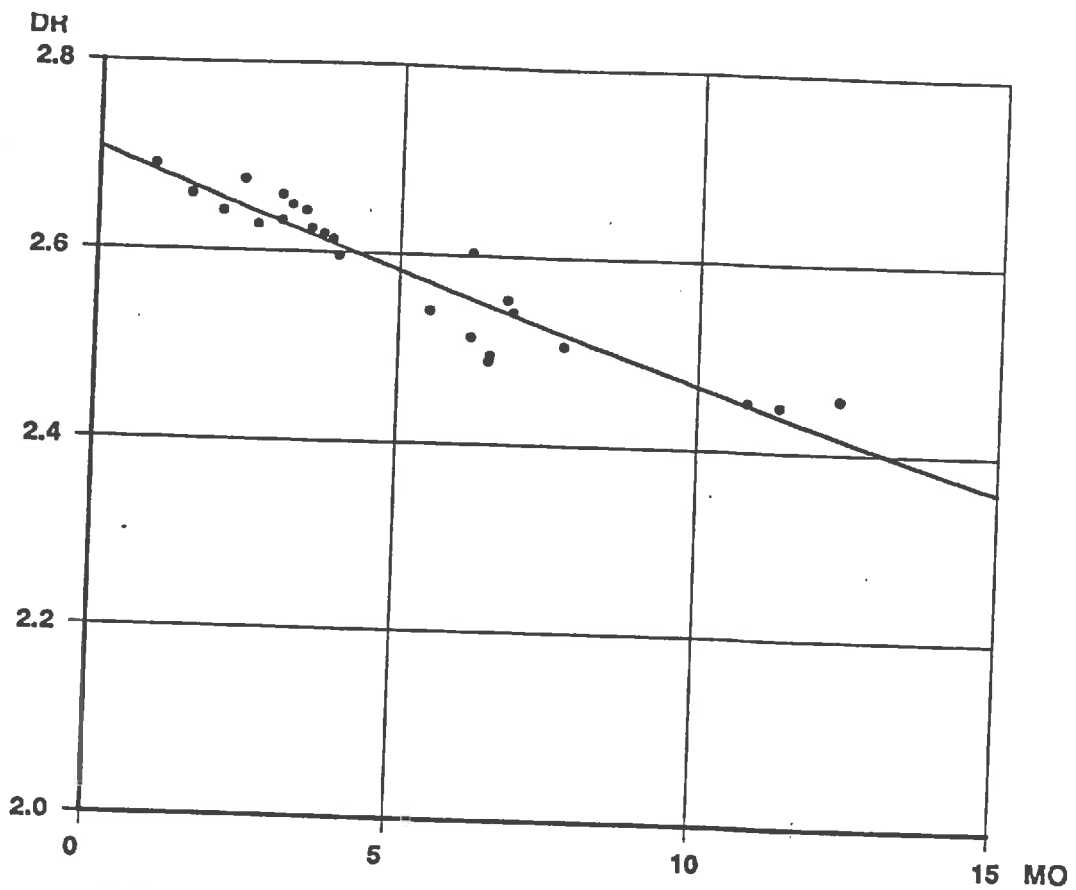


Fig. III.1b : Relation entre la densité réelle de la fraction fine et le taux de matière organique

