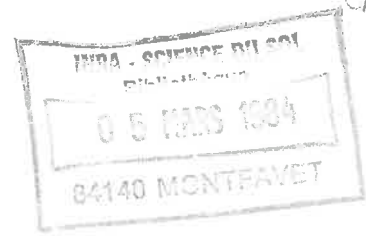


Th. 19  
GF 11



# THÈSE

présentée à  
L'INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE  
PARIS - GRIGNON

pour obtenir le titre de  
DOCTEUR INGENIEUR

« Géologie appliquée »

## GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL, COMPORTEMENT HYDRIQUE ET PEDOGENESE

APPLICATION A DES SOLS SOUS PRAIRIE  
ET ALPAGE, ISSUS DE L'ALTERATION  
DES CALCSCHISTES SEDIMENTAIRES EN  
MOYENNE ET HAUTE MONTAGNE,  
ALPES DU NORD (Beaufortain)

par

FOLKERT VAN OORT

Ingénieur Agronome de LANDBOUWHOGESCHOOL (INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE)  
WAGENINGEN (PAYS-BAS)

Soutenue le 1er mars 1984 devant la Commission d'examen :

- |                 |               |
|-----------------|---------------|
| J. BOULAINÉ,    | Président     |
| M. ROBERT,      | Rapporteur    |
| D. TESSIER,     |               |
| L. VANDER PLAS, | Examineurs    |
| G. BOCQUIER,    |               |
| M. DUPUIS,      | Membre invité |



*A mes parents,*

*A Nicole,*

*A Sallie.*

*Ce travail a pu être réalisé  
grâce à un soutien financier de  
la Commission des Communautés  
Européennes.*

*Je tiens à remercier tous ceux  
qui m'ont permis d'amener ce tra-  
vail jusqu'au bout, en particulier*

*Marie Noelle PINEAU*

*Nicole van OORT*

*Jean Marcel DORIOZ*

*Eric GRANDJEAN*

## SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE: METHODES D'ETUDE DES PROPRIETES HYDRIQUES  
D'UN MATERIAU NATUREL DE SOL.

DEUXIEME PARTIE: LES MATERIAU ISSUS DE L'ALTERATION DES  
CALCSHALES.  
(Milieu physique, altération initiale et  
pédogénèse)

TROISIEME PARTIE: CARACTERISATION DES PROPRIETES HYDRIQUES  
DU SOL DE REFERENCE EN RELATION AVEC SON  
ORGANISATION.

QUATRIEME PARTIE: SPECTRE PORAL ET DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE.  
(Conséquences sur la répartition des sols  
dans le paysage et sur la valeur pastorale)

CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

### a) Motivation socio-économique

A la suite des changements socio-économiques, intervenus dans les années 1950 - 1960 et en particulier à l'industrialisation des vallées, l'agriculture en montagne a connu, elle aussi, des modifications considérables surtout au niveau de la gestion des exploitations, et de l'aménagement, et de l'utilisation de l'espace pastoral.

Jusqu'alors, l'agriculture dans le Beaufortain s'était développée en conservant ses orientations traditionnelles, fondées sur une triple vocation : exploiter l'herbe, produire du lait et fabriquer du fromage. Le changement des (anciens) systèmes d'exploitation a abouti à une diminution des cultures, du nombre d'exploitation (disparition de 15 alpages sur 54 après l'installation des barrages Roselend-La Bâthie) et des surfaces fauchées, d'où l'achat de foin. En outre, des quantités importantes de fumier et de lisier (taille des troupeaux en progression) sont réparties de façon inégale et rarement enfouis. Il en résulte une moins bonne utilisation des sols qui est à l'origine d'une certaine dégradation du potentiel fourrager.

Vers 1970, l'agriculture cherche à sauvegarder ou à retrouver sa fonction productive et sa rentabilité. C'est dans cet esprit qu'il faut replacer les vastes programmes d'investissements en bâtiments d'élevage, et la volonté de conserver et moderniser un tissu de coopératives en montagne, près des lieux de production.

Au niveau départemental, ce développement de l'agriculture est stimulé par de nombreux contrats de pays (E.P.R., F.I.D.A.R., O.P.A.), dont les objectifs principaux sont :

- Adapter les systèmes fourragers aux exploitations actuelles des régions de montagne
- Etudier les influences du milieu physique et des pratiques agricoles sur la gestion et la productivité des prairies et des alpages

- Rechercher des solutions aux problèmes diagnostiqués au sein des systèmes fourragers actuels (procédés de rénovation des prairies de fauche et des alpages dégradés).

Placé au départ dans le cadre de ces programmes pluridisciplinaires, ce travail tente, entre autres, d'étudier les relations entre les changements des systèmes d'exploitation (abandon de la pâture, tassement par les engins, surpâturage) et le sol.

#### b) Motivation scientifique

Mais il était nécessaire pour cela de bien comprendre à la fois les caractéristiques des sols, leur pédogénèse spécifique et leur fonctionnement. Or, si de telles références existent en moyenne et haute montagne sur calcaire dur (BOTTNER, CALLOT) et sur roches cristallines (LEGROS, SOUCHIER), elles sont beaucoup moins nombreuses sur des roches sédimentaires, à l'exception de certains travaux de CABIDOCHÉ et de LABROUE.

Une étude de la pédogénèse et surtout du fonctionnement hydrique des sols sur schistes et calcschistes sédimentaires complètera donc la connaissance des divers substrats. Ces roches-mères occupent environ 300.000 ha dans les Alpes auxquelles s'ajoute vraisemblablement une partie des flyschs et des marnes. Notons que dans les Alpes du Nord de vastes surfaces pastorales se trouvent sur les matériaux d'altération de ces roches.

Un travail d'ensemble sur les Alpes françaises (LEGROS *et al.*, 1980) a permis d'opposer d'un point de vue pédologique :

- les Alpes (humides) du Nord aux Alpes du Sud plus sèches,
- les vallées internes qui sont plus à l'abri des masses nuageuses venant de l'Ouest, aux vallées externes.

La région d'étude, le Beaufortain, fait partie des vallées externes des Alpes du Nord. Elle est caractérisée par de vastes étendues de prairies et d'alpages situées sur un manteau pédologique, originaire de l'altération des calcshales.

Sous l'influence de ce climat froid et humide du Beaufortain, la pédogénèse débute par une décarbonatation intense et complète de la roche. Ensuite, le résidu d'altération subit une série d'évolutions spectacu-

lares qui guident la différenciation des sols. Il est ainsi possible d'observer sur le même substrat et dans des conditions quasi identiques, des sols podzoliques et des sols hydromorphes.

Pour la réalisation de cette étude nous avons utilisé un ensemble de méthodes physiques permettant une caractérisation très complète des différentes évolutions qui se manifestent au cours de la pédogénèse. La description de ces méthodes est présentée dans la première partie.

Une connaissance approfondie de la nature des calcschales et du résidu de l'altération fait l'objet de la deuxième partie de ce travail. Elle aboutit à la définition d'un sol de référence, développé en place, qui montre les propriétés spécifiques au matériau d'altération.

Ce sol de référence permet ensuite une caractérisation très détaillée des modifications dans le spectre poral et dans le comportement hydrique, au cours de la pédogénèse. Cette caractérisation hydrique, prenant en compte tous les niveaux de l'organisation depuis l'échelle du feuillet jusqu'à l'échelle du régime hydrique du sol, est présentée dans la troisième partie.

Enfin, dans la quatrième partie nous tenterons, par extrapolation à d'autres sols des données obtenues sur le sol de référence, de dégager les facteurs jouant un rôle dans la différenciation des sols et de répondre à un certain nombre de questions posées au départ.

-----

# **PREMIERE PARTIE**

**Méthodes d'étude des propriétés hydriques  
d'un matériau naturel de sol.**



## I. REFLEXIONS PRELIMINAIRES

### I.1. INTRODUCTION

L'étude des propriétés hydriques d'un matériau naturel de sol consiste généralement en une appréciation de la répartition de l'eau et de l'air dans les pores, de l'énergie de rétention de cette eau, ainsi que de l'évolution de la géométrie porale au cours des variations climatiques que ce matériau subit. A une contrainte hydrique donnée, l'énergie de rétention de l'eau au sein d'un matériau dépend en effet de la géométrie porale. Pour comprendre le comportement hydrique d'un matériau, il est donc indispensable de caractériser cette géométrie porale et ce sur une gamme d'observations la plus large possible.

Une telle étude n'est guère possible dans le milieu naturel à cause d'une insuffisance de maîtrise des paramètres externes (climat/microclimat, circulation de l'eau, etc...). Cependant, ce comportement hydrique peut être approché au laboratoire sous réserve de bien valoriser non seulement les conditions d'échantillonnage et de conservation des échantillons, mais aussi la validité ainsi que les gammes d'observation des différentes méthodes utilisées.

Ce sont en effet ce genre de réflexions qui déterminent le niveau de fonctionnement hydrique observé. A partir des résultats obtenus à différentes échelles d'observations, un modèle de fonctionnement hydrique des sols dans le milieu naturel peut être déduit par intégration des diverses méthodes utilisées.

### I.2. REFLEXIONS CONCERNANT LES CONDITIONS DE PRELEVEMENT DE CONSERVATION DES ECHANTILLONS.

Le prélèvement d'échantillons dans le milieu naturel sans précautions spéciales s'accompagne en général d'une dessiccation du matériau prélevé. Or, cette dessiccation peut aboutir à des modifications irréversibles de l'organisation de la phase solide et par conséquent, influencer le comportement hydrique du matériau. Le degré d'irréversibilité dépend, entre autre, de la taille des échantillons (van OORT, 1972) et de la nature et granulométrie des constituants (TESSIER, 1980 ; TESSIER et al., 1980). Les conditions de prélèvement

des échantillons, leur conservation (cf. chap. III, page 13) déterminent l'état physique initial des matériaux d'étude et c'est cet état qui conditionne le comportement hydrique ensuite enregistré. Cette notion "état initial" est tout à fait en accord avec la conception "histoire du matériau" de de CRECY et al. (1979).

La caractérisation hydrique d'un matériau de sol au laboratoire, dans le but d'appréhender le fonctionnement hydrique des sols dans le milieu naturel oblige donc :

- à ne prendre en compte que des matériaux non séchés, non remaniés et/ou
- à utiliser des techniques de déshydratation adaptées, qui limitent au minimum les modifications de l'organisation de la phase solide.

### **I.3. REFLEXIONS CONCERNANT L'HETEROGENEITE DES MATERIAUX DE SOLS.**

L'échantillonnage d'un matériau naturel de sol, en vue de mesures physiques, nécessite une bonne connaissance du contexte pédologique et, en particulier, des aspects de l'hétérogénéité des sols et ce à toutes les échelles.

Ainsi, dans un sol plusieurs niveaux d'hétérogénéité peuvent se superposer :

- 1)- l'**hétérogénéité granulométrique** (régularité texturale, pierrosité).
- 2)- l'**hétérogénéité minéralogique** (répartition des constituants du sol : carbonates, pyrite, concrétions, etc...).

Dans ces deux cas, la nature de la roche-mère joue également un rôle dans l'hétérogénéité. Ce sont en effet les variations chimiques, minéralogiques ou texturales de la roche-mère qui déterminent la composition de l'altérite et forment la base de la pédogénèse.

- 3)- l'**hétérogénéité structurale** (taille et forme des éléments structuraux ; architecture héritée de la roche).

- 4)- l'**hétérogénéité biologique** (enracinement, méso- et macrofaune).
- 5)- l'**hétérogénéité stratigraphique** (régularité de l'épaisseur et de l'extension des horizons).
- 6)- l'**hétérogénéité de l'environnement** (géomorphologie, topographie, végétation, exploitation, etc...).

L'intégration valable de ces aspects de l'hétérogénéité, pour une méthode d'étude donnée, dépend non seulement de la taille et de la nature des échantillons, mais aussi du nombre de répétitions des mesures effectuées. Chaque méthode d'observation étant limitée par sa propre gamme de fiabilité, l'étude du comportement hydrique nécessite donc une combinaison de différentes méthodes à différentes échelles. Pour ce, il est indispensable, d'une part que les conditions physiques des échantillons soient les mêmes pour chaque méthode, d'autre part que les résultats des différentes mesures soient exprimés en unités comparables.

#### **I.4. REFLEXIONS CONCERNANT LA GAMME D'OBSERVATION DES METHODES.**

De même, le niveau d'organisation d'un matériau que l'on veut appréhender par une méthode donnée impose des conditions vis-à-vis de la taille et de la préparation des échantillons. Ainsi, l'organisation microscopique d'un matériau, responsable des forces intraparticulaires, mais aussi de la rétention et la diffusion des cations en solution (GREENLAND, 1977 b) est généralement étudiée sur de petits échantillons de l'ordre du millimètre, à l'état humide ou déshydratés.

N.B. Notons que cette taille d'échantillons peut être à l'origine de variations de la géométrie porale (van OORT, 1980) non existantes dans le sol en place à cause de la présence du potentiel dit "d'enveloppe" : entourage d'un agrégat par son environnement naturel (Angl. "overburden potential", CRONEY and COLEMAN, 1953).

L'étude de la rétention en eau, disponible pour les végétaux, ainsi que des variations de la géométrie porale jusqu'à  $\approx 300 \mu\text{m}$  est réalisée dans le cas des matériaux non remaniés, sur des échantillons de l'ordre du centimètre.

Au niveau macroscopique, sur des échantillons décimétriques, à l'état humide ou déshydratés, des aspects de l'agrégation des matériaux de la porosité fissurale ou biologique peuvent être observés. Ce niveau d'organisation prend en compte la majeure partie de la circulation gravitationnelle (BOULAIN, 1978) dans les sols.

### **I.5. REFLEXIONS CONCERNANT L'INTERPRETATION DES RESULTATS ET LEUR EXTRAPOLATION**

Les mesures hydriques directes (sonde à neutron, tensiomètres) étant difficilement réalisables en montagne, l'interprétation des données de laboratoire n'est possible que grâce à une connaissance du milieu physique des sols à la fois complète et très précise. Cette connaissance sert également de base à l'extrapolation des résultats à d'autres sols, plus différenciés, mais sur le même matériau d'altération. En outre, les résultats, obtenus sur des matériaux modèles, permettent des approches du fonctionnement hydrique des sols dans les milieux schistes d'autres régions (DORIOZ, 1984).

### **I.6. CONCLUSIONS.**

L'insuffisance de maîtrise des paramètres externes, extrêmement variables dans le milieu montagne, favorise une étude des propriétés hydriques au laboratoire dans des conditions d'expérimentation bien définies. Cependant, cette démarche impose certaines précautions quant à la nature des échantillons et à l'utilisation des méthodes physiques.

Par exemple, l'état physique initial des échantillons ne doit pas dépasser les contraintes hydriques que le matériau peut subir dans le sol au cours de l'année.

La nature et la taille des échantillons doivent garantir une intégration valable de l'hétérogénéité naturelle des matériaux. Chaque méthode d'étude conditionne l'état physique des échantillons utilisés et détermine, par conséquent, le niveau d'organisation observé. Dans le cas d'échantillons non remaniés, une augmentation du nombre de répétitions des mesures physiques est possible et aboutit en général à une plus grande fiabilité des résultats.

La relation, enfin, entre les expériences de laboratoires et le fonctionnement d'un sol dans le contexte naturel, n'est possible que si la gamme d'observation envisagée, intègre tous les niveaux de fonctionnement hydrique.

## II. ECHANTILLONNAGE ET CONSERVATION DES ECHANTILLONS.

L'importance de la définition exacte de l'état hydrique des échantillons, préalable aux expériences, nécessite des précautions particulières quant au prélèvement et au stockage des échantillons (fig. 1).

Sur le terrain dans une fosse récemment ouverte, des mottes d'environ 15 cm de diamètre sont prélevées et conservées ensuite dans des boîtes métalliques. Ces boîtes sont fermées de façon hermétique avec un ruban adhésif imperméable. Au laboratoire ces échantillons sont entreposés dans une chambre climatisée ( $T = 6^{\circ}\text{C}$ ) afin de réduire au minimum l'activité microbienne.

### **II.1. ECHANTILLONS MILLIMETRIQUES ET CENTIMETRIQUES.**

Au sein de ces échantillons, on prélève ensuite des mottes centimétriques, pour l'étude des propriétés hydriques dans des conditions physiques conformes à celles du milieu naturel. A partir de ces mottes centimétriques, soumises à différentes contraintes hydriques, des fragments millimétriques peuvent être déshydratés (voir III.3.2) et conservés dans un dessiccateur à silicagel.

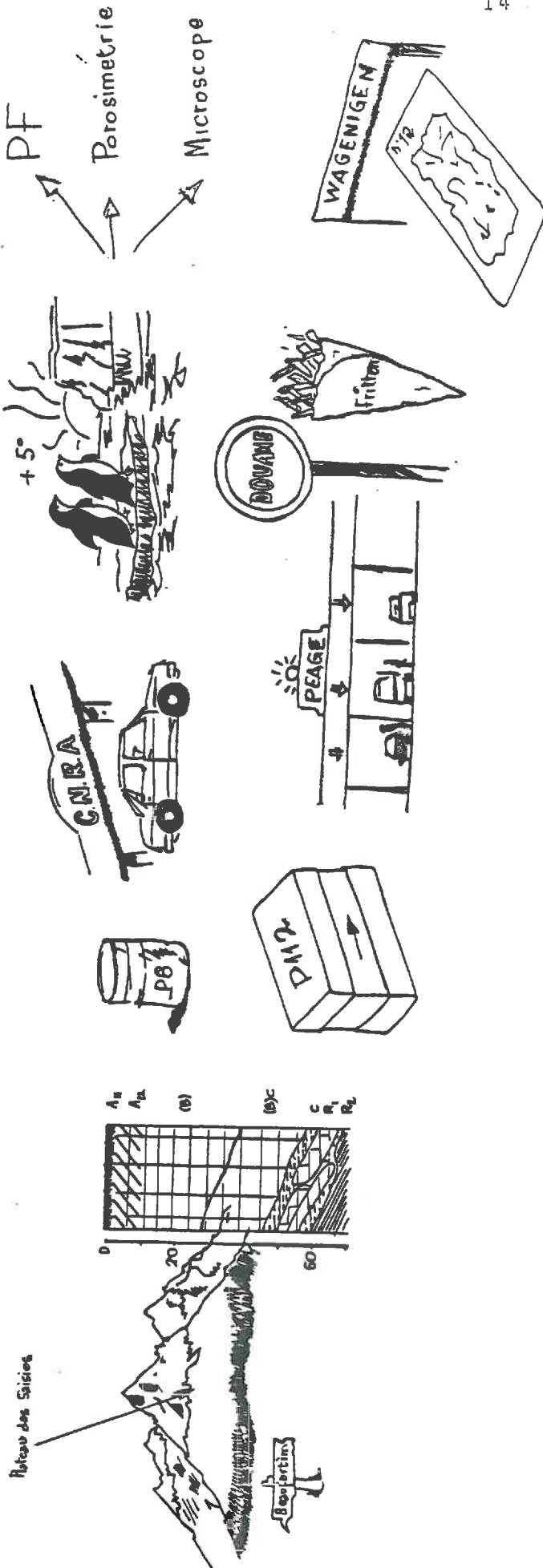


Fig. 1 - Présentation schématique des conditions de prélèvement et de conservation d'échantillons de sol en vue de mesures physiques sur des matériaux naturels (non remaniés, non séchés). (Fritten = Frites)

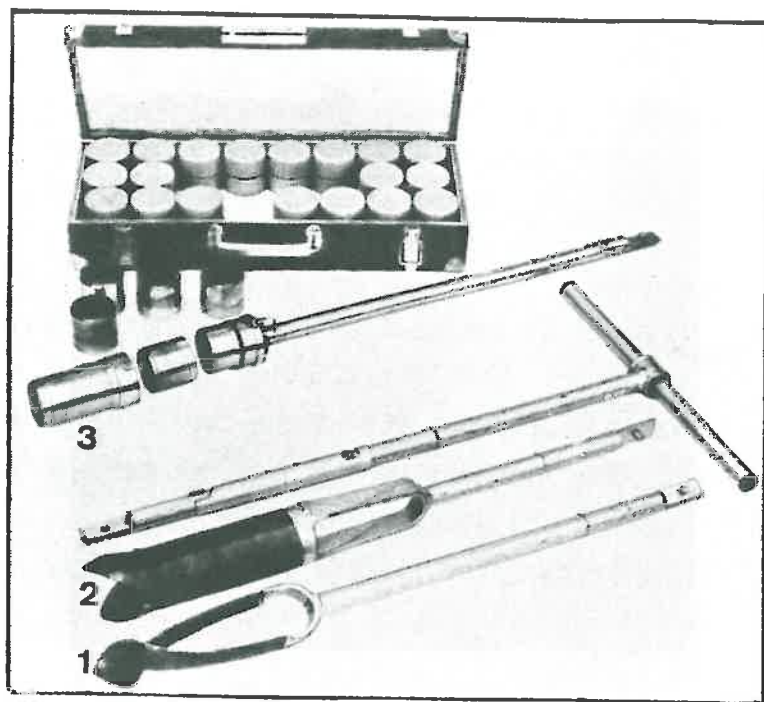


Fig. 2 - Equipement de prélèvement d'échantillons non remaniés dans les sols meubles au-dessus et en dessous de la nappe.

- 1 : tarière modèle Edelman
- 2 : tarière modèle Riverside
- 3 : "container" d'échantillons.

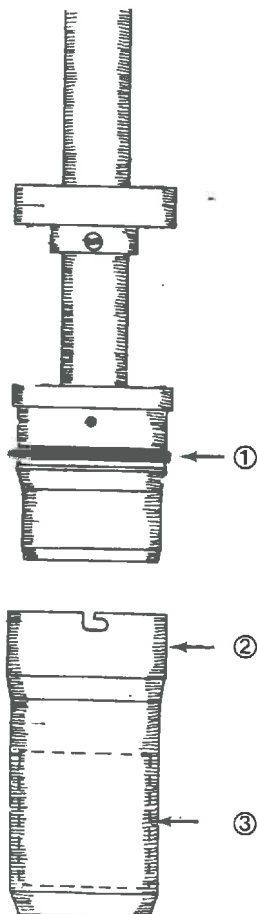


Fig. 3 - Détail du "container" des cylindres.

- 1 : anneau en caoutchouc recouvrant les sorties d'air
- 2 : "container" de cylindres
- 3 : cylindre (250 cm<sup>3</sup>).

## II.2. ECHANTILLONS DECIMETRIQUES.

Des boîtes métalliques, parallélépipédiques de 8 x 6 x 6 cm sont introduites dans le sol à l'aide d'un couteau. Enlevées délicatement et fermées hermétiquement, ces boîtes ont été envoyées ensuite au laboratoire de micropédologie de l'Université Agronomique de Wageningen (Pays-Bas). L'imprégnation à l'état humide de ces échantillons, puis la fabrication de lames minces permettent une appréciation de l'organisation des constituants du sol dans des conditions correspondant à celles du sol dans le milieu naturel.

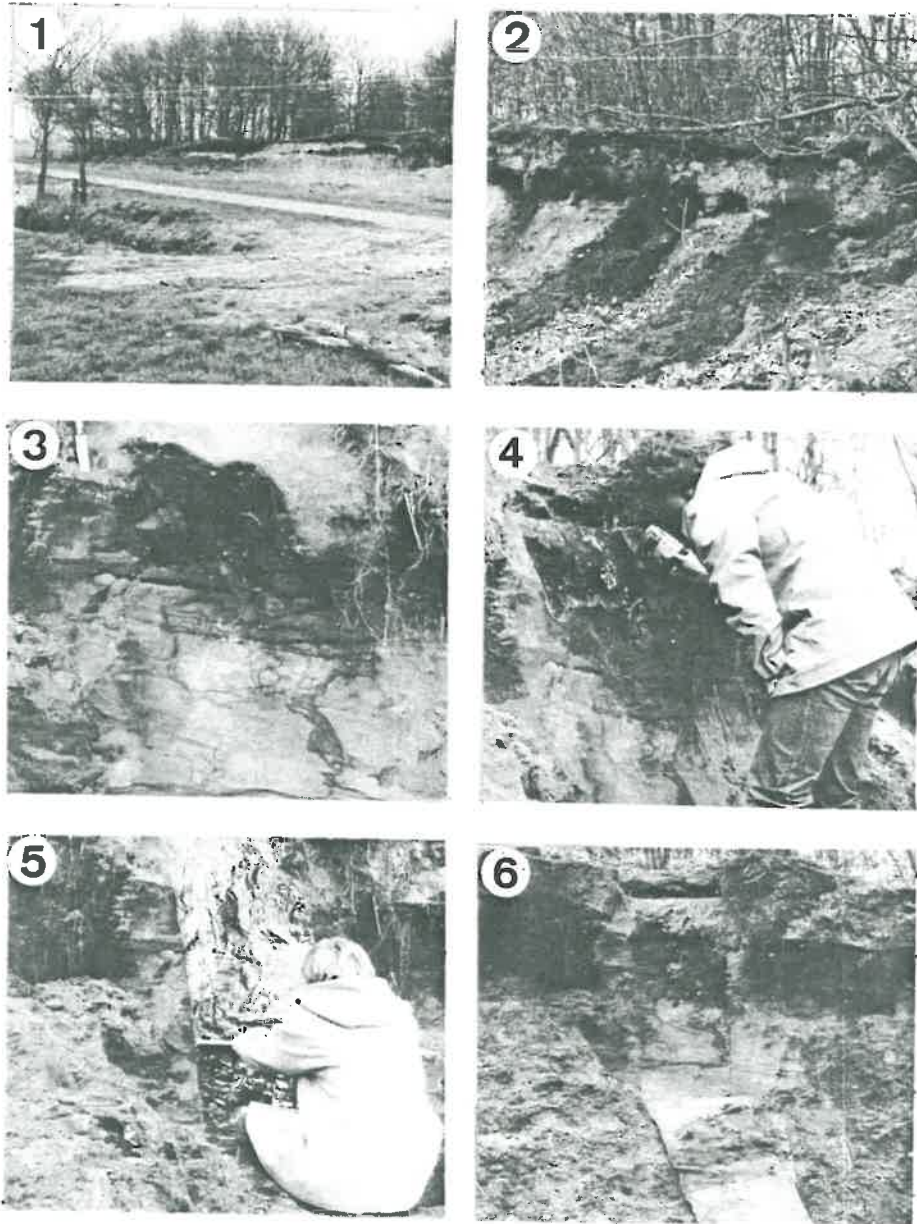
Grâce à l'équipement pour l'étude des sols d'Eijkelkamp (Pays-Bas), le prélèvement de cylindres ( $\varnothing = 80$  mm,  $h = 50$  mm) contenant des échantillons non perturbés est possible (vérifié par l'observation de lames minces faites sur des échantillons prélevés de cette façon). Cet appareillage (fig. 2) consiste en une tarière modèle Edelman (fig. 2, .1) permettant d'atteindre une profondeur déterminée, une tarière modèle Riverside (fig.2, .2) pour profiler le fond du trou de sondage en forme de U et un "container" d'anneaux (fig.2, .3). L'appareillage est particulièrement adapté pour des prélèvements dans des sols meubles, même sous le niveau de la nappe, grâce à un dispositif de dépression (fig. 3). Cette dépression, créée en enfonçant l'anneau dans le sol s'avère suffisante pour maintenir l'échantillon, lors de sa récupération.

Les cylindres ainsi obtenus et fermés hermétiquement, sont, au laboratoire, mis en contact avec du sable (bac à sable) afin d'obtenir l'état de saturation en eau.

## II.3. ECHANTILLONS METRIQUES.

Le but du prélèvement d'échantillons métriques est purement pédagogique. L'utilisation d'une résine spéciale (CL.33 SIGMA COATINGS) fournie par Eijkelkamp Soil Equipments (Pays-Bas) permet d'imprégner et de coller une pellicule de sol d'épaisseur variable selon la texture et/ou la structure du sol. Ce profil collé (fig. 4) reproduit avec





*Fig. 4 - Photo-séquence du prélèvement des profils collés.*

*photo 1,2 : le site de prélèvement*

*photo 3 : le profil préparé*

*photo 4,5 : la résine est versée*

*photo 6 : le profil enlevé constitue une reproduction exacte du sol*

précision des caractéristiques du sol dans le milieu naturel. Il peut servir pour l'observation des structures "macroscopiques" (à l'état séché à l'air), des horizons (couleur, épaisseur, limites, etc...) ou encore de l'enracinement.

### III. METHODES UTILISEES.

#### III.1. INTRODUCTION.

Une approche au laboratoire du comportement hydrique d'un matériau naturel de sol n'est réalisable qu'en intégrant plusieurs méthodes complémentaires (LAWRENCE, 1977 ; van OORT et al., 1983), recouvrant une gamme d'observations la plus large possible.

Au niveau microscopique, les mesures physiques fournissent des renseignements d'une part sur l'état énergétique de l'eau dans les matériaux, d'autre part sur la répartition des volumes d'eau et d'air dans les matériaux et ce, à différentes contraintes appliquées. Cependant, une simple connaissance du paramètre "volume poral" ne suffit guère pour une caractérisation précise de ce comportement hydrique. C'est en effet la distribution de la taille des pores qui détermine la disponibilité de l'eau pour les végétaux.

Mis à part les données globales "teneur en eau" et "porosité", il est très important d'acquérir des renseignements concernant l'aspect écoulement de l'eau dans un matériau. Cette caractéristique macroscopique peut être appréciée grâce à des mesures physiques et photométriques.

Les observations optiques, enfin, servent à visualiser de façon qualitative et quantitative l'évolution de l'organisation des matériaux au sens pédogénétique, mais aussi les variations à la suite de l'application de différentes contraintes hydriques.

### III.2. CARACTERISATION DE L'ETAT ENERGETIQUE DE L'EAU DANS UN ECHANTILLON.

#### III.2.1. Rappel théorique (GRIMALDI, 1981 ; TESSIER, 1975 ; PARCEVEAUX, 1980 ; BOULAIN, 1978).

Les mouvements de l'eau dans le sol sont conditionnés par un ensemble de forces : gravité, attraction par la matrice solide, présence de solutés. Ces mouvements sont suffisamment lents pour que l'énergie cinétique soit négligeable. On peut ainsi décrire mathématiquement par :

$$\psi_t = \psi_g + \psi_o + \psi_p$$

dans lequel :

$\psi_t$  est le potentiel total de l'eau, relatif à un état énergétique  $S_0$  (A.I.S.S., 1976),

$\psi_t$  est le potentiel gravitaire qui dépend de la hauteur relative entre un point déterminé dans le sol et un niveau de référence.  $\psi_g$  est indépendant de la composition chimique de la phase solide et de la pression de l'eau,

$\psi_o$  est le potentiel osmotique qui correspond à la perte d'énergie potentielle de l'eau en présence d'électrolytes dans la phase liquide par rapport à l'eau pure. Lorsque la solution du sol est peu concentrée en électrolytes,  $\psi_o$  est négligeable par rapport aux autres composants de  $\psi_t$ ,

$\psi_p$  est le potentiel de pression. Il faut distinguer :

1)-  $\psi > 0$  : potentiel de submersion, qui intervient dans les mouvements d'infiltration et de drainage de l'eau.

2)-  $\psi_p = 0$  : à la surface d'une nappe libre.

3)  $-\phi_p < 0$  : potentiel matriciel. La rétention de l'eau dans le sol résulte à la fois des forces capillaires et des forces d'adsorption dues aux particules solides, qui ont pour effet de diminuer la pression de l'eau ( $P_w$ ) par rapport à celle de l'eau libre ( $P_0$ ). La valeur négative de  $\phi_p$  traduit la diminution d'énergie potentielle que subit l'eau lorsque sa pression varie de  $P_0$  à  $P_w$  : la matrice solide exerce une succion matricielle égale à  $P_0 - P_w$ .



$$\text{Selon Laplace: } P_0 - P_w = \gamma \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

où  $\gamma$  = tension superficielle de l'eau  
 $R_1$  et  $R_2$  rayons de courbure du ménisque.

Si l'on considère le capillaire comme un cylindre où  $R_1 = R_2 = R$ , on a :

$$P_0 - P_w = \frac{2 \gamma \cos \alpha}{R}$$

où  $\alpha$  est l'angle de contact entre la phase solide et la phase liquide.

où  $R$  est le rayon équivalent du capillaire.

et où :

$$P_0 - P_w = \frac{2 \gamma \cos \alpha}{d}$$

si l'on considère le pore délimité par des plans parallèles, séparés par la distance  $d$ . Cette succion matricielle ( $P_0 - P_w$ ) est donc inversement proportionnelle à la taille des pores.

L'énergie qu'il faudrait appliquer pour enlever l'eau retenue dans une certaine gamme de pores peut être évaluée par une équivalence à la hauteur de colonne d'eau, soit :

$$h = \frac{P_0 - P_w}{\rho \cdot g}$$

où :  $P_0$  et  $P_w$  : pression atmosphérique de l'eau ( $\text{kg/s}^2 \cdot \text{m}^2$ )  
 $\rho_w$  : masse volumique de l'eau ( $\text{kg/m}^3$ )  
 $g$  : accélération de la pesanteur ( $\text{m/s}^2$ )  
 $h$  : hauteur de la colonne (m).

Le logarithme de cette hauteur de colonne d'eau équivalente (en cm) est appelé le pF (SCHOFIELD, 1935) :  $\text{pF} = \log h$ .

Dans le cadre de notre étude le potentiel matriciel seul est à considérer, les potentiels gravitaires et osmotiques étant négligeables (petits échantillons, faible concentration en électrolytes).

### III.2.2. Méthodes de mesure du potentiel matriciel...

Bien qu'importantes, les variations de la succion du sol dans le milieu naturel en dehors de l'horizon de surface ne dépassent que rarement pF 3,5. La caractérisation hydrique d'un matériau nécessite cependant la prise en compte de toute la gamme des contraintes possible : de la saturation en eau jusqu'au séchage à l'étuve ( $105^\circ\text{C}$ ). L'ensemble des méthodes de laboratoire proposées permet une appréciation de la gamme de contraintes de pF 0 à pF 7.

### 221. ... par pression pneumatique

Cette méthode est basée sur le principe suivant : l'eau, retenue dans un pore cylindrique par une force  $F = 2\pi R\gamma\cos\alpha$ , n'est chassée que si la pression pneumatique  $P\pi R^2$  lui est supérieure :

$$P > \frac{2\gamma\cos\alpha}{R} \quad \text{où } P > \psi_p \text{ (cf. III.2.1.)}$$

Par conséquent, à une pression donnée, tous les pores de taille supérieure ou équivalente à cette pression seront vidés (tableau I).

- a. L'appareil de RICHARDS (1941, 1947) ou presse à membrane fonctionne selon ce principe (fig. 5). Les membranes cellulosiques dont les pores sont de l'ordre de  $\approx 2$  nm, autorisent une étude de la rétention en eau à des pressions allant jusqu'à 28 bars. Si le contact entre échantillon et membrane est assuré par une couche de kaolin, un équilibre s'établit et tous les pores ayant une taille inférieure à  $0,12 \mu\text{m}$  vont perdre leur eau.
- b. Un dispositif d'ultrafiltration mis au point par TESSIER (1975), qui s'inspire de l'appareil de RICHARDS, permet d'étudier la réhumectation ou la dessiccation d'échantillons centimétriques, dans la gamme de succion pF 0 à pF 3 (fig. 6).

Cette méthode, développée dans un premier temps pour l'étude du comportement hydrique des argiles pures, donne des résultats à la fois rapides et reproductibles.

Sur des échantillons de sol non remaniés, il est ainsi possible de mesurer la teneur en eau sur une dizaine de répétitions à un pF déterminé.

TABLEAU I - Relation entre le pF et certaines caractéristiques physico-chimiques (d'après BOURRIE et PEDRO, 1980).

Hauteur de la colonne d'eau (cm)	pF	Humidité relative (%)	Activité de l'eau	Diamètre des pores ( $\mu\text{m}$ )
100	2	99,99	0,9999	30
1000	3	99,93	0,9993	3
10000	4	99,29	0,9929	0,3
16000	4,2	98,88	0,9888	
100000	5	93,12	0,9312	0,03
	5,52	78,98	0,7898	
$10^6$	6	49,03	0,4903	0,003
	6,2	32,32	0,3232	
	6,4	16,69	0,1669	
$10^7$	7	0,08	0,0008	

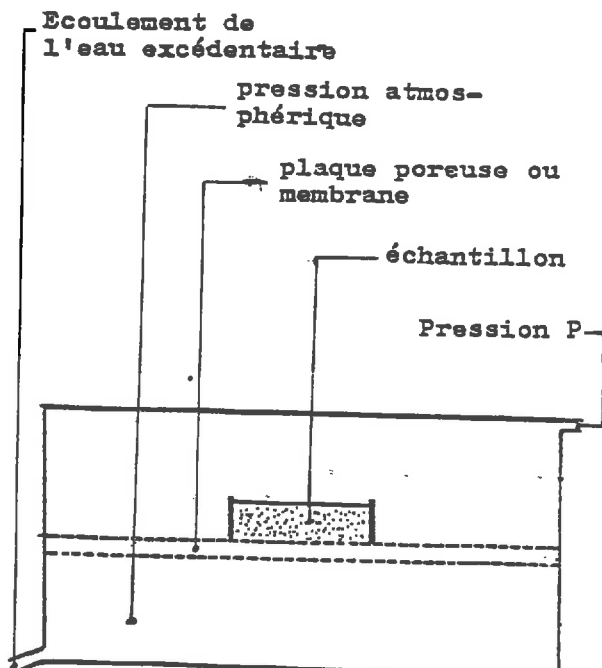


Fig. 5 - Schéma de l'appareil de Richards.

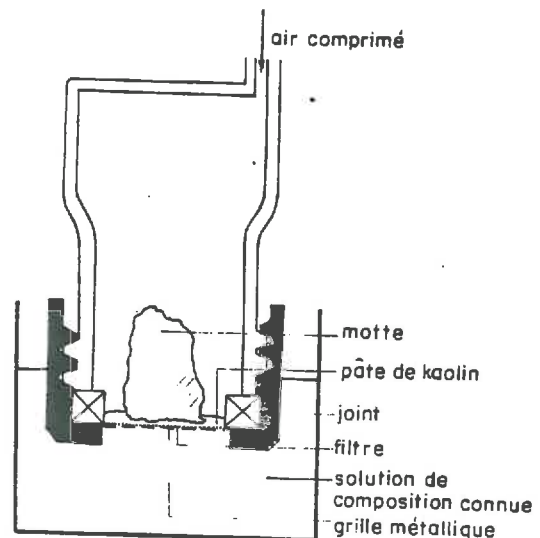


Fig. 6 - Dispositif d'ultrafiltration pour la fixation du potentiel de l'eau (pF 3). (d'après TESSIER et BERRIER, 1979).

222. ...par contrôle de l'humidité relative.

Des techniques basées sur la relation entre l'humidité relative de l'air et le potentiel de l'eau sont utilisées pour étudier la rétention en eau à des  $pF > 4.5$ . La succion de l'eau dans un échantillon de sol est reliée à la vapeur d'eau de l'atmosphère suivant la loi de KELVIN :

$$pF = \log(\psi_m)^* = \log(h) = \log\left[\frac{-RT}{Mg} \ln \frac{P}{P_0}\right] = \log\left[\frac{RT}{Mg} \ln \frac{H.R.}{100}\right]$$

avec : h = hauteur de la colonne d'eau (cm)

R = constante des gaz parfaits ( $\text{kg}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{mol}^{-1}$ )

T = température absolue ( $^{\circ}\text{K}$ )

$M_w$  = masse moléculaire de l'eau ( $\text{kg}\cdot\text{mol}^{-1}$ )

g = accélération de la pesanteur ( $\text{m}/\text{s}^2$ )

$P_0$  = pression de vapeur d'eau saturée ( $\text{kg}/\text{s}^2\cdot\text{m}^2$ )

P = pression de vapeur de l'eau dans le sol ( $\text{kg}/\text{s}^2\cdot\text{m}^2$ )

H.R. = humidité relative =  $P/P_0$  (%)

A température constante, l'humidité relative de l'air détermine le  $pF$ . Pour soumettre des échantillons à une humidité relative choisie, il est possible de les placer dans un dessiccateur contenant une solution saline saturée ou une solution d'acide sulfurique de densité déterminée (tableau II) jusqu'à l'équilibre. La figure 7 montre que cette méthode permet d'obtenir une grande précision au-delà de 95 % H.R. ( $pF$  4.8). Entre  $pF$  4.5 et  $pF$  4.8 cette précision dépend du contrôle de la température.

---

\* Cette expression n'est valable que dans le cas où l'eau est pure. Dans le cas contraire, on mesure  $\psi_t$ , le potentiel total.



TABLEAU II - Valeurs du pF obtenues avec des solutions salines saturées et de l'acide sulfurique de différentes densités.

Solution saline saturée	Humidité relative en pour cent à 20°C	pF
CuSO <sub>4</sub> , 5 H <sub>2</sub> O	98	4,45
Na <sub>2</sub> SO <sub>3</sub> , 7 H <sub>2</sub> O	95	4,84
Zn SO <sub>4</sub> , 7 H <sub>2</sub> O	90	5,18
(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	81	5,42
NH <sub>4</sub> Cl	79,5	5,52
Na NO <sub>2</sub>	66	5,75
K C N S	47	6,03
CaCl <sub>2</sub> , 6 H <sub>2</sub> O	32,5	6,20
CH <sub>3</sub> COOK	20	6,37
H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> densité	Humidité relative en pour cent	pF
1,60	8,5	6,55
1,70	3,2	6,70

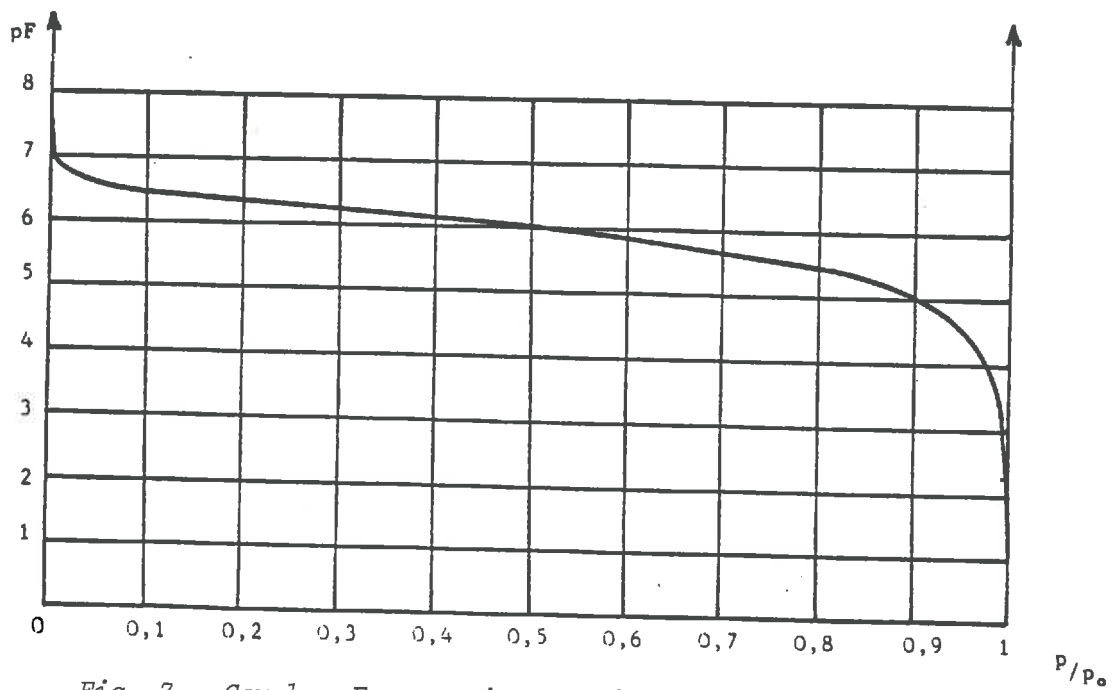


Fig. 7 - Courbe pF -pression partielle de vapeur d'eau

### 223. Expression et validité des résultats.

L'humidité d'un échantillon peut être considérée comme la différence de poids entre l'état humide et l'état sec, par rapport au poids sec du matériau (séché à 105°C)

$$\% \text{ eau (pondérale)} = \frac{W_3 - W_2}{W_2 - W_1} \times 100 \%$$

avec  $W_3$  = poids humide + tare

$W_2$  = poids sec à 105°C + tare

$W_1$  = poids tare

Si l'on veut comparer des résultats obtenus sur des matériaux de masses volumiques très différentes (influence de % fer, manganèse, carbonates, il est important d'exprimer la teneur en eau par rapport à un paramètre constant. En mécanique des sols, il est courant d'exprimer des teneurs en eau par rapport au volume de solide. Ainsi :

$$\% \text{ eau (volumique)} \frac{\text{cm}^3 \text{ d'eau}}{\text{cm}^3 \text{ de solide}} = \frac{\% \text{ eau (pondérale)}}{100} \times \rho_s$$

avec  $\rho_s$  = masse volumique du solide ( $\text{kg.m}^{-3}$ ).

Compte tenu de la taille des échantillons utilisés pour la détermination de la teneur en eau, on considère dans ce travail la succion correspondant à 10 cm d'eau ( $p_{F1}$ ) comme limite de fiabilité de cette méthode. (Une variation du niveau d'eau dans le béccher de 1 cm (fig. 6) par rapport à la colonne de contrôle de pression, introduit une erreur de l'ordre de 10 % !).

La caractérisation de l'état énergétique de l'eau dans un échantillon recouvre par conséquent une gamme de tailles (équivalente) de pores inférieure à 300  $\mu\text{m}$ .

### III.3.A. Caractérisation du volume poral d'un échantillon centimétrique

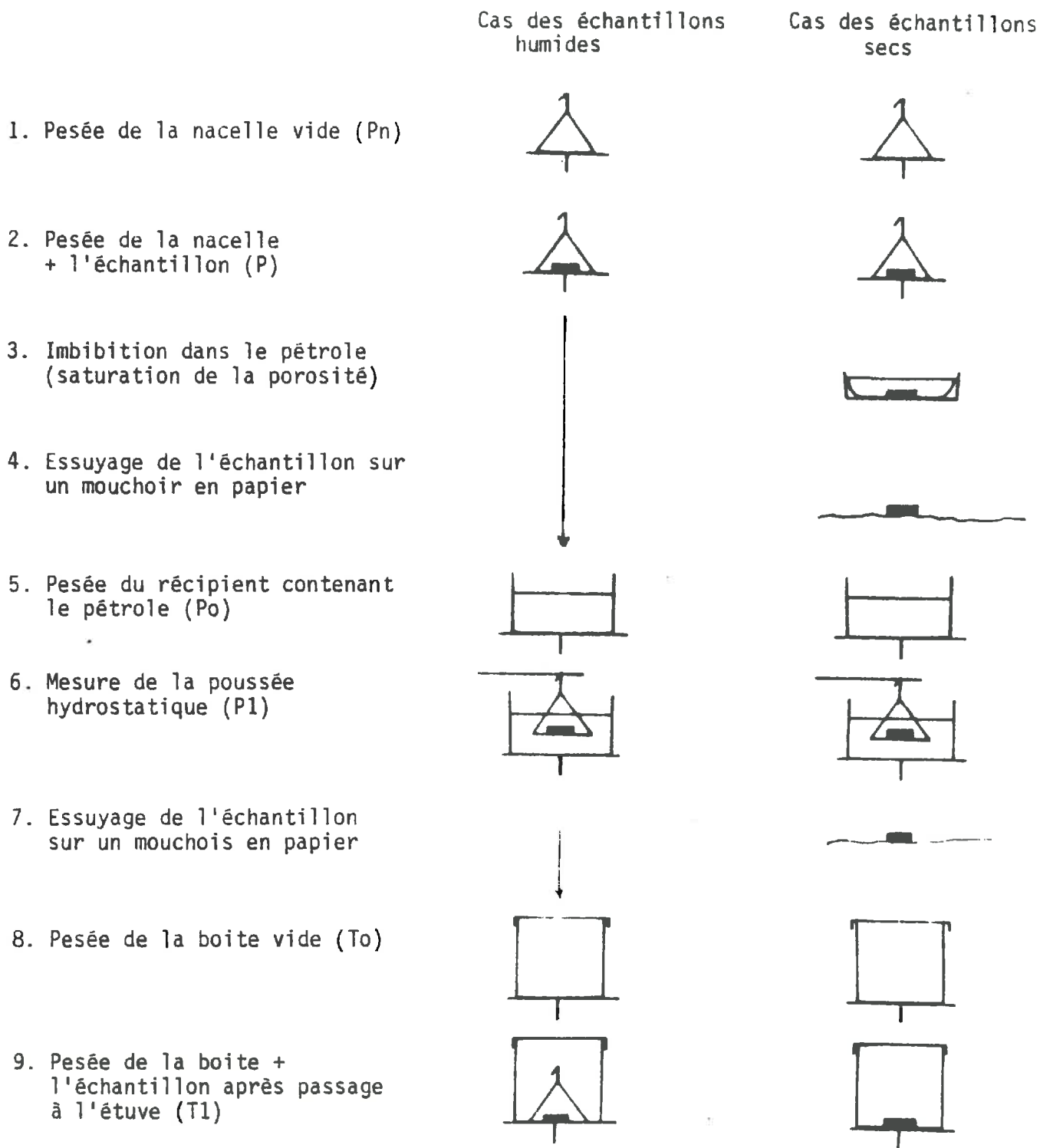
Le volume poral d'un échantillon de sol peut être caractérisé en termes de porosité totale et distribution de la taille des pores. Dans ce but, une classification adaptée de la porosité est indispensable. Cette classification s'avère être un sujet très discuté (tableau III, d'après van OORT et al., 1983). Dans ce travail on se réfère à la distinction des classes de pores proposée par ces auteurs à cause du choix des critères qui ont été à la base de la classification.

#### III.3.A.1. Mesure du volume apparent

La méthode de mesure du volume apparent au pétrole, décrite par MONNIER et al. (1973) est effectuée sur des échantillons centimétriques ou millimétriques, à une humidité déterminée. Elle est basée sur le principe de la poussée d'Archimède. Le choix du pétrole comme liquide d'immersion s'explique à la fois par le caractère peu volatil de ce fluide et par la faible interaction physico-chimique entre ce liquide et la phase minérale du sol. Un schéma des détails des manipulations de la méthode est présenté dans la figure 8. Ainsi, sur un même échantillon il est possible d'apprécier son volume apparent, son poids humide et son poids sec.

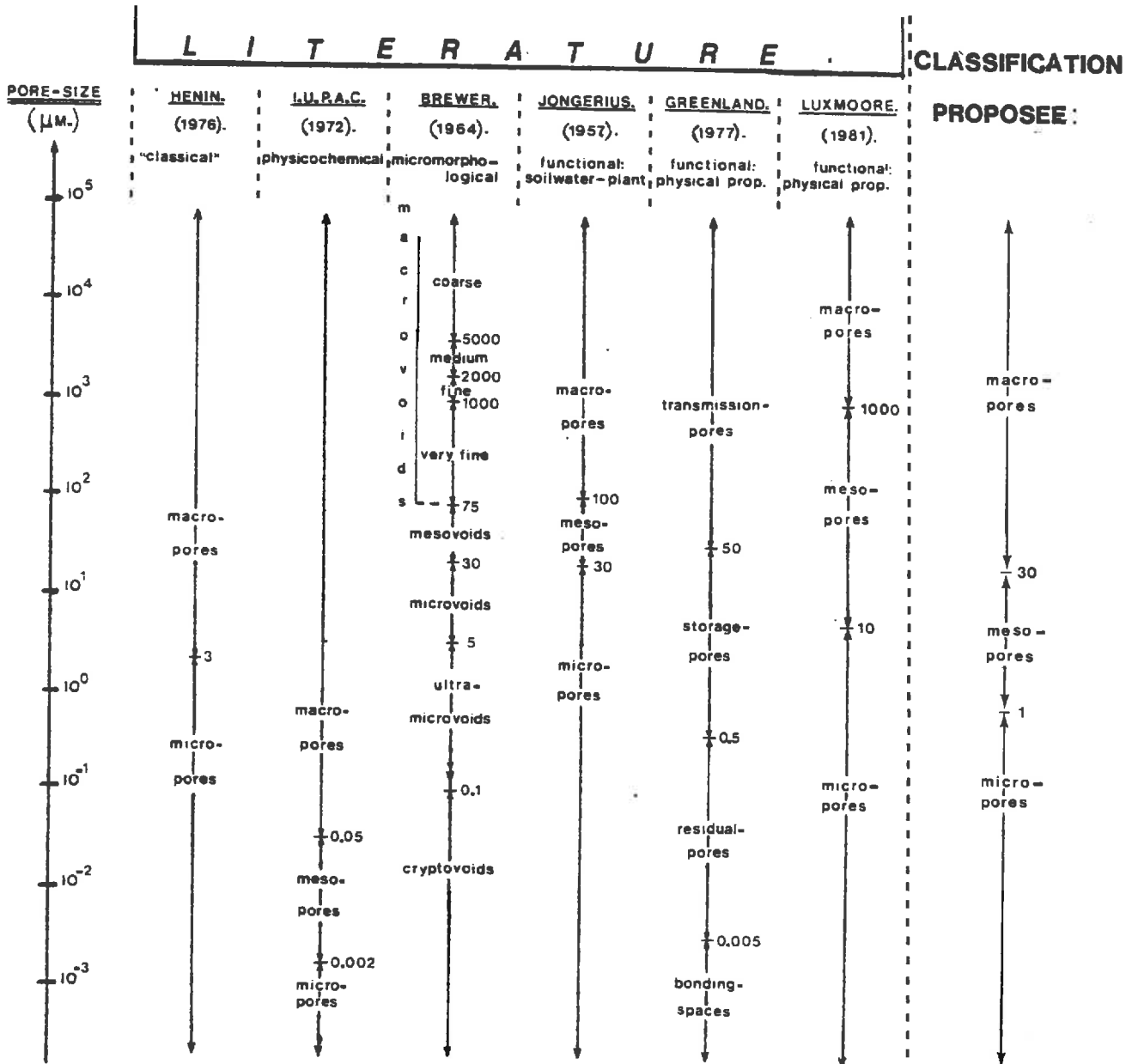
#### III.3.A.2. Mesure de la distribution de la taille des pores

Les mesures de porosimétrie à mercure fournissent, plus que le paramètre "volume poral", des renseignements concernant les caractéristiques de la taille des pores et de l'énergie de rétention en eau. Ces mesures sont effectuées sur des échantillons millimétriques, préalablement soumis à une contrainte hydrique déterminée et ensuite déshydratés.



*Fig. : Mesure du volume apparent par la méthode au pétrole: détails des manipulations.*

TABLEAU III - Revue bibliographique sommaire des classifications de la porosité; classification porale proposée pour ce travail (d'après van OORT et al., 1984).



### III.3.A.2.1. Technique de déshydratation

a)- Rappel bibliographique (LAWRENCE, 1977 ; QUIRK, 1978 ; DELAGE, 1977 ; JONGERIUS, 1975 ; NEWMAN and THOMASSON, 1979).

De nombreuses méthodes de dessiccation ont été décrites dans la littérature, chacune ayant ses avantages et ses inconvénients (fig. 9).

1. Le séchage à l'air aboutit généralement à une modification considérable et irréversible de la structure en raison de l'apparition de forces très importantes dues à l'interface eau-air dans les pores (ménisques).

2. La méthode du point critique est basée sur le principe de l'identité des propriétés de la phase liquide et gazeuse (tension superficielle = 0). Ces conditions sont trop extrêmes pour un liquide comme l'eau ( $T_C = 374^\circ\text{C}$ ,  $P_C = 221$  bars) et peuvent même entraîner des modifications minéralogiques (GILLOT, 1976). Par conséquent, l'eau est remplacée d'abord par un fluide dont le point critique est plus accessible, par exemple le  $\text{CO}_2$  ( $T_C = 31^\circ\text{C}$ ,  $P_C = 74$  bars).

3. La cryodessiccation consiste en une sublimation d'eau solide en eau gazeuse. La vitesse de congélation détermine la cristallinité de la glace obtenue (cf. JONGERIUS and HEINZBERGER, 1975). L'obtention de la configuration de glace "vitreuse" modifierait peu la structure. Pour cela il faut que :

- le nombre de germes cristallins formés par seconde soit maximal
- la vitesse de croissance des grains de glace soit minimale.

La déshydratation d'un échantillon de sol reste, malgré les nombreuses communications consacrées à ce sujet, une question très discutée. Un des inconvénients de la cryodessiccation suivie par une lyophilisation est une modification de la géométrie porale par la migration d'eau des pores les plus fins (quelques nm) vers les pores les plus grossiers (de l'ordre du micron LAWRENCE et al., 1979 ;

MURRAY et QUIRK, 1980 b). Il semblerait cependant que cette observation soit liée à la quantité et la finesse de l'argile (TESSIER, 1983, communication personnelle). Des études comparatives (observations au M.E.B. et au M.E.T.) sur des échantillons déshydratés selon la méthode du point critique ou de la cryodessiccation ont abouti à des résultats conformes (étude faite sur de la montmorillonite, TESSIER et QUIRK, 1979).

Dans ce travail un certain nombre de réflexions nous ont conduit à choisir la méthode de cryodessiccation :

- La faible quantité et la nature micacée de l'argile dans le matériau d'étude
- l'accessibilité de la porosité
- la possibilité de comparaison des résultats obtenus avec des images au MEB sur des échantillons préparés dans les mêmes conditions.

#### b)- Méthode de déshydratation utilisée

L'obtention de glace microcristalline est possible en utilisant un mode de refroidissement très rapide par l'azote liquide, la différence de température entre les deux médias crée une pellicule gazeuse autour de l'échantillon qui ralentit considérablement l'échange calorimétrique. Il est donc indispensable d'utiliser un liquide qui possède une température de congélation très basse et un point d'ébullition ) suffisamment élevé : le FREON 22 ( $\text{CHF}_2\text{Cl}_2$ ,  $T_{\text{cong}} = -160^\circ\text{C}$  ;  $T_{\text{ébul}} = -40^\circ\text{C}$ ) convient parfaitement (TESSIER et BERRIER, 1979). Ainsi l'échantillon est donc immergé dans du FREON 22 refroidi par de l'azote liquide (température d'environ  $-160^\circ\text{C}$ ). L'échantillon, ensuite lyophilisé à  $-60^\circ\text{C}$ , est déshydraté et dégazé. Il peut alors être conservé dans un dessiccateur contenant du silicagel.

### III.3.A.2.2. Porosimétrie à mercure

a)- Rappel théorique (WINSLOW, 1978;  
DIAMOND, 1970)

La porosimétrie à mercure consiste à enregistrer la quantité de mercure que l'on peut introduire dans un échantillon déshydraté à une pression d'injection déterminée.

Si l'on considère (cf. II.2.1.) l'espace poral comme un ensemble de capillaires cylindriques, cette pression P peut être reliée au rayon équivalent des pores selon la loi de JURIN :

$$p = \frac{2\gamma_{Hg} \cos\alpha}{r}$$

P = pression d'injection (bars)  
 $\gamma_{Hg}$  = tension superficielle de mercure ( $Nm^{-1}$ )  
 $\alpha$  = angle de contact mercure/solide  
r = rayon équivalent ( $\mu m$ )

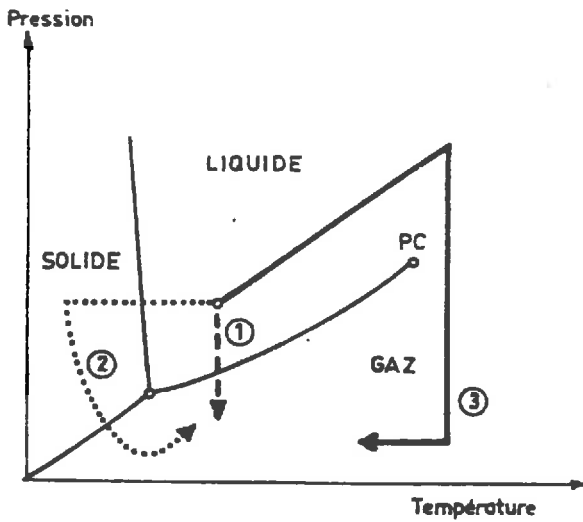
En prenant  $\gamma_{Hg} = 0,148 \text{ Nm}^{-1}$  et  $\alpha = 141^\circ C$ , cette équation s'écrit :

$$p = \frac{7500}{r}$$

Pour faire pénétrer un liquide non mouillant comme le mercure dans un échantillon, il faut donc exercer une pression d'autant plus élevée que la taille des pores est petite.

Cependant, la loi de JURIN n'est applicable que pour des pores de forme régulière. Dans le cas d'un matériau de sol, le système poral est constitué par un ensemble de vides irréguliers avec des étranglements et





- PC Point critique.
- ① Séchage.
- ② Cryo-dessiccation.
- ③ Méthode du point critique.

Fig. 9 - Diagramme des phases.

(A) point de départ  
 (B) point final  
 (C) point critique.

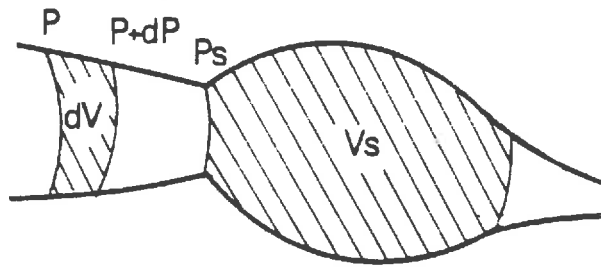


Fig. 10 - Schéma montrant la progression de mercure dans un pore de forme quelconque (d'après VACHIER et al., 1979)

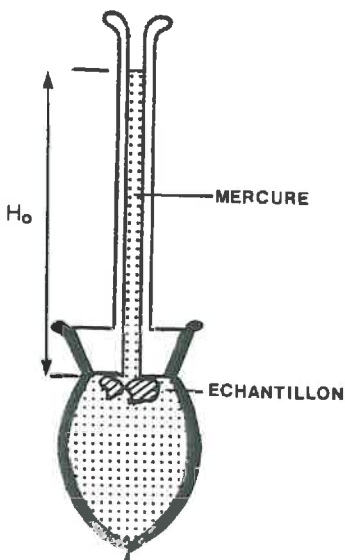
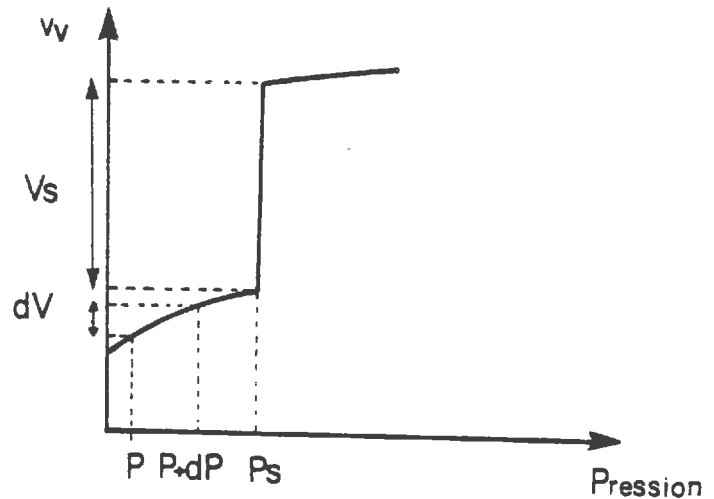


Fig. 11 - Cellule de porosimétrie.  
 $h_0$  = hauteur initiale du mercure au-dessus des échantillons.

élargissements (fig. 10). Comme le montre cette figure, un vide  $V_S$  qui devrait être rempli à une faible pression  $P_1$  n'est accessible pour le mercure qu'à une pression  $P_S$  correspondant au rayon du pore qui délimite le vide  $V_S$ . La véritable taille des pores risque donc d'être sous-estimée et leur distribution correspond par conséquent à une distribution de la taille équivalente des seuils des pores (VACHIER et al., 1979). Néanmoins, la détermination de la rétention en eau étant confrontée au même inconvénient, la porosimétrie à mercure fournit des renseignements similaires.

#### b)- Technique utilisée

Un fragment d'une motte d'environ  $0.5 \text{ cm}^3$  est placé dans une cellule du porosimètre (fig.11). Dans un dispositif spécial, cette cellule est soumise à un vide de  $5 \times 10^{-2}$  Torr afin de dégazer l'échantillon. Ensuite, la cellule, toujours sous vide, est remplie lentement de mercure jusqu'à une certaine hauteur dans le capillaire,  $h_0$ . Cette hauteur correspondant à la pression initiale des mesures détermine donc la limite supérieure de cette méthode.

Le vide est ensuite cassé progressivement jusqu'à la pression atmosphérique. La pénétration du mercure dans l'échantillon peut être mesurée en suivant la baisse de son niveau dans le capillaire à l'aide d'un cathétomètre.

Connaissant le rayon du capillaire, le volume de mercure pénétré peut être calculé. A la pression atmosphérique les pores avec une taille correspondant à une pression  $P_a + h_0$  ( $\approx 1.1$  bars) sont alors remplis de mercure.

La cellule est ensuite placée dans le porosimètre (type CARLO ERBA 200), où la baisse du niveau de mercure dans le capillaire lors de l'augmentation de la pression d'injection est suivie automatiquement par une aiguille métallique. La descente de cette aiguille pour rétablir le contact avec le ménisque de la colonne de mercure est enregistrée jusqu'à une pression de  $2000 \text{ kg/cm}^2$ .

### III.3.A.3.3. Expression et validité des résultats.

Le volume poral, calculé à partir des résultats obtenus, est exprimé en  $\text{mm}^3/\text{g}$  de sol sec. Pour les raisons exposées en III.2.2.3., les données peuvent être transformées en volume de vides rapportés au volume de solide. Ces résultats sont alors exprimés dans les mêmes unités que les résultats des mesures de teneur en eau et volume apparent et il devient donc possible de les présenter simultanément.

Un traitement informatique des données à la Station de Biométrie de l'INRA de Versailles a considérablement facilité les calculs ainsi que les présentations graphiques.

La limite de la mesure de la distribution de la taille des pores par la porosimétrie à mercure est conditionnée (limite inférieure) par la pression maximale obtenue ( $2000 \text{ kg/cm}^3 \rightarrow r_{\text{eq}} = 3.75 \text{ nm}$ ), ou (limite supérieure) par la hauteur initiale de la colonne de mercure dans le capillaire :  $h_0$ . Cette hauteur est en général d'environ 85 mm de Hg, ce qui correspond à un rayon équivalent de  $\approx 65 \mu\text{m}$ . En raison des déformations du ménisque au début de la mesure ou de l'existence d'une porosité inter-agrégats ou encore d'une porosité entre échantillon et paroi de la cellule, les premières mesures ne sont pas toujours très fiables.

Enfin, si l'on veut superposer les courbes de porosimétrie à mercure et les courbes de rétention en eau à différents pF, on doit être conscient du fait que la porosimétrie à mercure reflète la géométrie porale correspondant à une organisation figée : la distribution de la taille des pores est celle correspondant à un pF donné.

### III.3.B. Caractérisation de la macroporosité d'un échantillon décimétrique.

L'étude du volume poral sur lames minces permet à partir d'une image bidimensionnelle de décrire l'organisation des constituants du sol ainsi que la macroporosité comprenant, la porosité dite "structurale" (HENIN, 1976), mais aussi la porosité biologique (racines, mésofaune).

Or, compte tenu des modifications dues au séchage à l'air, il est donc préférable, voire même indispensable, d'observer cette porosité à l'état humide. La méthode d'imprégnation des échantillons correspondant à un état humide donné, mise au point par MIEDEMA et al. (1974), convient parfaitement à ces besoins. L'utilisation du Quantimet permet ensuite une quantification de cette porosité. L'étude de la conductivité hydraulique, permettant une appréciation de l'aspect dynamique de cette classe de pores, complète ce niveau d'observation.

### III.3.B.1. Mesure des pores ayant une taille $> 30 \mu\text{m}$ sur lames minces

#### III.3.B.1.1. Méthode d'imprégnation d'échantillon à l'état humide

La méthode d'imprégnation utilisée, décrite par MIEDEMA et al (1974) permet d'inclure des sols très argileux aussi bien que des sols peu consistants comme les sols tourbeux. Cette imprégnation consiste en un remplacement très progressif de l'eau des échantillons par de l'acétone puis par un mélange 1:1 de résine polyester (Synolith 544) et d'acétone diluant. L'addition d'un durcisseur (1 % Cobaltoctoate NL 49) et d'un accélérateur (Cyclonok LTM 50) au mélange permet un durcissement au bout de 5 à 6 semaines. Cette période est suffisante pour éviter des tensions internes dans l'échantillon. Après un séchage à l'étuve à  $40^{\circ}\text{C}$  pendant trois jours et un passage final à  $70^{\circ}\text{C}$  pendant 3 heures, l'échantillon refroidi est coupé et aminci. Les lames minces de  $25 \mu\text{m}$  d'épaisseur proviennent du centre de l'échantillon.

Ces lames permettent donc non seulement des observations micromorphologiques "classiques" de l'organisation et des constituants de la phase solide mais autorisent aussi une appréciation qualitative et quantitative des vides.

### III.3.B.1.2. Méthode de mesure des pores $> 30 \mu\text{m}$ par analyse photométrique

Les mesures de la macroporosité par analyse d'images ont été effectuées au STIBOKA, Wageningen (Pays-Bas) en utilisant le Quantimat 720 (JONGERIUS et al., 1972 ; JONGERIUS, 1974 ; ISMAIL, 1975). Cet équipement très performant (fig. 12) permet une approche à la fois qualitative (forme) et quantitative (nombre et taille) des pores dont la taille est supérieure à  $30 \mu\text{m}$ . L'appréciation de cette porosité pour expliquer les aspects macroscopiques du comportement hydrique implique l'utilisation de lames minces de grande taille, préparées à l'état humide.

L'analyse d'images sur ces lames minces est rendue possible grâce à un procédé de photogrammétrie, décrit par JONGERIUS et al. (1972). Celui-ci consiste à superposer un premier négatif, obtenu en lumière polarisée et un positif transparent, réalisé à partir d'un deuxième négatif obtenu en lumière normale. Sur la photo ainsi obtenue, les vides sont transparents et les minéraux ont différentes teintes de gris (tableau IV).

Cette photo ( $G \times 2$ ) est ensuite divisée en 24 carrés de  $625 \times 625$  "picture points" chacun (p.p. ; 1 p.p. =  $15 \times 15 \mu\text{m}$ ). En utilisant un analyseur d'images (M.S.3) plusieurs paramètres peuvent être distingués : (voir c). voir III.3.B.1.2.

- 1)- la surface totale (A) des pores ayant une taille  $> 30 \mu\text{m}$
- 2)- l'intercept (I) étant le nombre d'intersections entre les lignes horizontales de balayage et les vides détectés (selon la méthode de "chord sizing", voir c). Il est exprimé par rapport à la lenteur du cadre de mesure, i.e. le nombre de lignes de balayage.
- 3)- la distribution de la taille des pores  $> 30 \mu\text{m}$ .

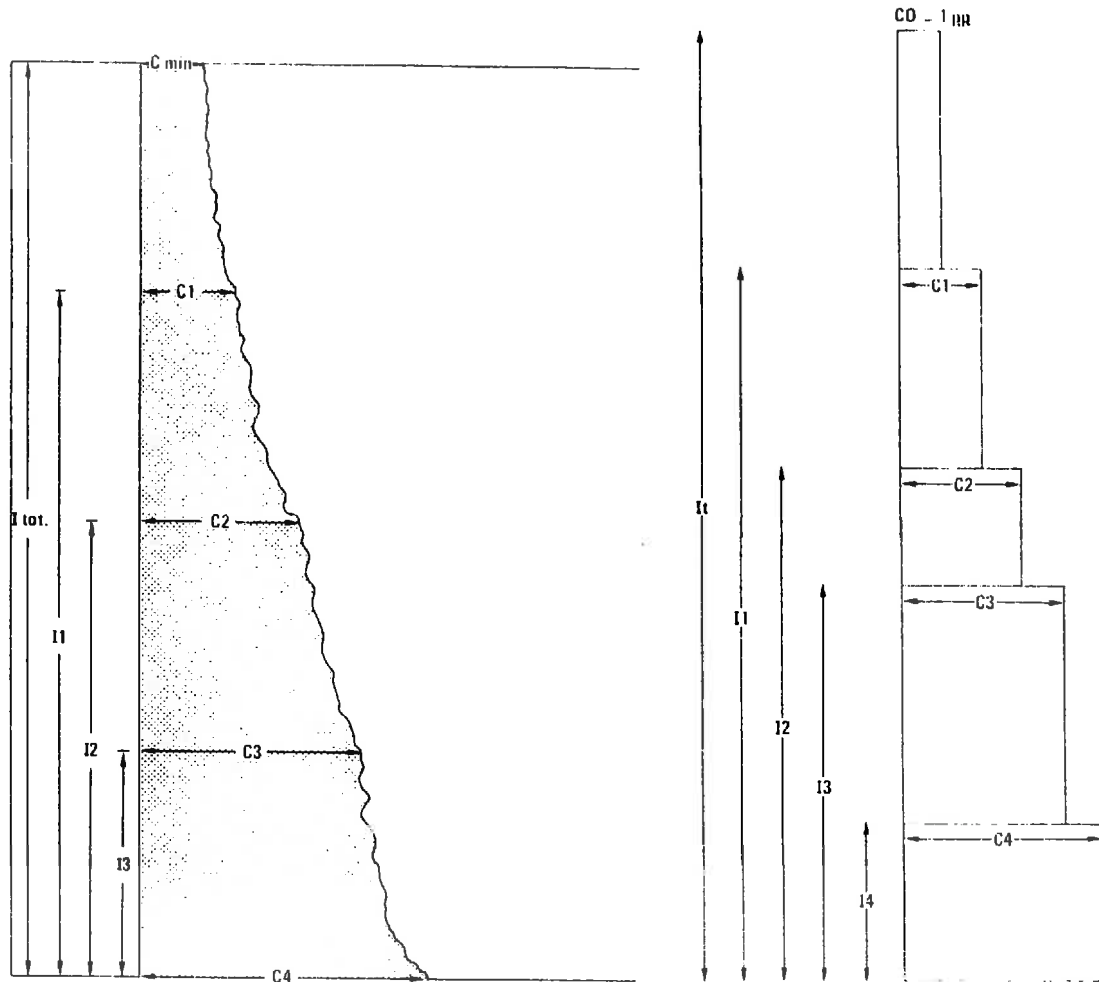


Fig. 12 - Présentation schématique de la détermination de la distribution de la taille des pores par la méthode de "chord-sizing" (fig 12a : Quantimet B ; fig 12b : Quantimet 720 ; d'après ISMAIL, 1975).

Fig. 13 - Image schématique de l'écran du Quantimet 720.

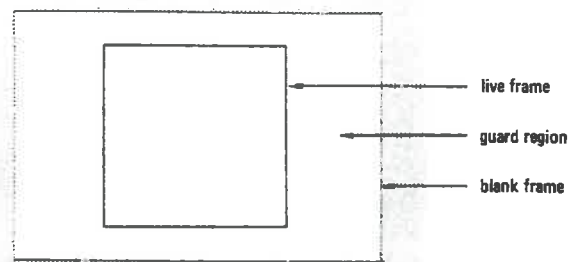


TABLEAU IV - Méthode photographique de distinction des vides et des minéraux (d'après JONGERIUS, 1972).

	first negative	positive transparency	
transparent anisotropic domains	black	+ transparent	= black
plant fragments	transparent	+ black	= black
opaque domains	transparent	+ black	= black
fine ground mass	grey	+ grey	= grey
voids	transparent	+ transparent	= transparent

III.3.B.1.3. Détermination de la distribution de la  
taille des pores (chord-sizing method)

Considérons un pore d'une forme quelconque (fig. 12a) : cette forme peut être décrite en termes de  $I$  (nombre d'intercepts entre les lignes de balayage et le bord du pore) et de  $C$  = "chord size" (longueur du pore) à un grossissement déterminé (JONGERIUS et al., 1972).

$$\text{Ainsi la surface de } C_{\min} \text{ à } C_1 = \frac{C_{\min} + C_1}{2} \cdot (I_t - I_i)$$

$$\text{surface de } C_1 \text{ à } C_2 = \frac{C_1 + C_2}{2} (I_1 - I_2)$$

.

.

etc...

Cependant, dans le cas de l'équipement Quantimet 720, le "chord-size" étant exprimé en nombre entier de "picture points", ce calcul a été légèrement modifié (fig. 12b). A chaque pas, long de 1 p.p., seuls les "chords" ayant une longueur qui dépasse d'au moins 1 p.p. les "chords" éliminés seront pris en compte. Par conséquent, le calcul devient :

$$\text{Surface p.p.1} = (I_t - I_1) \times S_{p.p.} \text{ où } S_{p.p.} \text{ est}$$

la surface d'un p.p. à  
un grossissement  
déterminé.

$$\text{Surface p.p.2} = (I_1 - I_2) \times 2 S_{p.p.}$$

.

.

etc...

La somme des surfaces ainsi mesurées est égale à la surface totale,  $A_t$ , détectée au grossissement choisi.

#### III.3.B.1.4. Détermination de la forme des pores

L'utilisation des deux "functional analysers" permet de mesurer sur chaque pore séparément : la surface (A) et le périmètre ( $P_e$ ). Dans une "form separator" ces deux paramètres sont combinés et une distinction de formes peut être faite, basée sur la relation  $A/(P_e)^2$  (cf. JONGERIUS et BISSDOM, 1983) :

1. vides de forme arrondie :  $A/P_e^2 > 0.04$
2. vides de forme irrégulière : vugh (BREWER, 1964):  $0.015 < A/P_e^2 < 0.04$
- 3) vides de forme planaire :  $A/P_e^2 < 0.015$

L'application de l'ensemble de ces calculs sur des lames minces, préparées à l'état humide, autorise une description du système poral (pores  $> 30 \mu\text{m}$ ) en termes de nombre, taille et forme.

#### III.3.B.1.5. Expression et validité des résultats

La surface totale (A) des pores, mesurée par cette méthode photogrammétrique est exprimée en pourcentage de la surface totale du cadre (fig. 13) :  $A_{\text{por}}/A_{\text{totale}}$ . L'intercept (I), lui, est exprimé par rapport à la hauteur de ce cadre, i.e., 625 lignes de balayage.

Un premier mode de représentation des données consiste à reporter dans un graphique les résultats de A versus  $I/625$  obtenus dans chaque carré de  $625 \times 625$  p.p.. La dispersion des résultats au sein des images de points donne des renseignements d'une part sur l'hétérogénéité spatiale de la porosité dans le matériau (sur lame mince), d'autre part sur la taille globale et la forme des pores. Ainsi, des valeurs de  $I/625 > 2$  indiqueraient des pores planaires (SCHOONDERBEEK, communication personnelle, 1982). Cependant, ISMAIL (1975) démontre que certaines classes de  $A-I/625$  peuvent indiquer plusieurs combinaisons possibles de formes de pores.



Un autre mode d'expression des résultats obtenus par l'analyse d'image est celui de la distribution de la taille des pores  $> 30 \mu\text{m}$ . Le choix des classes de pores est essentiellement basé sur les travaux de JONGERIUS et al. (1972) et ISMAIL (1975).

La limite inférieure ( $30 \mu\text{m}$ ) de la méthode est imposée par l'épaisseur de la lame. En effet, pour qu'un pore soit détectable en lumière naturelle, il faut que sa taille fasse au moins deux fois  $15 \mu\text{m}$ . Par contre, la limite supérieure n'est pas bien définie. Les limites des diverses classes de pores sont strictement arbitraires :  $100 \mu\text{m}$ ,  $300 \mu\text{m}$ ,  $600 \mu\text{m}$ ,  $1200 \mu\text{m}$ ,  $3000 \mu\text{m}$  (ISMAIL, 1975).

L'avantage de cette méthode se trouve dans l'appréciation directe de la taille réelle des pores (contrairement aux tailles équivalentes, mesurées par la porosimétrie à mercure). Cependant, tout comme la méthode à mercure, l'analyse quantitative des lames minces consiste en une approche de la porosité dans des conditions figées. La distribution de la taille des macropores par conséquent est déterminée par l'état hydrique du matériau au moment de l'imprégnation.

De plus, la porosité est mesurée dans un plan bidimensionnel. La relation entre les données et les résultats volumiques des méthodes décrites auparavant dépend donc de l'hétérogénéité structurale, i.e. de l'isotropie des matériaux étudiés. En outre, bien que permettant une quantification du nombre et des formes des pores, elle ne nous renseigne pas pour autant sur leur efficacité vis-à-vis des problèmes d'écoulement de l'eau dans les matériaux.

### III.3.5. Caractérisation de l'aspect de la continuité des pores

#### III.3.B.2.1. Introduction (HILLEL, 1974)

Les pores du sol ne ressemblent guère à un ensemble de tubes uniformes et lisses, mais sont, au contraire, très irréguliers, tortueux et interconnectés. L'écoulement de l'eau dans un tel milieu est conditionné par de nombreuses constriction, voire même des "culs-de-sac". La géométrie porale et l'écoulement de l'eau sont bien trop compliqués pour être décrits dans leurs détails microscopiques : la

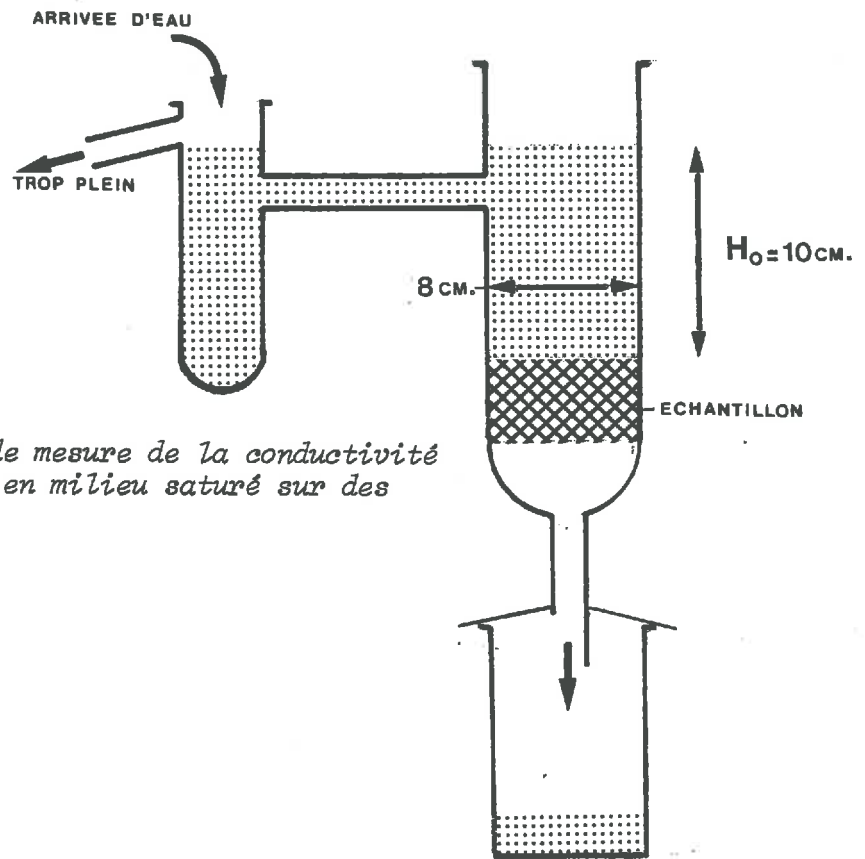


Fig. 14 - Dispositif de mesure de la conductivité hydraulique en milieu saturé sur des cylindres.

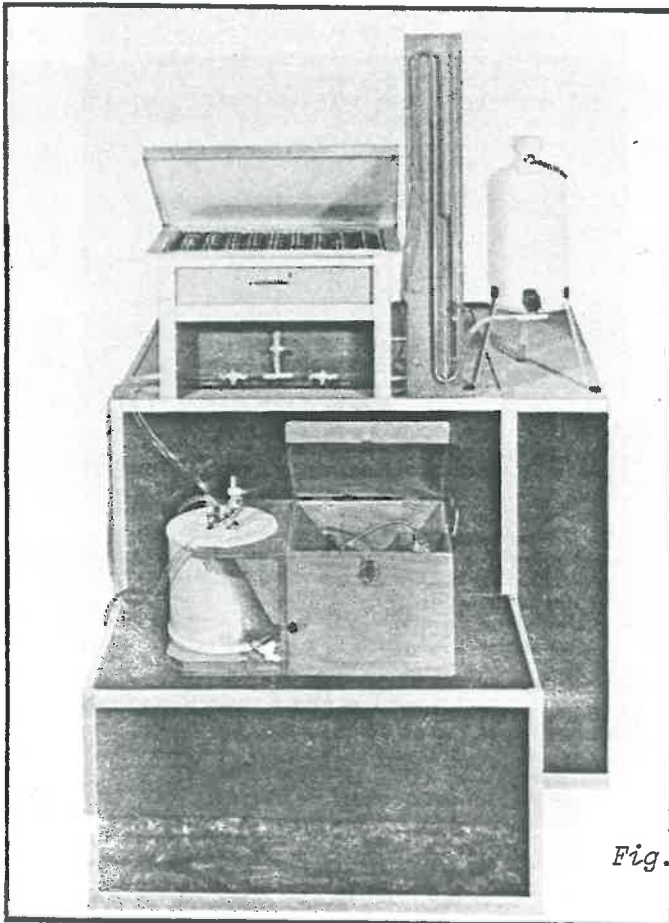


Fig. 15 - Dispositif du bac à sable/kaolin (matériel EIJKELKAMP)

vitesse de l'eau varie non seulement d'un point du sol à un autre, mais aussi le long d'un même parcours (cf. BOUMA and ANDERSON, 1973 ; BOUMA et al., 1977). Pour cette raison, l'écoulement de l'eau dans les milieux poreux complexes est généralement décrit en terme de vecteur de la vitesse d'écoulement macroscopique. Ce paramètre représente la moyenne globale des vitesses microscopiques dans le volume total du sol. La configuration détaillée de l'écoulement est donc ignorée et l'élément de sol est traité comme un milieu uniforme.

La loi de DARCY permet de quantifier cet écoulement, suivant :

$$q = \frac{Q}{A} = \frac{V}{A \cdot t} \frac{\Delta H}{L}$$

où q	= flux	(cm/s)
Q	= débit	(cm <sup>3</sup> /s)
A	= surface de l'écoulement	(cm <sup>2</sup> /s)
t	= temps	(s)
V	= volume d'eau écoulée	(cm <sup>3</sup> )
ΔH	= différence de charge hydraulique	(cm)
L	= longueur de la colonne de terre	(cm)

### III.3.5.2 Dispositif utilisé

Le choix de l'utilisation de l'équipement de prélèvement de cylindres (cf. II.2) pour l'étude de la conductivité hydraulique semble logique. Pour ce, un dispositif, adapté aux dimensions des cylindres a été mis au point (fig. 14), permettant des mesures relativement rapides et répétitives. Préalablement aux mesures, la saturation en eau des cylindres a été réalisée en utilisant le principe du "bac à sable" (cf. documentation EIJKELKAMP - groupe 08) (fig. 15).

En soumettant un cylindre de terre, de longueur,  $L$ , à une charge hydraulique constante,  $H$ , la loi de DARCY s'écrit :

$$q = \frac{V}{A \cdot t} = \frac{KH_1}{L} + L$$

où  $K$  est la conductivité hydraulique en milieu saturé  
 $A = \pi R^2$

où  $R$  est le rayon du cylindre ,  $H_1 = 10$  cm ,  $L = 5$  cm  
 d'où

$$K_{\text{sat}} = \frac{V}{3\pi R^2 t}$$

### III.3.B.2.3. Expression et validité des résultats

Les résultats de la mesure de conductivité hydraulique sont exprimés en cm d'eau par unité de temps, le plus souvent en cm/heure ou cm/jour (HENIN, 1976). Il est évident que les valeurs de conductivité mesurées sur des échantillons naturels, sont fortement influencées par la taille des macropores ainsi que par la variabilité de leur répartition dans l'espace. Cependant, si l'on considère la taille des échantillons et le nombre de répétitions effectuées, il semble permis

d'attribuer une certaine fiabilité aux résultats obtenus. En outre, ces valeurs n'ont point la prétention de représenter des valeurs absolues, mais ne se comparent qu'entre elles.

L'absence d'artéfacts, dûs au prélèvement, sous forme de fissures au niveau de la paroi des cylindres, a pu être démontrée grâce à l'observation de lames minces faites sur ce type d'échantillons.

### III.4. CARACTERISATION VISUELLE DE L'ORGANISATION DES MATERIAUX

La visualisation de l'évolution de la géométrie porale suite à des variations des contraintes hydriques nécessite logiquement un ensemble de méthodes optiques recouvrant la même gamme d'observations que les méthodes physiques. Grâce à une série de techniques de déshydratations et d'imprégnations des échantillons, il est possible de disposer de quatre méthodes optiques : la loupe binoculaire, le microscope polarisant, le microscope électronique à balayage et à transmission. La gamme des grossissements ainsi employée s'étend de 6 à 1 000 000 x.

#### III.4.1. ... à l'échelle submacroscopique : la loupe binoculaire

Cette méthode d'observation convient parfaitement à la description de l'organisation structurale des échantillons de sol, en particulier de sa porosité fissurale. En outre, cet appareil assure le lien indispensable entre le terrain et les méthodes microscopiques de laboratoire.

Les observations peuvent être effectuées sur des mottes humides où mèches, mais aussi sur des lames minces. C'est en effet sur ces lames minces que, dans le cadre de notre étude, cette échelle d'observation s'est révélée être très efficace pour la visualisation des évolutions géologiques au sein des profils. Enfin, cette méthode en lumière réfléchie rend la mise en évidence de certains minéraux opaques (par ex. : la pyrite) possible. D'autre part, elle seule, parmi l'ensemble des méthodes optiques, renseigne sur les couleurs naturelles des matériaux de sol.

La loupe binoculaire utilisée de type WILD-HEERBRUGG M-8 permet des observations de 6 à 50 x.

### III.4.2.... à l'échelle microscopique : le microscope polarisant

La gamme de grossissements (de 10 à environ 500 X) rend ce microscope indispensable pour la description de l'arrangement des constituants du sol au sein des unités structurales. Cette méthode optique est employée pour l'observation de lames minces dans le but de décrire la géométrie porale correspondant à un état humide. Ceci a été longtemps impossible à cause des modifications structurales qui se produisent, suite au séchage des échantillons, préalablement à l'imprégnation. Les travaux de van OORT et al. (1983) montrent clairement que la méthode d'imprégnation, décrite en III.3.B.1., a permis de maîtriser ce problème.

Le microscope polarisant utilisé, de type LEITZ-WETZLAR, autorise une description de pores jusqu'à environ 5  $\mu\text{m}$ .

### III.4.3. ... par microscopie électronique à balayage

Le microscope électronique à balayage équipé avec un dispositif Cryoscan (~~Fig. 16~~) offre la possibilité d'étudier des échantillons ayant une organisation correspondant à un état humide. La méthode spéciale de cryodessiccation mise au point par TESSIER et BERRIER (1979) est décrite en III.3.A.3.1.. Ainsi, l'organisation microscopique des matériaux naturels peut être étudiée sur des petits échantillons préalablement soumis à des contraintes hydriques bien déterminées.

Le M.E.B. utilisé est un JEOL J.S.M. 35. Il offre une gamme de grossissements qui varie, pour des échantillons non remaniés de  $\approx 10$  à 20 000. La taille minimale des pores qui peut être visualisée est de l'ordre du dixième de  $\mu\text{m}$  : il s'agit là de pores interparticulaires.

La microsonde NOTHERN TRACOR 1710 a été un outil précieux pour la détermination des différents composants du sol, en particulier pour les nombreux éléments provenant de l'altération de la pyrite.

### III.4.4.... par microscopie électronique à transmission

Tout comme les difficultés de préparation des échantillons pour l'observation au MEB, la microscopie à transmission en matière de matériaux de sol s'est heurtée aux problèmes des modifications fondamentales dans la micro-organisation des systèmes déformables au cours de la déshydratation. C'est un procédé d'inclusion mis au point par TESSIER et CLINARD (1984), qui permet d'observer l'arrangement des particules élémentaires les plus fines (l'argile) ayant une organisation, correspondant à un état d'humidité déterminé.

#### III.4.4.1. Méthode d'inclusion d'échantillon pour l'observation au M.E.T.

La déshydratation d'échantillons, préalablement soumis à des contraintes hydriques déterminées, débute par une série d'échanges successifs d'un mélange d'eau et d'acétone de plus en plus concentré en solvant (respectivement 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20, 30, 50, 75 et 100 % d'acétone). Ensuite la déshydratation continue avec un échange de l'acétone par l'oxyde de propylène : d'abord un mélange de 50 % d'acétone et 50 % d'oxyde de propylène, puis 100 % d'oxyde de propylène.

L'inclusion de l'échantillon est alors commencée avec son immersion dans un mélange de 50 % de résine de Spurr et 50 % d'oxyde de propylène (la résine de Spurr est un mélange de Vinyl cyclohexane dioxyde (V.C.D.), de D.E.R. 736, de Nonécy l anhydride (N.A.F.) et de diméthyl amino-éthanol (D.A.F.) dans les proportions respectives de 10, 6, 26 et 0,4 grammes).

Après trois bains consécutifs dans la résine de Spurr pure, pendant deux heures, l'échantillon est inclus dans une capsule. Une polymérisation lente, grâce à un séchage à 60° dans une étuve pendant 2 jours termine cette méthode d'inclusion.

#### III.4.4.2. Préparation des échantillons pour observation au M.E.T.

Les échantillons ainsi inclus sont ensuite coupés à l'aide d'un couteau de diamant (REICHERT U.M.O.3) de façon telle que le plan des réflexions (h.k.) des minéraux argileux se trouve perpendiculaire au faisceau d'électrons. L'observation du plan (001) fournit des renseignements sur la micro-organisation des particules, en particulier sur le nombre et l'écartement des feuilletts constituant ces particules. La gamme de grossissements du M.E.T. utilisé, type PHILIPS EM 300, jusqu'à environ 500.000 X rend la visualisation de pores nanométriques possibles avec la méthode spéciale de préparation des échantillons, qui ne modifie pas ou très peu l'espace interfoliaire (cf. GRANDJEAN, 1983).

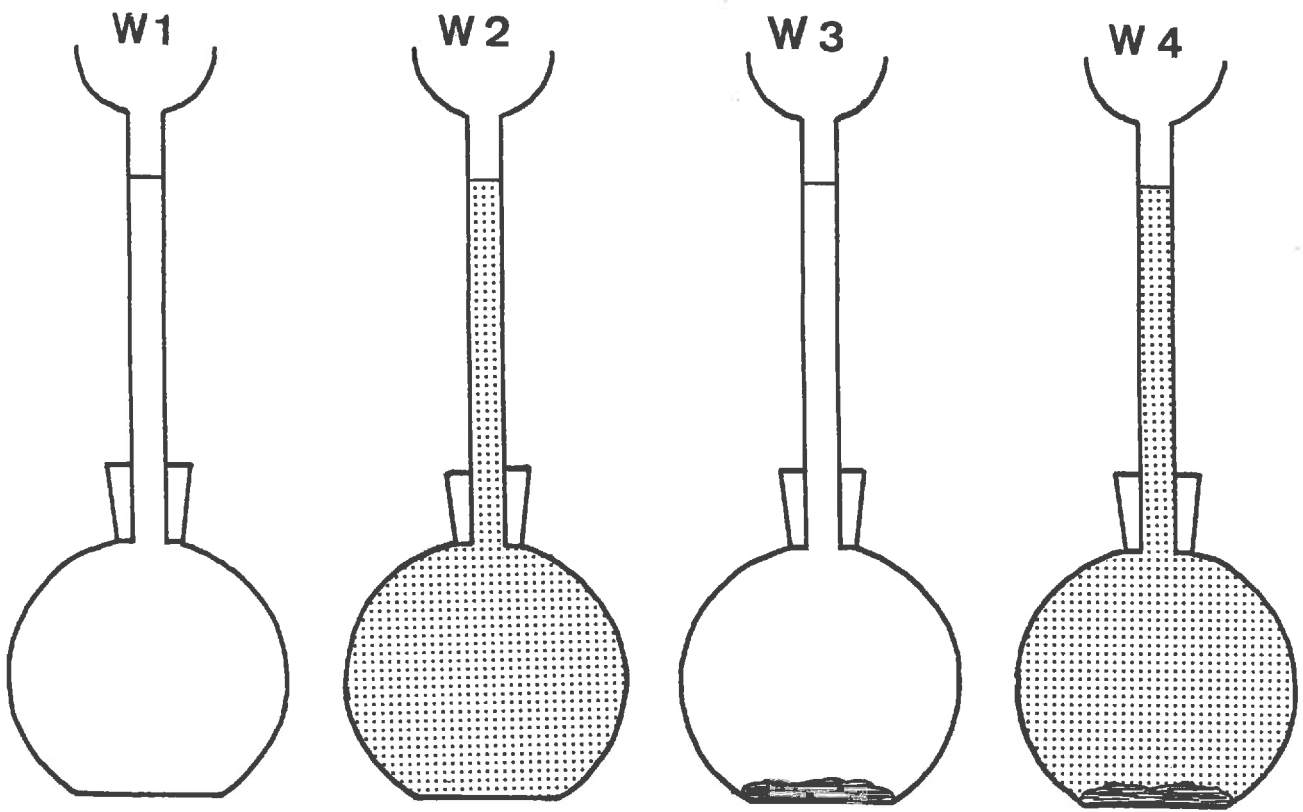
#### III.5. AUTRES METHODES ANALYTIQUES UTILISEES

L'interprétation valable des mesures physiques nécessite une connaissance des propriétés spécifiques des matériaux de sol la plus complète possible. Ainsi, une appréciation de la porosité d'échantillons provenant de différents horizons au sein d'un profil d'altération n'est réalisable qu'en déterminant la masse volumique de la phase solide et ce, pour chaque horizon.

La réactivité hydrique de la phase argileuse est généralement déterminée avec l'évolution minéralogique de l'argile. L'analyse de la diffraction des rayons X peut apporter des renseignements sur l'évolution du système à ce niveau.

L'évolution de la taille des éléments structuraux observée dans certains sols, peut être quantifiée par la réalisation d'une granulométrie des agrégats stables à l'eau. Cette réalisation fournit des renseignements complémentaires aux résultats de la méthode photométrique. Quant aux mesures physiques directes de terrain, toute une série de méthodes est disponible, mais elle a été conçue surtout pour une utilisation en plaine.





*Fig. 16 - Présentation des différents stades de la mesure de la masse volumique à l'aide d'un pycnomètre à eau.*

### III.5.1. Mesure de la masse volumique du solide

Cette mesure caractérise uniquement la phase solide du sol. Elle est effectuée au laboratoire sur de la terre finement broyée, en utilisant le pycnomètre à eau (fig. 16). En mesurant le poids d'eau dégazée déplacé par la terre la masse volumique de phase solide peut être calculée selon :

$$\rho_s = \frac{W_3 - W_1}{(W_2 - W_1) - (W_4 - W_3)} \text{ en g/cm}^3$$

avec :

$\rho_s$  = masse volumique du solide

$W_1$  = masse pycnomètre

$W_2$  = masse pycnomètre + eau dégazée

$W_3$  = masse pycnomètre + terre séchée à 105°C

$W_4$  = masse pycnomètre + terre + complément eau dégazée

$(W_3 - W_1)$  représente le volume d'eau total,  $(W_2 - W_1) - (W_4 - W_3)$  le volume d'eau déplacée par la terre.

### III.5.2. Analyse de la diffraction des rayons X

L'évolution minéralogique des minéraux argileux a été étudiée par l'analyse aux rayons X. Cette étude a été effectuée avec un diffractomètre PHILIPS PX 1050, filtre Cobalt, 38 kV, 18 mA. La méthode de séparation des argiles, les divers traitements chimiques effectués sur les échantillons ainsi que les interprétations des diagrammes obtenus ont été conformes aux descriptions de ROBERT et TESSIER (1974) et de ROBERT (1975).

### III.5.3. Mesure de l'instabilité structurale

L'aptitude d'un matériau de sol à résister à l'action destructrice de l'eau peut être évaluée par la détermination de la granulométrie des agrégats stables à l'eau (HENIN, 1938). Cette mesure dépend en grande partie de facteurs externes (mode de préparation, taille et état hydrique initial des échantillons, énergie appliquée, etc...). Les résultats obtenus sur les différents horizons ne représentent, par conséquent, qu'une valeur indicative.

Dans le cadre de notre étude, les mesures d'instabilité structurale ont été effectuées sur des échantillons centimétriques, d'une part à l'état humide, d'autre part préalablement séchés à l'air (fig. 18). Une dizaine de grammes de terre a ainsi été placée dans une allonge contenant 100 ml d'eau. Après 20 agitations, la terre est placée sur une série de tamis avec des diamètres respectifs de 4, 2, 0,5 et 0,2 mm. Le tamisage sous l'eau consiste également en 20 agitations horizontales à l'aide d'un outil spécial mis au point par FEODOROFF (1960). Les diverses fractions d'agrégats sont ensuite récupérées et séchées à l'étuve à 105°C. La contribution de chaque classe d'agrégats à la granulométrie est exprimée en gramme de terre sèche par rapport au poids sec initial.

### III.5.4. Les méthodes directes (mesures de terrain)

En raison de la grande variabilité des facteurs du milieu physique, en particulier la topographie, la plupart des méthodes de mesures directes, conçues à priori pour la plaine, ne conviennent guère dans les régions de montagne. En effet, l'installation de piézomètres, de tensiomètres ou encore l'utilisation de la sonde à neutrons se heurtent à de grands problèmes de l'hétérogénéité spatiale. En outre, la distance entre le terrain et le laboratoire ou, dans certains cas, l'accessibilité du terrain vis-à-vis du poids et volume de l'équipement, s'opposent à l'utilisation de telles méthodes directes.

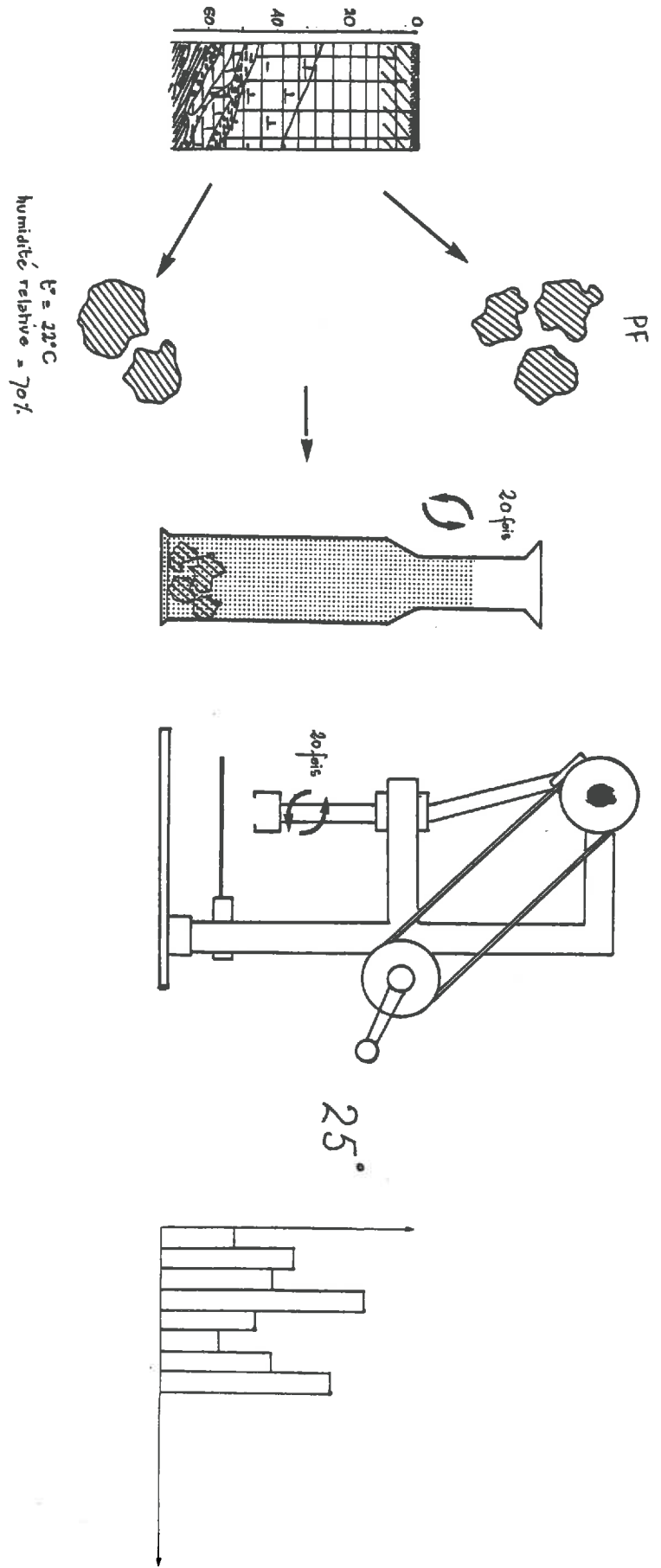


Fig. 17 - Schéma de la mesure d'une granulométrie des agrégats stables à l'eau.

Des mesures de résistivité ont été utilisées par CABIDOCHÉ et JAILLARD à la Guadeloupe dans des vertisols pour étudier la distribution de l'eau dans ces sols. L'application de cette méthode sur nos matériaux limoneux a échoué à cause de la présence de phénomènes de solifluxion, de profils enterrés, etc.... Cependant, le fonctionnement hydrique d'un tel système de loupes de solifluxion a pu être approché sur le terrain grâce à l'utilisation d'une méthode mesurant la conductivité hydraulique. Cette méthode décrite par van BEERS (1979) consiste à enregistrer dans un trou de tarière, sous le niveau de la nappe, la vitesse de remontée de l'eau jusqu'à l'équilibre.

Dans le cas des sols en place, ces méthodes directes ont été remplacées par une longue série de prélèvements systématiques d'échantillons pour une détermination de l'humidité du sol au cours de l'année. Pour cela, à des dates appropriées, des profils ont été échantillonnés tous les 10 cm à l'aide d'une tarière. Les échantillons sont enfermés hermétiquement dans des flacons plastiques et au laboratoire leur teneur en eau est mesurée. En procédant ainsi, une idée assez précise des variations de l'humidité dans les divers horizons est obtenue, aussi bien au cours de l'été que pendant l'hiver avec une couverture de neige de plus de 2 m.

#### IV. CONCLUSIONS ET GENERALISATIONS

Compte tenu des modifications de l'organisation structurale, lors de la dessiccation des matériaux de sol, un ensemble de méthodes a été constitué permettant une étude d'échantillons naturels. Ces échantillons non remaniés sont observés soit à l'état humide, soit déshydratés en conservant l'organisation correspondante à une humidité déterminée. Cette conservation d'une structure donnée est possible grâce à des techniques spéciales de deshydratation et/ou d'imprégnation.

La méthodologie qui consiste en une combinaison de mesures physiques et d'observations optiques (tableau V), permet une étude à la fois précise et complète de la géométrie porale. Le tableau V montre, en effet, que cet ensemble de méthodes couvre une très large gamme d'observations ( $10^{-9}$ - $10^0$  m). Une analyse des différents niveaux d'organisation présents dans les sols devient ainsi possible, en passant par toutes les échelles et en intégrant les divers aspects de l'hétérogénéité spatiale des sols. Ce tableau V montre également les différents avantages et inconvénients des diverses méthodes.

Pour chaque méthode donnée, la fiabilité des résultats dépend de ses limites. Il est donc satisfaisant de constater qu'un grand nombre de ces méthodes se recouvre.

Quelques problèmes restent cependant non résolus, en particulier la comparaison de résultats obtenus sur des systèmes dynamiques avec ceux obtenus sur des systèmes ayant un état physique figé. Une solution possible serait la réalisation de mesures sur de tels systèmes à un état figé, mais correspondant à différentes contraintes hydriques. Ceci est une procédure déjà très courante en matière d'observation de l'organisation des systèmes argileux à différents pF au M.E.B.-Cryoscan. Mais le temps et le coût de préparation des échantillons ainsi que le nombre de mesures, déjà très élevés augmenteraient avec le nombre de contraintes hydriques choisies.