Annexe III

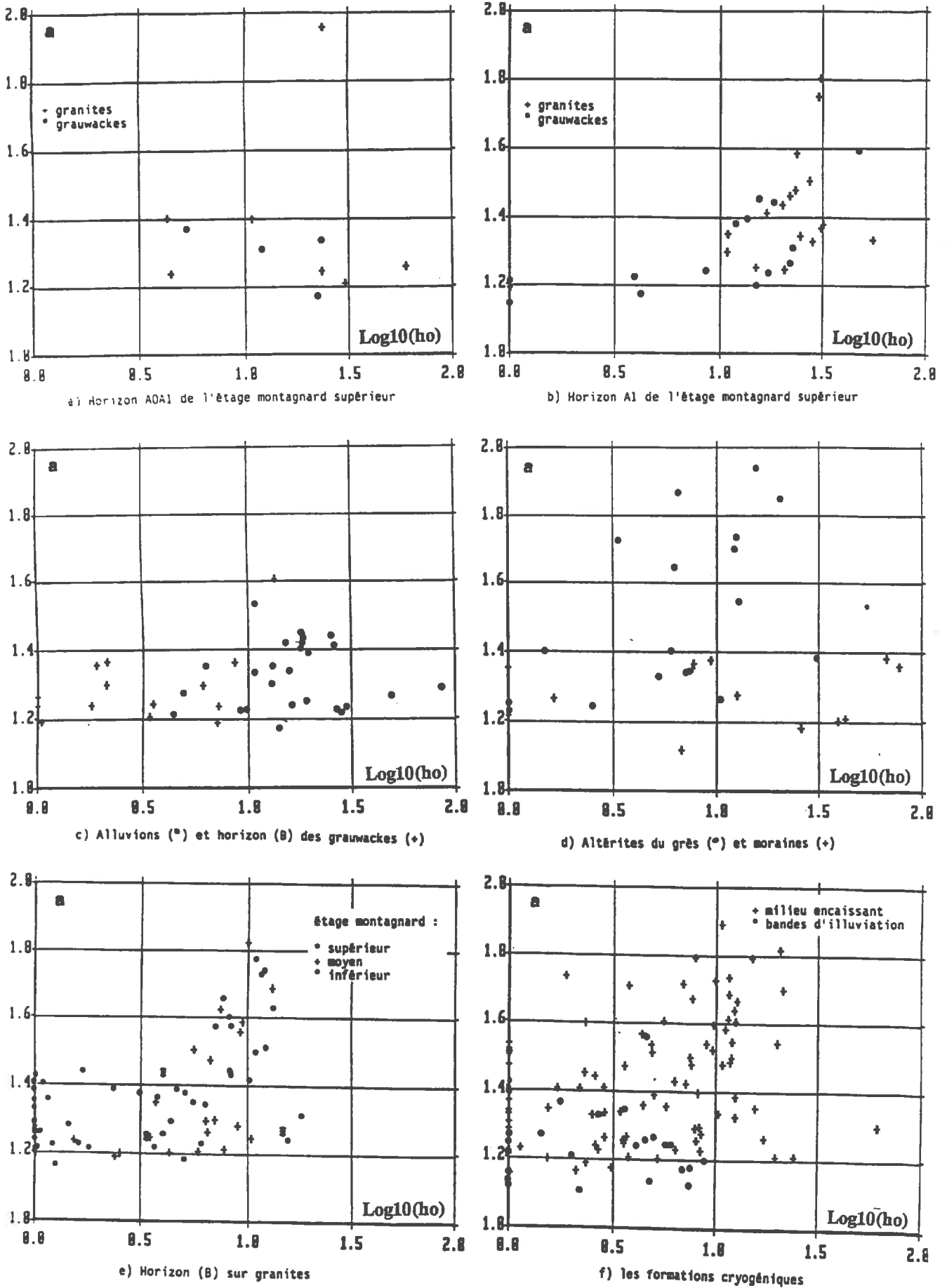
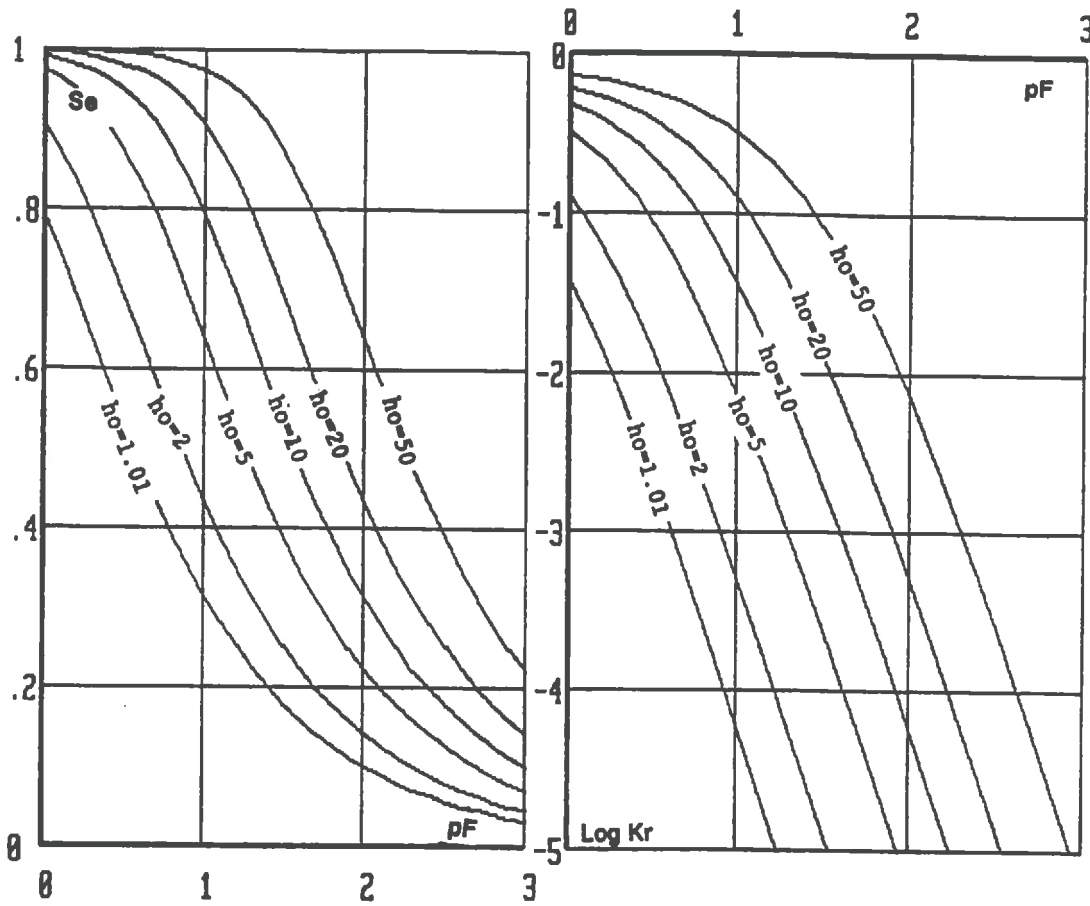
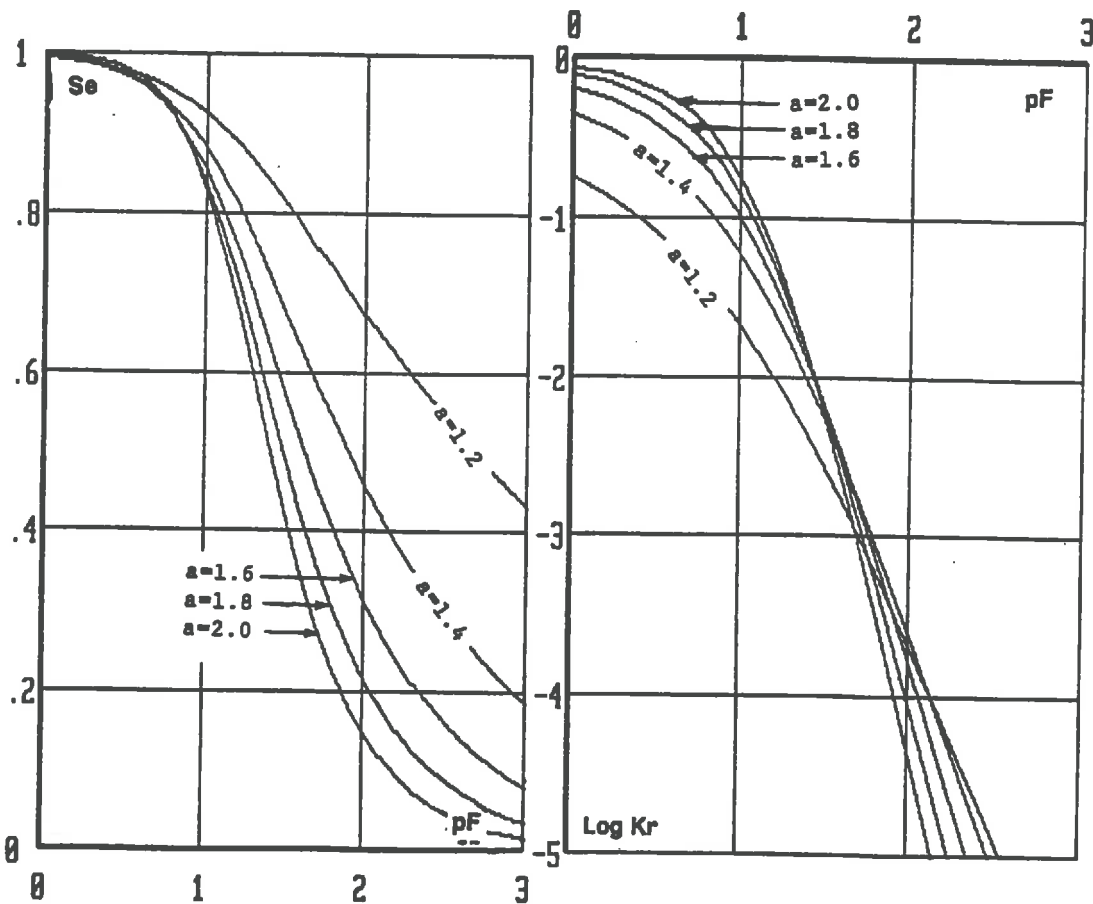