Il reste également les problèmes de déshydratation des échantillons

TABLEAU V - Présentation schématique de l'ensemble des méthodes physiques (d'analyse et d'observation) utilisées, de la gamme d'observation, et de quelques avantages et inconvénients des méthodes.

METHODES PHYSIQUES ANALYTIQUES	Méthode	Gamme de taille des pores prises en compte ou grossissement	Taille des échantillons	Avantages	Inconvénients
		<ul style="list-style-type: none"> <li>rétenction en eau</li> <li>-----</li> <li>volume apparent</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li><math>\leq 300 \mu\text{m}</math></li> <li>-----</li> <li><math>\approx 500 \mu\text{m}</math></li> </ul>	cm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- mesure rapide, répétitive</li> <li>- impression globale de la distribution de la taille des pores</li> <li>- système dynamique</li> <li>- résultats volumiques</li> </ul>
	injection de mercure	7,5 mm - $\sim$ 100 $\mu\text{m}$	mm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- analyse précise de la distribution de la taille des pores</li> <li>- résultats volumiques</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- petits échantillons</li> <li>- échantillon déshydraté (cryodessiccation), état physique figé</li> <li>- résultats en taille équivalente</li> </ul>
	micromorphométrie	30 $\mu\text{m}$ - > 3 mm	dm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- gros échantillons</li> <li>- mesure directe de la macroporosité</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- inclusion d'échantillons, état physique figé</li> <li>- résultats bidimensionnels</li> </ul>
	conductivité hydraulique	"macroporosité"	dm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- mesure rapide, répétitive</li> <li>- système dynamique</li> <li>- analyse de la continuité des macropores</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- représentativité des échantillons en cas de très gros pores</li> <li>- perturbation possible pendant le prélèvement</li> <li>- mesures en condition saturée</li> </ul>
	l'oeil	x 1 (mm au km)	m	<ul style="list-style-type: none"> <li>- observation globale d'un matériau dans le milieu naturel</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- distance laboratoire-terrain</li> <li>- conditions climatiques</li> </ul>
METHODES PHYSIQUES D'OBSERVATION	loupe bino-culaire	$\sim 6$ à 50 x (mm au cm)	cm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- système naturel à l'état humide</li> <li>- couleurs naturelles</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- identification</li> </ul>
	microscope polarisant	10 à 500 x ( $\mu\text{m}$ au mm)	cm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- détermination des minéraux et de l'organisation macroscopique de la phase solide</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- état physique figé</li> <li>- observation bidimensionnelle</li> </ul>
	M.E.B.	100 à 15 000	mm	<ul style="list-style-type: none"> <li>- rapide, répétitive</li> <li>- observation tri-dimensionnelle de l'organisation de la phase solide</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- état physique figé (cryodessiccation)</li> </ul>
	M.E.T	20 000 à 500 000 ( $\mu\text{m}$ au $\mu\text{m}$ )	$\mu\text{m}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- observation de l'organisation au niveau particules et feuilletts</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- état physique figé (inclusion)</li> </ul>

Notons enfin que les résultats obtenus caractérisent soit des surfaces, soit des unités volumiques. Une interprétation de l'ensemble de ces résultats dépend alors de l'isotropie des matériaux.

En conclusion, il semble donc que le comportement hydrique d'un sol puisse être approché dans les conditions du laboratoire grâce à l'utilisation de l'ensemble des méthodes proposées, mais avec quelques réserves. Ainsi, la taille des échantillons impose des limitations quant au niveau d'observations et au degré d'hétérogénéité étudié. Les diverses méthodes exigent différents modes de préparation des échantillons et c'est cet ensemble : méthode et conditions de préparation, qui délimite ensuite la gamme de taille de pores prise en compte.

Enfin, l'interprétation de la totalité des résultats en terme de comportement hydrique d'un sol n'est permise qu'avec une connaissance la plus complète possible du milieu physique et la place qu'occupe ce sol dans ce milieu.



# **DEUXIEME PARTIE**

**Les matériaux issus de l'altération  
des calcshales**

**MILIEU PHYSIQUE, ALTERATION INITIALE ET PEDOGENESE**

## I. INTRODUCTION

Dans une région, l'étude de la formation des sols nécessite une connaissance très complète du milieu physique et des facteurs spécifiques de la pédogénèse. Ainsi, dans le Beaufortain (Alpes humides du Nord), ce sont d'abord le climat, la végétation et l'activité pastorale de l'homme qui sont des facteurs du milieu à prendre en compte. Mais dans le cas plus particulier de la pédogénèse sur calcshales, c'est surtout la nature de la roche-mère qui joue un rôle prépondérant.

Par conséquent, après un aperçu général de la géologie et de la géomorphologie de la région, nous attacherons une attention particulière à la composition minéralogique et chimique des roches, ainsi qu'à l'altération initiale.

Ensuite, les analyses de quelques 300 échantillons représentatives de l'ensemble de ces sols, permettent de dégager les traits caractéristiques du résidu de la décarbonatation des calcshales. Il s'agit là essentiellement de caractéristiques minéralogiques, granulométriques et chimiques des matériaux.

Enfin, ces caractéristiques spécifiques du matériau d'altération donnent la possibilité de définir un sol de référence dans lequel la pédogénèse "typique" peut être étudiée dans le détail et en particulier l'aspect de l'évolution structurale. Ce sol de référence qui a déjà fait l'objet de plusieurs travaux (LEGROS et al., 1980; van OORT et DORIOZ, 1982; van OORT et DORIOZ, 1983; DORIOZ et al., 1983; LEGROS, 1983) est un sol développé en place et montre par conséquent les évolutions spécifiques au matériau de l'altération des calcshales.

L'application des méthodes physiques, décrites dans la première partie, sur les horizons C, (B)C et (B) du sol de référence permet de suivre l'évolution de la géométrie de l'espace poral au cours de la pédogénèse et donc du comportement hydrique du sol. Cette étude physique très détaillée fera l'objet de la troisième partie de ce travail.

## II. PRESENTATION GENERALE DU BEAUFORTAIN

### II.1. CADRE GEOGRAPHIQUE

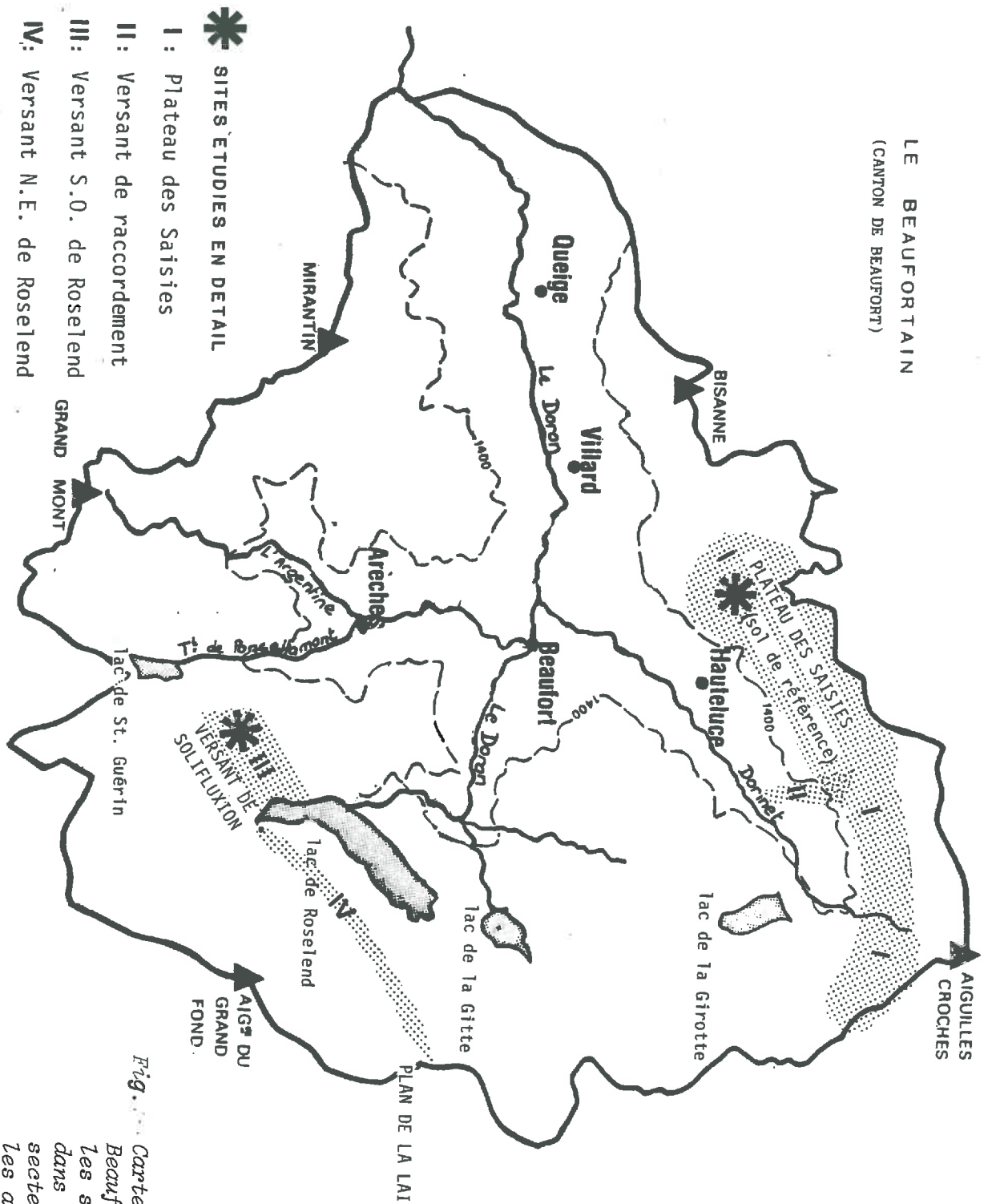
La région étudiée (fig. 18) se situe à l'extrémité septentrionale du massif cristallin de Belledonne. Elle figure sur les cartes topographiques 1:25 000 Annecy-Ugine 7-8 ; St. Gervais-les-Bains 5-6, 7-8 ; Albertville 3-4 ; Bourg-St. Maurice 1-2 et 3-4. Cette zone de moyenne et haute montagne savoyarde est dominée par le massif du Mont-Blanc au Nord-Est et par la chaîne des Aravis au Nord-Ouest. Dans l'Est et au Sud-Est les limites de la région concordent avec la chaîne Arpire (Grand Fond, Pierra Menta), tandis qu'au Sud le Grand Mont (2686 m) constitue le point culminant. Ces chaînes de montagne (2000-2700 m) entourent des vallées très profondes (Beaufort 600 m).

L'orientation des reliefs est en général Sud-Ouest/Nord-Est suivant la direction principale des unités géologiques. Les flancs Nord-Ouest, très raides, souvent boisés sont marqués par des abrupts impressionnants, tels que celui de l'Aiguille Croche (1000 m de falaise) ou encore celui de la roche Parstire. Les flancs Sud-Est, par contre, sont caractérisés par des reliefs beaucoup plus doux portant de vastes surfaces pastorales.

### II.2. LE CLIMAT

Les hauts sommets du massif du Mont-Blanc au Nord-Est de la région forment une barrière importante aux masses d'air venant de l'Ouest. D'un point de vue régime hydrique des sols, ce climat montagnard humide se caractérise par (tableau VI) :

- une répartition assez régulière des précipitations au cours l'année
- un apport massif d'eau au printemps à la fonte des neiges.



*Fig. . . . Carte schématique du Beaufortain, montrant les sites étudiées dans le détail et les secteurs choisis pour les analyses granulométriques.*

Cependant, la variabilité interannuelle reste très importante : amplitude année sèche-année humide  $\approx$  1100 mm à Beaufort, jusqu'à  $\approx$  1600 mm à Roselend (tableau VI). En outre, la pluviosité d'une station dépend beaucoup plus de la proximité du massif du Mont-Blanc que de son altitude.

L'influence de l'altitude est par contre très sensible en ce qui concerne les moyennes thermiques. Le gradient altitudinale de température, général dans toutes les montagnes du monde est évalué à  $0,55^{\circ}\text{C}/100$  m dans les Alpes du Nord. A Chamonix, la variation saisonnière est de  $0,2$  à  $0,3^{\circ}\text{C}/100$  m. pendant l'hiver et de  $0,6$  à  $0,8^{\circ}\text{C}/100$  m pendant les mois d'été (RICHARD, 1975). A l'échelle des versants, l'existence de ce gradient thermique est à l'origine d'une transformation progressive de la végétation et de l'occupation humaine le long des versants.

### II.3. LA VEGETATION ET L'OCCUPATION HUMAINE (GENSAC, 1967 ; DORIOZ, 1984 ; FLEURY et al., 1984)

a)- L'étagement de la végétation dans le Beaufortain correspond bien aux caractéristiques décrites par les divers auteurs pour les "Alpes externes" (OZENDA, 1964 ; RICHARD, 1975). La réponse de la flore au gradient altitudinal, particulièrement nette pour les formations ligneuses, se traduit dans le Beaufortain par la succession suivante :

- étage collinéen et submontagnard : Chêne sessile, Charme,  
Chataigner, Tilleul  
Pin sylvestre
- étage montagnard : Hêtre et Sapin
- étage subalpin : Epicéa (1) et Pin cembro,  
Aulne vert, Rhododendron
- étage alpin : Absence d'arbres, pelouses  
alpines.

(1) L'envahissement des étages inférieurs par l'Epicéa est le résultat de la sylviculture moderne.

Toute une gamme de variations locales dues au sol, au microclimat ou à l'occupation humaine se superposent à ces grandes coupures bioclimatologiques. Les stations où les facteurs locaux sont prépondérants, portent une végétation adaptée. Ainsi:

- **l'aunaie à Aulne vert** occupe les pentes très fraîches de l'étage subalpin. (La végétation luxuriante empêche l'évolution vers la pessière, caractéristique de l'étage)
- **les pinèdes à Pin sylvestre** colonisent les rocailles et les sols superficiels de l'étage collinéen et montagnard inférieur
- **les diverses associations du bord des eaux** sont liées à la grande disponibilité en eau du milieu (aunaie à Aulne blanc, phragmitaie, cariçaie,...).

b)-Toutes les variations des conditions naturelles sont déterminantes pour les activités humaines.

- Au niveau du paysage, la transformation par l'homme débute au Moyen-Age et intègre les contraintes du milieu alpin. Ainsi, au collinéen et au montagnard inférieur, les prairies de fauches et les cultures (en régression) relèguent la forêt dans les stations les moins propices (Ubacs, pentes fortes). (Notons, cependant, que l'optimum de la productivité forestière se situe justement au montagnard frais). Le subalpin et l'alpin sont le domaine des pâturages d'été. Tout comme les prairies d'étages inférieurs, ils sont nés dans les déboisements du Moyen-Age.

- Au niveau des parcelles, l'exploitation agricole est fortement influencée par les conditions physiques locales : la géomorphologie, topographie, la circulation de l'eau et l'ensemble sol-végétation guident les parcours des animaux et les interventions humaines.

c)-Traditionnellement, les exploitations agricoles du Beaufortain sont des exploitations laitières constituées de plusieurs unités, décalées en altitude. Chaque unité comprend des bâtiments d'habitation et d'exploitation, ainsi que des prairies. Cette différenciation altitudinale témoigne d'un "système" (1) prenant en compte les contraintes et les avantages de l'étagement bioclimatique. Dans cette exploitation traditionnelle, l'entretien (fertilisation) des pâturages prend une place prépondérante.

Pour obtenir un épandage le plus homogène possible, les vaches sont traitées et "parquées" la nuit en ligne sur les pâturages, attachées à un piquet ou "pachon". En déplaçant ces piquets de façon systématique tous les trois à quatre jours et en épandant les bouses tout autour du pachon, l'exploitant entretient la fertilité de son alpage. Notons que même sur les pentes fortes il creusait jadis à la pioche des "niches" (pachons) pour que ses vaches puissent s'y allonger la nuit. L'utilisation des surfaces pastorales est désormais soumise aux contraintes de la mécanisation (en particulier à l'accessibilité des parcelles à la machine à traire mobile). Ce changement provoque une "extensification" de grandes zones d'alpages (les zones déjà marginales étant abandonnées). Il s'accompagne, en général, d'une évolution de la végétation d'abord vers la nardaie, puis vers une lande à Myrtille, Genévrier et Rhododendron. L'influence de ces modifications du milieu sur le sol sera discutée dans la troisième partie.

(1) Etude des "systèmes agricoles" du Beaufortain en cours (SAD, Versailles, 1995).

### III. GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE DU BEAUFORTAIN

#### III.1. LA GEOLOGIE

La position géographique de la région à la terminaison Nord-Est du massif cristallin de Belledonne rend la géologie très complexe, comme en témoignent les nombreux travaux (BORDET, 1961 ; GROS, 1973 ; LANDRY, 1976 ; TRIBOULET, 1980 ; ELTCHANINOFF, 1980 ; ELTCHANINOFF-LANCELOT et al., 1982). Cette complexité est due, d'une part à la superposition de diverses formations sédimentaires de l'ère secondaire par dessus un socle métamorphique polyphasé hercynien, d'autre part à une orogénèse irrégulière, caractérisée par des épisodes de submersion/sédimentation et d'émersion/érosion. La tectonique alpine y est responsable de nombreux plissements et chevauchements qui rendent l'interprétation des documents géologiques très difficile.

##### III.1.1. Le massif cristallin

Dans le Beaufortain, le socle cristallin hercynien occupe essentiellement la partie Sud-Ouest (fig. 18). Ce socle est constitué de matériaux fortement métamorphisés. Le métamorphisme correspond selon son intensité à plusieurs stades de transformation croissante des minéraux : ectinites, migmatites et granites. Le socle se subdivise en trois unités géographiques (fig. 19):

- 1)- l'extrémité nord du rameau cristallin externe : granites de Beaufort et de la Chaudanne), ectinites de la série satinée (Mont Mirantin et Assise de Bisanne).
- 2)- Le synclinal médian, accident jalonné qui sépare le massif de Belledonne en deux rameaux. Les vallées du Dorinet et de l'Argentière sont établies sur cet accident. (Vallée du Col de la Bathie-Arèches-Beaufort-Col du Joly).



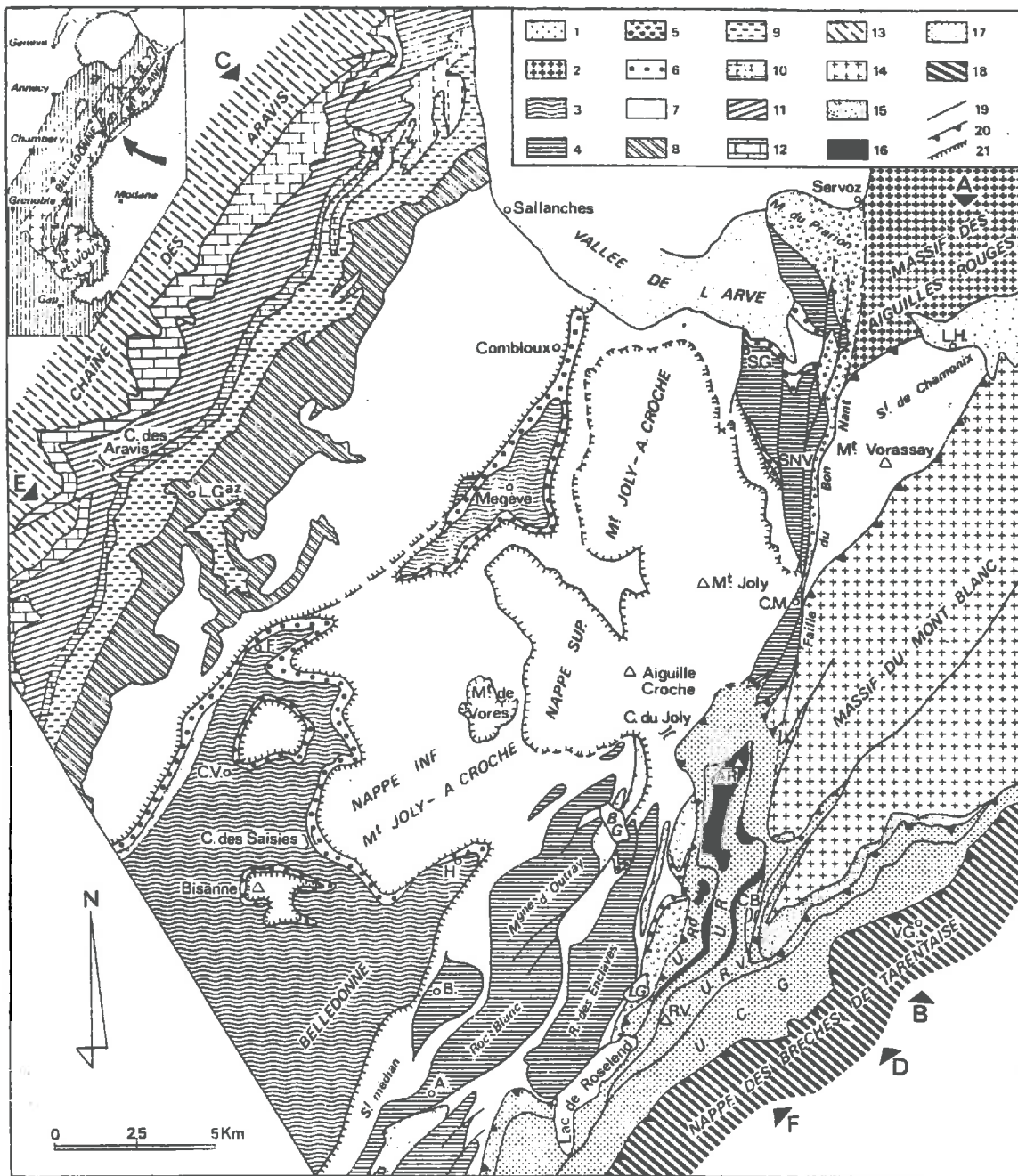


Fig. 19 - Carte structurale simplifiée des unités géologiques comprises entre Belledonne et Mont Blanc (d'après ELTCHANINOFF et al., 1982)

1 : alluvions quaternaires ; 2 : socle des Aiguilles Rouges ; 3 à 13 : unités delphino-helvétiques s.s. comprenant 3 : rameau externe du socle de Belledonne ; 4 : rameau interne ; 5 : houiller (Westphalien-Stéphanien) ; 6 : légument permio-triasique ; 7 : Trias supérieur - Lias - Aalénien ; 8 : Jurassique moyen ; 9 : Bathonien supérieur - Oxfordien ; 10 : Tithonique ; 11 : Néocomien ; 12 : Urgonien ; 13 : sédiments post-urgoniens des Aravis ; 14 et 15 : unité du Mont Blanc dont 14 : socle cristallin ; 15 : couverture sédimentaire ; 16 et 17 : nappe de Roselette comprenant 16 : écaillés cristallines ; 17 : terrains sédimentaires ; 18 : nappe des Brèches de Tarentaise ; 19 : failles et décrochements ; 20 : fronts chevauchants des grands ensembles structuraux ; 21 : principaux cisaillements basaux affectant l'ensemble delphino-helvétique s.s. non figurés dans le complexe écaillé du rameau interne de Belledonne, ni dans le « synclinal » de Chamonix). Sont individualisées au sein de la nappe de Roselette : U. R<sup>d</sup> : unité de Roselend ; U. R. : unité de Roselette ; U. R. V. : unité du Rocher du Vent ; U. C. G. : unité de la Crête des Gittes. A : Arèches ; A. R. : Aiguille de Roselette ; B : Beaufort ; B. G. : Barrage de la Girotte ; C. B. : col du Bonhomme ; C. M. : Les Contamines Montjoie ; C. V. : Crest Voland ; F : Flumet ; H : Hauteluce ; L. G. : Lac de la Gütte ; L. Gaz : La Giettaz ; L. H. : Les Houches ; S. G. : Saint-Gervais-les-Bains ; S. N. V. : Saint-Nicolas-de-Verocce ; R. V. : Rocher du Vent ; V. G. : Vallée des Glaciers.

- 3)- le rameau interne à structure complexe : ectinites, migmatites et granites de la série verte (Legette du Grand Mont, Roc Blanc et Outray) et migmatites de la série satinée (Grand Mont, Miraillet et les Enclaves).

A la fin de l'ère primaire, une pédiplanation nivelle l'ensemble de la région et forme ainsi la base de la fosse dauphinoise.

### III.1.2. Les terrains sédimentaires

. Lors d'une transgression triassique, des dépôts continentaux puis lagunaires (dolomies, cargneules et gypse), se déposent sur le socle hercynien pédiplané. Ces sédiments constituent le contact entre ce dernier et la couverture sédimentaire sensu-stricto (Jurassique et Crétacé).

Au début du Lias, après individualisation et approfondissement de la fosse dauphinoise, une série de schistes, calcaires et marnes puissante de 1100 à 1800 m se met en place. Elle est recouverte par des étages crétacés similaires, bien que généralement plus calcaires. La sédimentation se poursuit jusqu'à l'émersion Sénomamienne (Crétacé supérieur). Elle reprend à la faveur d'une transgression Eocène (Nummulitique) à la suite de laquelle la région émerge définitivement.

D'un point de vue tectonique, l'ère Tertiaire est surtout dominée par le soulèvement des Alpes qui, dans le cas du Beaufortain, débute dans la zone interne (Chaîne Arpire : Grand Fond, Pierra Menta). Mais, c'est seulement à la fin de l'Oligocène ( $\approx$  30 millions d'années) que la région connaît une importante période de tectonique tangentielle de vergence Nord-Ouest. Celle-ci entraîne le décollement de l'ensemble de la couverture sédimentaire et le départ partiel de la couverture dauphinoise. Durant cette période, la nappe composite de Roselette se met en place, après charriage par-dessus la terminaison méridionale du Massif du Mont Blanc.

### III.1.3. Les unités sédimentaires étudiées

L'étude de l'altération des calcshales et de la formation des sols s'est concentrée dans deux parties du Beaufortain appartenant à deux zones différentes de sédimentation.

#### III.1.3.1. L'unité dauphinoise du massif Mont Joly-Aiguille Croche

Cette unité fait partie de la zone dauphinoise s.s. et repose sur l'extrémité septentrionale du rameau externe (ELTCHANINOFF et TRIBOULET, 1980). Chronologiquement, l'unité est constituée par (fig. 20) :

- le TRIAS : dolomies, cargneules et calcaires
- le LIAS inférieur : alternance monotone de calcaires et de schistes
- le LIAS moyen : calcaires à entroques, calcaires marneux et schistes
- le LIAS supérieur : "schistes carton"
- le DOGGER (Aalénien : schistes silico-alumineux à nodules.

Sur la carte géologique au 250 000ème, GIDON (1977) attribue également ce massif à la zone dauphinoise constituée par le Lias supérieur marnocalcaire dauphinois et par l'Aalénien (marnes noires micacées). Selon la carte géologique (1/50 000) de MENNESSIER (1976), la majeure partie du massif est occupée par le Lias supérieur (schistes et schistes à nodules). Notons que dans la notice explicative qui accompagne cette carte, ces dépôts ne sont pas considérés comme des schistes calcaires.

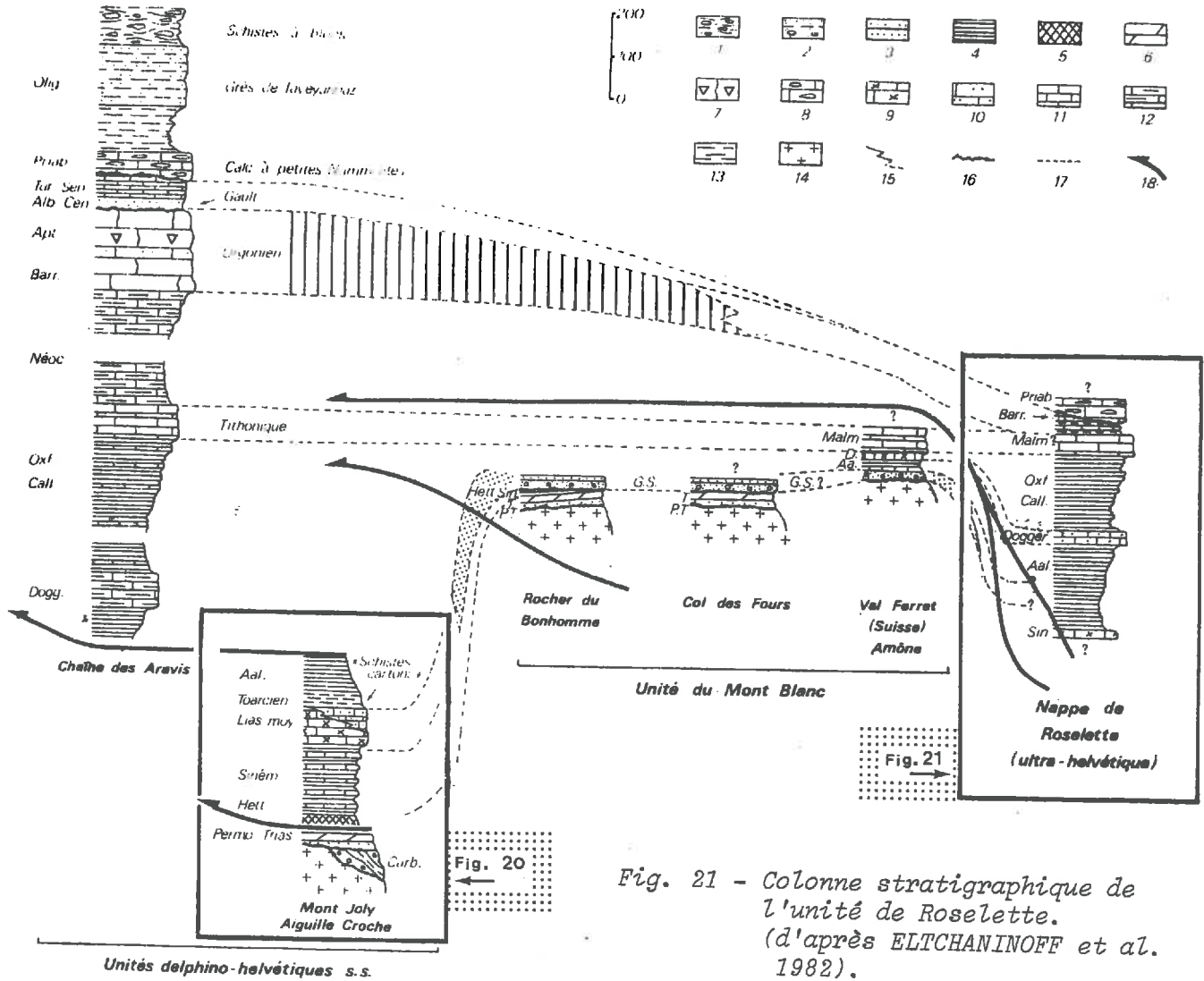


Fig. 21 - Colonne stratigraphique de l'unité de Roselette. (d'après ELTCHANINOFF et al. 1982).

Fig. 20 - Colonne stratigraphique de l'unité dauphinoise s.s. (d'après ELTCHANINOFF et al. 1982).

1 : complexe chaotique ; 2 : conglomérats ; 3 : grès ; 4 : schistes ; 5 : cargneules ; 6 : dolomies ; 7 à 9 : calcaires biodétritiques dont 7 : calcaires à Rudistes ; 8 : calcaires à Nummulites ; 9 : calcaires échinodermiques ; 10 : calcaires sableux ; 11 : calcaires fins pélagiques ; 12 : calcaires argileux ; 13 : marnes ; 14 : socle cristallin ; 15 : passages latéraux de faciès ; 16 : discontinuités stratigraphiques majeures ; 17 : isochrones ; 18 : flèches indiquant les positions structurales actuelles des unités. G. S. : « Gres singuliers ».

### III.1.3.2. Zone dauphinoise dite "orientale" : l'unité de Roselend

L'unité de Roselend fait partie de la nappe de charriage venue par dessus l'extrémité Sud du massif du Mont-Blanc. L'interprétation correcte de l'origine de cette nappe de Roselette a longtemps été sujet à discussion, ce qui explique les nombreuses désignations que l'on a pu attribuer à ses différentes unités. Ainsi, l'unité de Roselend (ELTCHANINOFF et TRIBOULET, 1980) constituant le flanc Sud-Ouest du lac de Roselend (fig. 3) est également connue comme unité des Roches Franches (carte géol. 1 : 50 000) ou comme unité de la Gitte (LANDRY, 1976).

Cette unité est constituée chronologiquement par (fig. 21) :

- le SINEMURIEN (LIAS moyen) : calcaires à entroques
- l'AALENIEN (DOGGER) : schistes silico-alumineux à nodules
- le BAJOCIEN/BATHONIEN (DOGGER) : calcaires grêseux
- le CALLOVO-OXFORDIEN (DOGGER/MALM) : schistes noirs, parfois calcaires.

Les autres étapes du Malm sont également présents, ainsi que le Crétacé inférieur et le Nummulitique.

GIDON (1977) classe les faciès de l'unité de Roselend dans les formations calcaires gris lités du Kimmeridgien et les formations marnes noires ("terres noires") du Malm inférieur dauphinois.

### III.1.3.3. Comparaison entre les faciès de l'unité dauphinoise et de l'unité de Roselend.

L'origine des faciès sédimentaires dans les sites étudiés correspond selon l'interprétation de ELTCHANINOFF et TRIBOULET (1980) à deux zones différentes de dépôts : la fosse dauphinoise s.s. et le bassin ultra Mont-Blanc ou dauphinois "oriental". Les faciès constituant ces deux unités sont grossièrement identiques en ce qui

concerne leur composition. Cependant, le nombre et l'extension des différents étages lithologiques peuvent varier.

Le degré de métamorphisme qu'ont subi les unités structurales varie également. L'étude de la cristallinité des illites selon la méthode de KUBLER (1966) montre, en effet, qu'il existe un gradient de métamorphisme progressif dans les unités sédimentaires en allant de l'Ouest à l'Est (ELTCHANINOFF et TRIBOULET, 1980).

Malgré tout, dans cette étude en raison de leur faible degré de métamorphisme, les deux unités peuvent être considérées comme identiques, tout au moins en ce qui concerne la pédogénèse et le comportement hydrique.

### III.2. LA GEOMORPHOLOGIE

La morphologie générale du Beaufortain est profondément influencée par les glaciations du Quaternaire. La vallée du Doron en fournit un exemple typique : les cirques et gradins glaciaires situés à Treicol et au Plan de la Lai, suivis par une série d'ombilics (cuvette de Roselend, de Beaufort, de la Plaine de la Pierre) et de verrous (Cula, Beaufort, Marselas, Queige, etc...) jusqu'à Albertville (fig. 7). Ces glaciers ont laissé d'autres traces encore :

- des lacs (Girotte, Roselend) et des tourbières (Col des Saisies)
- des roches cristallines striées et moutonnées (Rochers des Enclaves)
- des moraines, anciennes ou récentes (Arèches, Boudin).

Après le retrait des glaciers, les cours d'eau se sont réinstallés dans leurs lits en transportant des matériaux surtout grossiers dans les zones cristallines (amont de Beaufort). Les matériaux provenant des terrains sédimentaires (par exemple, Plaine de la Pierre en aval de Beaufort) sont essentiellement caractérisés par une granulométrie plus fine et homogène. Les cônes de déjection sont également très nombreux dans le paysage.

Deux autres phénomènes géomorphogénétiques interviennent encore : la désagrégation et la dissolution.

La désagrégation (fragmentation physique et mécanique à grande échelle) joue un rôle important surtout dans les terrains cristallins. Elle est à l'origine d'une multitude d'éboulis qui s'étendent depuis les sommets jusqu'au subalpin. Leurs pentes moyennes à faibles (GROS, 1973), sont souvent occupées par une végétation ligneuse.

Les roches calcaires sont généralement soumises à l'action des deux phénomènes. Dans le Beaufortain, les formations s'altèrent différemment et fournissent des accumulations spécifiques, en fonction de l'orientation des versants :

- .les versants Ouest sont surtout couverts d'éboulis
- .les versants Est donnent lieu à des clivages "couche sur couche"
- .les versants Nord et Sud sont le siège de gros "écroulements" (GROS, 1973).

Lorsque les calcaires présentent un pendage faible, la dissolution prend le pas sur la désagrégation mécanique et les matériaux sont plus ou moins décarbonatés. Mais, les exemples de dissolution les plus spectaculaires sont sans doute fournis par le paysage typique des entonnoirs de dissolution du gypse (Col du Pré, Col du Joly).

Les grandes surfaces de calcshales, marnes "schisteuses" affectées par la dissolution des carbonates permettent une certaine infiltration de l'eau. Ces masses de matériaux saturés d'eau sont, sous l'influence de la gravité, à l'origine de très nombreux glissements de terrain que l'on peut observer dans la région. L'architecture initiale des altérites, l'orientation préférentielle de ces particules et le pendage des roches par rapport à la surface jouent sans aucun doute un rôle capital dans les phénomènes de solifluxion au sens large (creep, loupes de solifluxion, glissements de terrain, etc...). Les matériaux d'altération

des calcshales, par leur nature même (cf. IIIème partie), sont facilement transportés et bouleversés ; ils recouvrent les pentes et souvent même les terrains cristallins. Ils engendrent des reliefs adoucis, favorables aux activités pastorales.

### III.3 CONCLUSION ET GENERALISATION

La position géographique du Beaufortain à la terminaison septentrionale du massif cristallin de Belledonne explique la complexité géologique. Sur le socle cristallin hercynien reposent les terrains sédimentaires du Jurassique, le contact entre les deux étant constitué par des lambeaux du Trias (calcaires, dolomies, cargneules). Cette couverture sédimentaire, originaire de deux bassins de dépôts différents, s'avère très proche au point de vue étages, faciès et constituants présents. L'altération des roches sédimentaires aboutit à des altérites souvent très limoneuses capables de retenir des quantités d'eau très importantes. Ces matériaux limoneux saturés d'eau deviennent facilement déformables et recouvrent, sous l'action de processus géomorphologiques, de très grandes surfaces, y compris des parties de terrains cristallins. Ils donnent ainsi au paysage du Beaufortain son aspect pastoral caractéristique.

Par conséquent, malgré la complexité géologique, les prairies et les alpages sont situés de préférence sur les matériaux d'altération de la couverture sédimentaire. Les sols, par contre, se sont développés à partir de roches-mères plutôt homogènes eu égard à la grande diversité lithologique. On peut estimer que les sites étudiés, en particulier le plateau des Saisies et le versant exposé Nord-Est du lac de Roselend constituent un échantillonnage à la fois représentatif et complet de ces sols.



#### IV. LES CALCSHALES : CARACTERISATION PHYSICOCHIMIQUE, ALTERATION INITIALE ET PROPRIETES DU RESIDU.

##### IV.1. DEFINITION DE LA ROCHE-MERE

La pédogénèse des sols sous prairies est fortement influencée par la nature de la roche-mère. Dans la plupart des cas, il s'agit de roches sédimentaires, schisteuses et calcaires, originaires du LIAS ou du MALM.

Ces dépôts montrent, à l'échelle du paysage, des aspects assez variés (fig. 22) en fonction des taux de carbonates, des constituants chimiques (i.e., %  $\text{FeS}_2$ ) ou encore de la granulométrie des constituants.

La classification de ces roches sédimentaires est en général basée sur la composition minéralogique et peut être représentée sous forme de triangle (Informatique et Biosphère, 1971). Les teneurs en carbonates varient grossièrement entre 30 et 70 % (cf. Tableau VII, page 83); ce qui situe les roches-mères étudiées parmi les calcshales ou calcaires marneux (fig. 23).

##### IV.2. ANALYSE DE L'ORGANISATION DES CALCSHALES.

La description qualitative des roches sédimentaires carbonatées se révèle assez difficile. Il existe, en effet, de nombreux systèmes de classification, basés essentiellement sur la taille des grains de calcite (PETTIJOHN, 1949 ; FOLK, 1959, 1962 ; BISSEL and CHILLINGAR, 1962 ; CHILLINGAR, BISSEL and FAIRBANKS, 1967), ou sur l'aspect de la porosité (PEDRO, 1972). Selon la nomenclature, proposée par HUMBERT (1976), les roches-mères seraient des:

"calcaires à isoclastes souvent diffus, à quartz fréquents, à agrégats pyriteux et à ciment cryptocristallin". La structure

TABLEAU VI - Paramètres climatiques de quelques stations du Beaufortain (d'après MARECHAL, 1978).

COMMUNE	Altitude (m)	Précipitation moy. annuelle (mm)	écart à la moyenne		Hauteur cumm. de neige (cm)	Température moyenne annuelle
			Précipitation min. (mm)	Précipitation max. (mm)		
BEAUFORT	760	1540	869	1972	296,8	-
ARECHES	1070	1400	940	1943	604,3	7°C
ROSELEND	1580	1575	1140	2146	895,2	-
GIROTTE	1750	1700	1157	2273	-	-

(Données moyennes des précipitations annuelles établies pour une période de 30 ans)

N.B. 1 cm de neige = 1 mm d'eau de fusion

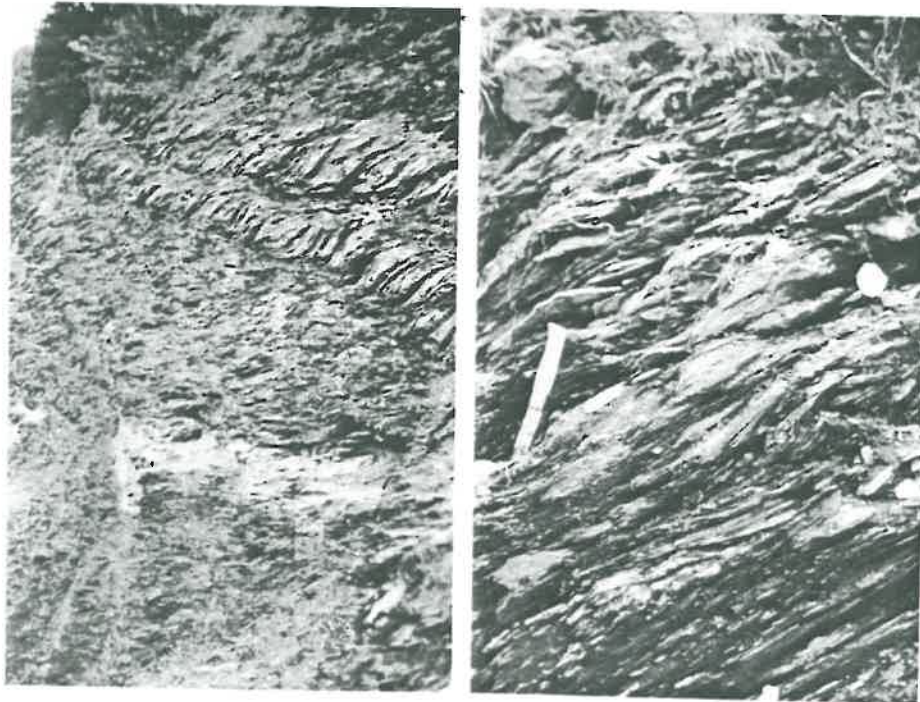


Fig. 22 - Présentation des calcshales à l'échelle du paysage:  
 A) falaise au plateau des Saisies  
 B) niveau très riche en pyrite, versant S.O. de Roselende.

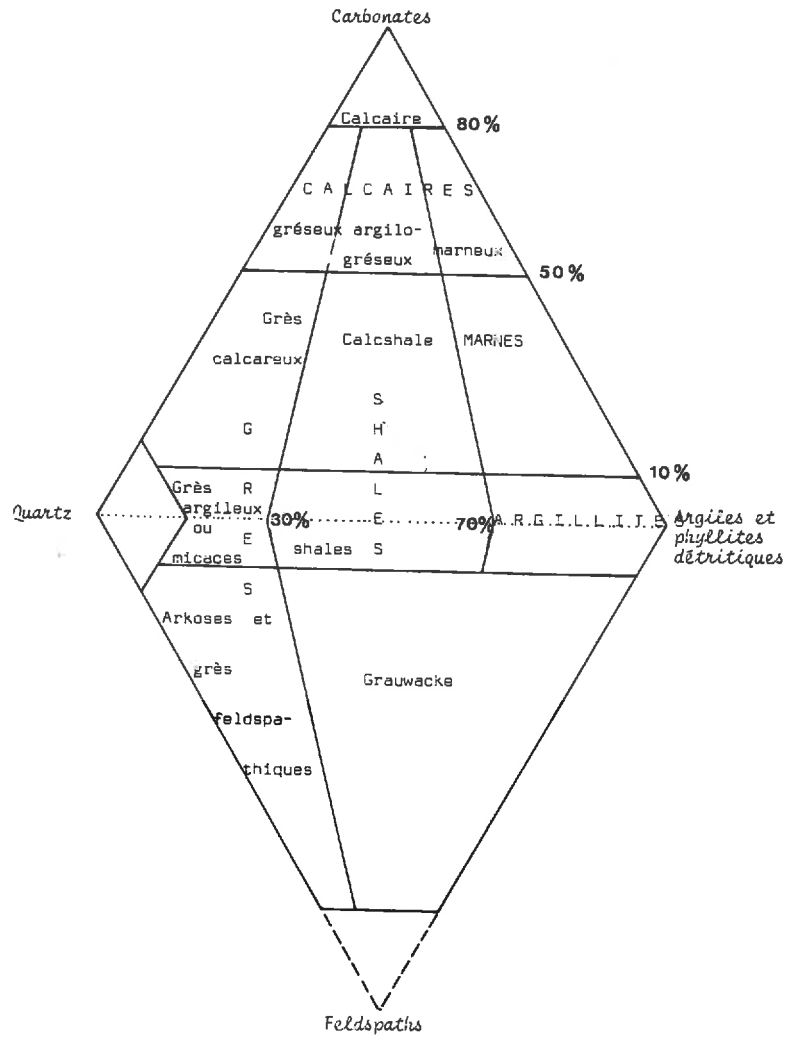


Fig. 23 - Classification des principales roches sédimentaires cohérentes.  
(d'après Informatique et Biosphère, 1971)

sédimentaire serait de type 1<sup>A</sup> : "structure laminaire plane horizontale soulignée par l'orientation préférentielle de certains éléments" (Pl. I,1).

Dans certains cas une perturbation de la structure initiale de dépôt peut être observée. Il s'agit d'une déformation par pression-dissolution : la stylolitisation (Pl. I, 2, 3). Ces bandes fines et onduleuses sont constituées par le résidu de la couche calcaire dissoute (pyrite, quartz, manganèse).

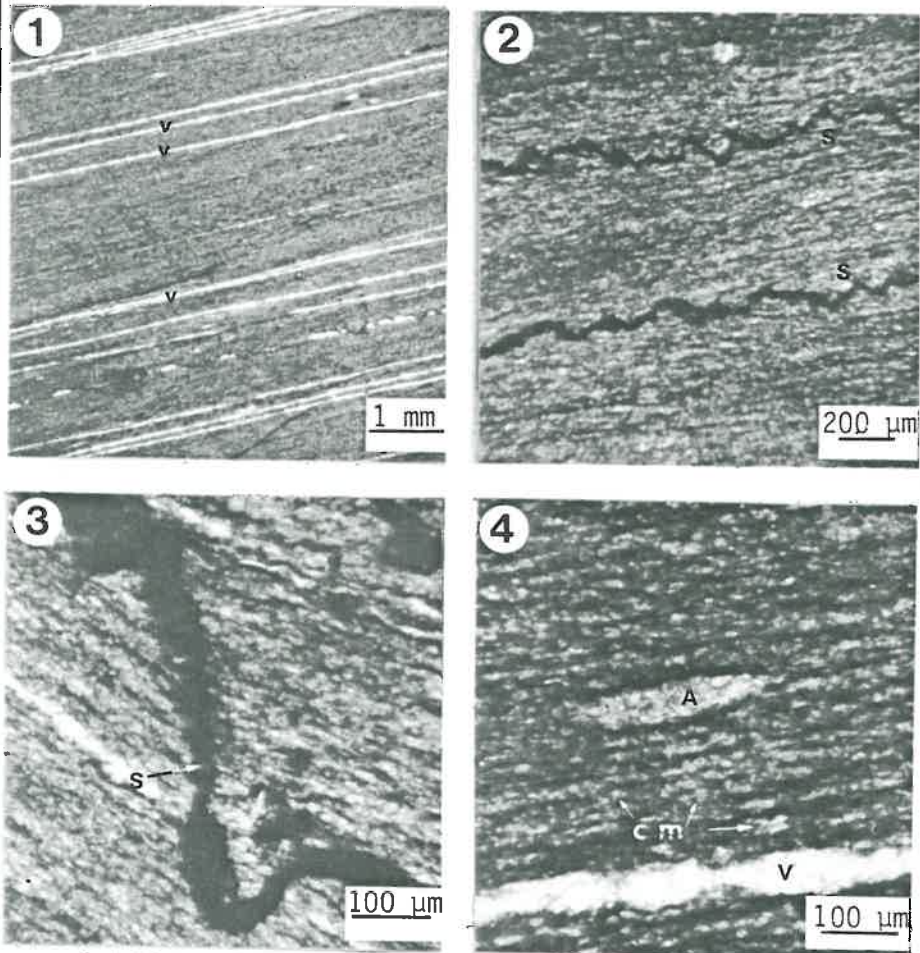
La calcite de ces roches sédimentaires se présente sous trois formes différentes (Pl. I, 4) :

- 1)- des agrégoclastes microsparitiques et sparitiques se présentent sous forme de lentilles de calcite sans lien apparent avec la masse de la roche, mais orientées parallèlement à la structure sédimentaire ;
- 2)- des veines de calcite, disposées de façon parallèle ou (sub)perpendiculaire à la structure de sédimentation. Elles sont généralement constituées de grains microspartiques ou sparitiques et leur épaisseur est de l'ordre de 40 à 80  $\mu\text{m}$ .
- 3)- Un ciment micritique et microsparitique apparemment jointif constituant la masse de la roche dans lequel on n'observe pas de forme cristalline nette.

Les éléments non carbonatés, essentiellement des particules de taille limoneuse, sont inclus dans le ciment micritique à l'état de grains isolés. Ces particules sont constituées par :

- des micromicas et chlorites, disposés parallèlement à la direction de la schistosité.
- des mégaquartz isométriques (ARBEY, 1980), également inclus dans le ciment ; les éléments micacés sont dans ce cas concentrés sous forme de travées fines (quelques microns d'épaisseur).

PLANCHE I : ORGANISATION DES CALCSHALES



Observation sur lames minces, microscope polarisant (L.N.)

- 1 : structure sédimentaire laminaire plane horizontale ; G X 10
- 2 : stylolites (s) ; G X 35
- 3 : stylolites, détail ; G X 100
- 4 : différents types d'organisation de la calcite  
c.m : ciment micritique, a : agrégoclastes,  
v : veines de calcite G X 100

- des associations pyrite-quartz fibreux se présentant sous forme de lentilles, alignées suivant la schistosité.

### IV.3. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES CALCASHLES<sup>A</sup>

L'analyse de la composition minéralogique des roches calcaires a été effectuée par diffraction des rayons X et par observation optique (microscope polarisant, microscope électronique à balayage). Les minéraux détectés dans les différents faciès de roches sont :

#### 1) Carbonates :

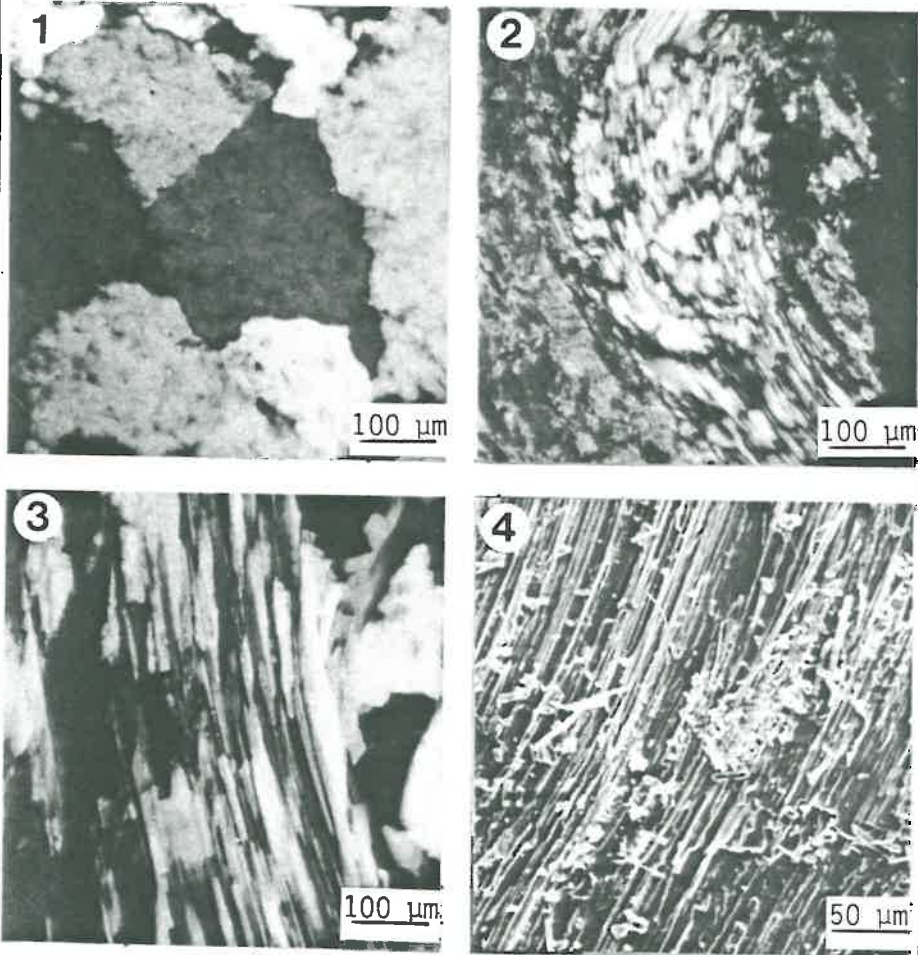
Les carbonates sont essentiellement présents sous forme de calcite. La taille des cristaux varie de quelques microns (cristaux micritiques formant le ciment) à quelques centaines de microns dans les veines de calcite recristallisée (Pl. I, 4). Le taux de carbonates est globalement compris entre 30 et 70 % (tableau VII).