Fig. III.2 : Distribution des 2 paramètres a et ho pour différents types de formations

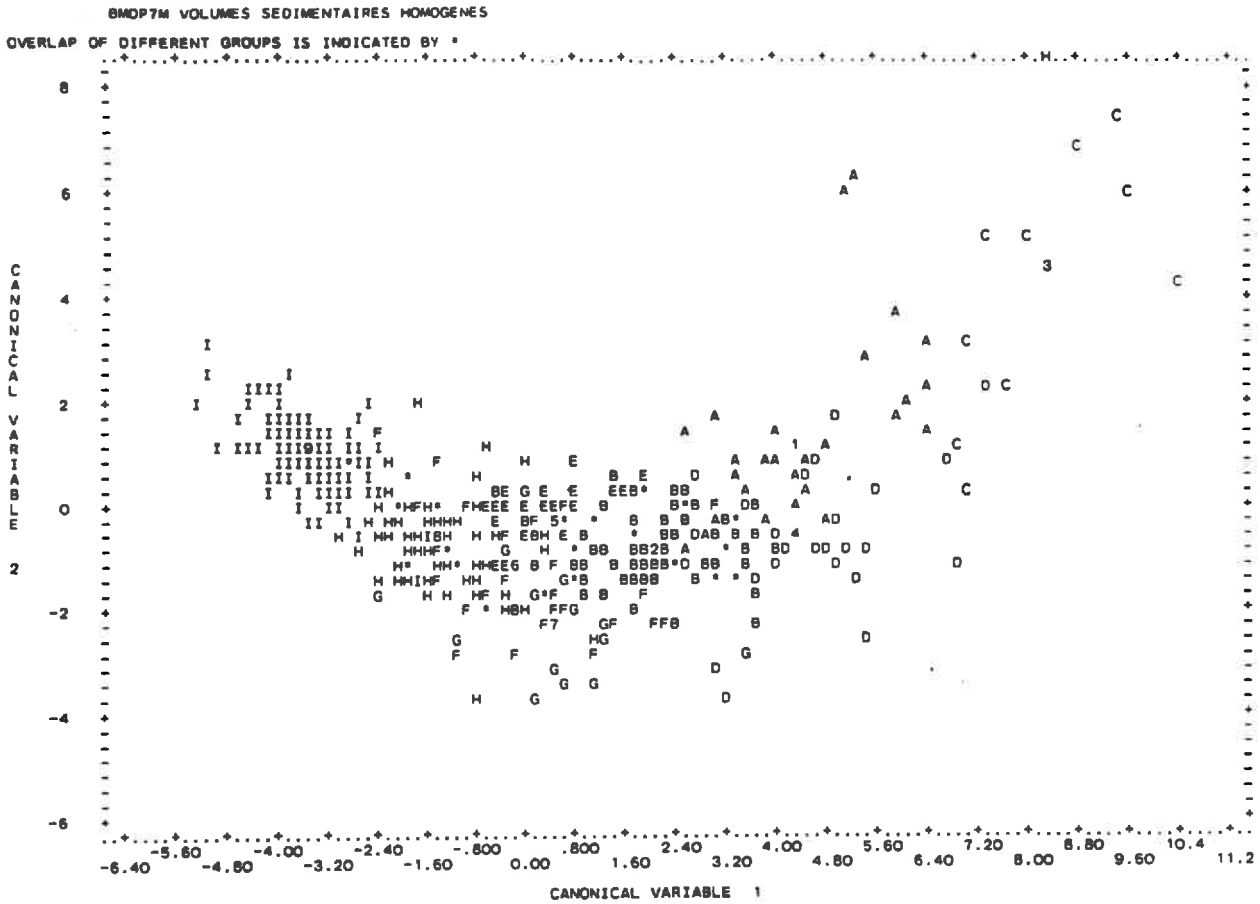


a) paramètre h_o : $h_o = 1.01, 2, 5, 10, 20$ et 50 cm
 $a = Cte = 1.5$



b) paramètre a : $a = 1.2, 1.4, 1.6, 1.8$ et 2.0
 $h_o = Cte = 15$ cm

Fig. III.3 : Etude de sensibilité des paramètres h_o et a



Horizons humifères

Etage montagnard	Horiz.	Substrat	CG(*)	Ind.(*)
supérieur	AoA1		3	C
supérieur	A1		4	D
moyen	AoA1		1	A
moyen	A1		2	B
inférieur	A1	alluvions	5	E
inférieur	A1	terrains cristallins	6	F

Niveaux profonds

Horizon B sur grauweekes	7	G
Horizon B sur terrains cristallins	8	H
Formations cryogéniques	9	I

(*) CG=centre de gravité Ind=individus

Fig. III.4 : Projection des individus de l'AD pas à pas dans le plan factoriel (1,2)

	TERRAINS CRISTALLINS			GRAUVACKES			GRES			N - 16					
	N - 180			N = 78			MODELE 1			MODELE 3					
	MODELE 1	MODELE 3		MODELE 1	MODELE 3		QpMO	QpMIN	SE	QpMO	QpMIN	SE	QvMO	QvMIN	SE
POR +/-	5.93 0.19	0.361 0.025	0.13	5.71 0.45	0.374 0.066	0.17	5.71 0.45	0.374 0.066	0.17	5.88 1.43	0.310 0.036	0.094	1.088 0.189	0.443 0.025	0.061
h-0 +/-	5.87 0.18	0.344 0.023	0.13	5.69 0.42	0.358 0.063	0.16	5.69 0.42	0.358 0.063	0.16	5.93 1.24	0.291 0.031	0.096	1.002 0.170	0.417 0.022	0.055