#### 2)- Quartz :

Dans les calcshales les quartz occupent une place importante et présentent des aspects très variés. Dans les lames minces il est, possible de distinguer, en utilisant la nomenclature utilisée par ARBEY (1980) :

- les mégaquartz ou quartz isométriques en mosaïque, de taille en général  $> 20 \mu\text{m}$  (Pl. II,1)
- des microquartz flamboyants de taille  $\approx 2-30 \mu\text{m}$ . Ces quartz peuvent contenir jusqu'à 0.2 % de leur poids en eau libre et 1 % d'eau stable à 100°C. Ils sont formés à partir de solutions impures sursaturées en silice dissoute (Pl. II, 2).

PLANCHE II : COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES CALC SHALES  
LES QUARTZ.



*Observation des différentes formes du Quartz, microscope polarisant (L.N.)*

- 1 : mégaquartz ou quartz isométrique ; G X 100*
- 2 : microquartz flamboyant ; G X 100*
- 3 : quartz fibreux ; G X 10*
- 4 : (M.E.B) quartz fibreux ; G X 200*

- des quartz fibreux (Pl. II, 3, 4). L'extinction oblique de  $29^\circ$  et l'allongement positif observés sur ces fibres au microscope polarisant sont caractéristiques de la lutecite. Ce minéral se forme à partir d'une solution, à teneur élevée en silice, contenant des impuretés (ARBEY, 1980).

N.B.: Au M.E.B., les minéraux de quartz, compris dans les niveaux limoneux phylliteux, montrent souvent un aspect de plaquette (photo ...). (Ceci a également été constaté par JAMAGNE et ROBERT (ROBERT, communication personnelle, 1943)).

### 3)- Le mica :

Les minéraux micacés sont essentiellement des muscovites dioctaédriques de type 2M. Dans les faciès les moins métamorphisés (unité du Mont Joly - Aiguille Croche), ces minéraux sont plutôt représentés par des (TRIBOULET et ELTCHANINOFF, 1980). D'ailleurs ces auteurs indiquent la valeur indicative de ces minéraux vis-à-vis du degré de métamorphisme que les différents faciès ont subi au cours de leur histoire.

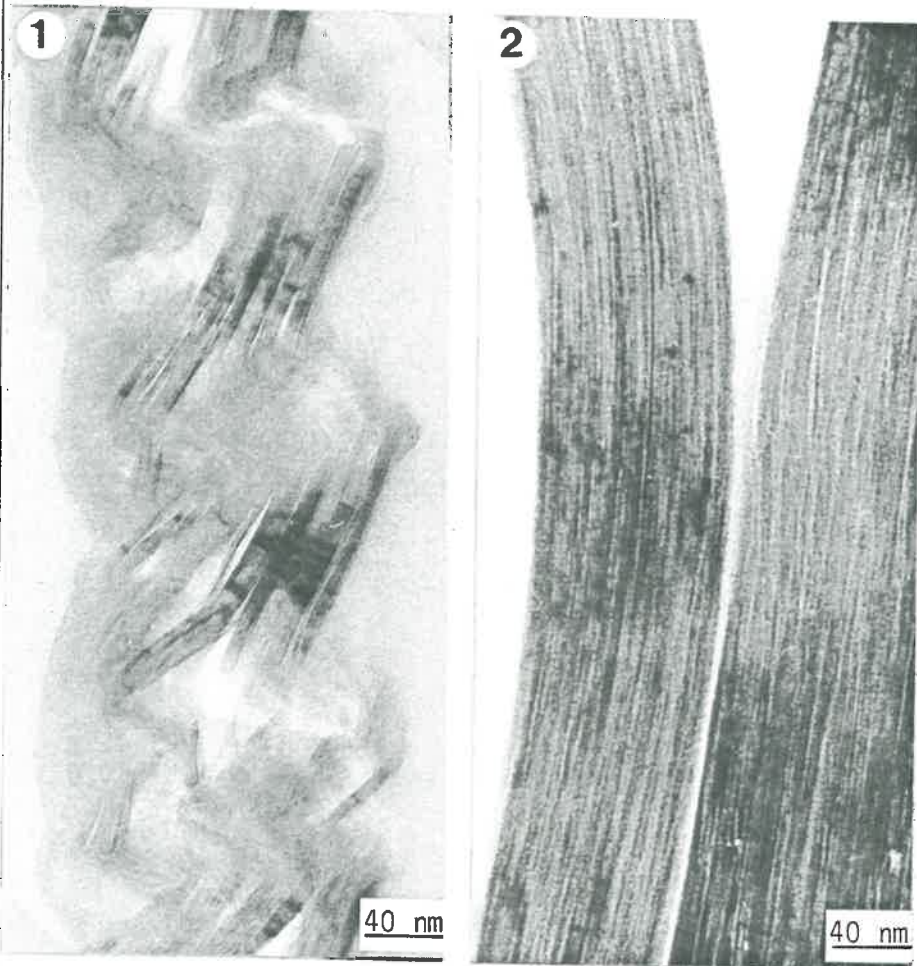
Au microscope électronique à transmission, ces micas présentent un aspect très particulier. La Planche III montre, en effet, une organisation de polycristaux disposés en forme d'"escalier". Cette disposition avait déjà été observée par TESSIER sur des minéraux argileux de charge également élevée (TESSIER et PEDRO, 1981).

### 4)- Les chlorites :

Les chlorites sont présentes sous forme de petits cristaux isolés dans la masse de particules micacées. La faible intensité de la raie  $d(001)$  à 14 Å par rapport aux raies  $d(002)$  et  $d(003)$  permet de supposer qu'il s'agit de chlorites ferrifères (BRINDLEY and BROWN, 1980 ; SORNEIN, 1980)



PLANCHE III : COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES CALC SHALES  
**LES MICAS**



*Observation de l'altérite, non remaniée au M.E.T.*

*1 : particule de mica à structure polycristal-  
 line ; G X 250 000*

*2 : particule de mica à structure rigide ;  
 G X 250 000*

### 5)- La pyrite :

La répartition de la pyrite dans les calcshales est très variable. Dans la plupart des cas, il s'agit de petits cristaux microscopiques (Pl. IV, 1) soit de pyrite framboïdale (Pl. IV, 2) isolés dans la masse carbonatée. Cependant, il existe localement des niveaux où la pyrite occupe plus de 70 % du volume de la roche, en particulier dans les "schistes à nodules" de l'Aalénien.

Dans la roche-mère non altérée, ces cristaux de pyrite sont souvent liés aux formes fibreuses du quartz. L'ensemble lutécite-pyrite peut être rencontré, soit de façon isolée dans la masse carbonatée sous forme de lentilles, soit groupé en formes de travées allongées selon la structure sédimentaire.

L'ensemble pyrite-quartz fibreux est bien connu dans le domaine de la microtectonique sous la désignation "pressure shadow" ; la déformation des fibres de quartz (Pl. IV, 3) et des pyrites sigmoïdales (Pl. IV, 4) peut fournir des indications précieuses concernant la direction des forces de déformation des roches métamorphisées (DURNEY and RAMSAY, 1973).

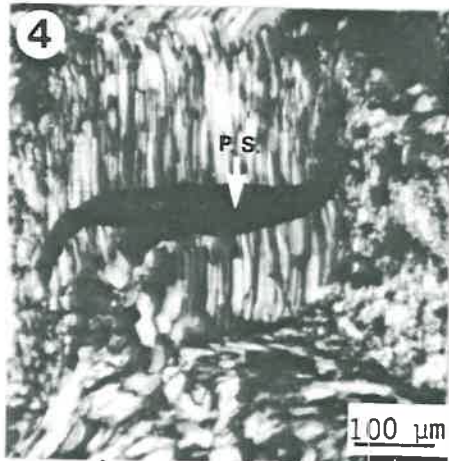
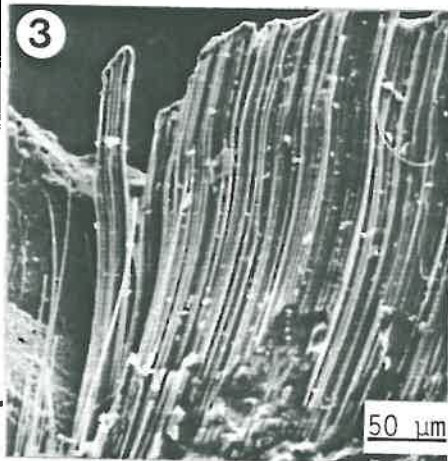
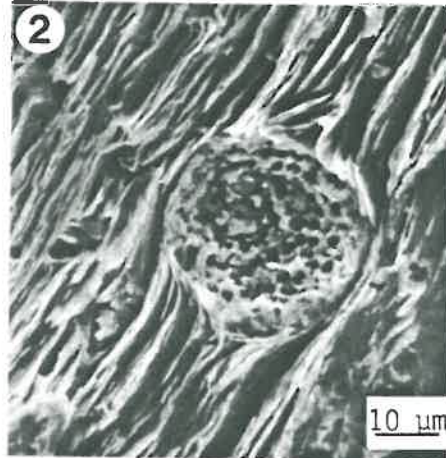
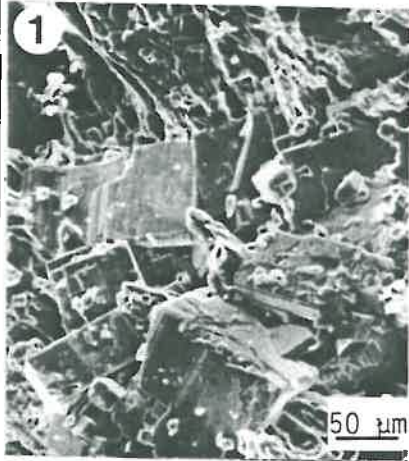
#### IV.4. PRESENTATION DE QUELQUES DONNEES ANALYTIQUES DES CALCSHALES

Sur l'ensemble des deux sites étudiés des échantillons de roches saines ont été ramassés. Après broyage, ces échantillons ont été décarbonatés dans une solution d'acide acétique/acétate de sodium, tamponnée à pH 5 (ROBERT et TESSIER, 1974). Les résultats des analyses chimiques totales effectuées sur les résidus figurent dans le tableau VII. Dans ce tableau on peut constater que :

- les variations du taux de carbonate d'une roche à l'autre, globalement comprises entre 30 et 70 %, sont considérables. (L'échantillonnage a été tel que les veines de calcite  $\approx$  1 cm n'ont pas été prises en compte).

PLANCHE IV : COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES CALCSHALES

LES PYRITES.



*Observation de différentes formes de la pyrite (M.E.B)*

- 1 : *cristaux de pyrite, isolés dans la roche carbonatée ; G X 160*
- 2 : *pyrite microscopique framboïdale ; G X 750*
- 3 : *quartz fibreux déformés ; G X 200*
- 4 : *pyrite sigmoïdale (p.s.) ; G X 100, microscope polarisant (L.P.)*

TABLEAU VII - % de calcaire et analyses totales des résidus des roches-mères du Beaufortain

	% CaCO <sub>3</sub>	% H <sub>2</sub> O 105°C	perte au feu 1100°C	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Total
p12*	68,8	0,23	7,59	51,43	18,78	10,02	0,09	0,70	3,75	2,92	0,88	0,41	0,92	2,36	100,08
n°1	84,0	0,05	5,81	65,79	15,36	7,12	0,03	0,42	1,81	2,92	1,21	0,25	0,70	0,31	101,78
n°3	20,7	0,06	5,15	62,79	16,77	6,85	0,01	0,10	2,40	3,11	0,65	0,04	0,97	0,61	99,51
n°4	79,1	0,03	4,44	72,64	9,75	7,25	0,01	0,25	4,00	1,17	0,67	0,14	0,43	2,03	102,77
n°5	59,7	0,11	4,53	74,36	10,67	4,23	0,02	0,67	1,96	1,66	1,44	0,16	0,53	0,93	101,27
n°6	48,5	0,30	3,54	78,21	10,52	3,39	0,01	0,15	2,02	2,10	0,42	0,07	0,50	0,35	101,58
n°7	66,2	0,18	9,63	51,00	15,09	9,06	0,30	6,08	3,95	2,08	1,54	0,28	0,63	1,10	100,92
n°8	0	0,23	5,53	60,43	19,57	7,36	0,04	0,14	1,54	2,81	0,66	0,08	1,02	0,06	99,47
n°10 <sup>B</sup>	0	0,36	6,51	60,43	18,27	7,30	0,02	0,56	3,33	1,06	0,51	0,18	0,95	0,06	99,54
n°11	74,3	0,03	1,69	89,14	6,18	3,23	0,01	0,11	0,12	1,12	0,34	0,05	0,35	0,06	102,43

p12\* : Plateau des Saisies ; n°1 Unité de la Gitte, chemin Mollier ; n°3 : idem ; n°4 2è virage, Plateau des Saisies  
n°5 : Plateau des Saisies ; n°6 faciès.bariolé, Plateau des Saisies ; n°7 Plateau des Saisies ; n°8 Chard du Beurre,  
falaise en dessous, Chard du Beurre, niveau p 58 ; n°10 Col de la Pechette, Plateau des Saisies ; n°11 Cargneule

- L'importance de la perte au feu à 1100°C s'explique essentiellement par la présence de chlorites alumineuses et d'hydroxydes de fer et de manganèse peu cristallisés. La présence des quartz fibreux peut également contribuer à la perte totale.

Notons, cependant, que les taux de manganèse obtenus n'offrent aucune fiabilité dans le cas des roches décarbonatées. En effet, durant le traitement à l'acide, le manganèse est solubilisé, complexé par l'acétate et éliminé par les rinçages à l'eau (VENEAU, communication personnelle, 1983).

- Les taux élevés de Si et Al expliquent le caractère acide des matériaux après décarbonatation de la roche. Le taux de Si dans le résidu limoneux est cependant moins élevé que celui, trouvé par JAMAGNE (1973) dans le cas des limons éoliens dans le nord de la France.

- Par contre, le pourcentage de  $K_2O$  dans le cas des calcshales est plus élevé que dans le cas des limons éoliens. Sans présence de feldspaths ceci est à mettre en relation avec une quantité de micas plus élevée dans les limons issus des calcshales.

- Les données analytiques du soufre montrent des variations très importantes, une indication de plus du caractère hétérogène des concentrations de pyrite.

#### IV.5. L'ALTERATION INITIALE

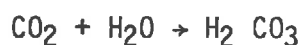
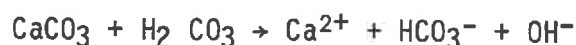
Le premier stade de l'altération des calcshales consiste en général en une décarbonatation complète de la roche, fournissant un matériau très peu consistant. Ce matériau d'altération figure dans certains cas sur les cartes géologiques sous le nom "schistes carton" (carte 1/50.000ème).

Il semble que la décarbonatation s'accompagne d'une augmentation du potentiel d'oxydo-réduction qui précède (ou concorde) avec l'altération des cristaux de pyrite.

#### IV.5.1. La décarbonatation

La vitesse de dissolution de la calcite dépend entre autre de la température, de la pression partielle de CO<sub>2</sub> du sol, de la quantité d'eau et de la taille des grains de calcite (KRAUSKOPF, 1967).

Les réactions chimiques :



expliquent l'augmentation de la solubilité de la calcite quand la température baisse (augmentation de la solubilité de CO<sub>2</sub> dans l'eau). (La taille des grains intervient au niveau de la surface des cristaux exposée à l'eau).

La forte pluviosité et la basse température qui caractérisent le climat du Beaufortain sont sans doute à l'origine de l'intensité de la décarbonatation qui affecte les roches. La nature micritique des calcshales amplifie cette tendance. L'ensemble de ces facteurs explique l'intensité de la dissolution du calcaire. Il est, en effet, très fréquent de trouver la roche-mère apparemment parfaitement intacte, mais décarbonatée sur une profondeur de plusieurs mètres (i.e. : 5 m. à 1800 m d'altitude sur le versant du lac de Roselend, exposé au Nord-Est).

La forme du front de décarbonatation dépend de la schistosité de la roche (CABIDOUCHE, 1979). En raison de l'épaisseur des roches affectées par la décarbonatation, les possibilités d'apprécier ce front n'ont pas été très nombreuses. Une des seules situations, où le passage roche carbonatée-altérite a pu être observé correspond au cas : "schistosité horizontale-pente faible" décrit par cet auteur. Dans ce cas, il s'agit,

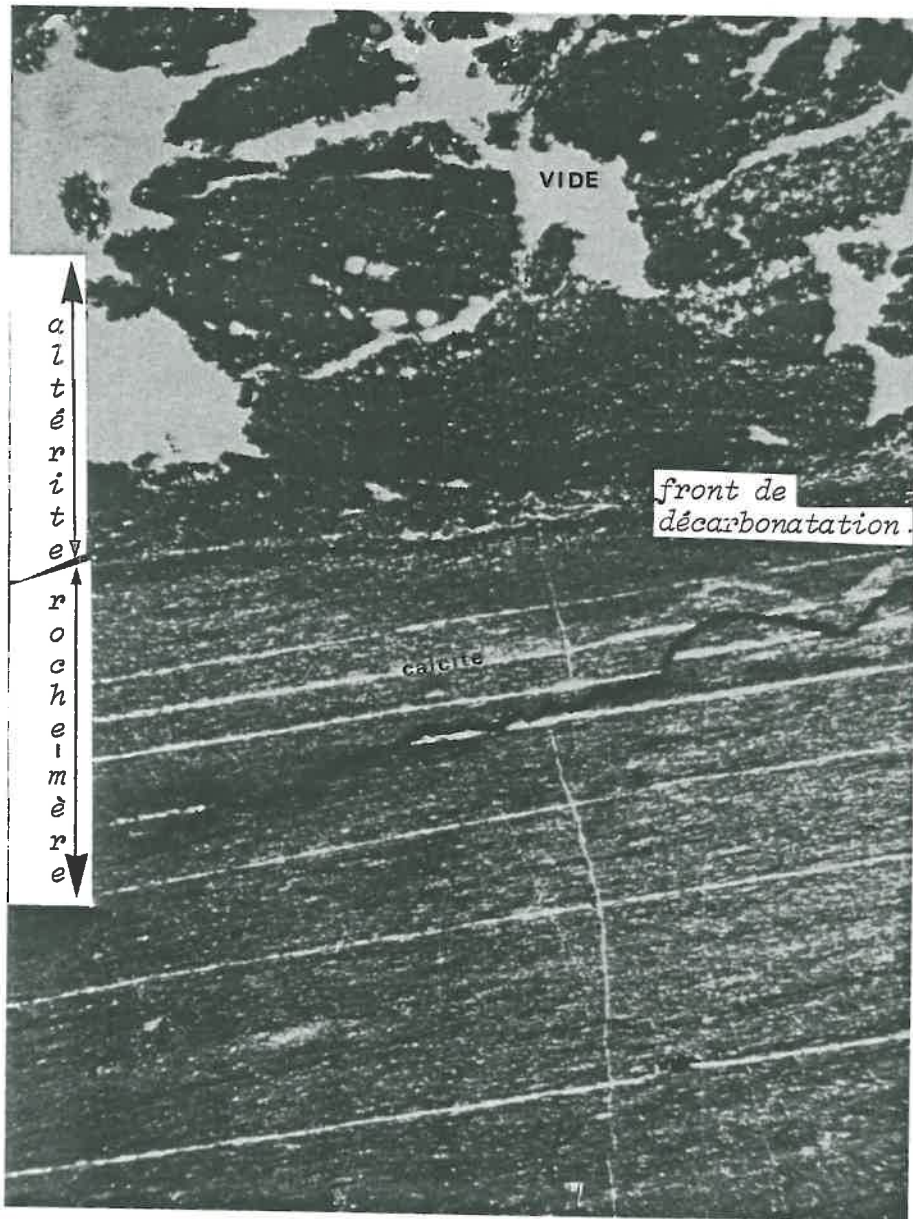
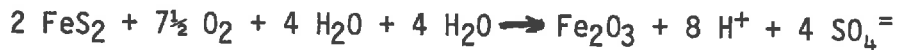


Fig. 24 - Observation sur lame mince du front de décarbonatation, Microscope Polarisant; G X 70; L.N.

en effet, d'une roche ne possédant qu'une faible porosité intercrystalline (Pl. I, 4). La transition de la roche saine en altérite se fait sur environ 20-30  $\mu\text{m}$  et le front de décarbonatation est net et régulier (fig. 24).

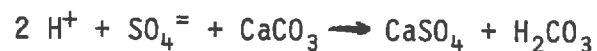
#### IV.5.2. L'oxydation de la pyrite

L'altération de la pyrite consiste dans un premier temps en une oxydation du soufre :



##### a)- Evolution en milieu basique :

L'acide sulfurique ainsi formé est en général rapidement neutralisé, en présence de calcaire, par la formation de gypse :



Ces formes de dissolution des carbonates sont semblables à celles observées par KLEIN (1980) obtenues après 21 heures de percolation avec de l'eau à l'atmosphère (Pl. V, 1). Elles font apparaître les plans de clivage de la calcite.

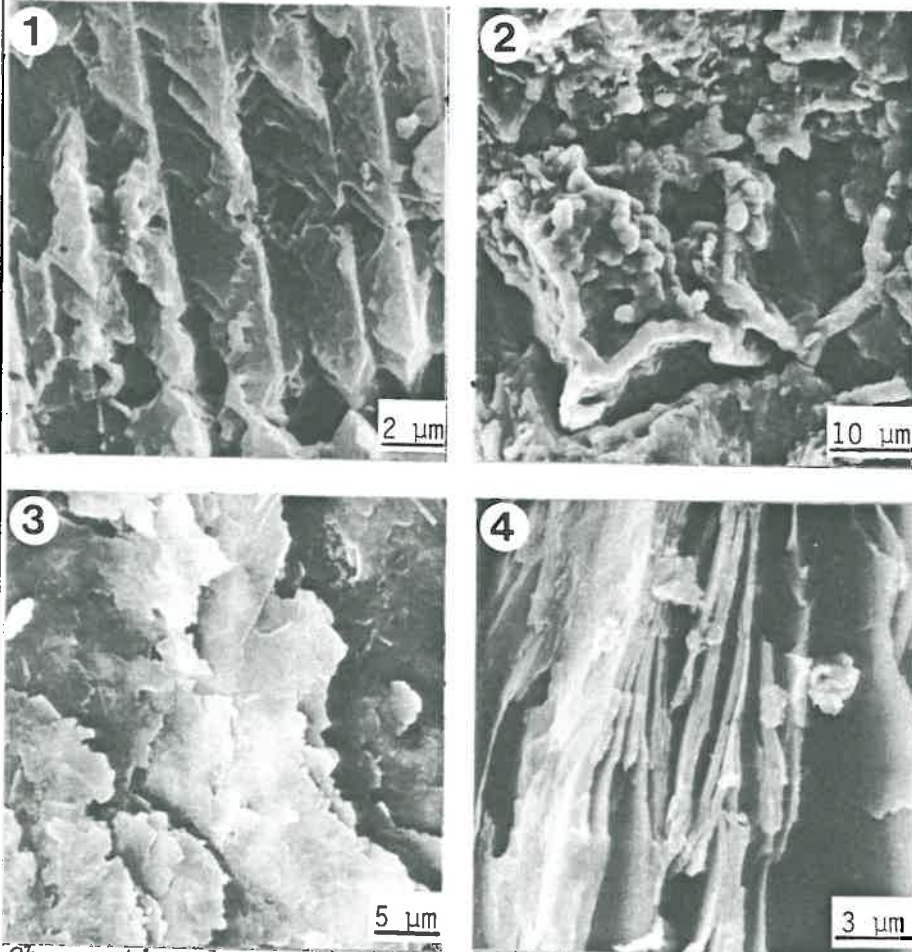
Dans la plupart des roches observées, les traces de sulfates n'ont jamais pu être détectées (microsonde, rayons X) et on ne constate qu'une accumulation de fer mal cristallisé à l'emplacement des anciens cristaux de pyrite (Pl. V, 2).

##### b)- Evolution en milieu acide:

Dans les zones à concentrations importantes en pyrite, souvent dépourvues de carbonates, l'altération de  $\text{FeS}_2$  peut provoquer une ambiance chimique très particulière avec des valeurs de  $\text{pH} < 2$  (van BREEMEN, 1976). Cette acidité est à l'origine de l'attaque des minéraux phyllosilicatés comme le montrent certains aspects très altérés au MEB (Pl. V, 2, 4).



PLANCHE V : OXYDATION DE LA PYRITE.

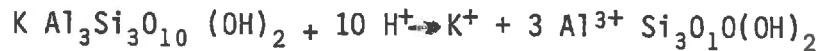


Observation des conséquences de l'altération de la pyrite (M.E.B)

- 1 : dissolution de la calcite ; G X 3900
- 2 : accumulation de fer mal cristallisé, à l'emplacement des anciens cristaux de pyrite ; G X 1000
- 3 : altération des minéraux phyllosilicatés par l'acidité, libérée à la suite de l'oxydation de la pyrite ; G X 1600
- 4 : idem ; G X 1600

De cet acidolyse résulte une mise en solution puis une lixiviation des cations du réseau cristallin, suivant (exemple théorique !) :

- Mica :



- Chlorite :



Dans sa thèse, SORNEIN (1980) mentionne également un phénomène particulier d'altération : "dans les niveaux phylliteux les plus altérés, les anciennes plages de muscovite sont encore parfaitement reconnaissables en lumière naturelle, mais en lumière polarisée, elles sont complètement isotropes". Apparemment, il n'en reste donc plus que la trame siliceuse. Dans ces conditions, la solution d'altération peut être saturée en silice et, effectivement, la formation de silice cryptocristalline constatée par SORNEIN a été confirmée dans notre cas par des observations au MEB (Planche VI). Ces images montrent qu'il s'agit de néoformations de silice cryptocristalline sur des quartz fibreux par nucléation homogène ou sur des cristaux de pyrite par nucléation hétérogène (Pl. VI, 1, 2).

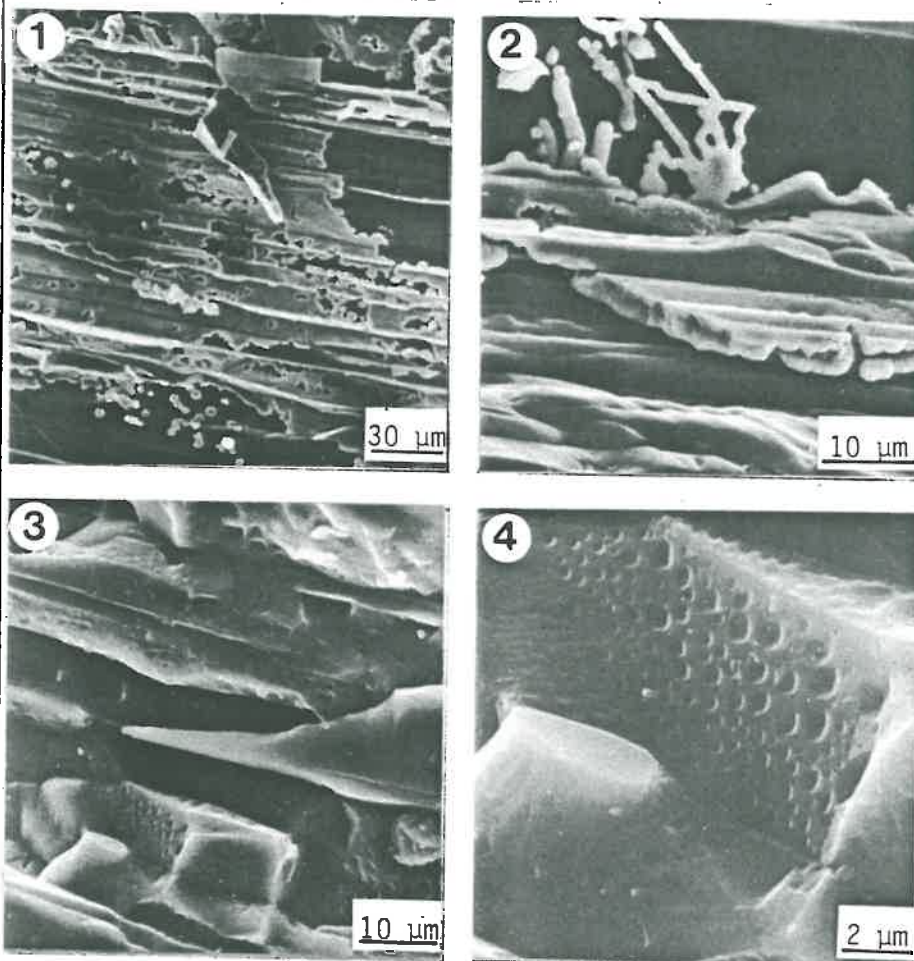
#### IV.5.3. L'altération des quartz

Il a également été possible d'observer des figures d'altération des quartz correspondant à une dissolution dans un milieu peut-être plus alcalin (Pl. VI, 3, 4).

#### IV.5.4. Reprécipitations des produits d'altération (Planche VII)

La décarbonatation des calcshales étant caractérisée par une transition nette entre la roche calcaire et l'altérite, les reprécipitations sont localisées sur les faces inférieures des dalles

PLANCHE VI : OXYDATION DE LA PYRITE / ALTERATION DES QUARTZ



*Observation de la néoformation de quartz microcristallin sur des cristaux de pyrite (M.E.B.)*

*1 : G X 300 ; 2 : G X 1000*

*Observation de la dissolution des cristaux de quartz ( en milieu alcalin ?) (M.E.B.)*

*3 : G X 1200 ; 4 : G X 4300*

calcaires (Pl. VII,1), dans les diaclases au bord des sources, etc....

L'altération de la pyrite dans les milieux peu acides aboutit en général à une libération du fer des minéraux primaires et à son blocage sur place, le soufre étant éliminé du système sous forme de sulfates. C'est encore dans les sorties d'eau, les falaises et les niveaux des sources qu'on a pu retrouver les traces des sulfates. Dans la plupart des cas, il s'agit de cristaux de  $\text{SO}_4$ , néoformés en forme d'étoiles (Pl. VII, 2), montrant parfois des figures de dissolution (Pl. VII, 3). Dans les falaises et les talus, les sulfates peuvent se présenter aussi sous forme d'une poudre blanchâtre : il s'agit là de formes vraisemblablement microbiennes de  $\text{Mg SO}_4$  (kieserite, Pl. VII, 4). Par contre, la présence de jarosite ( $\text{K Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ , produit d'altération de la pyrite caractéristique des milieux non calcaires (van BREEMEN, 1976 ; MIEDEMA et al., 1974), n'a jamais pu être mise en évidence avec certitude.

Dans les zones très acides on constate une omniprésence de gels de fer, recouvrant les autres minéraux (Pl. VII, 5), témoin du caractère plus mobile du fer dans ces conditions.

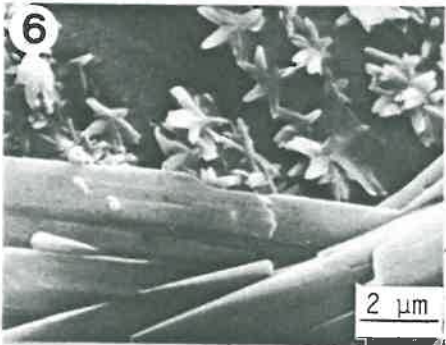
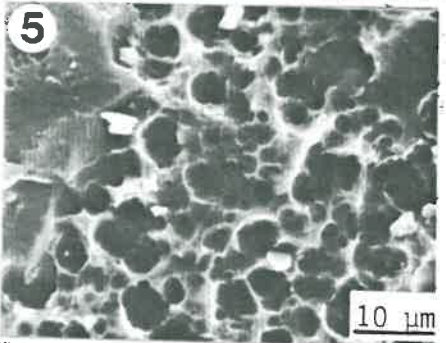
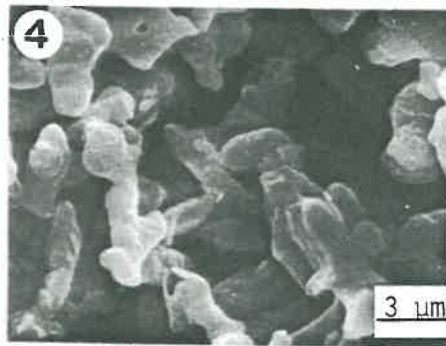
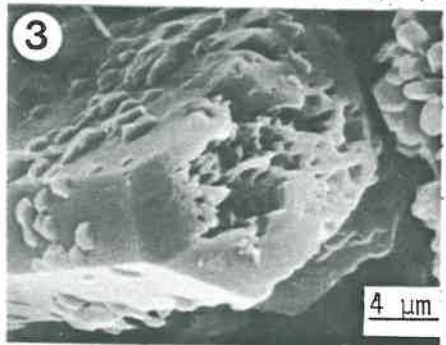
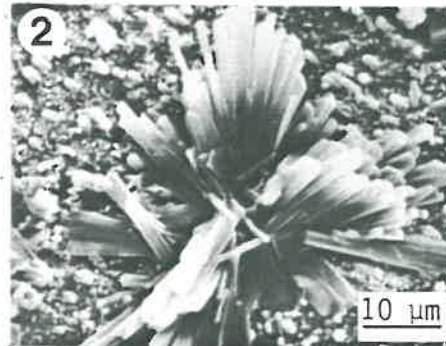
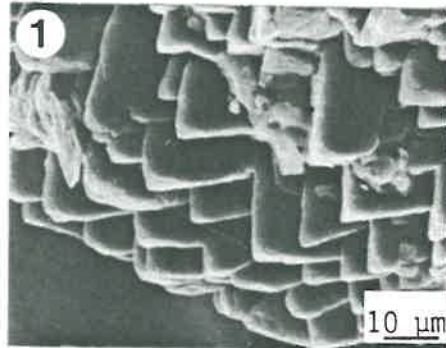
La présence simultanée de cristaux de gypse et de goéthite peut parfois être observée sur les cubes de pyrite (Pl. VII, 6).

Enfin, au sein des amas pyriteux, existent localement des systèmes géochimiques très complexes. Ainsi, dans des petites cavités, de véritables mini-géodes recristallisent les différents composants de la solution (Pl. VIII), comme, par exemple, de la silice cryptocristalline, de la goéthite manganifère ou alumineuse (cf. SORNEIN, 1980) et peut-être de la lépidocrocite.

#### IV.5.5. Conclusions.

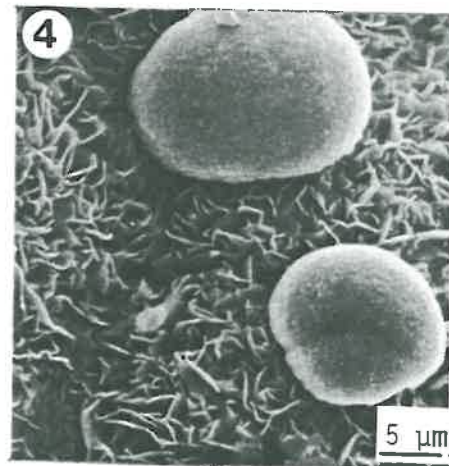
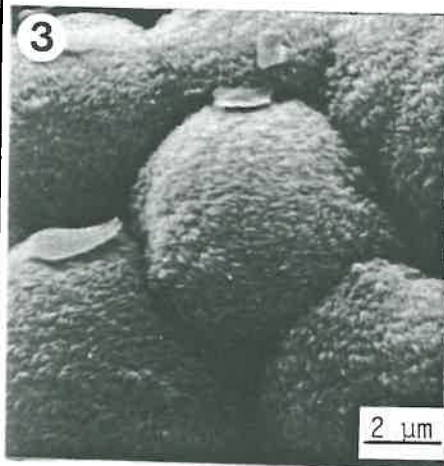
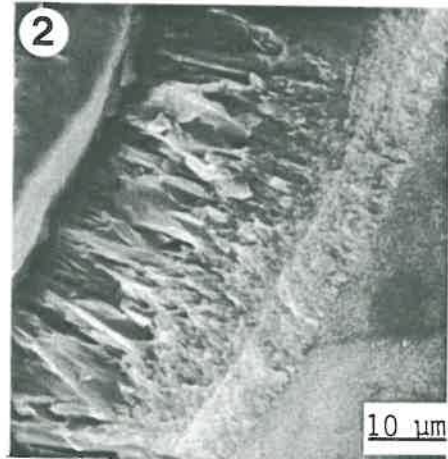
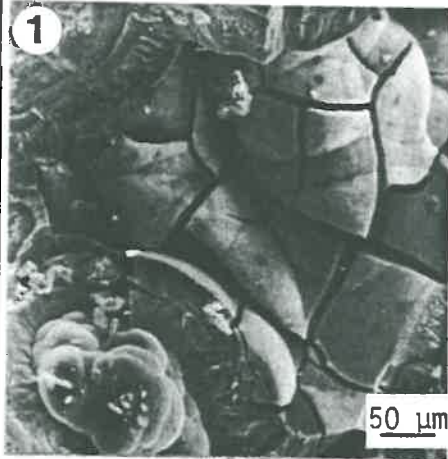
L'altération initiale, qui consiste essentiellement en une décarbonatation et une oxydation de la pyrite, efface en grande partie l'hétérogénéité minéralogique des calcshales. Le résidu est constitué par des minéraux phyllosilicatés (muscovites et chlorites) et par du quartz. Par conséquent, la pédogénèse s'accomplit dans un matériau plutôt homogène au point de vue de la taille (limons), des formes (plaquettes) et de la composition minéralogique.

PLANCHE VII : REPRECIPITATIONS DES PRODUITS D'ALTERATION.  
*Observation au M.E.B.*



- 1 : calcite  $\text{CaCO}_3$  ; G X 150  
 2 : gypse  $\text{CaSO}_4$  ; G X 1200  
 3 : dissolution du gypse ; G X 2400  
 4 : kieserite  $\text{MgSO}_4$  ; G X 3000  
 5 : altération d'un gel de fer ; G X 1000  
 6 : présence simultanée de gypse et de goëthite ; G X 4800

PLANCHE VIII : REPRECIPITATIONS AU SEIN DES MINI-CAVITES.



*Observation au M.E.B.*

- 1 : vue générale ; G X 150
- 2 : bord de la cavité ; G X 1000
- 3 : détail de boules de fer ; G X 5000
- 4 : détail (lépidocrocite ?) ; G X 1600

## **IV.6. LE RESIDU DE L'ALTERATION DES CLACSHALES.**

### **IV.6.1. Définition de l'isaltérite.**

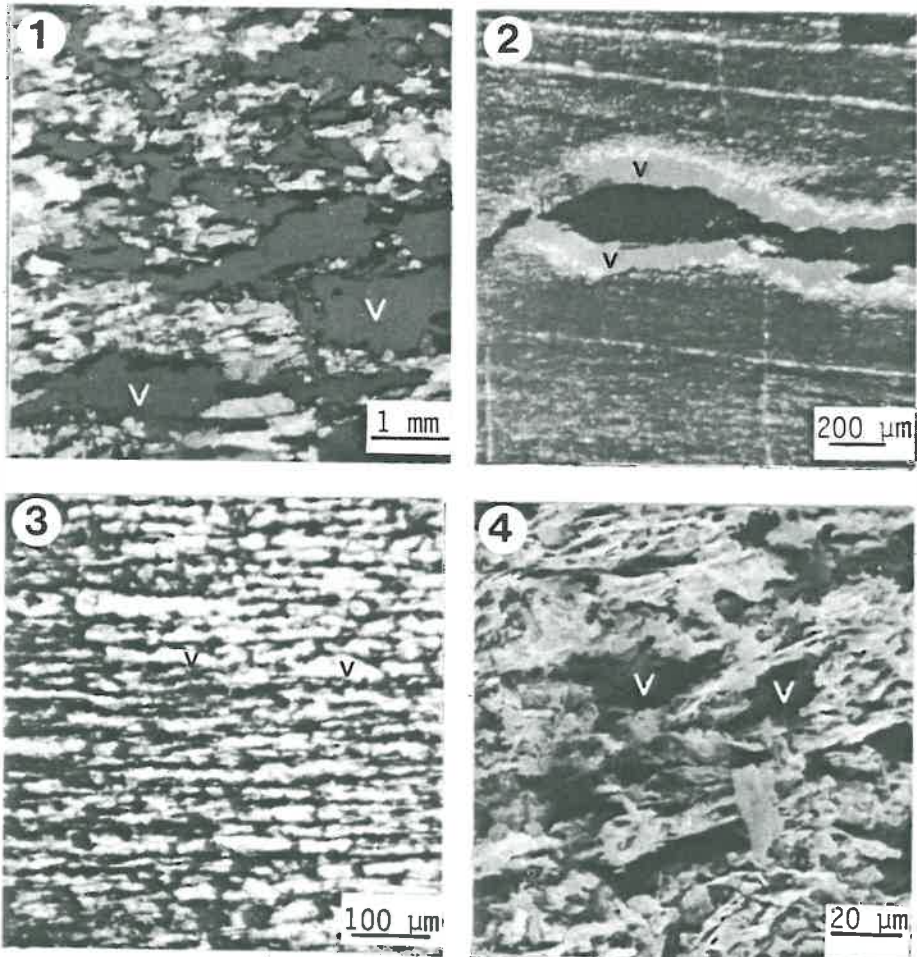
L'organisation de l'altérite, issue de la décarbonatation des calcshales, dépend entre autre de la schistosité de celle-ci et de la pente du terrain (CADIBOCHE, 1979). Dans les stations, où le passage roche-mère saine → altérite a pu être observé, l'altérite conserve parfaitement l'architecture initiale de la roche. Dans cette isaltérite, la géométrie de l'espace poral résulte de la dissolution de la calcite (Pl. IX, 1), parfois aussi de l'altération et l'élimination des cristaux de pyrite (Pl. IX, 2). Ainsi la majeure partie du volume poral coïncide avec l'emplacement des grains micritiques du ciment dissous (Pl. IX, 3, 4), qui occupait environ 50 % de l'espace total. Les pores créés par la dissolution des lentilles de calcite (environ 10 fois plus grands) sont disposés en mosaïque dans la masse (cf. Pl. I,4). Les plans de schistosité correspondent essentiellement à des anciennes veines de calcite ; leur épaisseur est de l'ordre de quelques dizaines ou quelques centaines de  $\mu\text{m}$ .

L'évolution pédogénétique se fait donc à partir de cette altérite dont les propriétés spécifiques sont directement héritées de celles de la roche-mère.

### **IV.6.2. Caractérisation des horizons développés dans le matériau d'altération.**

La période de reconnaissance des sols sous prairie durant l'été 1980 a abouti à l'échantillonnage d'environ 300 horizons provenant d'une soixantaine de profils. Les analyses (Arras) ont surtout portées sur la granulométrie des matériaux et l'ambiance physicochimique (C.E.C., pH, % M.O., Fe libre/Fe total, etc...). L'analyse de diffraction des rayons X

PLANCHE IX : ORGANISATION DE L'ISALTERITE.



Observation du premier stade de l'altération des calc-shales, microscope polarisant (v = vide)

- 1 : décarbonatation d'une zone riche en quartz  
G X 10 (L.P.)
- 2 : décarbonatation au voisinage de la pyrite  
G X 35 (L.P.)
- 3 : vue générale de l'isalterite ; G X 100 (L.N.)
- 4 : idem (M.E.B.) ; G X 470



entreprise au laboratoire à Versailles a été faite sur une trentaine d'échantillons. L'ensemble des différents horizons ainsi analysés peut être considéré comme un échantillonnage représentatif des sols limoneux.

#### IV.6.2.1. Caractérisation minéralogique :

Les échantillon étudiés recouvrent au mieux l'ensemble des sols prélevés. Parmi les profils analysés figurent des échantillons provenant de sols très différents tels que le sol brun calcique ou encore le podzol humo-ferrugineux. La variation altitudinale des sites s'étage de 600 à 2700 mètres.

Les diagrammes de diffraction montrent l'absence quasi totale d'évolution des minéraux argileux au sein des différents profils et ce, quelle que soit l'altitude. La composition minéralogique de tous les matériaux est remarquablement homogène : chlorite, muscovite et quartz (fig. 42). La présence d'un interstratifié 10-14 Å (M-Chl.) déjà constatée par LEGROS et al. (1980) est confirmée par notre étude.

La seule évolution minéralogique notable a été observée dans l'horizon A<sub>2</sub> du podzol humo-ferrugineux. Il s'agit d'une ouverture des chlorites dans l'interstratifié (M-Chl-Al), ce qui se traduit par un déplacement de la réflexion d(001) de 24 à 28 Å. Dans l'horizon Bfe du même profil on a pu détecter la présence de lépidocrocite.

#### IV.6.2.2. Caractérisation chimique :

La nature minéralogique et la taille des particules permettent d'expliquer les propriétés chimiques des matériaux d'altération. Ainsi la capacité d'échange des sols, toujours relativement faible, dépend beaucoup plus de la teneur en matière organique ( $r = 0,85$ ) que de la quantité d'argile ( $r = 0,49$ , corrélation réalisée sur 120 horizons).

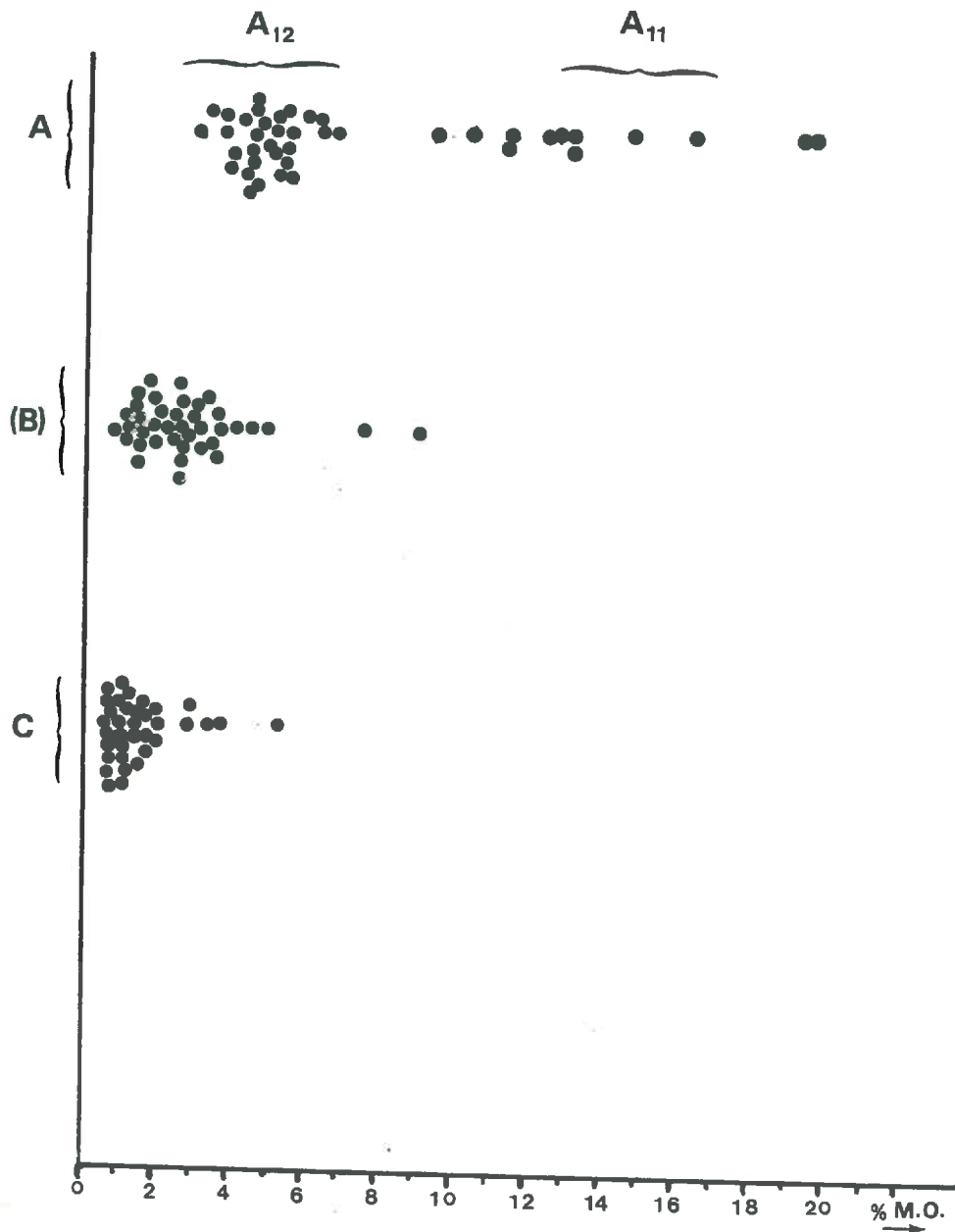


Fig. 25 - Présentation schématique de la répartition de la matière organique dans les sols d'altération des calchaies (résultats obtenus sur 35 sols).

Cette matière organique est souvent présente au sein des sols dans des proportions relativement élevées (fig. 25). Sa répartition dans le profil est déterminée entre autre par la topographie du sol (solifluxion → remaniement ; hydromorphie → accumulation), par le mode d'exploitation et par la végétation (abandon de la pâture → changement de la flore et de la litière → apparition d'un horizon  $A_{11}$ ).

Le pH dépend, lui aussi, en grande partie de la position topographique, mais également du pendage des shales, aussi bien à l'échelle des versants qu'à l'échelle du profil. Les variations du pH observées, permettent de distinguer trois ensembles de sols :

- . les sols avec un pH proche de 5 de haut en bas du profil. Ce groupe est caractéristique des sols développés dans les matériaux colluvionnés, décarbonatés.
- . Les sols légèrement acides en surface (5 à 5,5) et basiques en profondeur. Il s'agit alors de sols développés en place, moins profonds, et influencés dans les horizons C et BC par la roche-mère carbonatée sous-jacente.
- . les sols neutres, parfois calcaires jusqu'en surface. Les sols dont le pH élevé s'explique par des apports d'eau carbonatée sont situés essentiellement sur les versants dont la surface topographique est (sub)parallèle au pendage des shales. Il peut également s'agir d'un apport de matériaux colluvionnés (ou alluviaux) carbonatés.

Ce pH s'est révélé être un très bon indicateur du taux de saturation en bases dans ces sols (van OORT et DORIOZ, 1982). Par conséquent, les valeurs de S/T dépendent, elles aussi de la position topographique des sols. Ainsi les sols développés en place sont en général caractérisés par une désaturation importante (S/T de l'ordre de 10 %). Ces valeurs contrastent souvent avec celles de l'horizon C (S/T de 60-95 %) ou de l'horizon  $A_1$  (S/T = 30-60 %), dans le dernier cas résultant des remontées biologiques.

Dans le cas des sols de versant, développés dans les matériaux colluvionnés ou soliflués, les mêmes évolutions s'esquissent, mais beaucoup moins nettes.

#### IV.6.2.3. Caractérisation granulométrique

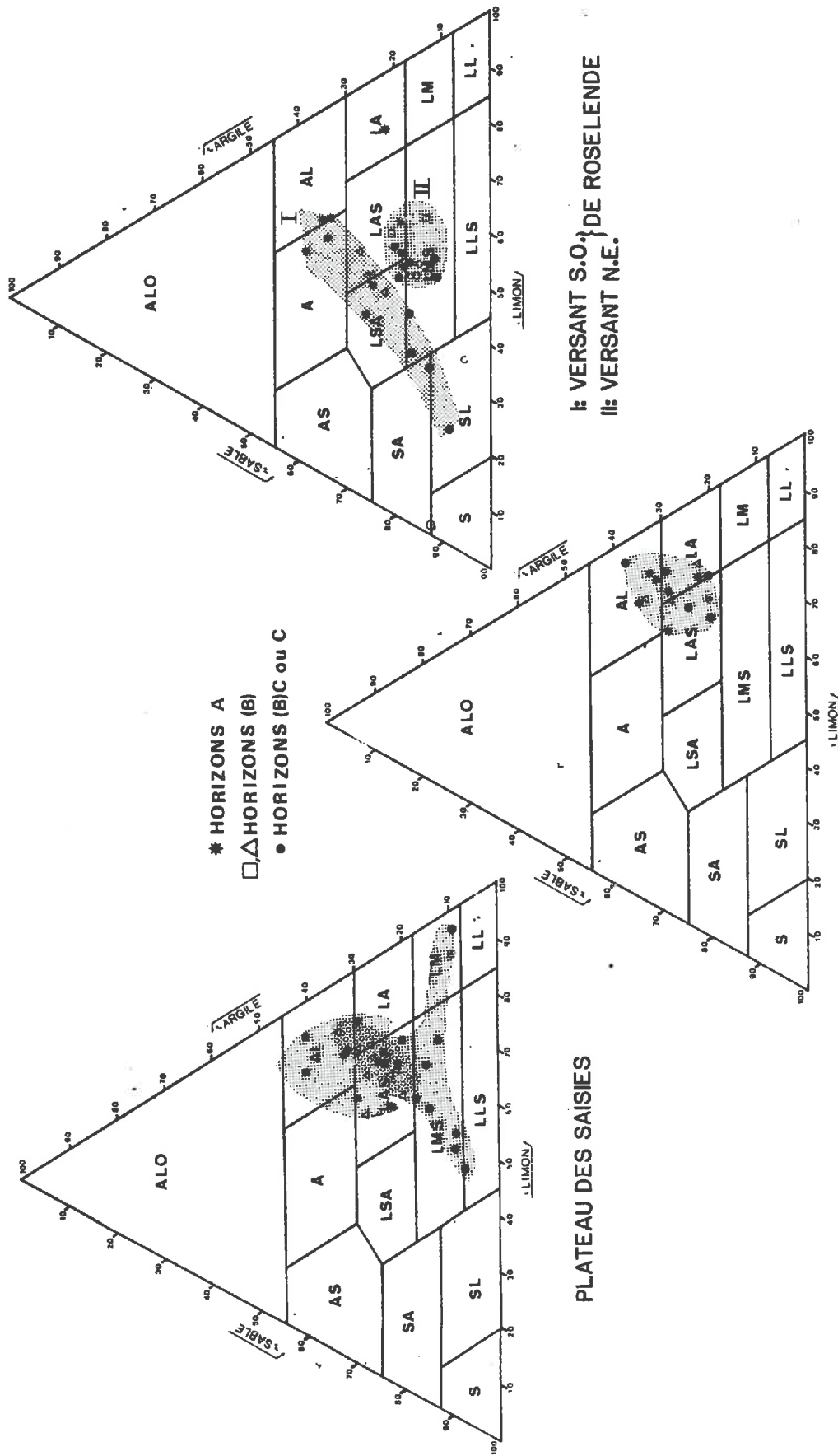
L'étude granulométrique des matériaux d'altération des calcshales a été réalisée sur 35 sols, provenant de 4 secteurs différents (cf. fig. 18):

- . Les sols développés en place, au plateau des saisis s.s. et au Col du Joly.
- . Les sols développés dans des matériaux colluvionnés, sur le versant de raccordement du plateau des Saisies-Hauteluze.
- . Les sols développés dans des matériaux colluvionnés et soliflués, sur le versant du lac de Roselend exposé au Nord-Est.
- . Les sols développés dans des matériaux colluvionnés et soliflués sur le versant du lac de Roselend exposé au Sud-Ouest.

Les résultats de ces analyses granulométriques sont reportés dans les triangles de texture (JAMAGNE, 1967). A partir des diagrammes obtenus, deux types d'interprétation sont envisagés. Dans un premier temps, la variation paysagique des 3 grands types d'horizons est analysée. Ceci permet de définir les grandes voies de l'évolution granulométrique dans les sols. Dans un second temps, la comparaison de profil à profil au sein de chaque secteur permet de nuancer les traits généraux de l'évolution granulométrique des sols en fonction des paramètres géomorphologiques.

Il s'agit donc tout d'abord d'une comparaison entre les différents horizons : horizons de surface, horizons B, horizons de sous-sol (fig. 26) :

- **au niveau des sous-sols**, la forme allongée des nuages de points traduisent la faible teneur en argile et la relative grande variabilité de la teneur en limon (entre 35 et 75 %) de ces matériaux. Les sables sont souvent constitués de particules composées. (Une bonne partie des particules sableuses a pu se former durant le broyage des échantillons). Vers le bas du versant de raccordement, on constate une augmentation de la teneur en argile dans les sous-sols, aux dépens des particules



VERSANT DE RACCORDEMENT

Fig. 26 - Evolution granulométrique dans les différents secteurs en fonction de la profondeur des sols.

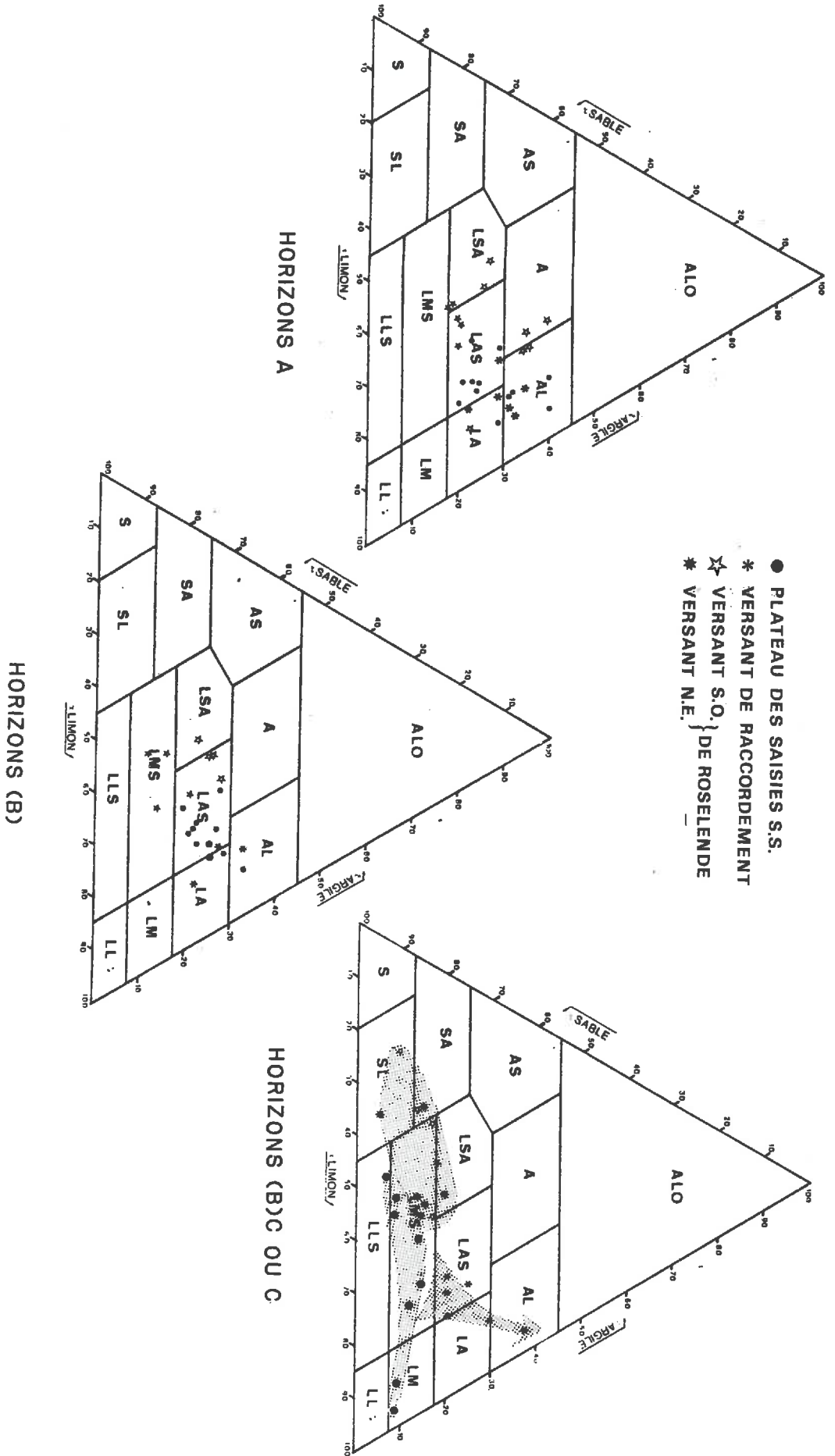


Fig. 27 - Evolution granulométrique des profils en fonction des paramètres géomorphologiques.

sableuses. Il semble donc que, de haut en bas du versant, l'influence de la roche-mère sous-jacente diminue et que le rôle de l'altérite est progressivement remplacé par celui du matériau colluvionné.

- **Au niveau des horizons B**, cette représentation montre un regroupement des résultats (les résultats sont compris entre 40-60 % de limon et 10-30 % d'argile). Les horizons B du secteur Roselend se distinguent cependant de ceux du secteur Saisies par une teneur en sables plus élevée.

- **Au niveau des horizons de surface**, les données sont quasiment identiques à celles des horizons B, mis à part une légère augmentation du taux d'argile.

Le deuxième mode de représentation consiste en une comparaison des profils entre eux pour chaque secteur donné (fig. 27).

- Dans le cas des **sols développés en place**, la tendance de l'argilification vers les horizons de surface est particulièrement nette. Notons l'augmentation de la quantité de sable dans certains de ces horizons par rapport à l'altérite, qui s'explique d'une part par la présence de nodules de fer et de manganèse ayant la taille des sables, d'autre part par des influences de remaniement (creep). En outre, un apport annuel de matériaux, par l'action de la mégafaune (campagneules) ou à la "fonte des neiges", se dépose sur des sols et est ensuite intégré dans l'horizon A.

- L'uniformité des résultats granulométriques dans le cas du **versant de raccordement** du plateau des Saisies reflète bien le caractère remanié des matériaux d'altération colluvionnés. La couche de matériaux soliflués est alors suffisamment épaisse pour que l'évolution granulométrique des sols ne soit pas influencée par la roche-mère sous-jacente.

- Par contre, dans le cas du troisième secteur qui est également un **versant de solifluxion**, les sols en haut de versant sont peu épais (en raison du pendage des roches, cf. IVème partie) et en conséquence, la tendance à l'argilification est de nouveau très nette.

- Sur le versant opposé, les analyses proviennent de sols situés le long de la même courbe de niveau ; elles témoignent d'une homogénéité texturale latérale des matériaux soliflués dans lesquels se développent ces sols.

### IV.6.3. Conclusions et généralisations.

L'étude minéralogique, chimique et granulométrique, basée sur un grand nombre d'analyses physicochimiques, permet de bien préciser les caractéristiques générales des matériaux d'altération des calcshales.

. La nature des constituants hérités (micromica, chlorite, quartz) est directement déterminée par la roche-mère. La variabilité de pédogénèse, en particulier celle due à la différence altitudinale, ne provoque pas de transformation notable des minéraux argileux dans le Beaufortain. On peut tout de même constater une ouverture des chlorites alumineuses dans ces conditions. Mais, c'est seulement au niveau de la roche, dans les niveaux très pyriteux, que se manifestent des transformations extrêmes : la destruction quasi-totale des phyllosilicates par une acidolyse à la suite de production de  $H_2SO_4$ , et la néogénèse de silice cryptocristalline.

. Les facteurs topographiques semblent d'ores et déjà déterminants pour l'ambiance chimique des sols sous prairie, ainsi que pour l'évolution granulométrique au sein des profils. C'est seulement dans les sols développés en place que l'on peut apprécier l'évolution texturale, propre au matériau dans les conditions typiques du milieu physique. Il s'agit là d'une microdivision des particules vers le haut des profils, due essentiellement à une fragmentation (LEGROS et al., 1980 ; LEGROS, 1983) de sables en limon et/ou de limons en argile.

En conclusion, l'ensemble des évolutions étudiées témoignent d'une grande homogénéité des matériaux d'altération au point de vue minéralogie, ambiance chimique et granulométrie. Les caractéristiques de l'altérite sont dans un premier temps héritées de celles de la roche. Les variations au sein des sols, observées ensuite, sont essentiellement dues à des facteurs externes, en particulier à la topographie. Cette homogénéité nous a conduit à choisir un sol représentatif de ces matériaux pour une étude approfondie de son évolution structurale. L'étude très détaillée de ce sol de référence constitue le sujet du chapitre V.



## V. PRESENTATION DU SOL DE REFERENCE.

### V.1. INTRODUCTION.

Une étude de l'évolution structurale, spécifique aux matériaux, de l'altération des calcshales n'est possible qu'en position (sub)-horizontale en l'absence de phénomènes de solifluxion, colluvionnement, etc.... En se référant aux travaux de LEGROS et al. (1980) et de DAMBRINE (1981), on a été amené à définir un ensemble de sols qui s'avèrent être très proches d'un point de vue faciès de la roche-mère, mode d'altération, chronologie et épaisseur des horizons, profondeur des sols, etc.... Le sol de référence, faisant partie de cet ensemble, révèle les évolutions granulométriques, physicochimiques et structurales caractéristiques du milieu calcshale. L'hétérogénéité chimique de la roche-mère intervient peu dans la différenciation pédologique, puisque le premier stade de pédogénèse est une décarbonation totale des calcshales. Par contre, cette roche-mère détermine l'organisation initiale de la phase solide et la géométrie de l'espace poral de l'isaltérite. C'est sur ce sol de référence que l'ensemble des méthodes physiques, analytiques et morphologiques décrites dans la première partie de ce travail, a été utilisé.

### V.2. DESCRIPTION DU SOL DE REFERENCE (fig.28).

Une roche-mère calcaire dure mais littée (LIAS moyen) se trouve à la base du sol de référence. La genèse de ce sol a déjà été brièvement discutée par LEGROS et al. (1980), van OORT et DORIOZ (1983), DORIOZ et al. (1983). Dans la description pédologique du profil, l'aspect poral ne sera pas évoqué puisqu'il a fait l'objet d'une étude très approfondie au laboratoire (cf. IIIème partie).



*Fig. 28 - Photo du sol de référence.*

Description pédologique :

- Profil : p 12\*
- Situation topographique : position (sub)horizontale à 5 m du talus du chemin Col des Saisies - Col du Very.
- Altitude : 1680 m.
- Exposition : 2° N.
- Végétation : Nardetum (REYDET, 1983).
- Utilisation actuelle : prairie d'alpage à pâture extensive.

- 0-2 cm : A<sub>11</sub> : mat racinaire très dense ; racines moyennes et fines.
- 2-10 cm : A<sub>12</sub> : jaune-brun (10 YR 5/4) ; nombreuses racines fines et moyennes ; structure micro-agrégée très fine et fine, nette, sustructure polyédrique arrondie fine, peu nette texture limono\_argileurs ; taches d'oxydation-réduction temporaires (à la fonte des neiges au printemps); nombreuses concrétions de fer et manganèse de 1 à 2 mm ; transition distincte et régulière avec :
- 10-35/40 cm : (B) : jaune-brun (10 YR 5/5) ; quelques racines fines et moyennes ; structure continue à éclats émoussés, sous-structure micro-agrégée fine, peu nette ; texture limono-argileuse ; nombreuses concrétions de fer et manganèse d 1 à 2 mm ; transition distincte et régulière avec :
- 35/40-45/55 cm :(B)C : jaune-brun foncé (10YR 4/4) ; peu de racines, surtout moyennes ; structure continue à tendance particulaire ; texture limoneuse ; structure localement perturbée par l'activité biologique ; taches jaune-brun (10 YR 5/5), transition graduelle et régulière avec :

- 45/55-55/60 cm : C : "brun-chocolat" (5 YR 3/1) ; nombreuses racines fines ; structure particulaire et littée ; texture limoneuse ; transition très nette et régulière avec :
- > 55/60 cm : R<sub>1</sub> : calcshale dur bleu-noir.
- ~ 80 cm : R<sub>2</sub> : calcshale feuilleté blanc-beige.

### V.3. EVOLUTION MINERALOGIQUE.

L'analyse par diffraction des rayons X, effectuée sur 5 niveaux du profil type révèle une composition minéralogique tout à fait conforme aux traits généraux décrits auparavant. Les diagrammes obtenus montrent la présence de chlorites, de muscovite, de quartz et d'un interstratifié régulier 10-14 Å, apparemment hérité de la roche.

#### V.4. EVOLUTION GRANULOMETRIQUE.

L'évolution granulométrique de bas en haut du profil de référence se traduit par une microdivision des particules, essentiellement de limons en argile (fig. 20). Cette argillification consiste en une fragmentation physique spéciale de type  $F_3$  selon LEGROS (1983). Dans le triangle de texture, le trajet granulométrique correspondant à ce type d'évolution est ascendant et plus ou moins parallèle au côté L.A. (fig. 30). Dans cette figure sont portés les résultats analytiques de LEGROS et ROBERT (LEGROS et al., 1980) provenant d'un talweg (p 12) et du profil type (p 12\*) situé à 5 m du premier. Notons que les divergences entre les résultats texturaux se manifestent principalement dans l'horizon de surface.

#### V.5. EVOLUTIONS PHYSICOCHIMIQUES.

##### V.5.1. Analyses chimiques totales.

Les résultats des analyses chimiques totales figurent dans le tableau VIII et sont ramenés à la masse hydratée des échantillons. A titre de comparaison avec l'isaltérite, les analyses de la roche-mère décarbonatée y sont également portées. Ce tableau montre la relative constance de la composition chimique en particulier des éléments Si, Al et Fe, malgré la variabilité de la nature de la roche-mère. La discordance entre les taux de manganèse de la roche décarbonatée artificiellement et de l'horizon C s'explique par le traitement de la roche à l'acétate de Na (cf. IIème partie, IV.4). La simultanéité de l'altération de la pyrite et de la décarbonatation est illustrée par la quasi absence de S dès l'horizon C.

La variation entre les résultats des éléments Si, Al et K entre la roche-mère décarbonatée et l'horizon C traduit peut-être un taux plus élevé de minéraux micacés dans la roche.

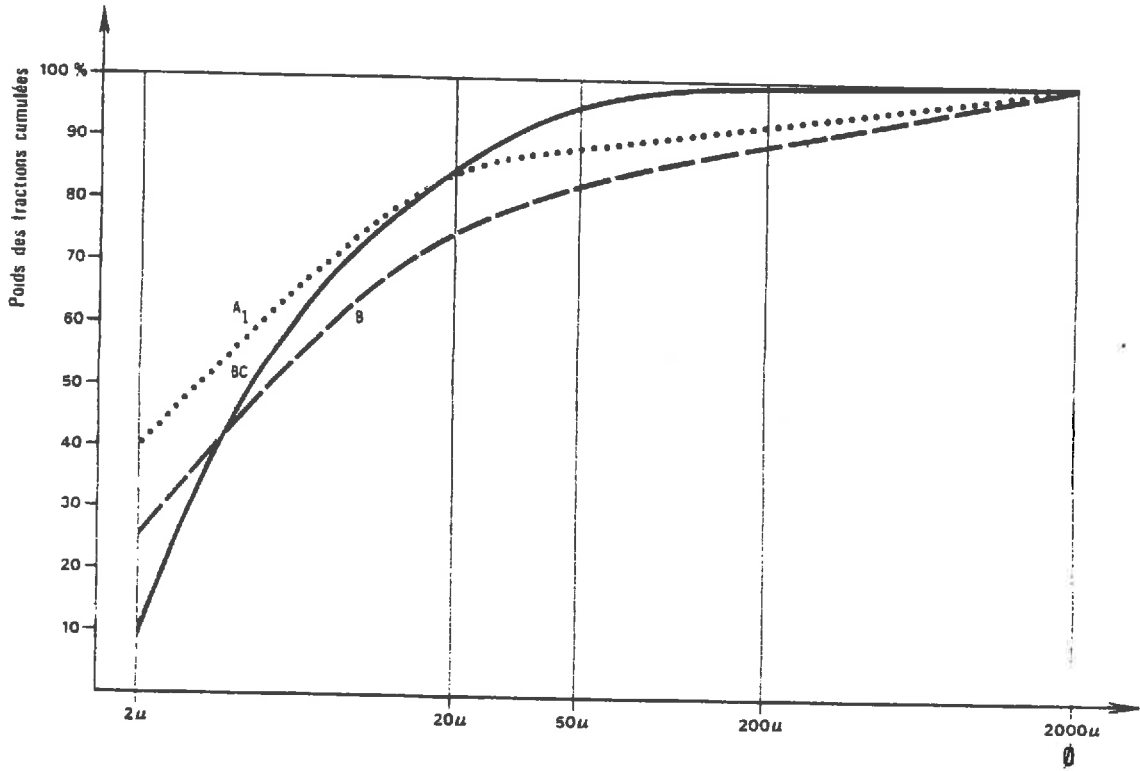


Fig. 29 - Granulométrie du sol de référence.

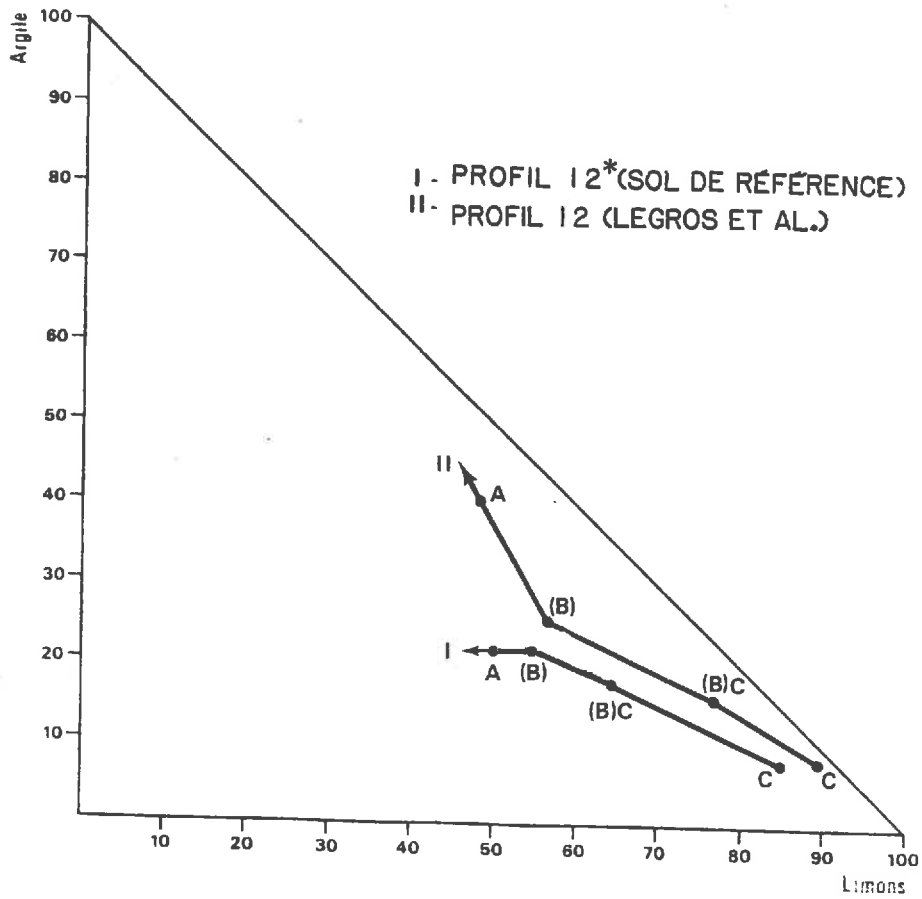


Fig. 30 - Comportement granulodynamique du sol de référence de type F3 (LEGROS, 1983).

TABLEAU VIII - Analyses chimiques totales des différents horizons du sol de référence et du résidu de la roche-mère décarbonatée.

	Humidi- té 105°C	Perte au feu 1100°C	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Total
A <sub>1</sub>	2,00	15,63	54,00	-	7,91	-	0,084	1,16	2,49	0,75	0,19	0,83	0,22	-
(B)	1,62	9,26	56,79	17,57	8,05	1,16	0,07	1,43	2,84	0,84	0,2	0,90	0,17	100,92
(B)C	1,22	7,64	58,29	17,77	8,44	1,59	0,07	1,51	2,90	0,84	0,20	0,91	0,13	101,51
C	0,96	7,19	57,22	15,53	8,02	2,87	0,63	1,91	2,48	0,86	0,30	0,74	0,08	98,79
R <sub>dec</sub>	0,23	7,59	51,43	18,78	10,02	0,09	0,70	3,75	2,92	0,88	0,41	0,88	2,36	100,04

TABLEAU IX - Analyses agro-pédologiques des différents horizons du sol de référence.

Horizon	% M.O.	pH eau	Complexe adsorbant (meq/100 g)							S/T %	Mn 1ibre	Fe 1ibre	Al 1ibre
			CEC	Ca	Mg	K	Na	Al					
A <sub>1</sub>	3,6	4,6	17,3	0,9	0,25	0,15	0,07	0,07	-	8	0,93	4,72	-
(B)	1,5	4,8	9,9	0,4	0,07	0,06	0,02	0,02	1,5	6	1,02	4,83	0,68
(B)C	0,7	5,0	7,3	0,4	0,05	0,04	0,02	0,02	0,5	7	1,34	4,87	0,69
C	0,4	6,6	10,7	6,2	0,10	0,02	0,01	0,01	0,0	60	2,63	4,80	0,25



### V.5.2. Analyses agropédologiques.

Les analyses caractérisant l'aspect agropédologique (tableau IX) montrent une évolution des valeurs % M.O., S/T et C.E.C., tout à fait conforme aux traits généraux (cf. page ). L'augmentation de pH et de S/T dans l'horizon C traduit la proximité de la roche carbonatée.

Le fer est libéré essentiellement sous forme de fer amorphe comme le montrent les résultats des extractions sélectives par les réactifs de TAMM pH 4,2 et de DE ENDREY et ce dès l'horizon C. Vers le haut du profil, le rapport Fe libre/Fe total d'environ 85 % reste quasi constant.

N.B. Le manganèse, lui aussi, est sous forme amorphe. La diminution du taux de manganèse vers le haut du profil s'explique probablement par une concentration de Mn en nodules (cf. IV.6.2.3.) ayant une taille d'environ 2 mm. Or, ces nodules sont, en partie, éliminés du matériau de sol lors du tamisage de la terre.

Notons que la présence de ces nodules fournit une première indication d'un régime hydrique particulier.

L'ensemble des données du tableau IX, en particulier la faible réserve en éléments nutritifs P et K ainsi que la valeur basse du taux de saturation en base ( $S/T < 10$ ) témoigne d'une forte tendance à l'oligotrophie dans ces sols.

### V.5.3. Analyse de la masse volumique.

Les variations de la masse volumique du solide observées dans ce sol-type sont de 2.87 g/cm<sup>3</sup> dans l'horizon C à 2.70 g/cm<sup>3</sup> dans l'horizon A<sub>1</sub>. D'ailleurs, à partir des résultats du tableau , la valeur de  $\rho_s$  de l'horizon C peut être approchée par le calcul suivant :

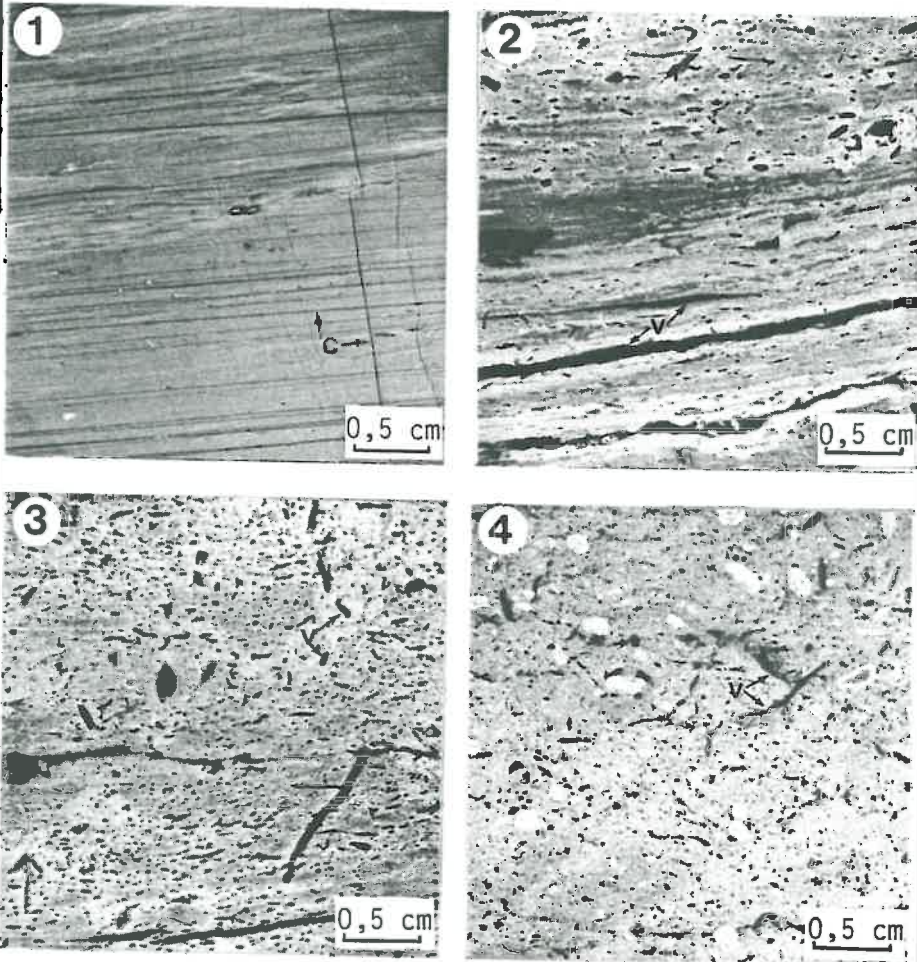
$$2,23 \% \text{ Mn} = 3,21 \% \text{ Mn O}_2 ; \rho_s = 5,06 \text{ ) Handbook of Physics}$$

$$5,61 \% \text{ Fe} = 8,11 \% \text{ Fe OOH} ; \rho_s = 5,06 \text{ ) (1976/1977)}$$

$$88,8 \% \text{ residue} ; \rho_s = 2.65$$

$$\rho_s \text{ (horizon C)} = \frac{(3,21 \times 5,06) + (8,11 \times 4,30) + (88,8 \times 2,65)}{100} = 2,86 \text{ g/cm}^3$$

PLANCHE X : EVOLUTION STRUCTURALE (SOL DE REFERENCE)



Observation sur lames minces des modifications dans l'organisation de la phase solide et de l'espace poral au cours de la pédogénèse ; G X 2

- |                  |                     |                                  |
|------------------|---------------------|----------------------------------|
| 1 : roche-mère   | } images en négatif |                                  |
| 2 : horizon C    |                     |                                  |
| 3 : horizon (B)C |                     | calcite (c) et vides (v) en noir |
| 4 : horizon (B)  |                     |                                  |

## V.6. EVOLUTION STRUCTURALE.

L'utilisation des diverses méthodes d'observation permet une description très précise de l'évolution structurale du sol type. La décarbonatation de la roche-mère fournit dans un premier temps une isaltérite (Pl. X, 1, 2) dans laquelle les vides correspondent au volume libéré par la dissolution de la calcite. Trois types de vides peuvent y être distingués :

1)- des discontinuités de quelques dizaines à une centaine de  $\mu\text{m}$  qui correspondent à l'emplacement d'anciennes veines de calcite.

Le matériau compris entre ces discontinuités est caractérisé par une porosité très élevée, constituée essentiellement par :

2)- des pores de quelques  $\mu\text{m}$  correspondant à la calcite micritique.

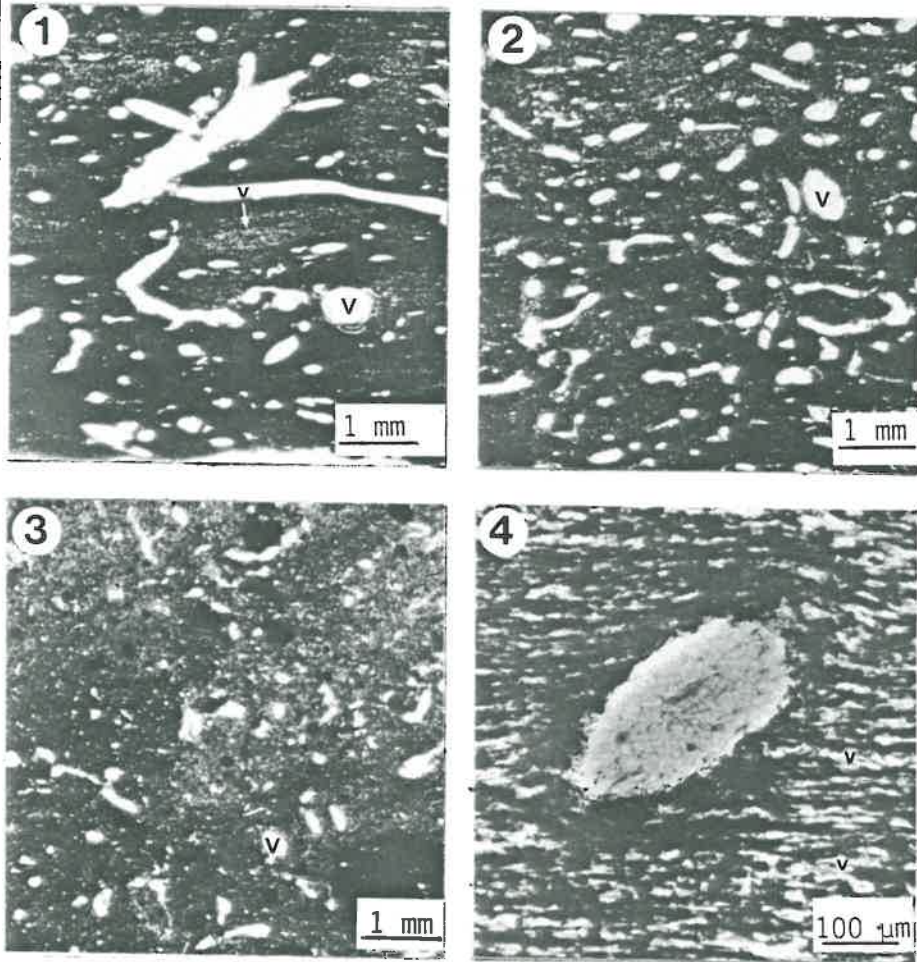
3)- des pores de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$  correspondant à la dissolution d'agrégoclastes microsparitiques.

Cette architecture très orientée et (assez) régulière est ensuite rapidement perturbée par la pénétration d'un très grand nombre de racines (poils absorbants), Planche XI, par la circulation de la faune ou par les agents climatiques. Ainsi, la disposition initiale de l'horizon C se perd dans l'horizon BC, quelques centimètres seulement au-delà de l'isaltérite (Pl. X, 3 ; Pl. XI).

Dans l'horizon B, on n'observe ni grande fissure, ni orientation préférentielle, héritée de la roche (Pl. X, 4). La structure Y est continue avec localement une tendance à la micro-agrégation, s'exprimant particulièrement à l'état séché à l'air.

L'horizon A, enfin, est caractérisé par une structure mal définie montrant à la fois des aspects grumeleux, mais aussi des aspects polyédriques. La taille et la netteté de cette structure semble très liée aux facteurs de l'environnement (p.e. topographie, mode d'exploitation, proximité de la roche carbonatée..., cf. IVème partie).

PLANCHE XI : EVOLUTION DE L'ENRACINEMENT (SOL DE REFERENCE)



*Observation sur lames minces du nombre, de la taille et de la forme des racines dans les différents horizons, microscope polarisant (L.N.)*

- 1 : horizon C ; G X 10
- 2 : horizon (B)C ; G X 10
- 3 : horizon (B) ; G X 10
- 4 : détail de la déformation de l'architecture initiale par la racine ; G X 100

## V.7. CONCLUSIONS.

La pédogénèse in situ sur calcshale fournit dans un premier temps une isaltérite dont les caractéristiques spécifiques, en particulier la minéralogie, sont directement héritées de la roche. Le résidu de décarbonatation contient jusqu'à 90 % de particules limoneuses, constituées de chlorites, muscovites et quartz. L'évolution granulométrique vers le haut du profil consiste en une simple argilification par fragmentation, impliquant une très faible transformation minéralogique.

Si l'on considère maintenant la géométrie de l'espace poral de cette isaltérite, on peut constater qu'elle est également déterminée par la nature de la roche-mère, et plus particulièrement par la taille des divers éléments carbonatés.

Or, ce sont ces caractéristiques spécifiques, à savoir la nature, la morphologie, la taille et l'arrangement des particules, qui font de ce matériau d'altération un modèle expérimental idéal pour étudier l'évolution de l'espace poral et par conséquent du comportement hydrique. Cet aspect physique du matériau de l'altération forme l'objet de la troisième partie de ce travail.

## VI. CONCLUSIONS ET GENERALISATIONS.

Les matériaux d'altération des calcshales sont très répandus dans le Beaufortain. Ils couvrent les pentes, en partie même les roches cristallines sous-jacentes, masquant ainsi la complexité géologique de cette région. L'omniprésence de ces matériaux dans le paysage est à l'origine des grandes étendues pastorales. Sa répartition s'explique par les propriétés particulières des calcshales.

En effet, l'altération de cette roche-mère consiste essentiellement en une décarbonatation quasi-totale qui libère une quantité très importante de particules fines de taille limoneuse, de nature phyllosicatée (muscovite, chlorite) ou quartzeuse et de forme lamellaire. La présence de niveaux pyriteux, par leur degré d'acidité élevé, ne peut que renforcer cette tendance à la décarbonatation. Il en résulte une altérite dont l'organisation est entièrement déterminée par la structure de la roche : l'isaltérite. Le volume poral correspond à l'espace libéré par la dissolution des différents éléments calcaires (ciment micritique, agrégoclastes, veines de calcite) et constitue la porosité initiale de l'isaltérite. Les évolutions chimiques et minéralogiques ne marquent que très peu ces matériaux, la seule évolution notable étant l'apparition d'un interstratifié (M-Ch1) gonflant dans l'horizon A<sub>2</sub> du podzol.

Les caractéristiques physicochimiques des matériaux d'altération sont surtout déterminées par une texture argilo-limoneuse et une tendance générale à l'acidification (pH 5 à 5.5) et à la désaturation de la C.E.C.. Ces caractéristiques dépendent en grande partie de la topographie et plus particulièrement de la circulation de l'eau.

Sur de tels matériaux, sous le climat froid et humide du Beaufortain, les propriétés hydriques peuvent alors prendre toute leur importance.

En conclusion, c'est l'ensemble des caractéristiques spécifiques héritées de la roche-mère : taille, forme et arrangement des particules ainsi que volume, taille, forme et disposition des pores, qui explique l'originalité des propriétés hydriques de l'isaltérite. Cette finesse granulométrique, l'uniformité morphologique des particules et l'importance et l'hétérogénéité de la porosité, donnent une valeur de modèle à ce matériau naturel en ce qui concerne la caractérisation de l'évolution structurale et porale au cours de la pédogénèse. L'étude de ces évolutions au sein d'un sol de référence, développé en place, permet alors une caractérisation de son comportement hydrique.

# **TROISIEME PARTIE**

**Caractérisation des propriétés hydriques**

**du sol de référence**

**en relation avec son organisation**



## I. INTRODUCTION.

Les données rapportées dans ce travail n'ont permis jusqu'à maintenant que de fixer le cadre général de l'étude (Ière partie) et de présenter les caractéristiques minéralogiques et physicochimiques des matériaux (IIème partie). Il est maintenant possible d'établir un lien entre la nature des matériaux, la granulométrie et les propriétés physiques au travers de caractérisations précises. Le but de cette démarche est de donner ainsi une vision d'ensemble de l'évolution des calcshales et de la gènèse des sols.

Le sol de référence constitue à cet effet un milieu modèle idéal pour une telle caractérisation car, compte tenu de sa position topographique (sub-horizontale), ce sol est l'exemple même d'une pédogènèse en place. Les sols de référence étant organisés à différents niveaux, leur caractérisation physique nécessite l'utilisation de plusieurs méthodes qui permettent une approche micro- et macro-structurale. Ainsi, une étude de l'évolution structurale et porale, spécifique du matériau d'altération des calcshales devient possible.

Rappelons que l'étude des propriétés hydriques a nécessité de travailler sur des échantillons non remaniés, c'est à dire des échantillons dont l'organisation est aussi proche que possible de l'état initial. Ceci est rendu possible grâce à l'utilisation de certaines techniques de déshydratation et/ou d'imprégnation (cf. Ière partie). Ainsi, la caractérisation physique du sol de référence a été approchée en utilisant successivement les méthodes ci-dessous.

### - A l'échelle "microscopique" :

1)- Analyse de l'évolution simultanée de la porosité et de la teneur en eau en fonction du potentiel de l'eau. Cette analyse fournit des données globales qui permettent de comparer la porosité des différents horizons entre eux et d'accéder à une répartition de la taille des pores par l'intermédiaire des courbes pF/teneur en eau.

2)- Analyse plus approfondie de la porosité en terme de distribution de la taille des pores par la méthode de la porosimétrie à mercure. Cette analyse fournit donc des précisions sur la taille et le volume occupé des pores d'une taille déterminée. Elle constitue une donnée complémentaire au regard de l'analyse précédente.

A cette échelle, la visualisation de la géométrie de l'espace poral est essentiellement assurée par le microscope électronique à balayage et à transmission ainsi que par le microscope polarisant.

- A l'échelle "macroscopique" :

3)- Analyse d'image sur lames minces. Cette méthode micromorphométrique permet une description dans un plan bi-dimensionnel de la surface porale en termes de porosité du matériau à l'échelle structurale, distribution de la taille et de la forme des pores. Cette analyse prend en compte des pores dont la taille est supérieure à 30  $\mu\text{m}$ .

4)- Analyse de la perméabilité des matériaux par la mesure de la conductivité hydraulique en milieu saturé. Les données obtenues apportent des précisions sur la taille des pores et le rôle de la macroporosité vis-à-vis de la circulation de l'eau.

- A l'échelle du paysage :

5)- Analyse du fonctionnement hydrique du sol de référence en relation avec son organisation. Les mesures de l'humidité à différentes profondeurs du sol au cours de l'année permettent une interprétation des résultats physiques de laboratoire en terme de régime hydrique du sol.

Ces deux échelles macroscopiques nécessitent la prise en compte de trois niveaux d'organisation dont la visualisation est assurée par la loupe binoculaire et l'oeil humain.

L'ensemble des méthodes d'étude proposées, couvrant une très large gamme d'observations (cf. Tableau V, page 55) leur utilisation simultanée devrait permettre de prendre en compte tous les niveaux d'organisation qui sont indispensables à la compréhension de l'évolution du sol de référence.

C'est seulement après avoir acquis cette connaissance sur le sol de référence que l'on peut tenter d'expliquer la différenciation des sols qui s'observe sous prairie dans ces matériaux d'altération. Cette extrapolation des résultats physiques sera envisagée dans la IVème partie.

## II. EVOLUTION SIMULTANEE DE LA POROSITE ET DE LA TENEUR EN EAU EN FONCTION DU POTENTIEL DE L'EAU (ECHANTILLONS MILLIMETRIQUES ET CENTIMETRIQUES.

### II.1. INTRODUCTION.

Sur des échantillons dont le volume apparent est de l'ordre de 5 cm<sup>3</sup>, l'organisation de la phase solide est surtout à l'origine d'une porosité résiduelle (pores intercrystallites et interdomaines) et d'une porosité de stockage d'eau (cf. GREENLAND and HAYES, 1981). Ce premier niveau d'organisation peut être approché par une caractérisation de la rétention en eau du matériau en fonction du pF et de l'évolution simultanée de son volume apparent. En outre, sur des échantillons de plus petite taille, il est possible, grâce à la porosimétrie à mercure, d'effectuer une étude approfondie de la distribution de la taille des pores.

N.B. : En raison de la trop grande variabilité observée dans les horizons de surface, l'ensemble de méthodes physiques et d'observation portera dans le cas du sol de référence sur les horizons de profondeur, c'est à dire les horizons C, (B)C et (B).

### II.2. PRESENTATION DES RESULTATS DE LA TENEUR EN EAU ET DE LA POROSITE EN FONCTION DU pF, OBTENUS SUR LE SOL DE REFERENCE.

Rappelons que pour comparer valablement les matériaux entre eux, les résultats des différentes mesures seront exprimés en indice des vides ( $e$ ) et indice d'eau ( $v$ ). La mesure de ces deux paramètres a pu

être réalisée sur la même motte, soumise à une contrainte hydrique déterminée. Sur chacun des trois horizons de référence, à chaque valeur de pF, une dizaine de répétitions de ces mesures ont ainsi été effectuées afin d'obtenir un comportement moyen, mais aussi d'intégrer l'hétérogénéité naturelle des matériaux.

Dans ce paragraphe seront présentés successivement les résultats des échantillons prélevés dans les horizons C, (B)C et (B). L'analyse des résultats est d'abord discutée à partir des valeurs moyennes correspondant à  $e$  et à  $v$ . Ensuite, le problème de l'hétérogénéité des matériaux est abordé ainsi que sa signification dans l'évolution structurale.

### II.2.1. Evolution de la teneur en eau et de la porosité de l'horizon C en termes de valeurs moyennes.

a)- Présentation des résultats : fig. 31 a.

La courbe de l'indice en eau en fonction du pF de l'horizon C montre trois parties distinctes :

- de pF 1 à pF 2 : l'indice d'eau est quasiment constant.
- de pF 2 à pF 3 : la perte d'eau est très forte ( $\approx 60\%$  de l'eau totale retenue à pF 1).
- de pF 3 à pF 5.8 : la perte d'eau est également importante, mais moins forte qu'entre pF 2 et pF 3.

La courbe du volume poral total obtenue par la méthode au pétrole montre également trois parties:

- de pF 1 à pF 2 : l'indice des vides est pratiquement constant, tout comme  $v$ . Dans ce trajet le matériau est presque saturé d'eau.
- de pF 2 à pF 3 : on constate une diminution de l'indice des vides qui est toutefois très faible par rapport à la diminution de l'indice d'eau dans cette gamme de pF
- de pF 3 à pF 5.8 : malgré l'élimination d'une forte quantité d'eau, l'indice de vide reste constant. Le matériau peut alors être considéré comme parfaitement rigide.

## HORIZON C

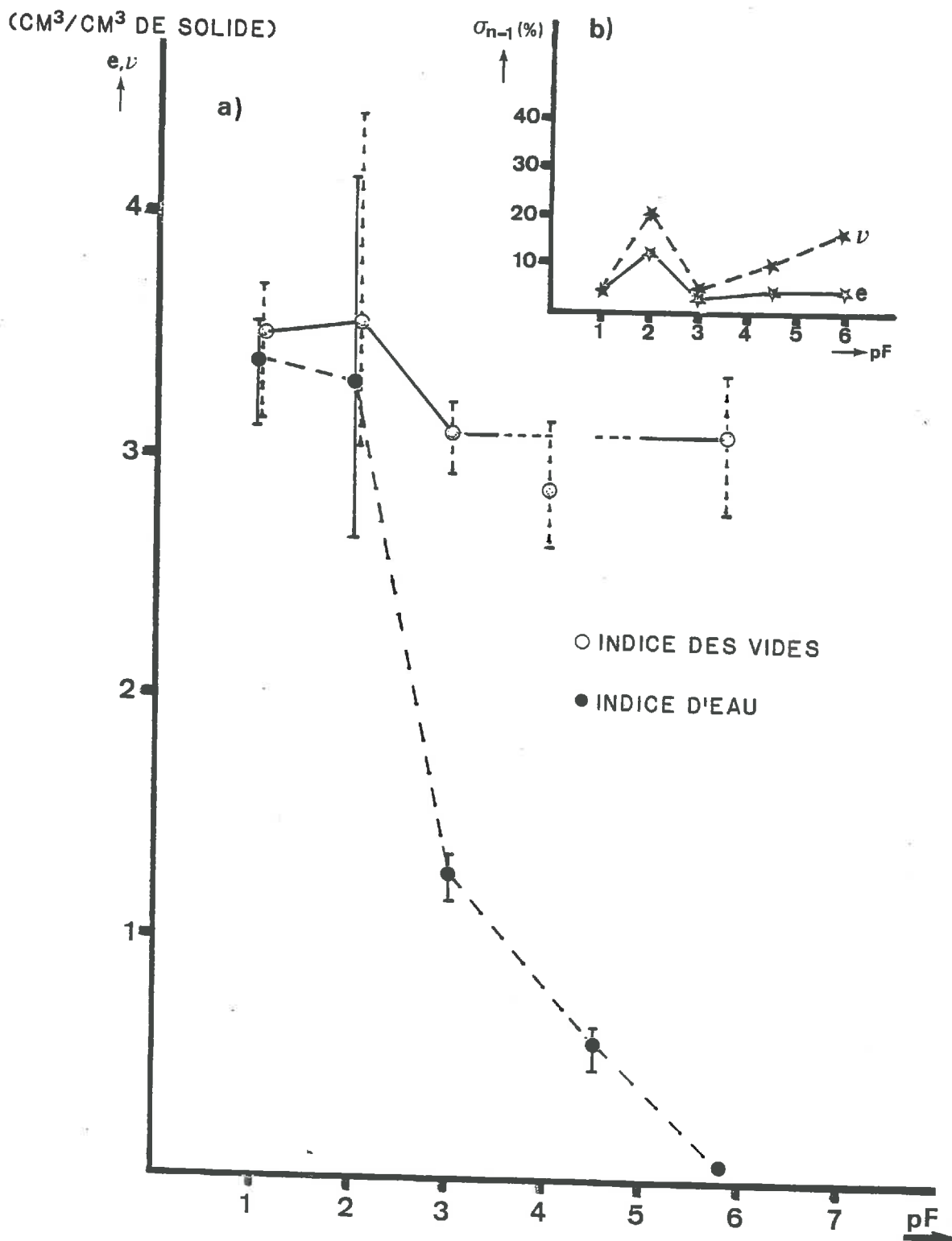


Fig. 31a - Evolution de l'indice d'eau ( $v$ ) et de l'indice des vides ( $e$ ) du matériau de l'horizon C du sol de référence au cours de la dessiccation.

Fig. 31b - Evolution de l'écart-type ( $\sigma_{n-1}$ ) des résultats de  $v$  et de  $e$  du matériau de l'horizon C du sol de référence au cours de la dessiccation.

## b)- Discussion des résultats.

De pF 1 à pF 2 le matériau de l'horizon C ne perd pratiquement pas d'eau. Si l'on se réfère à la loi de Laplace, il semblerait donc qu'il n'y a que très peu de pores dont la taille est sensible à une succion comprise entre 0,010 et 0,100 bar (taille de 300 à 30  $\mu\text{m}$ ).

De pF 2 à pF 3, on constate une chute importante de l'indice des vides, mais celle-ci est très faible par rapport à l'évolution de l'indice d'eau (resp. 0.40 et 2.15  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  de solide.). Ce départ d'eau s'accompagne donc d'une réorganisation du système, mais elle reste limitée. Enfin de pF 3 à pF 6, le départ d'eau n'entraîne pas d'évolution visible de l'organisation.

II.2.2. L'hétérogénéité des résultats de l'indice d'eau et l'indice des vides de l'horizon C (exprimé en écart-type  $\rho_{\sigma-1}$ ) :

## a)- Présentation des données : fig. 31 b.

En se référant aux figures a et b, il est possible de voir que les résultats de  $e$  et de  $v$  obtenus sont plus ou moins dispersés suivant les cas. Cependant, il convient de préciser, compte tenu de la précision des résultats obtenus sur d'autres matériaux (GRIMALDI, 1981) que l'hétérogénéité, même aux faibles valeurs du pF, n'est pas due à la méthode de fixation de l'état hydrique.

On remarque d'abord que l'hétérogénéité obtenue à pF 2 est plus forte qu'à pF 1 fig. 31 a). Ceci doit sans doute être attribué à l'échantillonnage dans l'isaltérite et souligne une fois de plus l'hétérogénéité à l'échelle macroscopique de cet horizon C. Néanmoins, en examinant l'ensemble des deux courbes plus en détail, on constate que l'hétérogénéité des résultats est différente selon que le domaine de pression est faible (pF < 2) ou plus fort (pF > 2) :

-En valeur relative (fig. 31 b) l'hétérogénéité des résultats systématiquement plus faible pour  $v$  que pour  $e$ . De la même façon, cette hétérogénéité est la plus importante à pF 2 et à pF 5,8.

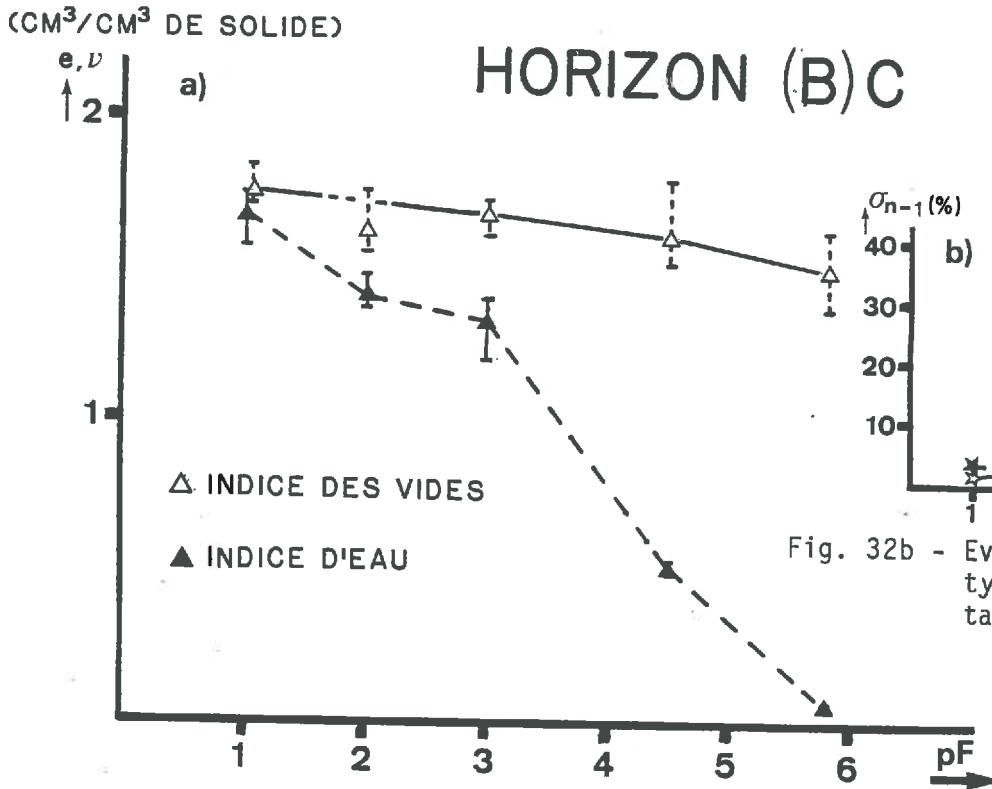


Fig. 32a - Evolution de l'indice d'eau (v) et de l'indice des vides (e) du matériau de l'horizon (B)C du sol de référence au cours de la dessiccation.