PF0 +/-	5.87 0.17	0.325 0.023	0.12	5.64 0.41	0.346 0.061	0.16	5.64 0.41	0.346 0.061	0.16	5.86 1.18	0.280 0.030	0.085	1.083 0.158	0.403 0.021	0.052
PF0.4 +/-	5.76 0.16	0.300 0.021	0.12	5.49 0.40	0.338 0.058	0.15	5.49 0.40	0.338 0.058	0.15	5.57 1.13	0.267 0.029	0.082	1.035 0.152	0.384 0.020	0.049
PF1.0 +/-	5.29 0.13	0.217 0.017	0.09	4.86 0.30	0.275 0.043	0.11	4.86 0.30	0.275 0.043	0.11	4.69 0.83	0.212 0.021	0.060	0.864 0.132	0.307 0.017	0.043
PF1.5 +/-	4.07 0.12	0.164 0.016	0.09	4.22 0.23	0.194 0.033	0.09	4.22 0.23	0.194 0.033	0.09	3.85 0.58	0.126 0.015	0.042	0.718 0.128	0.186 0.017	0.042
PF2 +/-	3.38 0.10	0.105 0.013	0.07	3.36 0.21	0.150 0.030	0.08	3.36 0.21	0.150 0.030	0.08	2.48 0.38	0.087 0.010	0.027	0.468 0.089	0.130 0.012	0.029
PF2.3 +/-	2.83 0.08	0.100 0.011	0.06	2.72 0.19	0.158 0.028	0.07	2.72 0.19	0.158 0.028	0.07	2.39 0.35	0.073 0.009	0.025	0.450 0.088	0.109 0.012	0.029
PF2.7 +/-	2.60 0.08	0.073 0.010	0.06	2.39 0.18	0.140 0.027	0.07	2.39 0.18	0.140 0.027	0.07	1.69 0.28	0.058 0.007	0.020	0.332 0.076	0.086 0.010	0.025
PF3.5 +/-	1.64 0.06	0.065 0.008	0.04	1.66 0.12	0.107 0.017	0.04	1.66 0.12	0.107 0.017	0.04	0.50 0.23	0.041 0.006	0.017	0.101 0.057	0.060 0.007	0.019
PF4.2 +/-	1.45 0.05	0.037 0.007	0.04	1.58 0.12	0.058 0.018	0.05	1.58 0.12	0.058 0.018	0.05	0.58 0.16	0.028 0.004	0.011	0.103 0.034	0.042 0.004	0.011