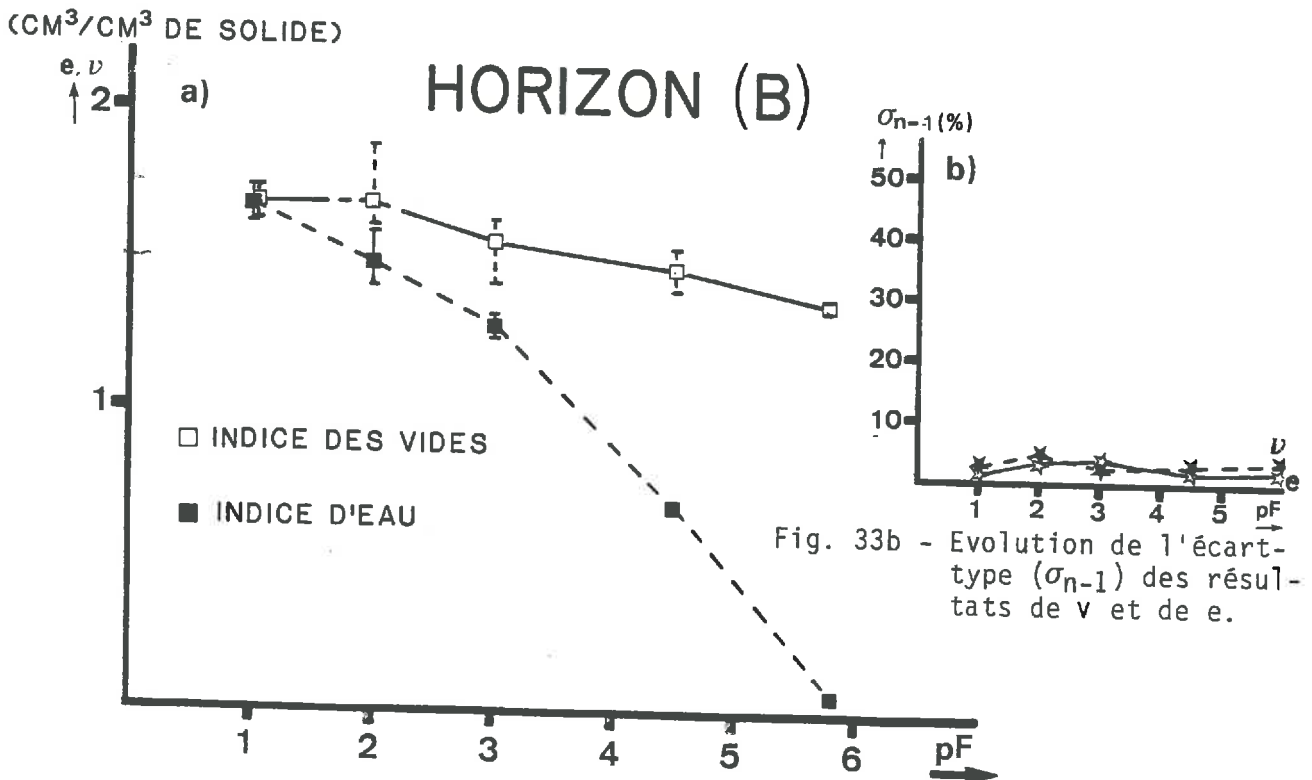


Fig. 33a - Evolution de l'indice d'eau (v) et de l'indice des vides (e) du matériau de l'horizon (B) du sol de référence au cours de la dessiccation.

-En valeur absolue, c'est dans le domaine de pF  $\leq 2$  que les résultats montrent la plus forte hétérogénéité.

b)- Discussion des résultats :

Au travers des valeurs de l'écart-type,  $\sigma_{n-1}$ , il apparaît que le matériau C fournit des résultats fortement hétérogènes à deux niveaux

- au niveau correspondant au domaine des faibles pF :  $\leq 2$
- au niveau du domaine des fortes pF  $> 5$ .

L'hétérogénéité à faible pression s'explique aisément si l'on suppose que l'organisation de cette <sup>\*</sup>altérite est instable et qu'elle évolue d'un type d'organisation correspondant à la plus forte porosité à un autre de faible porosité. Cet aspect sera examiné de plus près dans la présentation des mesures de la porosimétrie à mercure. Notons que la dispersion des valeurs de  $\sigma_{n-1}$  dans le cas de l'indice des vides à des forts pF peut s'expliquer par l'importance que revêt alors les petites pertes de matériau par manipulation lors de la mesure du volume apparent et de la teneur en eau.

### II.2.3. Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides des horizons (B)C et (B) : aspects de l'hétérogénéité.

Les résultats des mesures de l'indice d'eau et de l'indice des vides obtenus sur l'horizon (B)C et (B) sont présentés dans les figures 32<sup>a</sup> et 33<sup>a</sup>. A pF 1, les courbes obtenues montrent que dans les deux cas les échantillons sont quasiment saturés d'eau ( $e \approx v$ ). Cependant, la teneur en eau est relativement faible ( $v = 1.68 \text{ cm}^3$ ) par rapport à celle de l'horizon C.

Au cours de la dessiccation, on constate une évolution monotone de la teneur en eau en fonction du pF, alors que l'évolution du volume poral est très limitée ( $e$  passe de  $1.70 \text{ cm}^3$  à pF 1 dans les deux cas, à  $1.50$  et  $1.36 \text{ cm}^3$  respectivement dans le (B)C et (B) à pF 5,8). Les valeurs des écart-types ne varient également que peu (fig. 32 b et 33 b) et restent en général inférieur à 5%.

\* Depuis la figure 25 au pF de 1 à 2, l'indice des vides (IV) = 1% de porosité (P) = 1%



#### II.2.4. Analyse globale de la teneur en eau et de la porosité dans les trois horizons C, (B)C et (B)

La présentation simultanée des résultats de l'indice d'eau et de l'indice des vides en fonction du pF obtenus sur les horizons C, (B)C et (B) du sol de référence est donnée dans la figure 34. Cette présentation permet de montrer très précisément les modifications qui interviennent dans les propriétés hydriques de l'isaltérite au cours de l'évolution structurale. En effet, dans cette figure on peut constater que la différence du volume poral entre l'horizon C d'une part, et les horizons (B)C et (B) d'autre part, se situe essentiellement dans le domaine de contraintes allant de pF 2 à pF 3. Cette différence correspond à l'existence dans ce matériau de l'horizon C d'une classe de pores, particulièrement abondante, responsable de la très forte perte en eau de l'isaltérite entre pF 2 et pF 3. Au-delà de pF 3, le comportement hydrique des trois horizons est quasiment identique. A pF 3, une quantité de  $1,30 \text{ cm}^3$  d'eau/ $\text{cm}^3$  de solide est retenue par les matériaux ( $\approx 45 \%$  d'eau pondérale).

Si l'on se réfère aux résultats de l'évolution du volume des vides en fonction de la teneur en eau (courbe de retrait, fig. 35), on constate qu'une limite de retrait particulièrement nette apparaît dans les trois matériaux : les horizons C, (B)C et (B) se comportent donc comme des édifices très rigides.

Quant à l'hétérogénéité des matériaux, l'instabilité de l'organisation de l'horizon C (fig. 31) se traduit par une forte dispersion des résultats à des faibles valeurs de pF. Par contre, à pF 5.8 la variation des valeurs de  $\sigma_{n-1}$  entre les matériaux montrent une évolution très remarquable des résultats : ainsi de l'horizon C à l'horizon (B), les valeurs de l'écart-type sont respectivement de 17, 7 et 3 %. On peut donc dire que cette diminution de la dispersion des résultats traduit en fait une réorganisation (agrégation) de la phase solide lors de la pédogénèse.

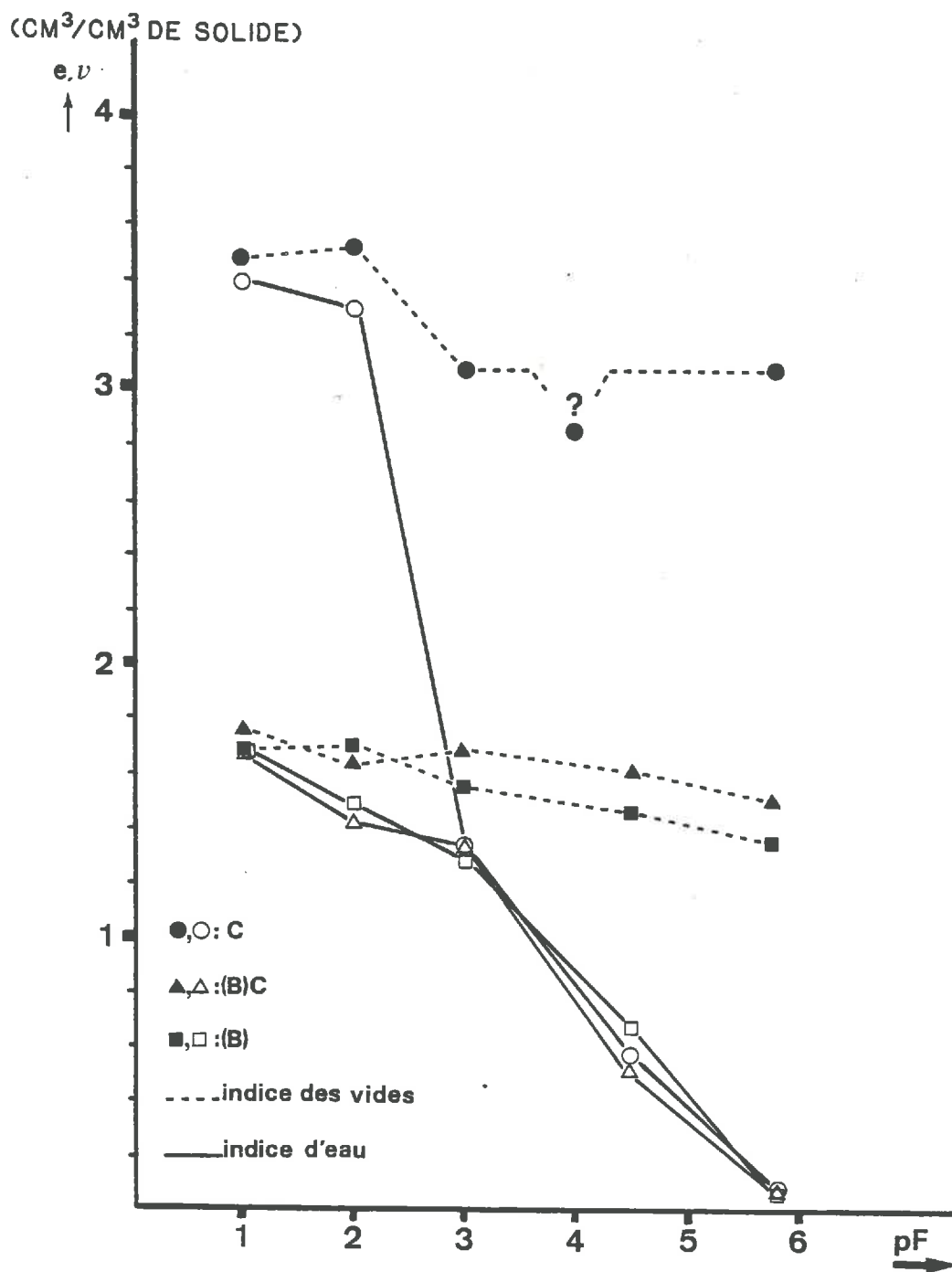


Fig. 34 - Présentation simultanée de l'évolution des valeurs de l'indice d'eau ( $v$ ) et de l'indice des vides ( $e$ ) des horizons C, (B)C et (B) du sol de référence au cours de la dessiccation.

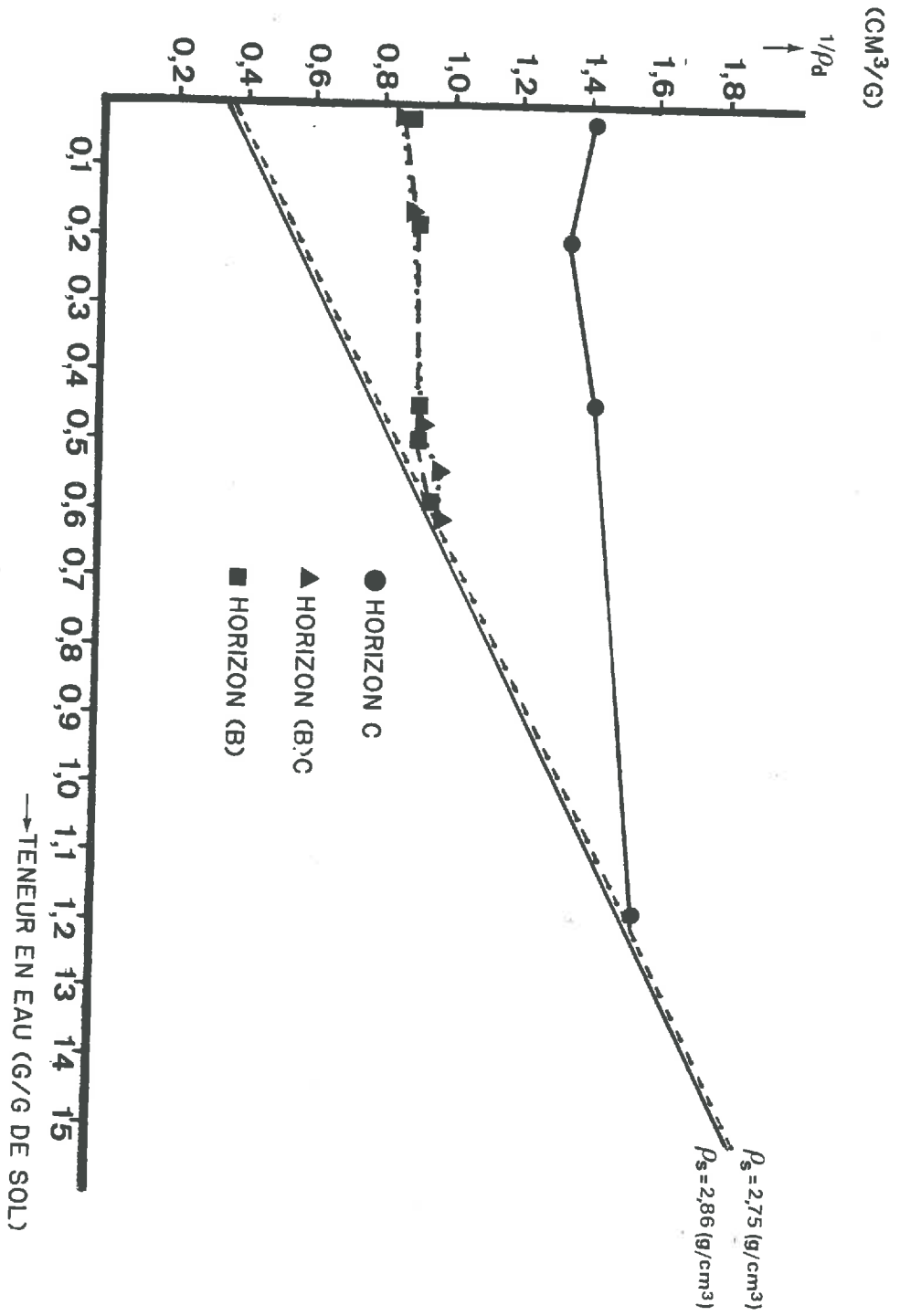


Fig. 35 - Evolution du volume apparent ( $1/P_d$ ) en fonction de la teneur en eau (courbes de retrait) des horizons C, (B)C et (B).

Ces quelques éléments indiquent déjà l'ampleur de l'évolution structurale qui se manifeste entre l'horizon C et l'horizon B du sol de référence. Il nous faut passer maintenant à une autre étape de l'étude du système qui est celle de l'étude de l'évolution de la taille des pores et ce grâce à la porosimétrie à mercure.

### II.3. PRESENTATION DES RESULTATS DE LA POROSITE ET DU SPECTRE PORAL DU SOL DE REFERENCE PAR LA POROSIMETRIE A MERCURE.

La porosimétrie à mercure permet de suivre dans le détail la contribution des différentes classes de pores à la porosité totale d'un échantillon. Rappelons que cette méthode permet la détection de pores jusqu'à une limite maximale d'environ 120  $\mu\text{m}$ . En combinant les courbes réalisées sur des échantillons préalablement soumis à une contrainte hydrique déterminée, puis déshydratés par la méthode de congélation-lyophilisation (cf. 1ère partie, page 30), il devient possible de comparer la géométrie de l'espace poral des matériaux à différents pF. La présentation graphique des résultats sous la forme de courbes cumulatives (fig. 38) ou fréquentielles (fig. 36, 37) permet de mesurer respectivement l'évolution du volume poral total (détection à l'échelle de la méthode) et la distribution de la taille des pores, dans les horizons successifs.

#### II.3.1. Distribution de la taille des pores de l'horizon C à un pF donné

Les résultats de la porosimétrie à mercure, réalisés sur l'isaltérite, préparée à pF 2, sont présentés sous la forme d'un histogramme (fig. 36). Cette présentation montre une distribution bimodale de la taille des pores avec un premier mode, c'est à dire une taille des pores la plus représentée, qui se situe à 7,1  $\mu\text{m}$ , le deuxième mode se trouvant à 2,2  $\mu\text{m}$ . En outre, on peut constater que la

*et d'influence de l'hétérogénéité sur la courbe de porosité ?*

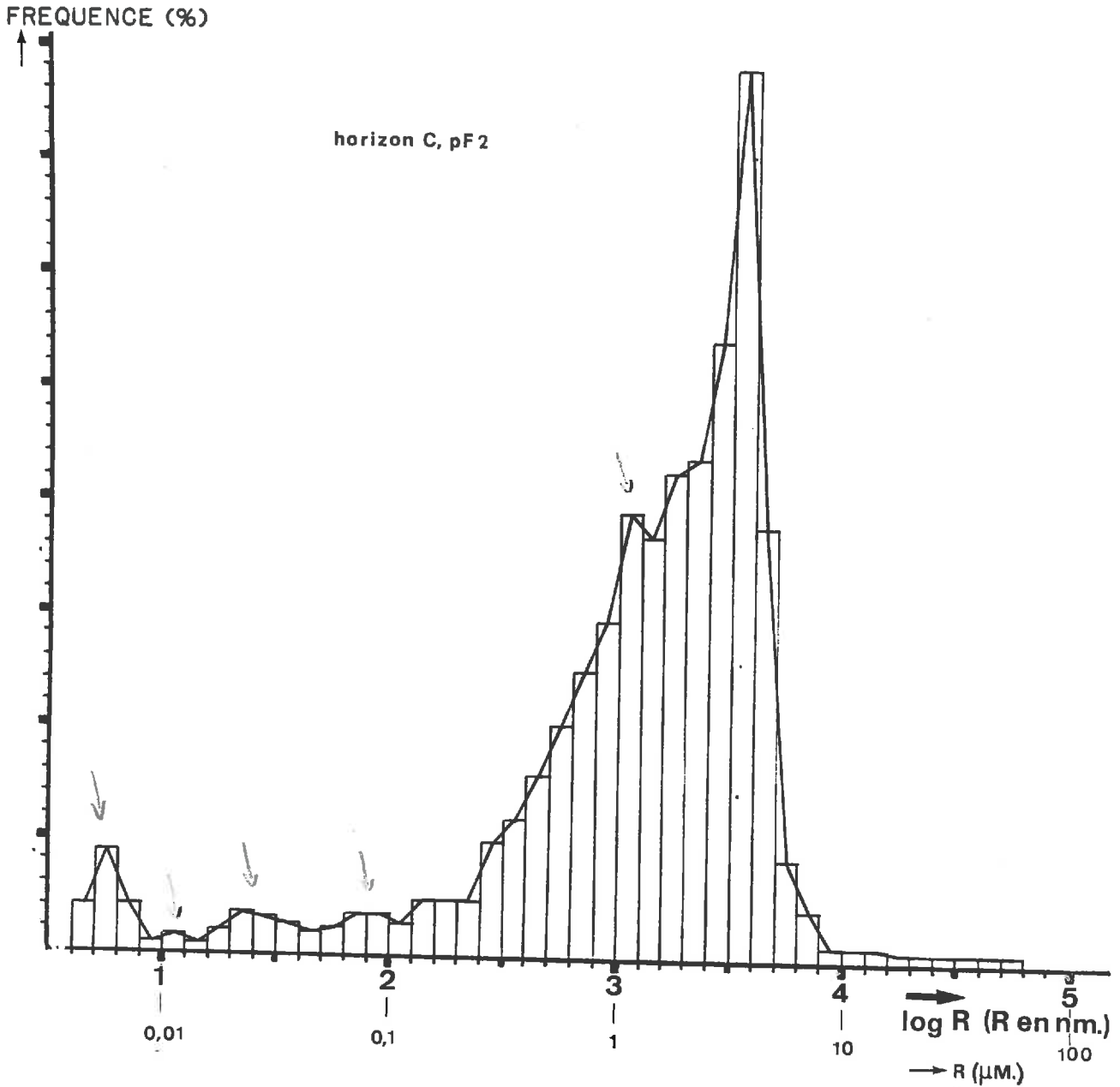


Fig. 36 - Distribution de la taille des pores obtenue par porosimétrie à mercure sur le matériau de l'horizon C du sol de référence, préparé à pF 2 (courbe fréquentielle).

① 10% à 0,01 µm ; 85% à 10 µm.

quasi totalité de la porosité détectée par cette méthode, est constituée de pores ayant des tailles inférieures à  $10\ \mu\text{m}$ . Notons que ce sont surtout les pores avec une taille comprise entre  $0,5$  et  $2,5\ \mu\text{m}$ , qui contribuent fortement à cette porosité totale. Soulignons aussi l'aspect dissymétrique de cette distribution.

### II.3.2. Comparaison du spectre poral de l'horizon C à différents pF

Dans la figure 37 les résultats obtenus sur l'horizon C préparé à pF 2 et pF 4,45 sont présentés sous la forme de courbes fréquentielles. L'effet de l'augmentation du pF sur la géométrie porale du matériau est double :

- . On peut d'abord constater une diminution du volume poral total détecté par la méthode ( $-0,38\ \text{cm}^3/\text{cm}^3$  de solide par rapport au volume poral à pF 2, ce qui correspond à  $\sim 14,3\%$ ).
- . cette diminution de la porosité s'accompagne d'une réduction de la taille des pores se traduisant d'une part par la disparition du mode à  $7,1\ \mu\text{m}$ , d'autre part par le renforcement du mode à  $2,2\ \mu\text{m}$ .

L'application d'une forte contrainte sur ce matériau s'accompagne d'une diminution de la porosité et d'une réorganisation au niveau de la taille des pores de l'ordre de  $5$  à  $10\ \mu\text{m}$ . En outre, on note la disparition du caractère bimodal de la distribution de la taille des pores.

### II.3.3. Evolution de la géométrie de l'espace poral dans le sol de référence au cours de la différenciation pédologique

#### a)- Définitions des matériaux étudiés:

Les comportements hydriques des trois horizons C, (B)C et (B) étant très différents de la transition de l'horizon C à l'horizon (B) jouant

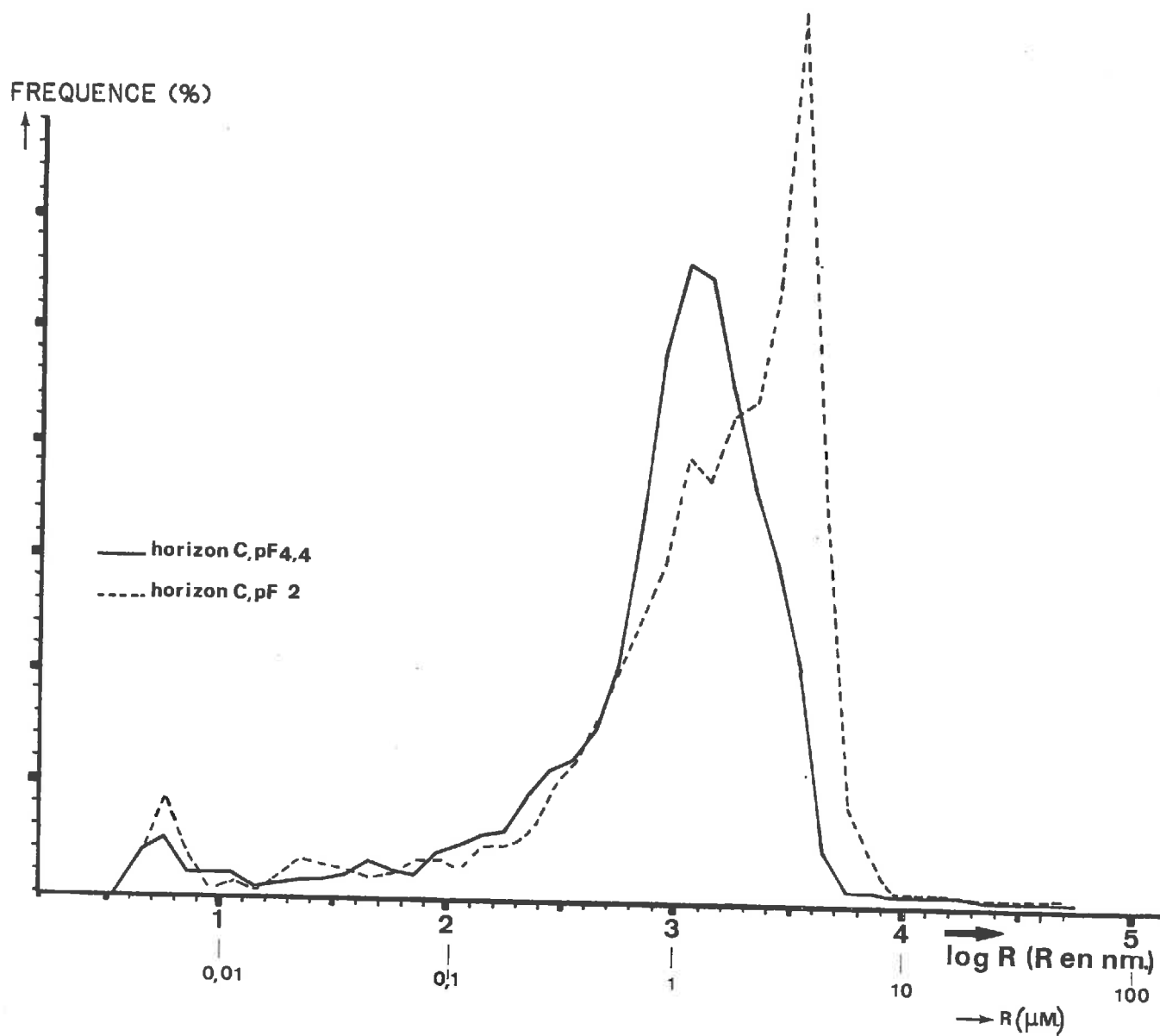


Fig. 37 - Distribution de la taille des pores obtenue par porosimétrie à mercure sur le matériau de l'horizon C du sol de référence, préparé à pF 2 et à pF 4,4 (courbes fréquentielles).

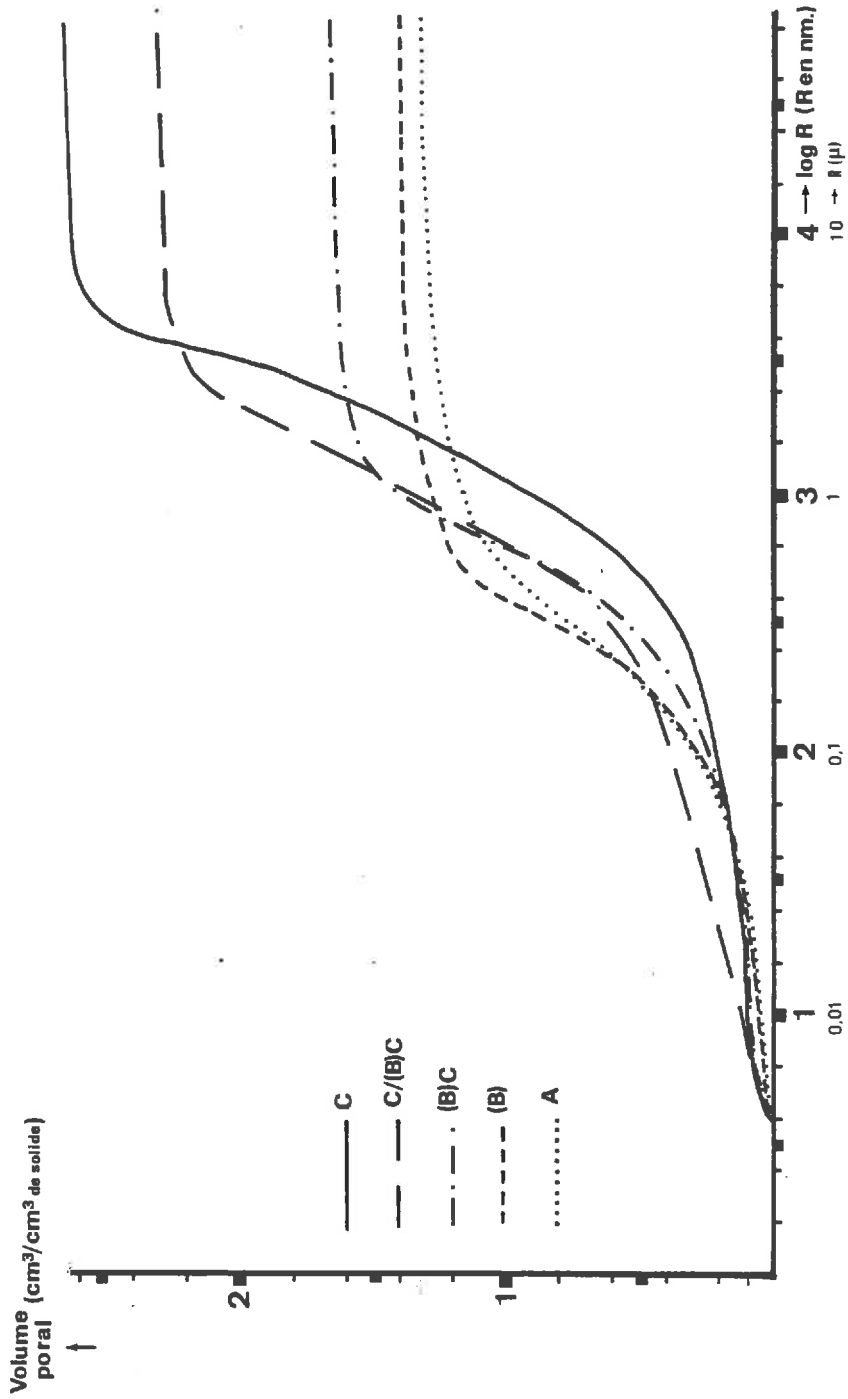


Fig. 38 - Distribution de la taille des pores obtenue par porosimétrie à mercure sur des matériaux provenant de 5 horizons du sol de référence, préparés à pF 2 (courbes cumulatives).



comme nous l'avons vu précédemment un rôle essentiel dans l'évolution des caractéristiques du profil, une attention particulière est portée à cette transition. Ainsi, les mesures de porosimétrie ont donc porté sur des échantillons provenant des horizons et des transitions entre des horizons : C, C/(B)C<sub>2</sub> ; (B)C<sub>2</sub>/(B)C<sub>1</sub>, (B)C, et (B). A titre de comparaison, les résultats obtenus sur l'horizon A du sol de référence sont également présentés.

b)- Présentation des résultats:

. Les courbes cumulatives (fig. 38) réalisées sur des échantillons préparés à pF 2 montrent une diminution régulière du volume total des vides. Ainsi, de l'horizon C à l'horizon B, cette diminution est de 1.24 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> de solide, soit 45 % par rapport au volume des vides dans le matériau de l'horizon C.

. Cette diminution de la porosité s'accompagne d'une modification de la taille des pores qui s'observe plus nettement dans les courbes fréquentielles (fig. 39) :

- de C à C/(B)C<sub>2</sub> : l'aspect bimodal de la distribution reste maintenu, mais la différence entre les modes s'atténue du C au C/(B)C<sub>2</sub>. En outre, le déplacement des deux modes traduit à une diminution d'un facteur 2 de la taille des pores.
- de C/(B)C<sub>2</sub> à (B)C<sub>2</sub>/(B)C<sub>1</sub> : le caractère bimodal disparaît mais le deuxième mode, situé à 1,1 µm est fortement renforcé.
- de (B)C<sub>2</sub>/(B)C<sub>1</sub> à (B)C<sub>1</sub> : les modifications dans le spectre poral consistent essentiellement en un déplacement du mode de distribution de la taille des pores de 1,1 à ~ 0,7 µm.
- de (B)C<sub>1</sub> à (B) : la taille des pores diminue faiblement mais néanmoins nettement, de 0,7 à 0,6 µm.
- de (B) à A : les courbes obtenues sont identiques à celle de l'horizon (B).

40 60

20/85 55

10 85

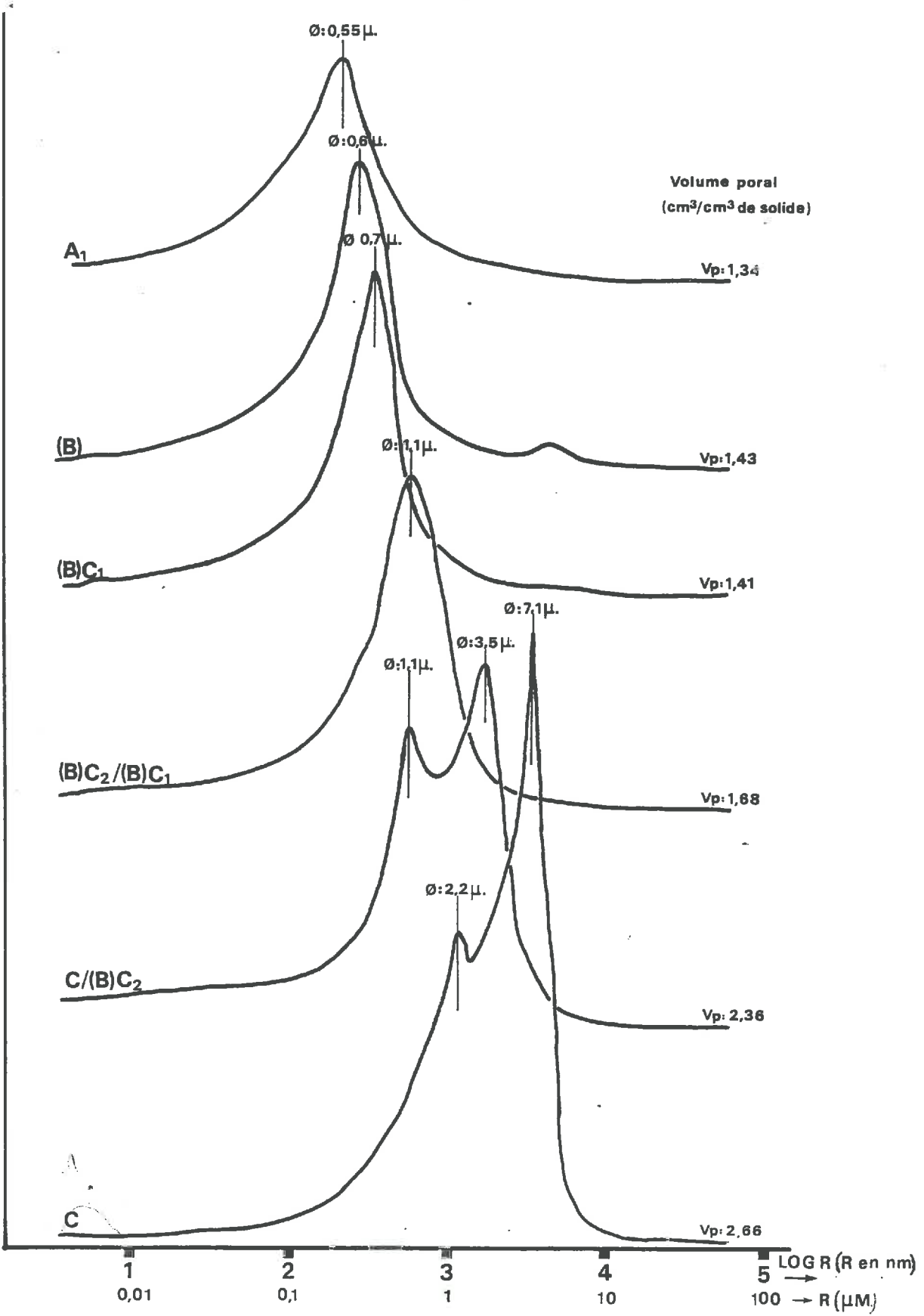


Fig. 39 - Evolution du spectre poral dans les différents horizons du sol de référence au cours de la pédogénèse (courbes fréquentielles obtenues par porosimétrie à mercure). [155]

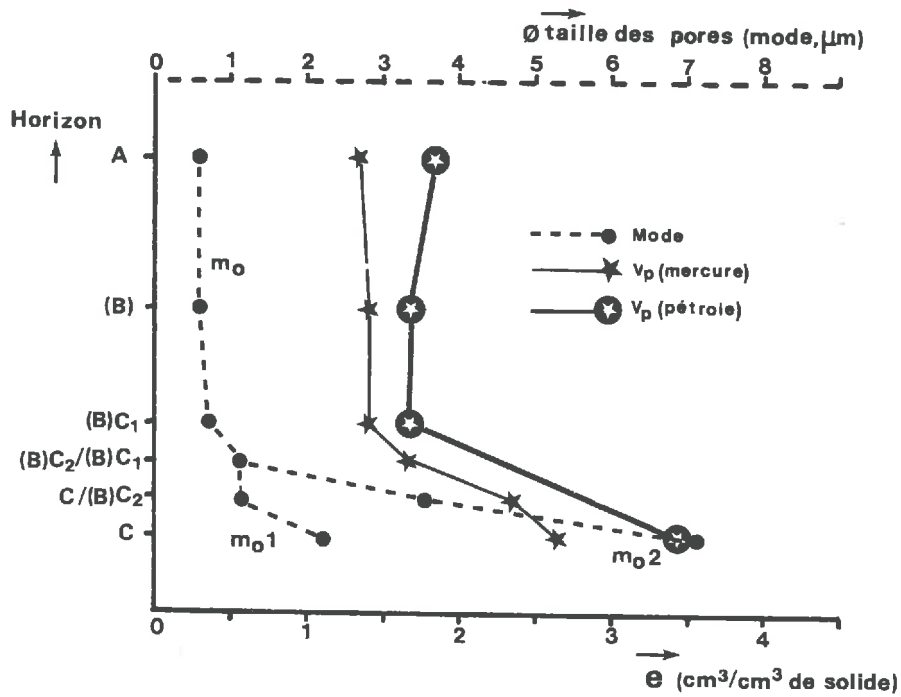


Fig. 40 - Présentation simultanée de l'évolution du mode de la distribution du rayon des pores ( $R_{m0}$ ) et du volume poral total,  $V_p$ (Hg.) au cours de la pédogénèse. Le volume poral mesuré par la méthode au pétrole, sur des échantillons plus gros [ $V_p$  (pétrole)] est également présenté.

Les résultats obtenus sur ces 6 niveaux du sol de référence sont très différents les uns des autres. Leur analyse permettra d'établir un lien direct avec les résultats de la teneur en eau et du volume apparent.

### II.3.4. Interprétation des données relatives aux composants de la porosité des échantillons millimétriques et centimétriques.

#### a)- Comparaison des différents résultats obtenus.

Les grands types de résultats obtenus sur des échantillons non remaniés, de petite taille, lors de l'étude du comportement hydrique du sol de référence, concernent essentiellement la géométrie de l'espace poral. Ces résultats proviennent des mesures de la teneur en eau et du volume poral, en fonction du potentiel de l'eau, ainsi que d'une analyse détaillée du spectre poral la porosimétrie à mercure. L'ensemble des composants de la porosité des matériaux peut être présentée sur un même schéma (figure 40). Sur cette figure sont reportés, en fonction de la localisation des échantillons dans le sol, l'évolution du volume poral total accessible par la méthode au pétrole et par la porosimétrie à mercure ainsi que l'évolution de la taille des pores (représentée par le mode de distribution).

Ainsi, la contribution très importante de la classe 3-7  $\mu\text{m}$  à la porosité apparaît nettement au niveau de l'horizon C. Rappelons que cette contribution coïncide avec la très forte perte d'eau (cf. fig. 31) située entre pF 2 et pF 3 (selon la loi de LAPLACE, taille équivalente des pores comprise entre 30-3  $\mu\text{m}$ )\*. La transformation structurale de l'horizon C en l'horizon (B) aboutit d'une part à une disparition de cette classe de pores 3-7  $\mu\text{m}$  (disparition de  $m_2$ , fig. 40), et d'autre part à une forte réduction de la taille des pores. Ceci se traduit à une échelle un peu plus macroscopique par une diminution considérable du volume des vides et de la teneur en eau aux faibles pF.

Horizon	pF	n(Laplace)	r. ( $\mu\text{m}$ )	$\theta/\theta_c$ %
C	2	15	3,5 = 7	94
	3	1,5		45
	4,4	0,05	2,3 = 6	20

\* C'est ici de diamètre

b)- Relation entre les caractéristiques porales et la taille des particules.

Si l'on se réfère à la courbe fréquentielle de la distribution de la taille des pores du matériau de l'horizon C, préparé à pF 4,45 (cf. fig. 37), on constate qu'elle montre une forte ressemblance avec celle de l'horizon (B)C, préparé à pF 2. Il en découle que les matériaux de l'horizon (B)C présentent aux faibles pF une géométrie comparable à celle de l'horizon C, soumis à pF 4,45. Il semble donc que l'organisation des échantillons de l'horizon (B)C soit comparable à celle de l'isaltérite lorsque ceux-ci sont soumis à une forte contrainte (25 bars).

A partir de là et tenant compte de l'évolution granulométrique observée entre l'horizon C et l'horizon (B) (cf. fig. 30, page 133), le problème qui se pose est de savoir si la géométrie des systèmes étudiés est en relation avec la granulométrie des matériaux. Or, les analyses granulométriques telles qu'on les réalise classiquement (0-2  $\mu\text{m}$  ; 2-20  $\mu\text{m}$  et 20-50  $\mu\text{m}$ ) ne permettent pas de répondre à cette question car la réparation des classes granulométriques est trop grossière. Comme les matériaux d'altération contiennent une très forte proportion de limons, un fractionnement granulométrique très précis a été mené sur cette classe. Il a permis de séparer les 8 classes suivantes :  $\leq 2 \mu\text{m}$  ; 2-5  $\mu\text{m}$  ; 10-20  $\mu\text{m}$  ; 20-30  $\mu\text{m}$  ; 30-50  $\mu\text{m}$  ; 50-200  $\mu\text{m}$  et 200-2000  $\mu\text{m}$  sur 7 niveaux du sol de référence. Les résultats sont portés sur la fig. 41.

Remarquons d'abord que les teneurs en fraction  $\leq 2 \mu\text{m}$  sont très différentes de l'horizon C à l'horizon A, puisqu'on passe progressivement de 12 % à 36 % d'argile. Il est donc important de souligner que la porosité des matériaux est d'autant plus faible qu'ils contiennent plus d'argile granulométrique.

D'un autre côté, si l'on se réfère à la fig. 41 on peut constater que c'est dans l'horizon C que les fractions (10-20  $\mu\text{m}$ ) sont les plus abondantes alors que c'est l'inverse pour les fractions fines. Le matériau est donc d'autant plus poreux qu'il contient une forte quantité des fractions limoneuses moyennes (10-20  $\mu\text{m}$ ).

CLASSES  
GRANULOMETRIQUES

- 1: < 2 μm.
- 2: 2- 5 μm.
- 3: 5- 10 μm.
- 4: 10- 20 μm.
- 5: 20- 30 μm.
- 6: 30- 50 μm.
- 7: 50- 200 μm.
- 8: 200-2000 μm.

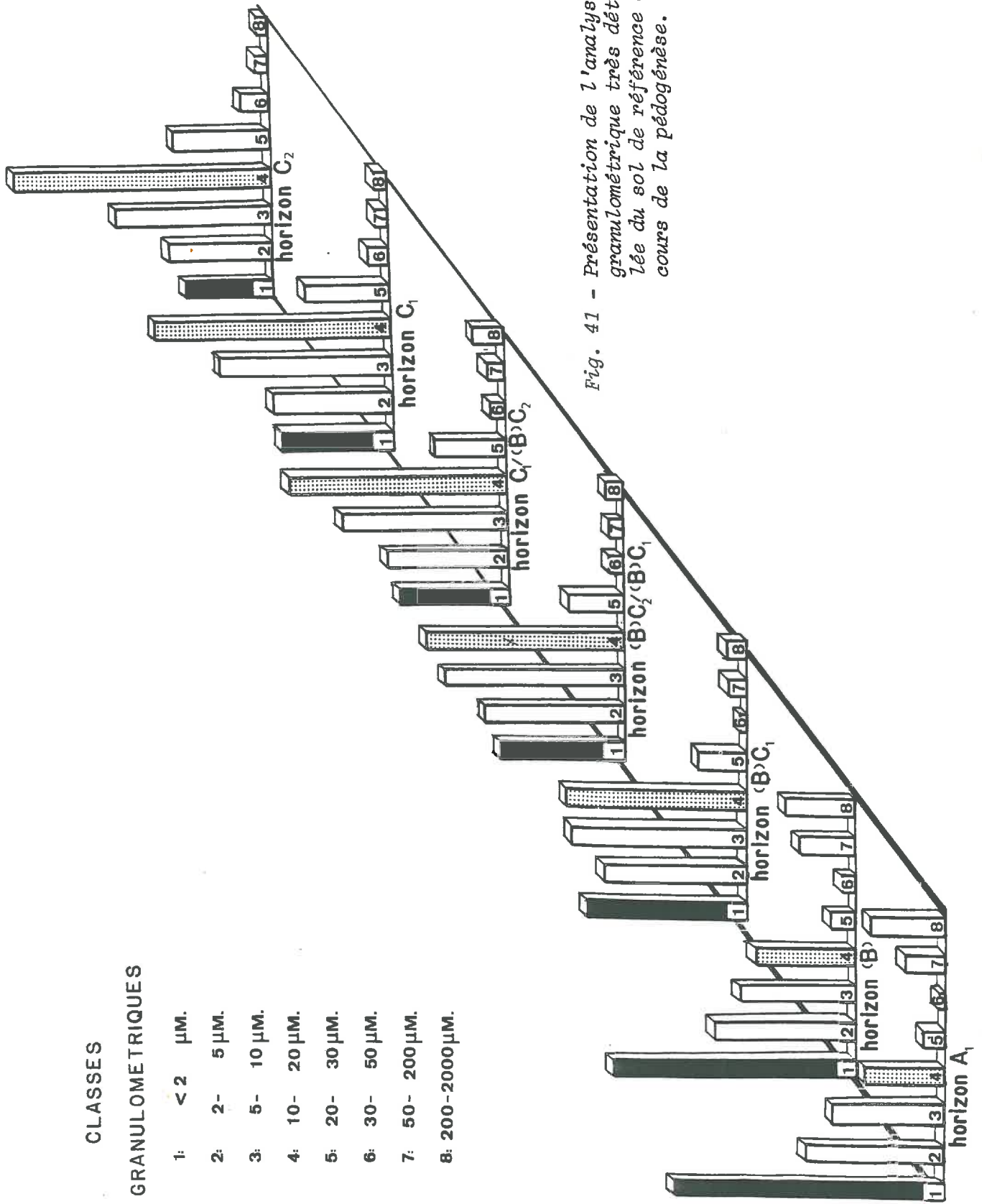


Fig. 41 - Présentation de l'analyse granulométrique très détaillée du sol de référence au cours de la pédogénèse.

On peut donc en conclure que l'évolution de la porosité du matériau est en relation avec la taille des particules. Remarquons qu'il ne s'agit pas ici de l'épaisseur des particules qui varie relativement peu, mais, comme l'a montré TESSIER (1984) de l'extension des particules suivant le plan a.b. (diamètre des particules).

c)- Limitation du spectre poral étudié par l'échelle d'observation.

Lors de l'étude de la géométrie de l'espace poral sur des échantillons millimétriques et centimétriques, on se heurte inévitablement à des problèmes d'échelles d'observation. Ainsi, la porosimétrie à mercure réalisée sur de petits échantillons, exclut une partie de la macroporosité. De même, on peut alors expliquer la différence entre les mesures du volume poral (cf. fig. 40) réalisées par la méthode au pétrole (échantillons centimétriques). Dans cette figure on peut en effet constater que cette différence s'atténue de C à (B) pour redevenir importante dans l'horizon A. Ceci témoigne donc de l'évolution de l'ensemble des caractéristiques du matériau au voisinage de la surface. Soulignons que cette macroporosité correspond aussi à un autre niveau d'organisation dont l'étude nécessite des méthodes d'observation plus macroscopiques. Cette étude fait l'objet du chapitre III.

### III. EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DU SOL DE REFERENCE EN RELATION AVEC LES PROPRIETES HYDRIQUES (ECHANTILLONS DECIMETRIQUES)

Sur des échantillons dont la taille est de l'ordre du  $\text{dm}^3$  on peut mettre en évidence l'organisation macroscopique responsable du transfert et de l'écoulement "rapide" de l'eau ("transmission pores", GREENLAND and HAYES, 1981) et qui est maintenant l'objet de l'étude. La gamme des pores correspondante peut être observée sur des lames minces de grande taille ("lames mammoth"). La quantification des diverses classes de pores est possible grâce à l'utilisation de méthodes micromorphométriques (Quantimet 720). Etant donné le caractère statique des images obtenues par ces méthodes, des mesures de conductivité hydraulique ont été réalisées afin d'obtenir des renseignements complémentaires sur un aspect important de la porosité, à savoir la continuité des macropores.

#### III.1. ANALYSE MICROMORPHOMETRIQUE DE LA MACROPOROSITE\*

L'utilisation du Quantimet 720 sur des lames minces imprégnées par la méthode de MIEDEMA et al. (1974, cf. page 30), permet de détecter les pores dont le diamètre est  $> 30 \mu\text{m}$ . La micromorphométrie (tout comme la porosimétrie à mercure) fournit une image de la géométrie de l'espace poral correspondant à un état hydrique déterminé. (cf. ....). Il est donc utile de préciser qu'au moment de l'inclusion des échantillons des horizons C, (B)C et (B), leurs teneurs en eau étaient très proches de valeurs correspondant à pF 2.

\* Rappelons qu'il s'agit de pores dont la taille est  $> 30 \mu\text{m}$  (cf. page 30).



### III.1.1. Présentation des photogrammes réalisés sur les horizons C, (B)C et (B)

Sur les photos obtenues selon le procédé décrit antérieurement (cf. page 37) les vides sont transparents et les minéraux apparaissent dans différentes teintes de gris. Les modifications structurales de l'horizon C à (B), déjà visibles à l'oeil peuvent ainsi être quantifiées et classées à l'aide du Quantimet 720. Il est possible de mesurer la surface porale totale et d'établir le spectre poral des pores dont la taille est  $> 30 \mu\text{m}$ .

### III.1.2. Evolution de la macroporosité au cours de la pédogénèse : diversité, nombre et tailles des pores

#### a)- Présentation des résultats bruts

Les résultats analytiques concernant la surface totale des pores détectés (A') et le nombre d'intercepts (I) entre les lignes de balayage et les vides, par rapport au nombre de lignes (625), sont présentés dans la figure 42. Chaque point porté sur cette figure représente la valeur moyenne de A et de I/625, obtenue dans chacun des carrés de  $625 \times 625$  ("picture points", cf. page 37) sur les lames minces provenant de l'horizon C et (B)C, 15 de tels carrés ont ainsi été analysés, alors que dans le cas de l'horizon B), 24 carrés ont fait le sujet de ces mesures.

#### b)- Discussion des données brutes.

En ce qui concerne la taille des pores, on constate dans la figure 42 que la dispersion des résultats est grande dans l'horizon C et qu'elle s'atténue très nettement en (B)C, puis en (B). L'évolution structurale au cours de la pédogénèse aboutit donc à une uniformisation de la taille des macropores.

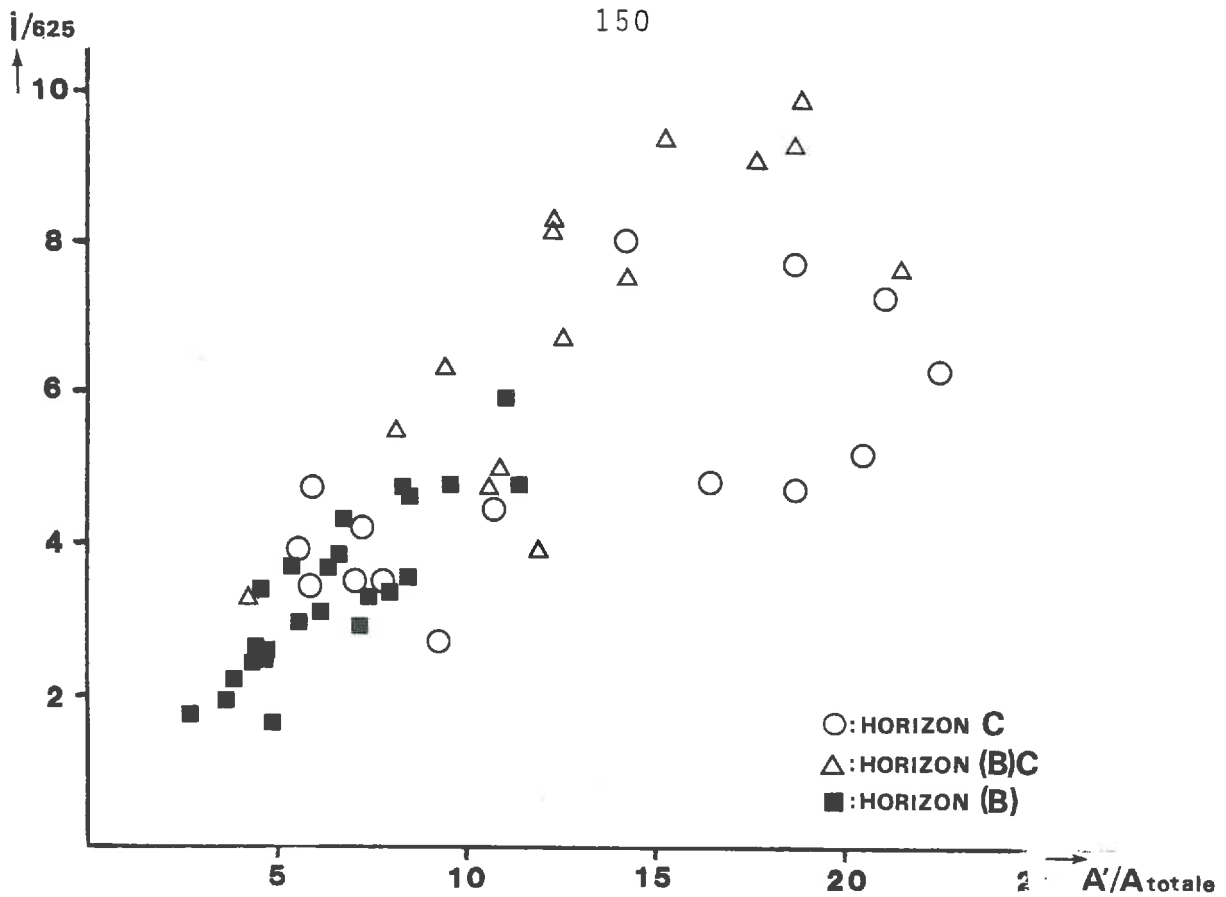


Fig. 42 - Présentation des résultats "bruts" de l'analyse micromorphométrique des horizons C, (B)C et (B) du sol de référence. Cette présentation donne la relation entre le nombre d'intercepts ( $I$ ) entre les lignes de balayage par rapport au nombre de lignes sur l'écran (625) d'une part, et la surface totale des pores détectés ( $A$ ) par rapport à la surface totale prise en compte ( $A_{totale}$ ).