Tab. III.2 : Paramètres d'ajustement des modèles d'estimation de l'humidité pondérale (modèle 1a) et volumique (modèle 2), pour différents types de substrats

Annexe III

	ETAGE MONTAGNARD SUPERIEUR N = 30			ETAGE MONTAGNARD MOYEN N = 68			ETAGE MONTAGNARD INFERIEUR N = 82		
	QvMO	QvMIN	SE	QvMO	QvMIN	SE	QvMO	QvMIN	SE
POR +/-	0.942 0.028	0.508 0.039	0.048	1.02 0.024	0.419 0.022	0.045	0.924 0.088	0.547 0.041	0.070
h=0 +/-	0.936 0.027	0.495 0.038	0.047	0.989 0.022	0.410 0.020	0.040	0.945 0.076	0.499 0.036	0.060
pF0 +/-	0.930 0.027	0.486 0.037	0.047	0.971 0.021	0.406 0.020	0.040	0.931 0.071	0.471 0.033	0.057
pF0.4 +/-	0.909 0.026	0.479 0.035	0.047	0.941 0.021	0.392 0.020	0.040	0.875 0.069	0.435 0.032	0.055
pF1 +/-	0.863 0.033	0.3397 0.045	0.056	0.830 0.029	0.307 0.027	0.054	0.603 0.066	0.378 0.031	0.052
pF1.5 +/-	0.721 0.042	0.330 0.058	0.072	0.572 0.027	0.260 0.025	0.051	0.477 0.055	0.272 0.026	0.044
pF2 +/-	0.606 0.031	0.201 0.043	0.054	0.449 0.022	0.201 0.021	0.041	0.355 0.046	0.210 0.022	0.037
pF2.3 +/-	0.498 0.032	0.191 0.044	0.055	0.407 0.022	0.162 0.021	0.042	0.296 0.042	0.183 0.020	0.034
pF2.7 +/-	0.464 0.029	0.164 0.040	0.050	0.347 0.021	0.140 0.019	0.039	0.257 0.042	0.157 0.019	0.033
pF3.5 +/-	0.295 0.033	0.096 0.045	0.056	0.234 0.021	0.124 0.019	0.039	0.159 0.034	0.127 0.016	0.027
pF4.2 +/-	0.257 0.029	0.064 0.040	0.050	0.223 0.017	0.060 0.016	0.032	0.160 0.032	0.074 0.015	0.025

Tab. III.3 : Paramètres d'ajustement du modèle d'estimation de l'humidité volumique (modèle 2), pour les différents étages altitudinaux sur terrains cristallins

NIVEAU			Θ_s			Θ_r			a			ho		
		N	m	s	CV	m	s	CV	m	s	CV	m	s	CV
Etage montagnard supérieur	0-5	11	0.846	0.064	0.076	0.097	0.090	0.924	1.353	0.205	0.151	20.1	15.3	0.76
	5-10	8	0.737	0.052	0.070	0.156	0.079	0.505	1.364	0.129	0.095	21.7	12.5	0.58
	10-15	10	0.689	0.067	0.098	0.092	0.077	0.831	1.350	0.181	0.134	18.0	15.3	0.85
	15-20	8	0.697	0.029	0.041	0.121	0.065	0.539	1.411	0.160	0.114	20.3	9.4	0.46
	20-25	3	0.680	0.035	0.051	0.115	0.023	0.202	1.453	0.096	0.066	23.1	7.5	0.32
	25-50	4	0.627	0.052	0.083	0.027	0.046	1.732	1.242	0.020	0.016	11.1	8.8	0.79
	50-100	4	0.535	0.031	0.057	0.022	0.038	1.732	1.304	0.079	0.060	6.4	4.9	0.76
Etage mont. moyen sur granites	0-5	17	0.792	0.124	0.157	0.118	0.044	0.370	1.415	0.111	0.078	6.6	7.0	1.07
	5-10	13	0.677	0.073	0.107	0.109	0.064	0.586	1.387	0.168	0.121	6.3	3.7	0.58
	10-15	11	0.638	0.085	0.133	0.087	0.070	0.806	1.366	0.183	0.134	6.6	4.7	0.71
	15-20	8	0.584	0.061	0.104	0.094	0.062	0.660	1.470	0.238	0.162	9.8	6.9	0.70
	20-25	9	0.540	0.048	0.090	0.071	0.042	0.593	1.431	0.154	0.108	6.2	3.3	0.54
	25-50	8	0.500	0.058	0.116	0.039	0.046	1.177	1.359	0.213	0.157	7.4	3.0	0.41
	50-100	2	0.526			0.015			1.219			3.0		
Etage mont. moyen sur grauwackes	0-5	9	0.729	0.066	0.091	0.128	0.037	0.292	1.487	0.197	0.132	8.1	7.6	0.94
	5-10	8	0.703	0.110	0.156	0.141	0.035	0.247	1.454	0.126	0.087	7.0	6.1	0.87
	10-15	9	0.661	0.084	0.128	0.119	0.055	0.458	1.387	0.130	0.094	5.2	3.7	0.71
	15-20	9	0.648	0.042	0.066	0.100	0.058	0.587	1.344	0.193	0.144	5.3	6.1	1.15
	20-25	8	0.615	0.116	0.189	0.088	0.059	0.662	1.297	0.083	0.064	2.9	2.3	0.81
	25-50	9	0.563	0.106	0.188	0.083	0.055	0.659	1.304	0.121	0.093	5.1	3.7	0.72
	Etage mont. inférieur terrains cristallins	0-5	12	0.671	0.107	0.159	0.062	0.057	0.925	1.385	0.142	0.103	2.7	2.9
5-10		14	0.560	0.086	0.154	0.066	0.038	0.573	1.414	0.131	0.093	5.3	5.1	0.97
10-15		12	0.537	0.078	0.145	0.059	0.018	0.295	1.407	0.135	0.096	5.1	4.3	0.85
15-20		13	0.485	0.073	0.150	0.070	0.042	0.593	1.417	0.156	0.110	6.9	4.7	0.68
15-20		13	0.489	0.091	0.187	0.051	0.029	0.566	1.379	0.170	0.123	4.6	3.3	0.72
20-25		11	0.493	0.076	0.154	0.046	0.042	0.908	1.284	0.095	0.074	2.8	2.5	0.90
50-100		7	0.516	0.054	0.105	0.078	0.040	0.509	1.319	0.081	0.061	1.9	1.2	0.63
Etage mont. inférieur sur alluvions	0-5	11	0.681	0.072	0.106	0.034	0.050	1.479	1.249	0.060	0.048	34.9	36.1	1.04
	5-10	11	0.612	0.062	0.101	0.089	0.072	0.810	1.302	0.098	0.075	17.9	10.6	0.59
	10-15	10	0.575	0.052	0.091	0.129	0.075	0.581	1.370	0.112	0.082	16.7	7.4	0.44
	15-20	9	0.585	0.071	0.122	0.071	0.067	0.939	1.328	0.151	0.113	13.4	7.8	0.58
	20-25	3	0.508	0.026	0.051	0.077	0.058	0.760	1.287	0.052	0.040	17.3	8.5	0.49
	25-50	1	0.498			0.152			1.340			13.2		
Formations cryogéniques		119	0.411	0.070	0.172	0.053	0.182	3.469	1.385	0.185	0.133	6.3	7.3	1.15

Tab. III.4: Paramètres d'ajustement moyens de la fonction de rétention de VAN GENUCHTEN, par unité et par niveau (partition H1)