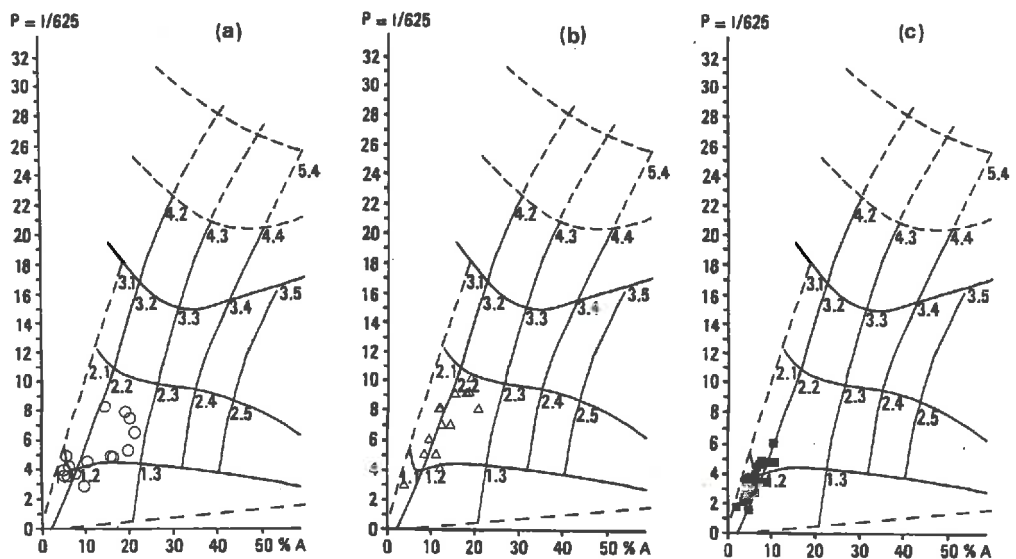


Fig. 43 - Présentation de l'évolution morphologique des pores dans les horizons C (a), (B)C (b) et (B) (c) du sol de référence (Classification d'après JONGERIUS, 1972 a, modifiée par ISMAIL, 1975).

c)- Présentation de la diversité des macropores

Les modifications morphologiques des pores au cours de cette évolution peuvent également être décrites, grâce à l'évolution de la distribution du type de forme des pores. Cette classification a été mise au point et proposée par JONGERIUS (1972 a) et modifiée par la suite par ISMAIL (1975). Dans les trois horizons C, (B)C et B du sol de référence, l'évolution morphologique suivante des macropores peut alors être observée (fig. 43) :

- l'horizon C : le matériau est apedal ou faiblement semi-pedal, c'est à dire qu'il n'apparaît pas ou très peu de formes d'origine pédologique visible. Le type de distribution des pores est 1.2 b et 1.3 b. Ces classes de pores correspondent à des vides planaires avec des parois essentiellement droites, de taille 100-500, respectivement 500-→ 3000  $\mu\text{m}$ .
- l'horizon (B)C : dans ce domaine apedal ou faiblement semi-pedal les classes de pores sont de type 1.2 a et 2.2 a pores de ces classes sont constituées de chenaux et de cavités (réguliers et/ou irréguliers) de 100-1200  $\mu\text{m}$  mais principalement < 300  $\mu\text{m}$ .
- l'horizon (B): la porosité de cet horizon est représenté par (fig. 43 c) une seule classe de pores de type 1.1 a et 1.2 a constituée de chenaux et de cavités de 100-300  $\mu\text{m}$  (réguliers et irréguliers).

### III.1.3. Evolution de la distribution de la taille des pores > 30 $\mu\text{m}$

#### a)- Présentation des résultats.

L'analyse micromorphométrique des lames minces par le Quantimet 720 a permis de distinguer diverses classes de pores dont les limites arbitraires sont de 30  $\mu\text{m}$ , 100  $\mu\text{m}$ , 300  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$ , 1200  $\mu\text{m}$  et 3000  $\mu\text{m}$  (ISMAIL, 1975).

. La courbe cumulative réalisée à partir des résultats (fig. 44) met en évidence la présence d'une surface porale quasi-identique pour les pores > 30  $\mu\text{m}$  dans les horizons C et (B)C (respectivement 13.2 et 13.7 %). L'importance de la macroporosité de ces horizons s'oppose à la valeur de 6,5 % de porosité dans l'horizon (B).

. La présentation fréquentielle des résultats donnant la distribution des différentes classes de pores (fig. 45) précise que :

- l'horizon C se caractérise par une distribution bimodale de la taille des pores avec des modes dans les classes 100-300  $\mu\text{m}$  et 500-1200  $\mu\text{m}$ .
- l'horizon (B)C montre encore ce caractère bimodal mais le mode correspondant à la classe 500-1200  $\mu\text{m}$  a fortement diminué au profit de la classe 100-300  $\mu\text{m}$ .
- l'horizon (B) se caractérise par une distribution unimodale : la classe 500-1200  $\mu\text{m}$  a pratiquement disparu, mais la classe 100-300  $\mu\text{m}$  montre également une diminution considérable par rapport à l'importance de cette classe de pores dans l'horizon (B)C.

#### b)- Discussion des résultats.

L'ensemble des résultats concernant la distribution de la taille des pores > 30  $\mu\text{m}$ , obtenus par la micromorphométrie traduit en fait une forte diminution, à la fois de la surface porale totale et de la taille des pores depuis l'horizon C à l'horizon (B). En outre, au niveau de la morphologie, la pédogénèse entraîne une transformation des pores d'origine fissurale avec une forme plutôt planaire (l'horizon C) en chenaux et cavités de formes plus ou moins régulière (l'horizon (B)).

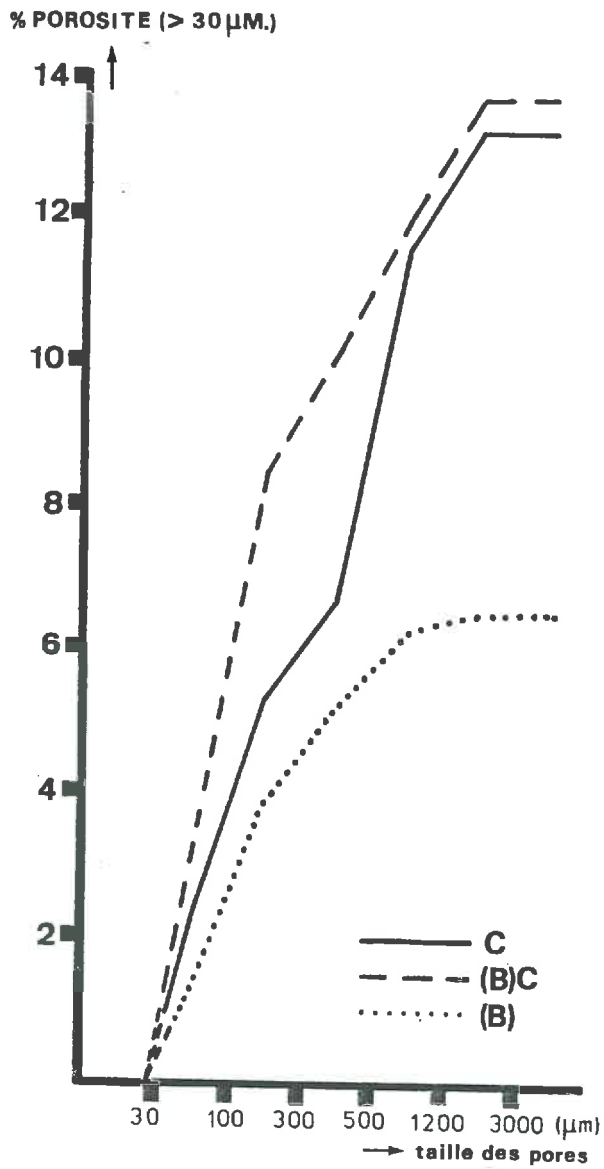


Fig. 44 - Présentation cumulative des résultats de l'analyse de la macroporosité à l'aide du Quantimet 720 dans les horizons C, (B)C et (B) du sol de référence.

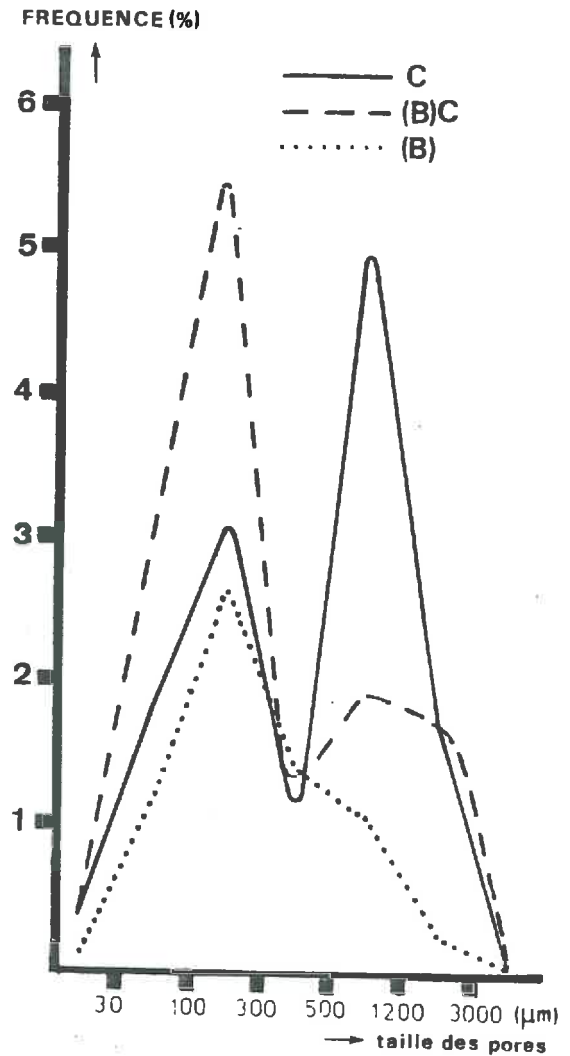


Fig. 45 - Présentation fréquentielle des résultats de l'analyse de la macroporosité à l'aide du Quantimet 720 dans les horizons C, (B)C et (B) du sol de référence.

Notons enfin que l'évolution de l'espace poral a été observée suivant un plan, ce qui ne nous renseigne pas sur la continuité de l'espace poral et donc sur la dynamique de l'eau. On sait, en effet, que la macroporosité des sols et en particulier celle correspondant aux pores  $> 30 \mu\text{m}$  joue un rôle essentiel dans la circulation de l'eau sous l'influence du potentiel gravitaire. L'étude du rôle des macropores dans cette circulation doit donc être envisagée par l'intermédiaire de mesures de la conductivité hydraulique.

### III.2. MESURES DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN MILIEU SATURE.

Les mesures de conductivité hydraulique ( $K_{\text{sat.}}$ ) ont été effectuées au laboratoire, sur des échantillons de  $250 \text{ cm}^3$  (cf. page 41) saturés en eau. Afin de préciser la capacité de drainage vertical de l'eau dans le sol, le prélèvement des cylindres a été réalisé perpendiculairement à la surface du sol. Cependant, si l'on veut appréhender correctement la circulation de l'eau dans le sol, il faut également prendre en compte l'orientation préférentielle du matériau dans les horizons à proximité du front de décarbonatation par rapport au sens de la percolation telle qu'elle a été mise en oeuvre au cours des expérimentations.

#### III.2.1. Variation de $K_{\text{sat.}}$ selon l'orientation de l'échantillonnage

L'influence de l'orientation structurale des matériaux sur les valeurs de  $K_{\text{sat.}}$  a été étudiée sur une dizaine d'échantillons provenant des horizons C et (B). Les résultats des mesures de  $K_{\text{sat.}}$  ainsi que l'orientation des échantillons parallèlement et perpendiculairement à l'orientation structurale sont présentés dans le schéma de la figure 46. Dans cette figure, on peut constater que de l'horizon C à l'horizon (B) la valeur de  $K_{\text{sat.}}$  diminue de plusieurs dizaines de fois pour la même orientation des échantillons (fig. 46 ; 1 et 3 ; 2 et 4). Notons la valeur exceptionnelle de 36 cm/heure obtenue pour l'échantillon 1 provenant de l'horizon C : elle

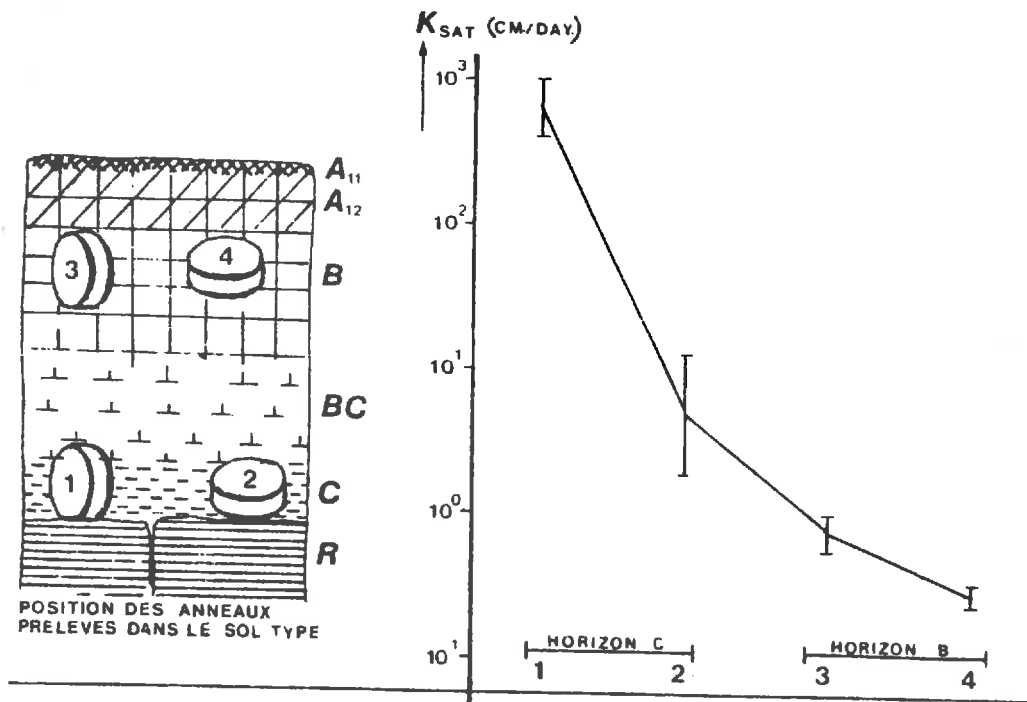


Fig. 46 - Résultats des mesures de la conductivité hydraulique ( $K_{sat}$ ) dans l'horizon C et l'horizon (B) du sol de référence en fonction de l'orientation des cylindres au moment de l'échantillonnage. (Résultats exprimés en cm/jour !).

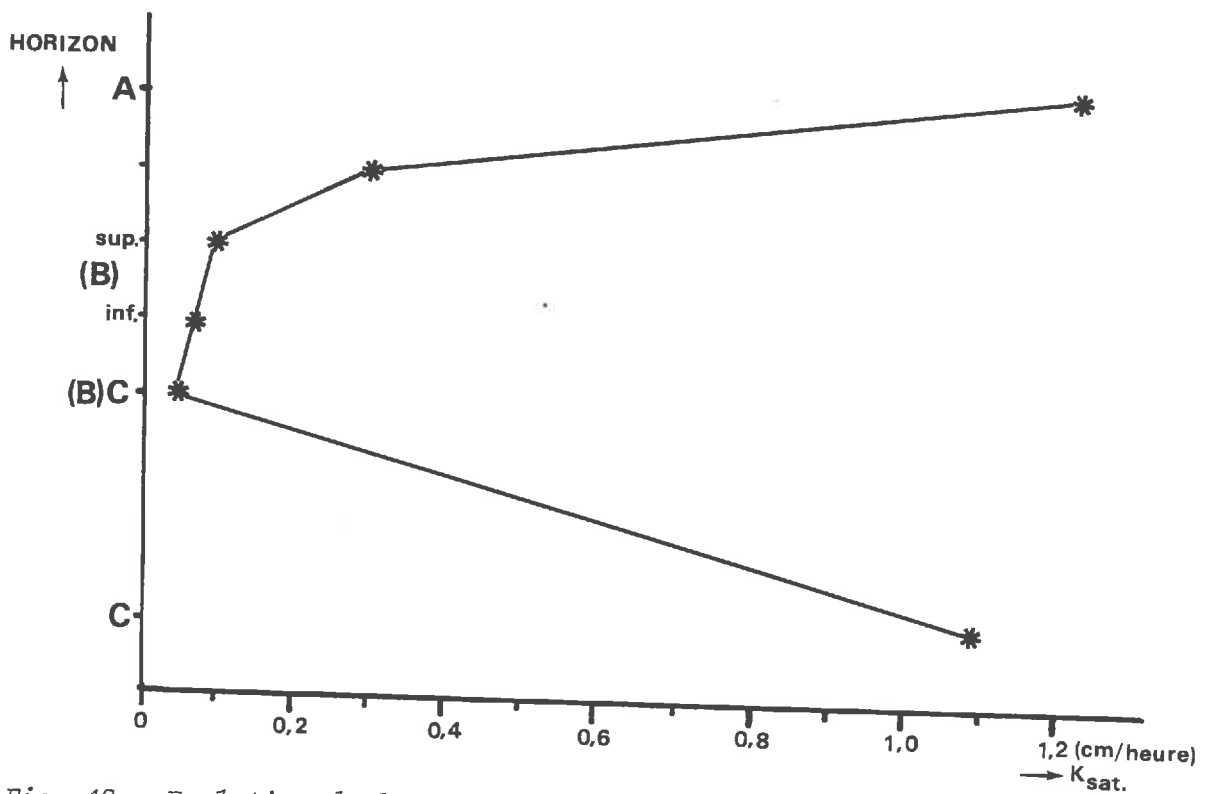


Fig. 47 - Evolution de la valeur de  $K_{sat}$  en fonction de la profondeur du sol de référence. (Résultats exprimés en cm/heure !).

met encore une fois en relief les caractéristiques spécifiques de cette isaltérite, notamment en ce qui concerne l'écoulement de l'eau gravitaire. En outre, dans cet horizon C, pour une orientation parallèle ou perpendiculaire du sens d'écoulement expérimental de l'eau,  $K_{sat}$ . peut varier d'un facteur 50 (fig. 46 ; 1, 2), alors qu'il ne varie que d'un facteur 2 dans l'horizon (B) (fig. 46 ; 3, 4). Ces résultats soulignent l'importance de l'héritage d'une macroporosité orientée et continue dans les matériaux au regard de la circulation de l'eau.

### III.2.2. Variation de $K_{sat}$ . au sein du profil de référence

L'ensemble des valeurs de  $K_{sat}$ . obtenues sur une dizaine d'échantillons provenant des différents horizons du sol de référence montre une évolution remarquable (fig. 47) : à partir de l'horizon de surface ( $K = 1.23$  cm/heure)  $K_{sat}$ . diminue progressivement avec la profondeur pour atteindre une valeur minimale de 0,04 cm/heure dans la partie inférieure de l'horizon (B). Ensuite,  $K_{sat}$ . augmente à nouveau dans l'horizon (B)C et aboutit enfin à une valeur de 1,11 cm/heure dans l'horizon C.

### III.3. DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS SUR DES ECHANTILLONS DECIMETRIQUES

A partir des résultats obtenus par les différentes méthodes qui nous permettent de caractériser la macroporosité du sol, à savoir l'analyse d'images sur des lames minces et les mesures de la conductivité hydraulique, il est maintenant possible de proposer une interprétation d'ensemble du comportement hydrique (de  $K_{sat}$ .) en relation avec l'évolution de la macroporosité. Soulignons d'abord que les modifications de la macroporosité qui s'observe de l'horizon C à l'horizon B consistent en :

- . une **diminution** de la porosité totale.
- . une **réduction** de la taille des pores.
- . une **transformation** de la forme des pores.



Cette modification des caractéristiques porales résulte d'une série d'évolutions de la structure du sol à différents niveaux et qui s'effectuent dans un ordre déterminé. Au sein de l'isaltérite, on constate d'abord au voisinage de pores de dissolution de la calcite un morcellement du matériau. Cette évolution met en évidence une multitude de petites fissures qui sont, d'après les observations, héritées de la roche. A partir de ce stade qui correspond en quelque sorte à un effondrement de la structure héritée, le matériau se réorganise progressivement et on constate en effet la disparition de la macroporosité. Dans ce processus, apparaissent déjà les éléments moteurs de l'évolution du système, à savoir : l'action de la flore et de la faune mais aussi celle des contraintes hydriques. C'est ainsi que l'on peut noter une évolution de la morphologie des pores depuis la forme planaire jusqu'à un ensemble de chenaux et aux cavités de formes plus ou moins irrégulières (cf. fig. 43). La grande diversité de la taille des pores qui s'observe dans l'horizon C, s'atténue vers l'horizon (B). La distribution de la taille et de la forme des pores est alors beaucoup plus homogène. Cette évolution à une échelle macroscopique montre une analogie remarquable avec les caractéristiques microscopiques observées sur les échantillons centimétriques.

Les mesures de conductivité hydraulique sur ces matériaux confirment les modifications macroporales observées. L'évolution de l'organisation qui consiste dans un premier temps en un morcellement de la structure macroscopique et en l'individualisation de plus petits pores, dans un deuxième temps en une modification morphologique des pores et en une diminution en nombre et taille des pores, provoque une baisse considérable de la valeur de  $K_{sat.}$ . La réorganisation structurale de l'isaltérite entraîne donc une très forte diminution de la perméabilité vers l'horizon (B). A ce niveau, il est certain que la présence d'horizons perméables en haut et en bas du sol de référence n'influe pas sur le drainage vertical du profil. En effet, il est certain que la drainance du sol entier est seulement déterminée par le caractère imperméable de l'horizon (B) ( $K_{sat.} < 0.1$  cm/heure sous un charge hydraulique de 10 cm d'eau).

Grâce aux études de laboratoire, le comportement hydrique et la porosité d'échantillons provenant du sol de référence correspondant ont pu être examinés à différents niveaux d'organisation. Cependant, l'étude complète du comportement hydrique du sol dans son environnement naturel nécessite la prise en compte d'une échelle encore plus macroscopique : celle du terrain. C'est cette approche aboutissant à une caractérisation du fonctionnement du sol tout entier au cours du temps, que nous aborderons maintenant.

#### IV. ETUDE DU REGIME HYDRIQUE DU SOL DE REFERENCE.

##### **a)- Présentation de la démarche.**

La répartition de l'eau et de l'air au sein des sols est déterminée par un ensemble de facteurs hydrodynamiques : l'infiltration, la redistribution et l'évacuation de l'eau. L'étude du régime hydrique à un moment donné, permet d'obtenir une image instantanée du système. Au cours du temps, elle traduit les variations mutuelles de l'ensemble des facteurs. Un relevé des données de l'humidité du sol en fonction de la profondeur à différentes périodes de l'année permet donc de suivre le régime hydrique du sol.

Les résultats d'une quinzaine de séries d'observations ainsi réalisées entre Juillet 1982 et Octobre 1983 sont présentés dans la figure 48. Des données météorologiques correspondant aux différentes périodes de prélèvement figurent dans le tableau X.

##### **b)- Discussion des résultats obtenus.**

A partir des données présentées dans la figure 48 on constate que des variations importantes de l'humidité se manifestent au cours du temps, surtout dans l'horizon de surface. Cependant, dans cet horizon la réhumectation complète nécessite une période de pluie prolongée (courbes I, II, III, IV). Il apparaît ainsi que les pluies d'orages estivales sont principalement absorbées par la couche organique de la surface du sol et en particulier par le mat racinaire (capacité d'absorption d'eau estimée entre 50 et 100 mm, DORIOZ, 1982, communication personnelle).

Les horizons (B) et (B)C montrent en revanche une teneur en eau quasiment constante durant toute l'année : les valeurs obtenues sur ces horizons varient entre respectivement 45-55 % et 55-70 %/.

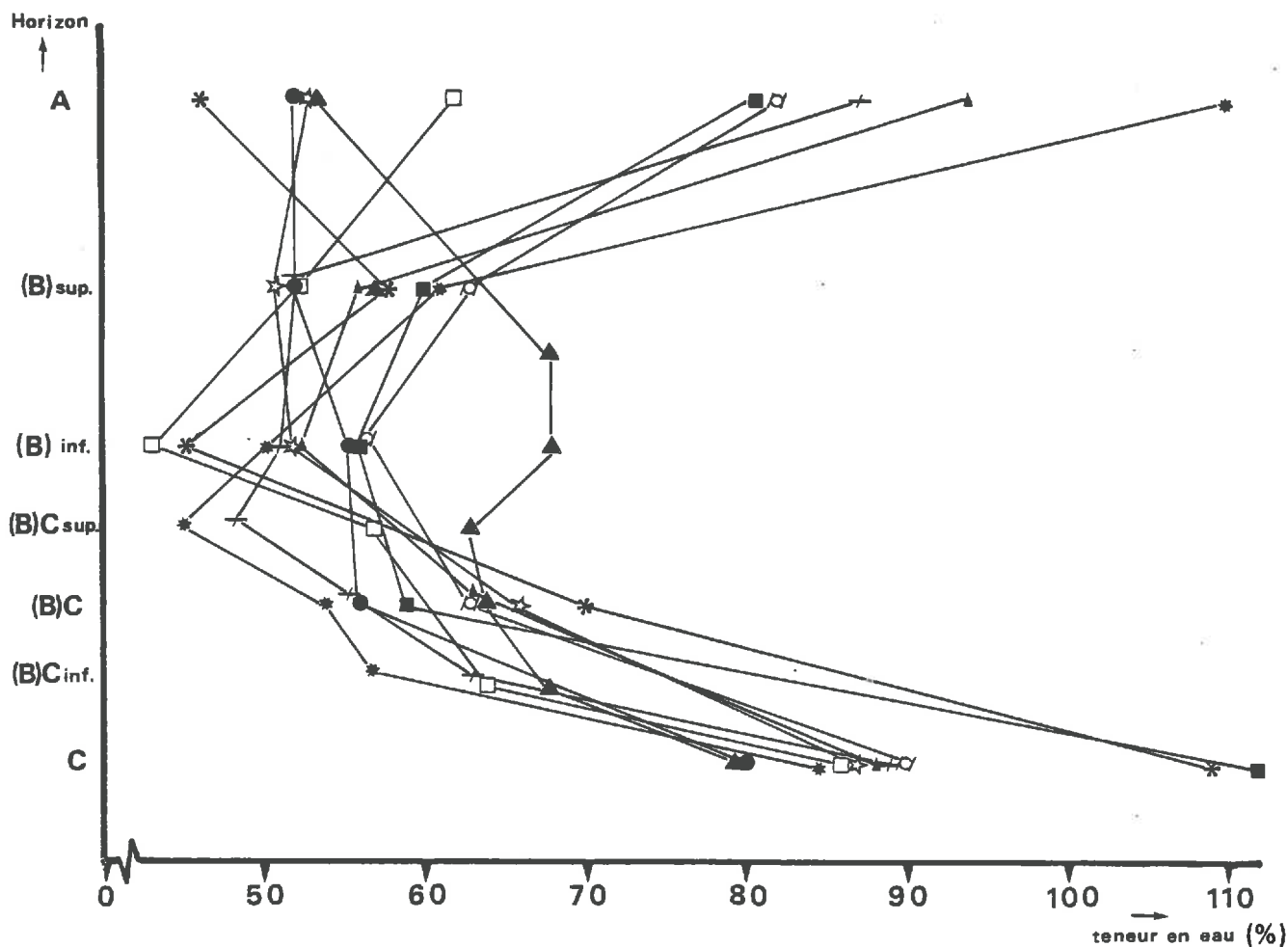


Fig. 48 - Evolution de l'humidité du sol de référence au cours de l'année 1982/1983. (Explication des symboles utilisés, voir tableau X).

TABLEAU X - Données météorologiques

	date de prélèvement		temps
I	13.07.1982	☆	3 semaines de beau temps sans pluie
II	21.07.1982	●	après orage dans la soirée
III	23.07.1982	*	après 3 orages
IV	28.07.1982	□	4 jours de pluie
V	2.08.1982	▲	temps variable
VI	10.08.1982	◇	6 jours de pluie
VII	16.09.1982	+	6 jours de beau temps
VIII	28.12.1982	■	1 m de neige
IX	10.04.1983	*	2,5 m de neige
X	8.06.1983	▲	10 jours de beau temps à la fonte des neiges

L'horizon C montre lui aussi des variations importantes de l'humidité au cours de l'année. Il semblerait cependant que dans le cas de cet horizon, les variations de la teneur en eau dues à l'hétérogénéité spatiale du matériau soient plus importantes que les fluctuations de teneur en eau dans l'islatérite. En effet, les teneurs en eau observées dans l'horizon C vont de 80 à 110 % d'humidité. Ces humidités correspondent globalement à des valeurs de pF de 2 à 2,5 si l'on se réfère aux mesures de la teneur en eau effectuées sur des mottes au laboratoire.

En conclusion, il apparaît que le contraste saisonnier a peu d'influence sur l'humidité des différents horizons. Ainsi, la teneur en eau des horizons reste sensiblement la même durant l'hiver, la fonte des neiges et l'été, même après plusieurs semaines de beau temps sans pluie.

**V. DISCUSSION GENERALE DE L'ENSEMBLE DES RESULTATS DES MESURES  
PHYSIQUES REALISEES DANS LE SOL DE REFERENCE ; CONSEQUENCES SUR LES  
PROPRIETES HYDRIQUES.**

**V.1. INTRODUCTION.**

L'ensemble des méthodes physiques utilisées dans ce travail permet une analyse très détaillée de l'évolution structurale des matériaux de l'altération des calcshales au cours de la pédogénèse. Cette analyse qui comprend différents niveaux d'organisation, fournit en effet des données concernant la géométrie de l'espace poral et de la rétention en eau. Etant donné la gamme de tailles de pores étudiée (entre  $6 \times 10^{-3}$  et  $3 \times 10^3 \mu\text{m}$ ), (cf. tableau V, page 55), cette analyse englobe les niveaux d'organisation suivants :

- la porosité intercrystallites.
- la porosité interdomaines.
- la porosité interagrégats.
- la porosité fissurale et biologique.

Les porosités intercrystallites et interdomaines ont été définies par TESSIER (1984). Les porosités correspondant à des niveaux plus macroscopiques ont pu être mises en évidence grâce aux méthodes d'étude utilisées dans ce travail.

La discussion générale des résultats physiques obtenus sera abordée par une interprétation d'ensemble de la réorganisation de la structure du sol de référence. Dans cette interprétation, il sera dans un premier temps question des actions principales qui sont responsables de l'évolution structurale de l'horizon C à l'horizon (B). On évoquera également les conséquences de cette réorganisation structurale sur le spectre poral de ces matériaux. Ensuite, en se référant à d'autres travaux portant sur l'évolution de la structure au cours de l'altération, on tentera de situer le comportement de ce sol par rapport

rapport aux conceptions habituelles : c'est ce qui sera envisagé au travers des modalités physiques de la réorganisation structurale du sol. Enfin, la discussion concernant le comportement hydrique des matériaux d'altération sera étendue à l'échelle du paysage et aux sols en général.

## V.2. Interprétation d'ensemble de la réorganisation de la structure des matériaux d'altération.

### 2.1. Déstabilisation de l'organisation structurale initiale

L'ensemble des paramètres physiques dont la caractérisation a été le sujet de ce travail, montre immédiatement après la décarbonatation de la roche, une évolution extrêmement rapide indiquant une déstabilisation de l'organisation du matériau. A ce propos, il est essentiel de rappeler plus particulièrement l'évolution de la forme des courbes fréquentielles de la distribution de la taille des pores, obtenues par porosimétrie à mercure de l'horizon C à A (fig. 49). Dans cette figure, on peut en effet constater que d'une distribution bimodale et dissymétrique autour des modes à 2,2 et à 7  $\mu\text{m}$  (horizon C), on aboutit progressivement à une distribution unimodale de type gaussienne dans l'horizon B (taille des pores  $\approx 0,6 \mu\text{m}$ ) et l'horizon A.

Rappelons également que les analyses granulométriques mettent en évidence, de l'horizon C à l'horizon (B), une transformation de particules de la taille des limons "moyens" (10-20  $\mu\text{m}$ ) en argile et en limon très fin (2-5  $\mu\text{m}$ ). Enfin, l'étude en microscopie optique de ces matériaux témoigne, elle aussi, d'une modification profonde dans l'organisation de la phase solide et de la géométrie de l'espace poral et ce à différents niveaux.

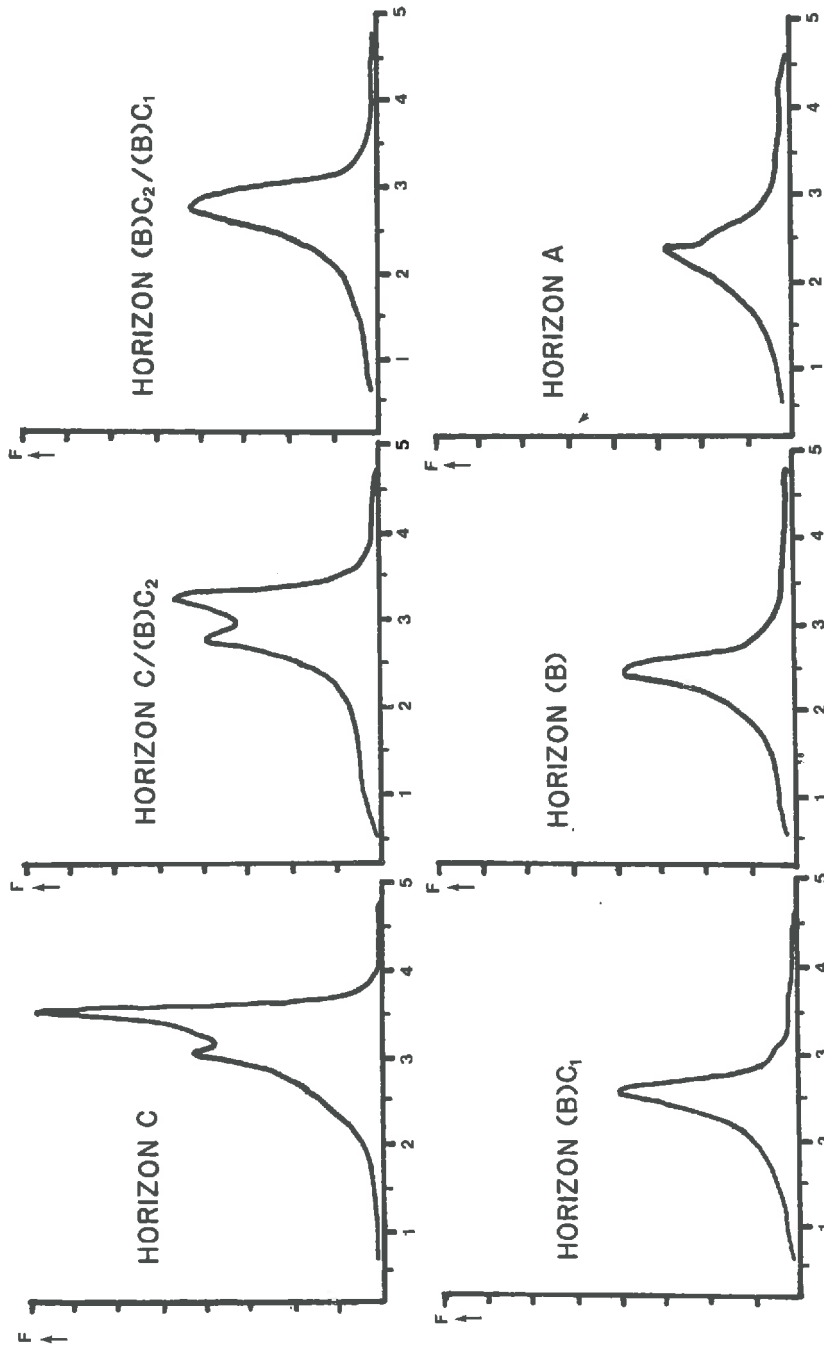


Fig. 49 - Evolution de la forme des courbes fréquentielles de la distribution de la taille des pores.



De ces différentes considérations, il ressort déjà souligner que, dès la décarbonatation, le matériau apparaît en déséquilibre avec les facteurs externes du milieu naturel. Or, parmi ces facteurs externes qui interviennent dans la réorganisation du matériau on peut citer :

- la pression pédostatique
- la microdivision des particules limoneuses due aux forces de gonflement
- l'effet mécanique de la croissance racinaire.

Avant de tenter une interprétation générale de la réorganisation observée, ces trois facteurs externes seront examinés séparément.

## 2.2. Discussion des facteurs externes intervenant dans la réorganisation structurale

### a)- La pression pédostatique (cf. HUMBEL, 1976)

A environ 80 cm de profondeur, le poids du sol est à l'origine de l'existence d'une pression pédostatique moyenne de l'ordre de 150 à 200 mbar. En termes de potentiel de l'eau, cette pression pédostatique correspond à un pF 2,2. Elle s'exerce en permanence et peut alors jouer un rôle important dans les propriétés plastiques des matériaux. Ainsi, l'hypothèse peut être émise que la pression mécanique résultant du poids du sol provoque une disparition de la macroporosité. Elle peut également affecter une partie de la porosité intra-agrégats. En effet, grâce aux travaux de FAURE (1978) et GRIMALDI (1981), on sait que les contraintes hydriques, même relativement faibles, suffisent à rendre un matériau argileux plastique. En revanche, les cycles de dessèchement et d'humectation conduiraient à l'individualisation d'une taille de pores de l'ordre de 10  $\mu\text{m}$ , c'est à dire analogue à la taille des pores libérés par la décarbonatation.

b)- La microdivision des particules limoneuses.

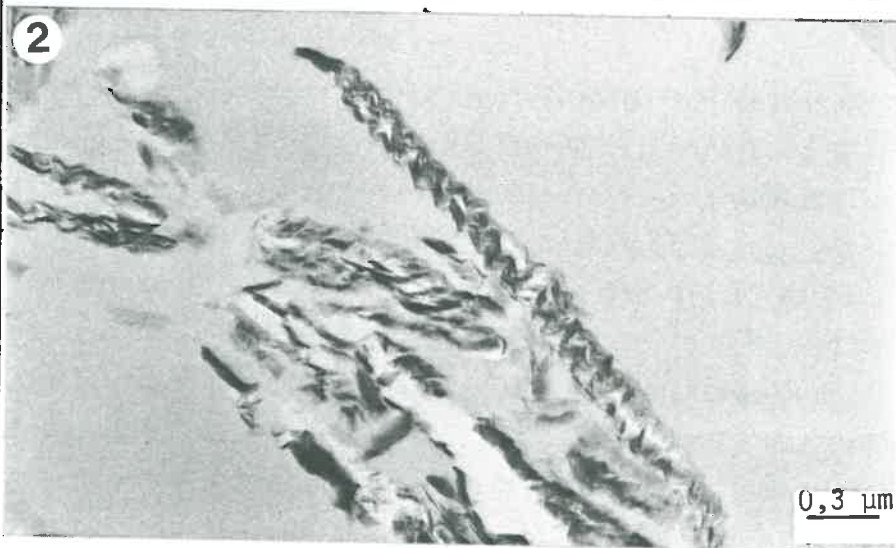
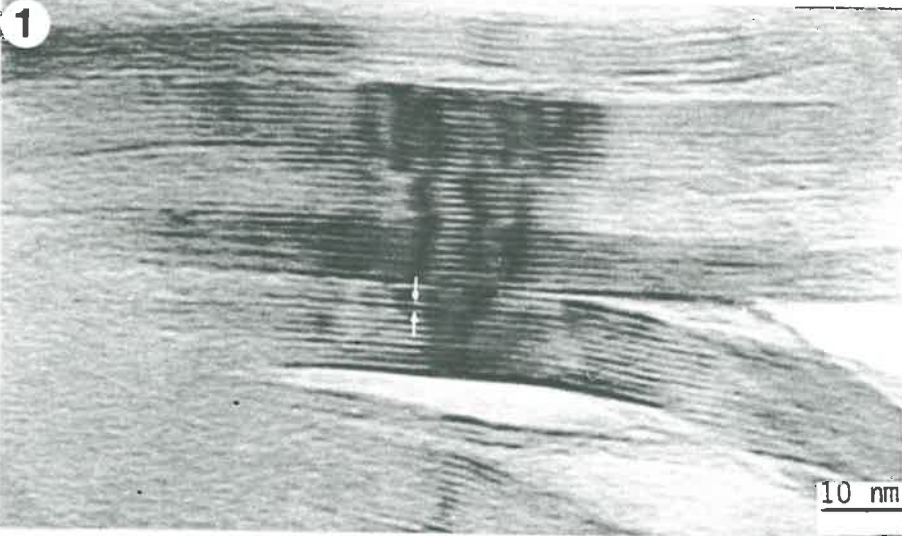
L'analyse granulométrique très détaillée de la granulométrie des fractions limoneuses (cf. fig. 41) a permis de mettre en évidence une microdivision notable des particules de taille comprise entre 10 et 20  $\mu\text{m}$  en particules limoneuses très fines (2-5  $\mu\text{m}$ ) et en argile (< 2  $\mu\text{m}$ ). L'origine de cette forte tendance à la microdivision d'une dynamique particulière (cf. LEGROS, 1983) est liée à deux facteurs différents :

- la nature du matériau
- les caractéristiques porales de l'isaltérite.

b.1.- La nature particulière de ce matériau peut être caractérisée à partir de l'observation des matériaux d'altération en microscopie électronique à transmission (Pl. XII). Les photos obtenues correspondant à des grossissements allant jusqu'à 1.000.000 X permettent une étude des différents niveaux d'organisation des particules. Leur description est rendue possible grâce à la nomenclature proposée par QUIRK et TESSIER (1979) :

- le feuillet : la valeur de la distance  $d(001)$  peut être estimée grâce aux diagrammes 001 de microdiffraction (feuillets parallèles au faisceau électronique). La connaissance de l'épaisseur totale et du nombre de feuillets, d'un "paquets de feuillets" permet de vérifier cette valeur. Ces méthodes coïncident et donnent, dans notre cas une valeur  $d(001) = 10,25 \text{ \AA}$ . Il s'agit donc de feuillets de mica.

PLANCHE XII : MORPHOLOGIE DES PARTICULES LIMONEUSES



Observation de l'altérite non remaniée (M.E.T.)

1 : image des feuillets de mica ; G X 1 000 000

2 : microdivision d'une particule limoneuse  
composée ; G X 30 000

- le cristallite: cette unité est constituée d'un empilement de 7 à 10 feuillets (photo 1). L'épaisseur est donc de 70 à 100 Å et l'extension dans le plan ab de l'ordre de 1000 Å. Soulignons que ces dimensions correspondent parfaitement avec celles observées dans le cas d'illites (TESSIER, 1984).
- le microdomaine: composé de 6 à 8 cristallites, son épaisseur est d'environ 500 à 700 Å.
- la particule : l'enchaînement des microdomaines constitue finalement les différentes fractions prises en compte dans l'analyse granulométrique. Sur la photo 2 on peut ainsi observer des particules dont l'épaisseur est de  $\approx$  1000 à 1500 Å et la taille est de l'ordre de quelques microns (limons).

Au travers de ces observations, on peut d'abord constater que l'échelle la plus fine qui puisse être mise en évidence dans les matériaux limoneux pré-existe au départ : les cristallites et les microdomaines sont déjà présents. L'évolution et en particulier la réduction de la taille des particules se fait donc à partir de discontinuités déjà existantes. D'un autre côté, on constate que le rapport entre l'épaisseur ( $\approx$  1000 Å) et l'extension dans le plan ab de la particule (surfaces basales) est de l'ordre de 20 à 60. Cette morphologie très particulière trouve sans doute son origine dans les caractéristiques du matériau qui, rappelons le, est presque entièrement de nature phyllosilicatée. Soulignons également que les calcshales ont subi un certain degré de métamorphisme.

Ceci étant, il convient maintenant d'examiner l'origine de l'évolution du matériau. Parmi les hypothèses avancées au départ, figure la relaxation du matériau.

b.2.- On sait, en effet, que les caractéristiques porales de l'isaltérite sont tout à fait particulières vu que ce matériau contient beaucoup de pores de dissolution de la calcite dont la taille est de l'ordre de 5 à 10  $\mu\text{m}$ . Ainsi, la décarbonatation peut être considérée, d'un point de vue mécanique, comme un phénomène de "décharge de contraintes" du matériau. A ce propos, considérons un élément de sol à une profondeur déterminée sur lequel s'est exercée une pression de surconsolidation  $\sigma_c$ . Si dans la masse du matériau cette pression peut encore s'exercer, au contact d'un vide cette contrainte tend au contraire à devenir nulle ( $\sigma_0 = 0$ ). La différence de contrainte provoque alors la création d'une succion capillaire égale à  $\sigma_c - \sigma_0$  (PARCEVAUX, 1980). Selon ce même auteur, cette succion peut s'annuler, en cas d'apport d'eau, ce qui provoque le gonflement du matériau.

Par ailleurs, il est à noter que le gonflement peut s'exprimer d'autant plus facilement que le volume poral disponible est suffisant. C'est par exemple le cas au voisinage des pores de l'ordre de 10  $\mu\text{m}$ , c'est à dire des vides engendrés par la dissolution de la calcite.

C'est donc au voisinage des vides, libérés par la décarbonatation que le matériau devrait, grâce aux forces d'hydratation, se relaxer légèrement et gonfler. Tout porte à croire que c'est le processus de gonflement qui provoque la microdivision des particules limoneuses. Par voie de conséquence, la présence d'un film d'eau plus épais pourrait jouer le rôle d'un agent de lubrification. On peut donc dire que sous l'effet d'une pression mécanique, quelle qu'en soit l'origine, le matériau deviendrait plastique.

Or, d'après nos résultats, la conséquence de cette microdivision et de la déformation plastique sur la porosité serait double; car on constate :

- une très forte diminution du volume poral correspondant aux pores dont la taille est de l'ordre de 1 à 10  $\mu\text{m}$ .
- la création d'une microporosité dans laquelle des pores ont une taille d'environ 0,6  $\mu\text{m}$ .

Il est à noter que si le gonflement, à l'origine de la microporosité, est provoqué par des forces d'hydratation, le remaniement de la méso- et macroporosité nécessite l'intervention d'une pression mécanique. Parmi les pressions mécaniques susceptibles de s'exercer sur un tel sol, la croissance racinaire semble jouer un rôle déterminant.

c)- L'effet mécanique de la croissance racinaire.

L'isaltérite par ses propriétés spécifiques, héritées de la roche, est caractérisée par une très forte réserve en eau pour les plantes (~ 60 % de perte d'eau entre pF 2 et pF 3 !). En conséquence, au sein de cet horizon C, on peut constater une véritable explosion du développement racinaire. A ce sujet, il convient de se référer au travail de DORIOZ (1984) concernant la réorganisation structurale de certains types d'argiles, par l'accroissement du diamètre des racines. Mais dans le cas de l'horizon C du sol de référence, la nature minéralogique du matériau (mica, chlorite) permet de la considérer comme un matériau relativement rigide. Cette rigidité est d'ailleurs accentuée par la nature limoneuse des particules.

Toutefois, à l'observation en microscopie optique, on s'aperçoit qu'il n'est rien. En effet, si la structure initiale de l'altérite est très fortement orientée dans la masse, la Planche XI, photo 4 montre qu'une réorganisation du fond matriciel autour de la racine se fait systématiquement. Cette observation montre donc qu'il y a déformation du matériau autour de la racine et que l'effet mécanique de l'accroissement de la taille des racines est suffisant pour provoquer cette réorganisation.

Notons que cette pression mécanique exercée par les racines peut être beaucoup plus importante et rapide que la pression pédostatique. Elle peut également entraîner le cisaillement du matériau. Cependant, il est certain que le champ d'action de la déformation doit rester très localisé et c'est donc l'intensité de l'enracinement dans cet horizon profond qui peut conduire à une réorganisation structurale rapide de l'horizon C et le passage à l'horizon (B).

### 2.3. Interprétation générale de la réorganisation structurale

A partir des données précédentes, il est maintenant possible de décrire l'ensemble de la réorganisation structurale du matériau et en particulier le passage de l'horizon C à l'horizon (B).

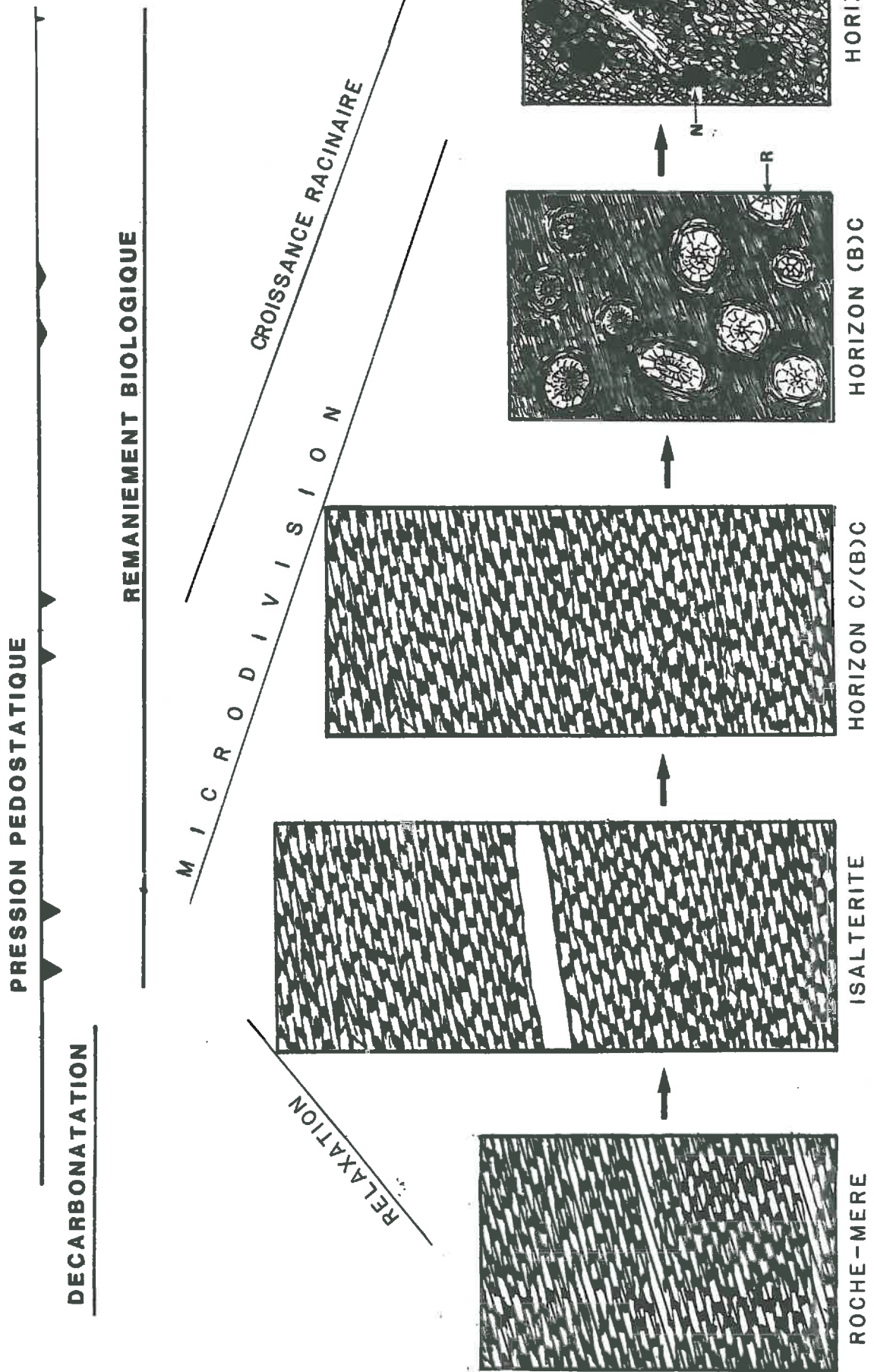
Les différents types d'action décrits ci-dessus entraînent successivement la déstabilisation de la géométrie dans l'isaltérite, et une réorganisation de la structure pour aboutir à une autre organisation qui est en équilibre avec les conditions du milieu (horizon (B)). Schématiquement, on peut présenter cette réorganisation structurale de la façon suivante (fig. 50 et 51) :

Tout d'abord, c'est la décarbonatation des calcshales qui est à l'origine de la décharge des contraintes qui existaient dans la roche. La porosité résultant de la dissolution de la calcite permet au matériau de se relaxer et de gonfler et donc d'occuper un volume plus grand. Cette augmentation du volume occupé par la phase solide est étroitement liée à l'hydratation d'espaces intercrystallites et interdomaines. Ainsi, comme le suggèrent TESSIER et QUIRK (1979), les pores de gonflement seraient suffisants pour provoquer la rupture du matériau et donc l'apparition de particules de plus petites dimensions. Parallèlement, cela conduirait à l'apparition de pores dont la taille est voisine de  $0,6 \mu\text{m}$ .

En même temps, malgré sa faible intensité, la pression pédestatique par son caractère permanent pourrait être responsable de la disparition de la macroporosité.

En outre, bien que plus localisé, l'effet de la croissance racinaire, qui est considérable en certains sites, apparaît la cause principale de la réorganisation structurale du matériau. Celle-ci entraîne, en effet, la disparition de la structure initiale et le terme ultime de cette évolution correspondrait à la structure de l'horizon (B).

Fig. 50 - Présentation schématique de l'évolution de l'organisation des différents horizons du sol de référence au cours de la pédogénèse. (R = racines ; N = nodules)





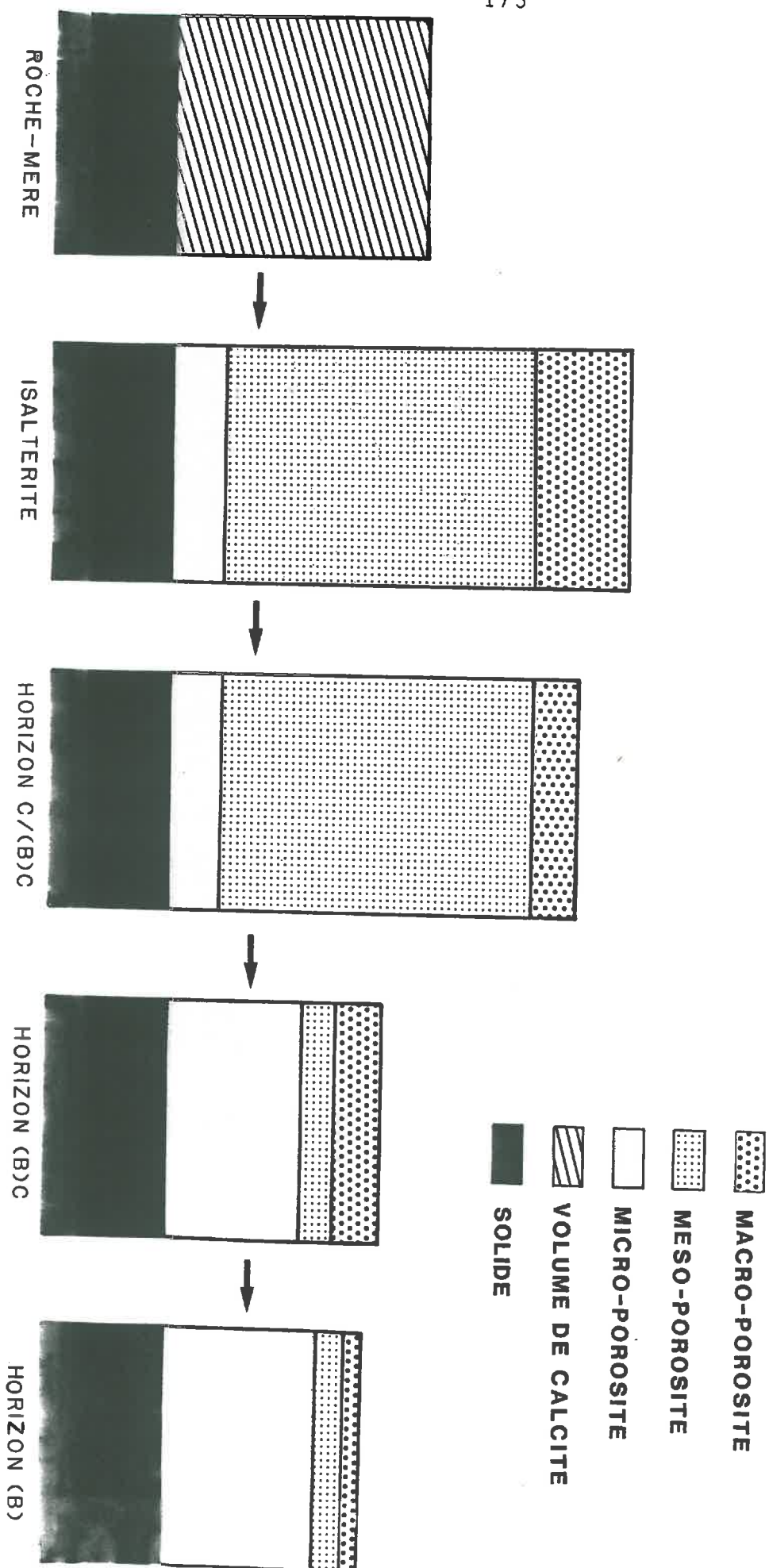


Fig. 51 - Présentation schématique de l'évolution de la macro- (30  $\mu\text{m}$ .), de la méso- (1 à 30  $\mu\text{m}$ .) et de la micro-porosité (1  $\mu\text{m}$ .) dans le sol de référence au cours de la pédogénèse.

Enfin, dans une phase ultérieure, la macrofaune ainsi que la flore sont à l'origine de l'apparition d'une nouvelle macroporosité.

Les conséquences physiques de la réorganisation structurale se traduisent par une évolution des propriétés hydriques et physiques qui sont à la fois remarquables et spectaculaires. Ces évolutions jouant à tous les niveaux d'organisation seront maintenant envisagées pour les différents horizons.

### V.3. EVOLUTION DU SPECTRE PORAL TOTAL AU COURS DE LA PEDOGENESE

#### a)- Essai de synthèse des données porales.

Les différentes méthodes physiques utilisées dans ce travail permettent de caractériser les matériaux à leurs différents niveaux d'organisation. Il devient alors possible de tenter une interprétation d'ensemble des modifications dans la porosité en terme de taille des pores. Pour ce faire, on a donc utilisé les données obtenues à partir des lames mammoth et de la porosimétrie à mercure pour caractériser le spectre poral. Remarquons que ces deux méthodes analytiques aboutissent à exprimer les résultats dans des unités différentes. Par conséquent, si l'on admet que la surface porale, mesurée sur des lames minces est représentative du volume poral d'un horizon de sol, on peut alors convertir les données porales bidimensionnelles concernant les pores  $> 30 \mu\text{m}$  en résultats volumiques, grâce à la relation :

$$A > 30 (\text{cm}^2/\text{cm}^2 \text{ de sol}) = V_p > (\text{cm}^3/\text{cm}^3 \text{ de sol})$$

De plus, si l'on veut ramener à un volume de solide les données exprimées par rapport à un volume de sol, il faut multiplier ces données par un facteur  $\rho_s/\rho_d$ .

La relation devient alors :

$$e_{>30} = A_{>30} \times \frac{\rho_s}{\rho_d}$$

$$e_{>30} = A_{>30} \times \frac{1}{1-P}$$

avec :  $P = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s}$

- où:  $V_{>30}$  : Volume poral des pores  $> 30 \mu\text{m}$  ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  de sol)  
 $A_{>30}$  : Surface des pores  $> 30 \mu\text{m}$  ( $\text{cm}^2/\text{cm}^2$  de sol)  
 $e_{>30}$  : Indice des vides des pores  $> 30 \mu\text{m}$  ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  de solide)  
 $\rho_s$  : Masse volumique de solide ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )  
 $\rho_d$  : Masse volumique de l'échantillon ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )  
 $P$  : Porosité totale de l'échantillon ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  de sol)

La présentation simultanée de l'ensemble des résultats de mesures de l'espace poral a été réalisée sur des échantillons à pF 2 (fig. 52). Elle est donc basée sur des données de la porosimétrie, prenant en compte la gamme des pores avec une taille jusqu'à  $\approx 100 \mu\text{m}$  et de la micromorphométrie recouvrant la gamme des pores avec une taille  $> 30 \mu\text{m}$ . La classe de porés de 30-100  $\mu\text{m}$  étant prise en compte par les deux méthodes permet un recouvrement des deux types de résultats. En conséquence, cette représentation a l'avantage de relier des valeurs porales obtenues sur des échantillons centimétriques avec celles d'échantillons décimétriques. La taille des classes de pores est de 0.5 unités de  $\log R$  ( $R$  en  $\mu\text{m}$ ).

b)- Discussion des courbes obtenues (fig. 52).

- à l'échelle microscopique, la porosité très élevée due à la dissolution des cristaux micritiques de calcite disparaît à la suite d'un gonflement du matériau. Ce gonflement du matériau entraîne alors la microdivision des minéraux phyllosilicatés et on peut constater l'apparition d'une microporosité résultant de cette production de particules de petites tailles. L'ensemble de l'organisation est ensuite remanié, en particulier par l'activité biologique.

(Dans la figure 39, cette évolution microporale se traduit par un déplacement des modes de 2-7  $\mu\text{m}$ , d'abord à 0.7  $\mu\text{m}$  dans l'horizon (B)C, puis à 0.6  $\mu\text{m}$  dans l'horizon (B), cf. également XI).

- à une échelle plus macroscopique, c'est la porosité fissurale (500-1200  $\mu\text{m}$ ) qui disparaît à la suite de l'action de la pression pédistatique. Une partie de cette porosité semble dans un premier temps renforcer la classe de pores de 100-300  $\mu\text{m}$ , constituée essentiellement par des trous de racines. Puis dans l'horizon (B), toutes les classes de pores ont fortement diminuées par rapport à l'horizon C.

Un examen dans le détail permet d'établir un bilan des modifications de différentes composantes de la porosité. En effet, si l'on considère très attentivement l'évolution des différentes composantes de la porosité totale entre l'horizon C et l'horizon (B) (cf. figures 52 et 53) on peut alors distinguer :

1. La porosité "commune" des deux horizons, qui correspond aux volumes porals des classes 1 à 11 de la figure 52 présents à la fois dans l'horizon C et dans l'horizon (B). L'addition des 11 fractions ainsi définies aboutit à 0,83  $\text{cm}^3$ .
2. La microporosité créée à la suite du gonflement du matériau et qui correspond aux différences de volume poral des classes 2 à 4 (fig. 49) entre l'horizon (B) et l'horizon (C). Cette différence représente 0.78  $\text{cm}^3$ .
3. La diminution du volume poral total entre l'horizon C et l'horizon B (cf. fig. 51) est de 2,15  $\text{cm}^3$ .

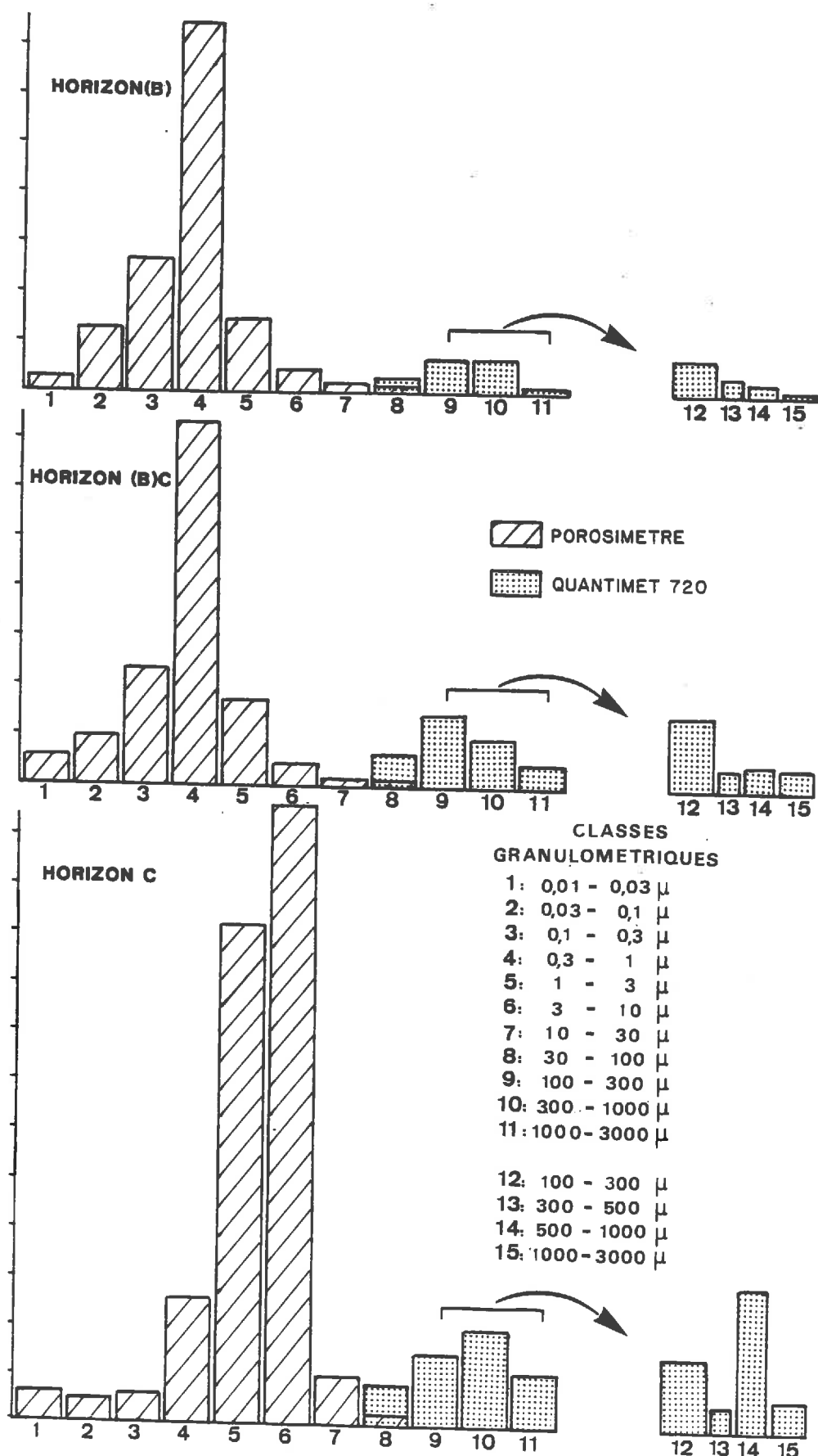


Fig. 52 - Présentation simultanée de l'évolution du spectre poral, au cours de la pédogénèse, dans la gamme de tailles de pores comprises entre  $10^{-2}$  et  $3 \times 10^3 \mu\text{m}$ . (méthodes: porosimétrie à mercure et analyse micro-morphométrique Quantimet 720)

TABLEAU XI - Evolution des modes de la distribution de la taille des pores (en  $\mu\text{m}.$ ) au cours de l'évolution structurale dans le sol de référence.

Horizons	1° mode	2° mode	3° mode	4° mode
C	7	2,5	100-300	500-1200
C/BC	3,5	1,1		
BC	-	0,7	100-300	$\xi$
(B)	-	0,6	$\xi$	-

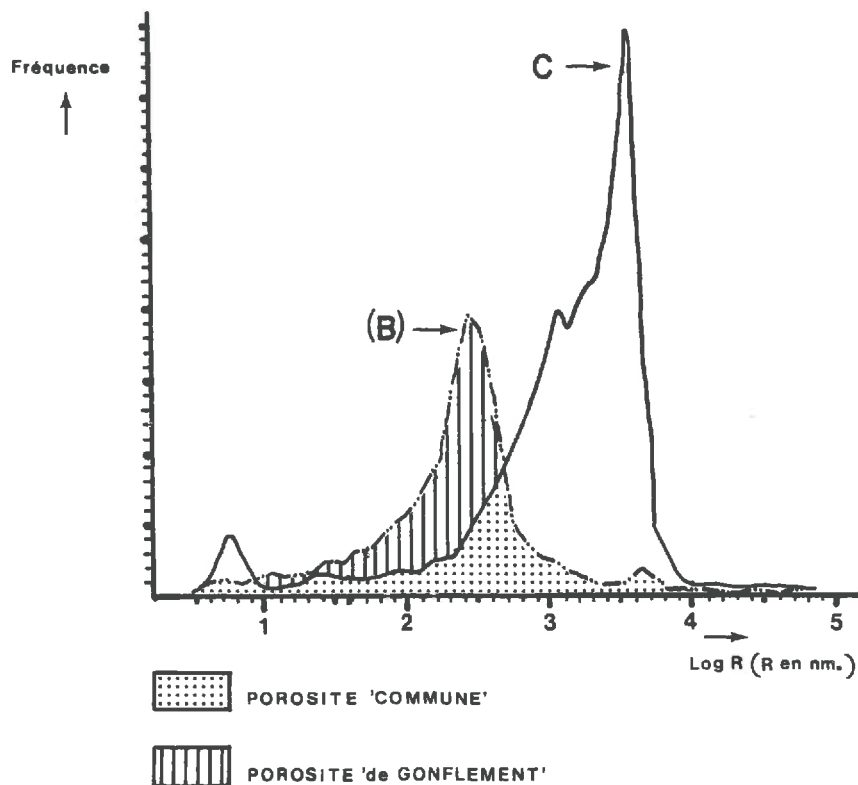


Fig. 53 - Schéma de la répartition de différents catégories de pores dans les horizons C et (B)C dans le sol de référence.

L'addition de 1, 2 et 3 aboutit à  $3,76 \text{ cm}^3$  ce qui représente  $3,76/3,82$  soit 98,5 % du volume poral initial de l'isaltérite. Notons que pour la réalisation de ce bilan, nous avons utilisé des données porales de trois mesures différentes : la porosimétrie à mercure, la micromorphométrie et les mesures du volume apparent au pétrole.

#### V.4. MODALITES PHYSIQUES DE LA REORGANISATION STRUCTURALE DU SOL DE REFERENCE.

A première vue, l'évolution des différents paramètres physiques apparaît être en contradiction avec les grands traits de l'altération superficielle des roches, tels qu'ils ont été décrits par exemple par PEDRO (1981). En effet, pour cet auteur, l'altération consiste en une fragmentation des roches avec, globalement une conservation de la masse de solide et s'accompagne éventuellement d'une faible augmentation du volume apparent ("pédoplasation", cf. FLACH et al., 1968).

Macroscopiquement, il n'en est pas de même dans notre sol, car lors de l'altération des calcshales et plus généralement des calcaires impurs, les roches subissent une dissolution de la calcite qui s'accompagne d'une forte perte de matière et donc d'un abaissement de la masse volumique apparente. L'altérite ainsi formée, en déséquilibre structural avec son environnement connaît alors une phase de réorganisation au cours de laquelle on constate une évolution tout à fait exceptionnelle des différents paramètres physiques (fig. 54).

Dans un premier temps, la diminution de la porosité globale traduit l'établissement d'un nouvel état d'équilibre entre la géométrie de l'espace poral et les contraintes externes qui s'exercent sur ce matériau. A ce niveau, ce sont les pressions mécaniques qui jouent un rôle essentiel et qui sont à l'origine de la disparition de la macroporosité. Dans un second temps, un équilibre doit être atteint : c'est le cas dans l'horizon (B) où les paramètres physiques révèlent leurs valeurs minimales. Enfin, quand on passe de l'horizon (B) à l'horizon A, ces valeurs de la porosité augmentent à nouveau et répondent alors aux conceptions habituelles de l'évolution des propriétés hydriques des sols au cours de la pédogénèse.

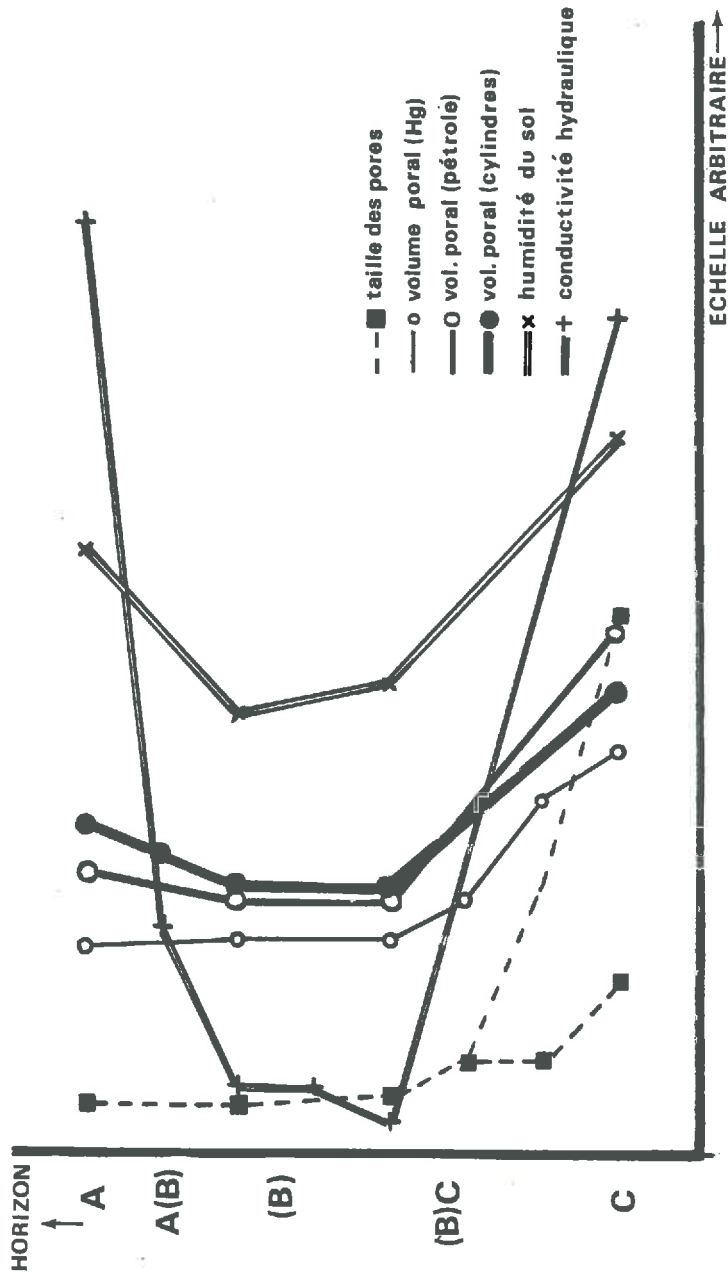


Fig. 54 - Evolution des valeurs de quelques paramètres physiques dans les horizons du sol de référence au cours de la pédogénèse.



En définitive, il apparaît que ce sol peut servir de modèle d'évolution d'un matériau micacée au cours de la pédogénèse. A ce stade, il s'agit d'étendre notre réflexion à d'autres sols d'altération. Ceci nous semble possible dans la mesure où un grand nombre de propriétés hydriques spécifiques des matériaux de l'altération des calcshales évoluent de façon similaire à celle d'autres matériaux provenant d'autres sols.

#### V.5. INTERPRETATION DU REGIME HYDRIQUE.

A l'aide des données précédentes obtenues en laboratoire les caractéristiques du régime enregistrées au cours de l'année peuvent être facilement interprétées.

En ce qui concerne la circulation macrosopique de l'eau, celle-ci se manifeste à deux niveaux dans le profil : en surface et dans l'horizon C :

- **en surface** l'écoulement de l'eau s'observe particulièrement bien à la fonte des neiges. L'eau ruisselle alors par dessus la couverture végétale jusqu'au moment où elle entre dans les grands trous : il s'agit là essentiellement de galeries de campagnoles. L'infiltration de l'eau dans la masse du sol étant alors très faible (le matériau au voisinage d'une telle galerie est parfaitement ressuié) l'eau ressort quelques mètres plus loin en surface et atteint un ruisseau. C'est ainsi que l'eau de la fonte des neiges est en majeure partie éliminée du plateau.

- **au contact de la roche** , la circulation de l'eau se fait également latéralement en utilisant la macroporosité fissurale de l'horizon C. L'approvisionnement en eau de cet horizon est assuré soit à partir des affleurements de la roche, soit par des voies préférentielles (galeries biologiques profondes, fissures, etc...).

En revanche, c'est l'horizon (B) caractérisé par une structure continue qui est l'horizon d'arrêt de l'eau. Il est certain qu'à ce niveau la porosité du plasma qui seule subsiste dans l'horizon (B), forme une barrière pour l'évacuation de l'eau.

Enfin, à une échelle plus microscopique, le maintien de l'humidité du sol est possible grâce à l'existence d'une grande quantité de pores dont la taille est de l'ordre du micron. Ces pores assurent les remontées capillaires à partir de l'horizon C jusque dans l'horizon (B).

## V.6. CONCLUSIONS GENERALES.

### a)- Conclusions sur le plan méthodologique.

L'ensemble des méthodes d'étude proposées dans ce travail nous a permis de parvenir à une caractérisation complète de l'évolution physique d'échantillons naturels non remaniés. En effet, la gamme de mesures prises en compte par ces méthodes ( $60 \mu\text{m}$  -  $3000 \mu\text{m}$ ) permet une appréciation très détaillée des paramètres physiques. La visualisation des évolutions structurales grâce à différentes méthodes, depuis le M.E.T. jusqu'à la loupe binoculaire, offre une gamme d'échelles d'observation extrêmement large. Elles ont fourni des données interprétatives d'une valeur capitale.

Ainsi, à partir de l'étude des différents niveaux d'organisation des matériaux il a été possible de proposer un mécanisme d'évolution du fonctionnement hydrique. L'ensemble des données qu'elles soient globales ou microstructurales s'avèrent complémentaires et en parfait accord.

Soulignons enfin que l'expression de l'ensemble des données obtenues par rapport à une unité de volume du solide autorise une comparaison non seulement de résultats des différentes mesures entre eux, mais également des différents horizons ayant des porosités très variées (\*).

---

(\*)- A titre d'exemple, considérons les horizons C et (B) du sol de référence :

- l'horizon C est caractérisé par un indice des vides ( $e$ ) de  $3.8 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide; la porosité ( $e/e+1$ ) est de  $80 \% \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de sol.
- l'horizon (B) est caractérisé par un indice des vides de  $1.67 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide, c'est à dire moins de la moitié de la valeur de ( $e$ ) dans l'horizon C. Néanmoins sa porosité reste de  $63 \% \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de sol...

On voit donc l'intérêt d'utiliser une notion additive comme l'indice des vides.

b)- Conclusions sur le plan pédogénétique.

La décarbonatation des calcshales engendre une altérite qui est en déséquilibre avec les facteurs de son environnement (profondeur, contraintes de consolidation). Cet état de déséquilibre se traduit par une déstabilisation de l'organisation de la phase solide. La réaction du matériau consiste en un gonflement s'accompagnant d'une microdivision des particules limoneuses. A ce propos, il convient de noter la prédisposition particulière des particules phyllosilicatées pour la microdivision. Soulignons ici encore que l'interprétation d'une évolution structurale macroscopique a nécessité l'étude du matériau à une échelle d'observation la plus fine (jusqu'au niveau du feuillet).

Ensemble avec les autres facteurs intervenant dans la réorganisation structurale, à savoir la pression pédostatique et l'accroissement racinaire, ces phénomènes conduisent à une évolution spectaculaire et complexe de l'espace poral au cours de la pédogénèse. Ces modifications du spectre poral peuvent être résumées par quatre évolutions simultanées :

- disparition de la macroporosité fissurale sous la pression pédostatique.
- disparition de la "mésoporosité" sous l'action du gonflement et de la microdivision.
- création d'une macroporosité par l'activité racinaire.
- création d'une microporosité due à la production de particules de plus petite taille.

Il a pu être vérifié par le calcul que ces quatre évolutions porales constituent la quasi totalité de l'espace poral initial de l'altérite.

Les conséquences de cette évolution porale particulière se manifestent clairement dans les modalités physiques spécifiques du matériau d'altération et, au travers d'elles, dans le comportement hydrique du sol de référence.

Ce comportement hydrique est surtout déterminé par le caractère imperméable de l'horizon (B) vis-à-vis de la circulation de l'eau et de l'air. A ce propos, la reconcentration du fer et du manganèse amorphe sous forme de nodules, qui s'observe de l'horizon C vers l'horizon (B) fournit une indication supplémentaire. En position horizontale du sol de référence, la circulation de l'eau s'effectue essentiellement en surface et au contact de la roche. La profondeur d'enracinement est insuffisante pour assurer une remontée importante des bases, de l'horizon C vers la surface du sol. Le matériau pédologique en équilibre avec la couverture herbacée des alpages est un sol brun, caractérisé par une forte désaturation de la C.E.E. et un pH d'environ 5 (sol brun acide).

On peut prévoir dans ces conditions que tout agent intervenant sur les paramètres physiques spécifiques du sol de référence sont susceptibles de faire varier l'organisation de la phase solide, en particulier les caractéristiques porales et, par voie de conséquence le comportement hydrique. Les propriétés hydriques jouent un rôle prépondérant dans la dynamique de l'eau et ces modifications peuvent alors entraîner des conséquences sur la pédogénèse. Les interactions entre les variations dans la géométrie de l'espace poral, par rapport au sol de référence, et la différenciation des sols dans le paysage seront discutées dans la quatrième partie.

# **QUATRIEME PARTIE**

**Spectre poral et différenciation pédologique**

**CONSEQUENCES SUR LA REPARTITION DES SOLS DANS LE PAYSAGE**

**ET SUR LA VALEUR PASTORALE**

## I. INTRODUCTION.

Dans la caractérisation des matériaux issus de l'altération des calcshales, l'étude des propriétés hydriques du sol de référence a mis en évidence une évolution porale très particulière. En effet, au cours de la pédogénèse, ces caractéristiques porales évoluent de bas en haut dans les profils, sous l'influence des différents facteurs édaphiques. Il s'établit progressivement une géométrie dans l'horizon (B), en équilibre avec les conditions du milieu à ce niveau du sol, ce qui est déterminant pour le comportement hydrique du sol entier. Aussi, ce phénomène détermine la disponibilité de l'eau pour l'herbe et les conditions pour l'enracinement. L'importance de la finesse de la porosité se sont avérées être des caractéristiques physiques spécifiques des matériaux d'altération.

La grande extension et la relativement grande homogénéité des matériaux limoneux constituant la couverture pédologique, autorisent une étude des interactions entre les sols et plusieurs facteurs externes intervenant sur ces caractéristiques porales spécifiques. Les modifications porales observées peuvent affecter une partie seulement de la porosité (compaction, "dégradation" de la structure des sols) : c'est ce qui s'observe dans le cas des sols développés en place. Par contre, dans le cas des sols développés dans des matériaux déplacés (colluvionnement, solifluxion), la totalité de la porosité peut être concernée. Comme facteurs externes peuvent être distingués : les facteurs géomorphologiques (pente, topographie, pendage de la roche). Cependant, les facteurs biologiques (végétation) et anthropiques (engins, activités pastorales) jouent également un rôle très important.

L'étude des quatre exemples typiques d'action intervenant sur le spectre poral des matériaux, observés dans le milieu naturel permet de mieux comprendre les interactions entre les propriétés physiques des matériaux et les facteurs externes. En même temps, cette étude expose les différents types d'évolution pédogénétiques rencontrés en alpage dans le Beaufortain. D'après cette étude, il semble que la répartition des sols dans ce milieu calcshale soit étroitement liée aux propriétés physiques des matériaux.

## II. PROFONDEUR DU SOL, GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL ET VALEUR PASTORALE DES HERBAGES.

### II.1. SITUATION DE L'ETUDE.

Sur l'étendue du plateau des Saisies, relativement homogène au point de vue couverture pédologique (DAMBRINE, 1981 ; LEGROS et al., 1980) une grande diversité de groupements végétaux a pu être mise en évidence (REYDET, 1983). Cette diversité est étroitement liée à des facteurs lithogéomorphologiques, microclimatiques, et aux activités pastorales, etc...

Dans certains secteurs il a été possible d'étudier plus en détail la relation existant entre la différenciation floristique et l'épaisseur des sols. Pour cela, une petite séquence de sols, située dans le prolongement de l'affleurement d'une dalle de calcshale (fig. 55) a été échantillonnée pour analyse chimique. Cette séquence qui comprend 5 profils s'étend sur une longueur d'environ deux mètres ; les conditions lithogéomorphologiques et topographiques ainsi que l'utilisation pastorale peuvent être considérées comme étant identiques le long de de cette courte distance. Partant de la roche-mère affleurante, cette séquence permet d'étudier isolément le paramètre assez synthétique : profondeur du sol. Il faut noter cependant que la variation de ce paramètre signifie non seulement l'apparition ou la disparition d'horizons, mais aussi une netteté plus ou moins grande de l'expression de la structure.

### II.2. PRESENTATION DE LA SEQUENCE.

Parmi les 5 profils de cette séquence, la figure 55 montre l'existence de deux stations portant 2 types de végétation plus ou moins xerophile dont l'origine est différente :

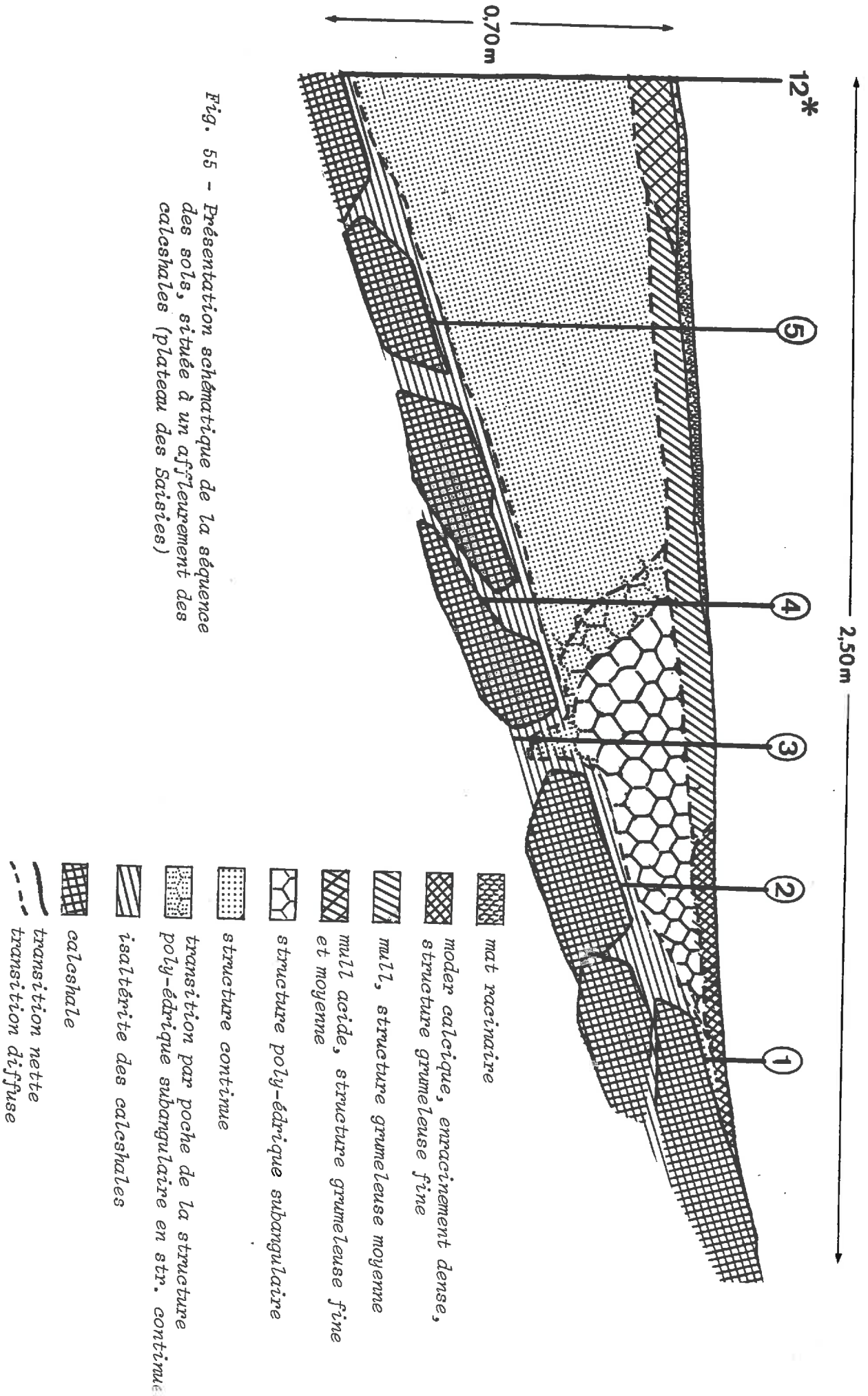


Fig. 55 - Présentation schématique de la séquence des sols, située à un affleurement des calshales (plateau des Saisies)



- Station 1 - Sol superficiel (< 5 cm) : flore xérocalcicole à Alchemille de Hoppe.
- Station 5 - Sol profond (50-60 cm) : flore xéroacidophile à Nard et Canche flexueuse \*.

Entre ces deux stations (n° 2 et 3), la flore est mésophile (Phléole des Alpes, Alchemille vulgaire), ce qui traduit un meilleur approvisionnement de la pelouse en eau et en éléments nutritifs. La physionomie de cette végétation mésophile d'assez bonne valeur pastorale, avec une flore dense, élevée et verdâtre, s'oppose très nettement à la flore maigre et rapidement jaunie de faible valeur pastorale des deux stations xérophiles.

N.B.: La station 5 s'avère très proche du sol de référence, étudié auparavant en ce qui concerne l'épaisseur du sol et les caractéristiques physico-chimiques.

### II.3. PRESENTATION DES ANALYSES PHYSICOCHEMIQUES.

Si l'on considère les données analytiques (Tableau XII), on constate que contrairement à la station 5, les stations "intermédiaires" (2, 3 et 4) se caractérisent par une concentration relative des bases en surface (S/T élevé). Dans les stations 3 et 4, ce tableau XIII montre en outre l'apparition d'une forte désaturation dans l'horizon (B) des sols (S/T ~ 10 %). Dans le cas de la station 5, cette désaturation affecte également l'horizon de surface.

Ce cycle des éléments est en étroite corrélation avec une modification structurale des sols de 1 à 5. Exception faite de la station 2, caractérisée par une structure à tendance polyédrique bien exprimée (fig. 55), les stations 2, 3, 4 et 5 montrent que la désaturation coïncide avec l'apparition progressive d'une structure continue et d'une sous-structure micro-agrégée. Par ailleurs, la transition entre les stations est bien plus brutale pour la végétation que pour le sol.

\* Le tapis herbacé est constitué de Nard avec des plantes compagnes à tendance xérophiles (RICHARD, 1978).

TABLEAU XII - Données analytiques des 5 stations de la séquence.

	Profondeur	%	pH eau	meq/ 100 g.	Cations meq/100 g.				%
		Mat.org		CEC	Ca	Mg	K	Na	S/T
1	- 3	9,4	6,1	37,5	28	1,46	0,215	0,181	80
2	- 3 cm	-	-	16,4	19,5	0,50	0,111	0,111	100
	- 10 cm	2,60	5,5	17,7	7,1	0,13	0,067	0,079	42
3	- 3 cm	5,9	5,2	22,2	5,8	0,73	0,294	0,097	31
	- 10 cm	-	-	11,1	-	-	-	-	± 10
	altérite	1,9	-	15,7	13,2	0,27	0,046	0,072	87
4	- 3	4,7	5,2	18,6	7,1	0,62	0,277	0,048	43
	- 10	2,4	4,9	13,6	1,2	0,23	0,105	0,034	11,5
	- 30	1,4	5,2	10,7	1,1	0,11	0,047	0,027	12
	altérite	1,3	-	13,9	10,7	0,18	0,078	0,034	80
5	- 3	4,7	4,8	17,5	0,9	0,36	0,282	0,060	9
	- 15	2,3	4,8	13,2	0,8	0,14	0,084	0,038	8
	altérite	1,6	-	14,3	10,9	0,31	0,076	0,044	80

#### II.4. INTERPRETATION DES DONNEES : PROFONDEUR DU SOL ET VALEUR PASTORALE.

La séquence décrite ci-dessus permet d'étudier le cycle des bases par remontées biologiques en fonction de la profondeur du sol. La désaturation des sols se manifeste, en effet, d'abord dans l'horizon (B) (cf. fig. 55, 2, 3 et 4), puis dans l'horizon de surface 5. Ceci traduit la diminution progressive de la remontée des bases par les racines (DUCHAUFOUR, 1977). Ces bases sont puisées en C, horizon très riche en base et en eau disponible. La figure 55 montre que cette évolution du cycle des bases coïncide avec une évolution de la structure des sols, en particulier avec l'apparition d'une structure continue. Rappelons que cette structure est caractérisée par des propriétés physiques spécifiques (faible disponibilité de l'eau, faible perméabilité de l'eau et de l'air), qui s'opposent à celles de l'horizon C (cf. IIIème partie).

Exception faite de la station 1, où le sol est superficiel, si la forte remontée des bases en surface signifie une bonne alimentation en eau et en éléments nutritifs de l'herbe, alors la baisse des valeurs de S/T traduit une profondeur-seuil pour que les racines puissent se fournir en eau et en bases dans l'horizon C.

L'état d'équilibre du cycle des bases correspond à :

- . une reconcentration des bases dans les horizons de surface.
- . une productivité accrue en matière organique.
- . une meilleure décomposition et incorporation de cette matière organique.

Au niveau des sols, les indicateurs macroscopiques d'un changement de cet état d'équilibre sont l'apparition d'un mat racinaire et l'évolution du type d'humus et de la structure. Il semble donc qu'au-delà d'une certaine épaisseur de l'horizon (B) à structure continue, la plupart des racines ne sont plus capables de s'approvisionner en eau et en éléments dans l'horizon C. De ce fait, la profondeur de l'enracinement diminue ce qui entraîne un abaissement de la réserve en

eau "utile" et en bases pour l'herbe. Dès lors, la végétation se transforme en une flore acidophile/xérophile (Nardaie à Canche flexueuse). Les sols de cette séquence montrent une évolution d'un sol lithocalcique superficiel (1) (DUCHAUFOR, 1977) vers un sol brun eutrophe (2), puis vers un sol brun mésotrophe (3) et enfin vers un sol brun acide (4), (5).

De ces observations résulte un premier paradoxe des sols du Beaufortain. "LES SOLS PROFONDS SUR CALC SHALE, CARACTERISES PAR LA PRESENCE D'UN HORIZON (B) A STRUCTURE CONTINUE DE PLUS DE 20 A 30 CM, PORTENT UNE VEGETATION A TENDANCE ACIDOPHILE/XEROPHILE DONT LA VALEUR PASTORALE EST FAIBLE."

### III. INFLUENCE DES MODIFICATIONS DE L'ESPACE PORAL SUR LA DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE DANS LES SOLS EN PLACE (PLATEAU DES SAISIES).

Dans le cas des sols développés en place en position (sub)horizontale, la porosité du sol est caractérisée par une géométrie particulière, décrite dans la troisième partie de ce travail.

A une profondeur donnée du sol, cette géométrie détermine la répartition relative d'eau et d'air. Au niveau du sol entier, l'évolution de la géométrie guide son comportement hydrique. Toute action, susceptible de faire varier l'organisation de la phase solide par rapport à celle du sol de référence, modifie donc les caractéristiques porales et, par conséquent, le comportement hydrique du sol. Sur le plateau des Saisies deux actions majeures ont pu être mises en évidence : le compactage et l'abandon des activités pastorales.

#### III.1. COMPACTAGE ET GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL.

##### 1.1. Introduction.

Si l'on se réfère aux travaux de FAURE (1978) et de GRIMALDI (1981), le compactage de matériaux limoneux influe sur des paramètres comme : la teneur en eau, l'histoire énergétique initiale du matériau, ainsi que la taille et l'homogénéité des agrégats. Parmi les facteurs de compactage, on peut distinguer des facteurs mécaniques directs : piétinement des vaches, engins (entretien des pistes de ski), voitures, etc... et des agents climatiques : gel, (cryo)dessiccation.

Cet compactage affecte essentiellement la porosité interagrégats, mais elle intervient également dans les autres niveaux d'organisation (porosité intra-agrégats, cf. GRIMALDI, 1981). L'effet du compactage sur les matériaux se traduit généralement par l'acquisition d'une structure continue due à une coalescence des agrégats. Une (cryo)dessiccation plus ou moins intense peut ensuite provoquer l'apparition d'une structure lamellaire (NEWMAN, 1983, communication orale).

Si la présence d'une structure continue témoigne d'une tendance au compactage, celle-ci est générale pour les sols du plateau. Dans ce secteur, trois situations différentes de matériaux compactés ont été observées.

## 1.2. Présentation des exemples de compactage dans le milieu naturel.

### a)- Compactage sous un chemin de randonnée.

L'effet d'un compactage naturel sur la porosité des matériaux limoneux peut être illustré par la courbe fréquentielle de la distribution de la taille des pores. La courbe obtenue (fig. 56) montre un mode très faible ( $\emptyset = 0.45 \mu\text{m}$ ) comparé à celui observé dans le profil type. En outre, le volume poral total est également très faible ( $V_t = 1,04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide), ce qui indique l'absence de macroporosité. Dans ce cas, il s'agit donc d'un compactage important affectant à la fois la porosité inter-agrégat et intra-agrégat.

### b)- Compactage des surfaces pastorales par des engins.

Au cours de la dernière décennie l'utilisation pastorale des alpages du plateau des Saisies a progressivement cédé la place à une activité touristique temporaire, mais très intensive (ski de fond, randonnées à cheval, aires de pique-nique, motocross !). L'influence de cette activité touristique sur l'état de la structure des horizons de surface est, dans certains cas, considérable. A titre démonstratif, une étude très simple, portant sur la répartition de l'eau et de l'air dans une série de sillons de roues de voitures, d'âges différents, permet de préciser cette influence (fig. 57).

Sur cette figure, on peut constater que l'effet maximal de compactage, qui s'observe dans la station (9), par rapport à la station témoin (12), consiste en une diminution considérable de la quantité d'eau et d'air, ainsi qu'en un changement important de leur répartition

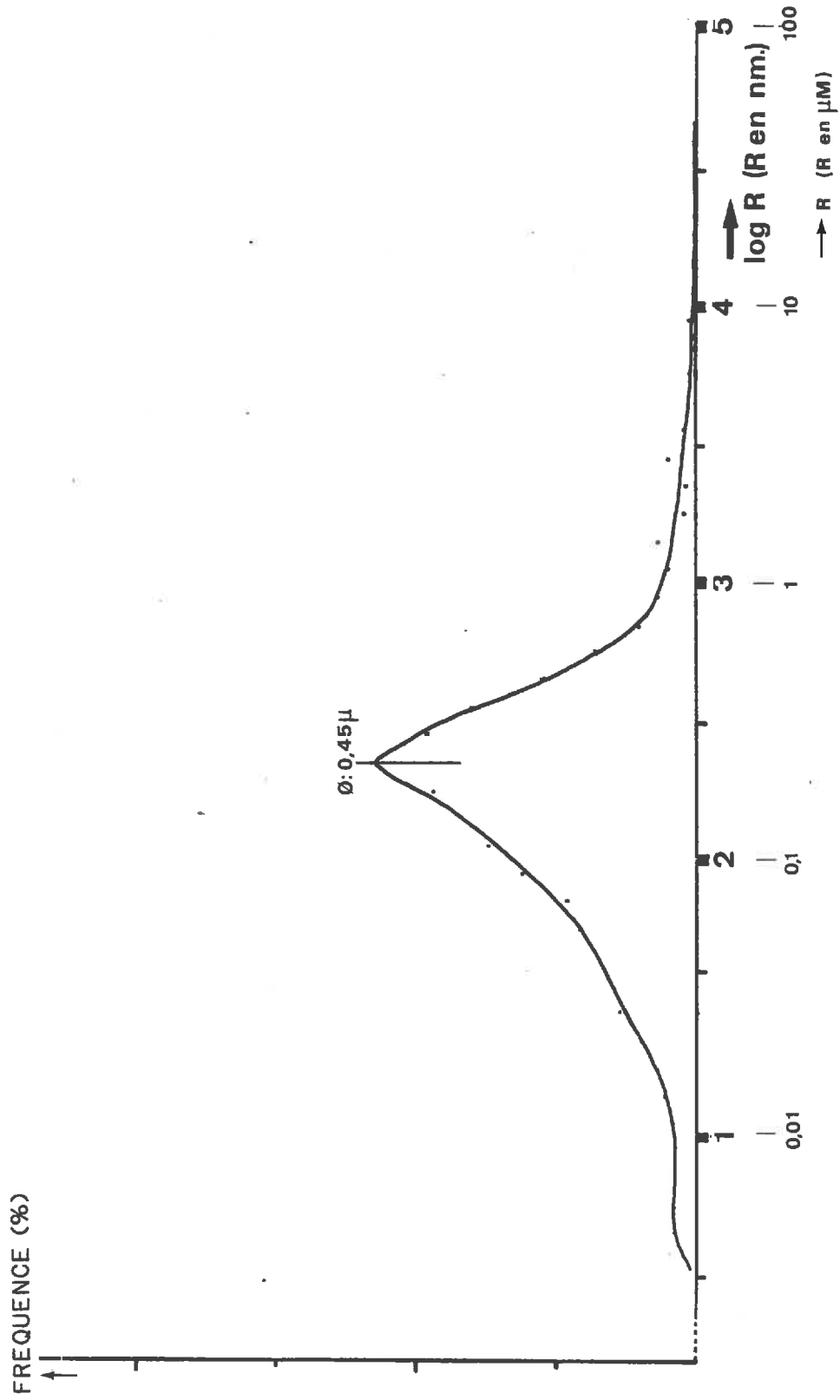


Fig. 56 - Courbe fréquentielle de la distribution de la taille des pores dans un matériau compacté (chemin de randomée).

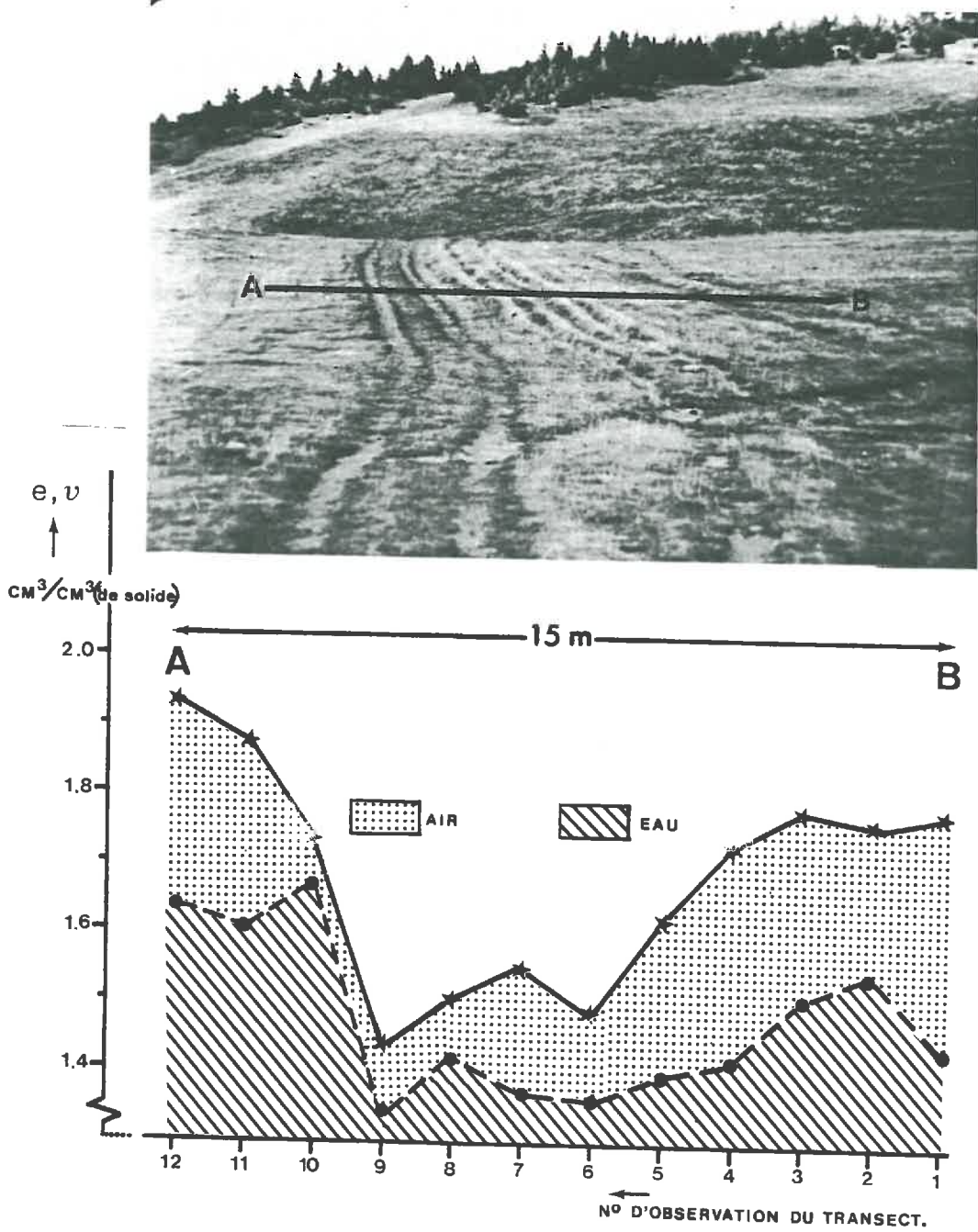


Fig. 57 - Présentation schématique de l'évolution de la répartition de l'eau et de l'air dans les horizons de surface, après compactage par les voitures.



réciproque. Dans le cas de la station (9), le matériau est pratiquement saturé d'eau et on peut constater l'absence de macroporosité. Dans les stations, compactées après 1980, le compactage se traduit essentiellement par une teneur en eau moindre que celle de la station témoin (12). Cependant, le volume d'air dans ces stations correspond à la création d'une porosité fissurale à la suite de la dessiccation du matériau.

Dans toutes ces stations compactées, la disparition d'une partie de la porosité s'accompagne d'une raréfaction de la couverture végétale. Au niveau des sols, cette diminution est à l'origine d'une part d'une augmentation de la sensibilité des matériaux à la dessiccation, d'autre part d'une baisse de la capacité de rétention en eau. L'aération globale des matériaux diminue également et l'on peut constater la présence de nombreuses concrétions de fer et de manganèse.

#### c)- Compactage par le piétinement des vaches.

Dans les sols des secteurs pastoraux abandonnés depuis une quinzaine d'années, des figures d'hydromorphie ont été observées. Leur taille, leur morphologie et leur régularité d'apparition ( $\approx 50$  cm) laissent supposer une origine (anthropo)-zoogène (fig. 58). La comparaison de ces phénomènes avec d'autres figures semblables (fig. 59), dans les surfaces pastorales exploitées plus intensivement, confirme qu'il s'agit d'anciennes empreintes de pieds de vaches. Ces empreintes sont situées juste en dessous de la couverture végétale dans un horizon A hydromorphe.

L'effet du compactage dans ce cas est illustré par des mesures de porosimétrie à mercure. Ainsi, la figure 60 montre les courbes fréquentielles de la distribution de la taille des pores effectuées sur les horizons (B)C, (B), A<sub>2</sub> compacté. De bas en haut du profil ainsi analysé, on constate :

- pour l'horizon (B)C : la courbe est nettement dissymétrique, mais unimodale. Le mode de la taille des pores se situe à  $4,5 \mu\text{m}$ . Le volume poral total est  $1,40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide.



*Fig. 58 - La facteur (anthropo)-zoogène...*



*Fig. 59 - Empreinte de pied de vache.*

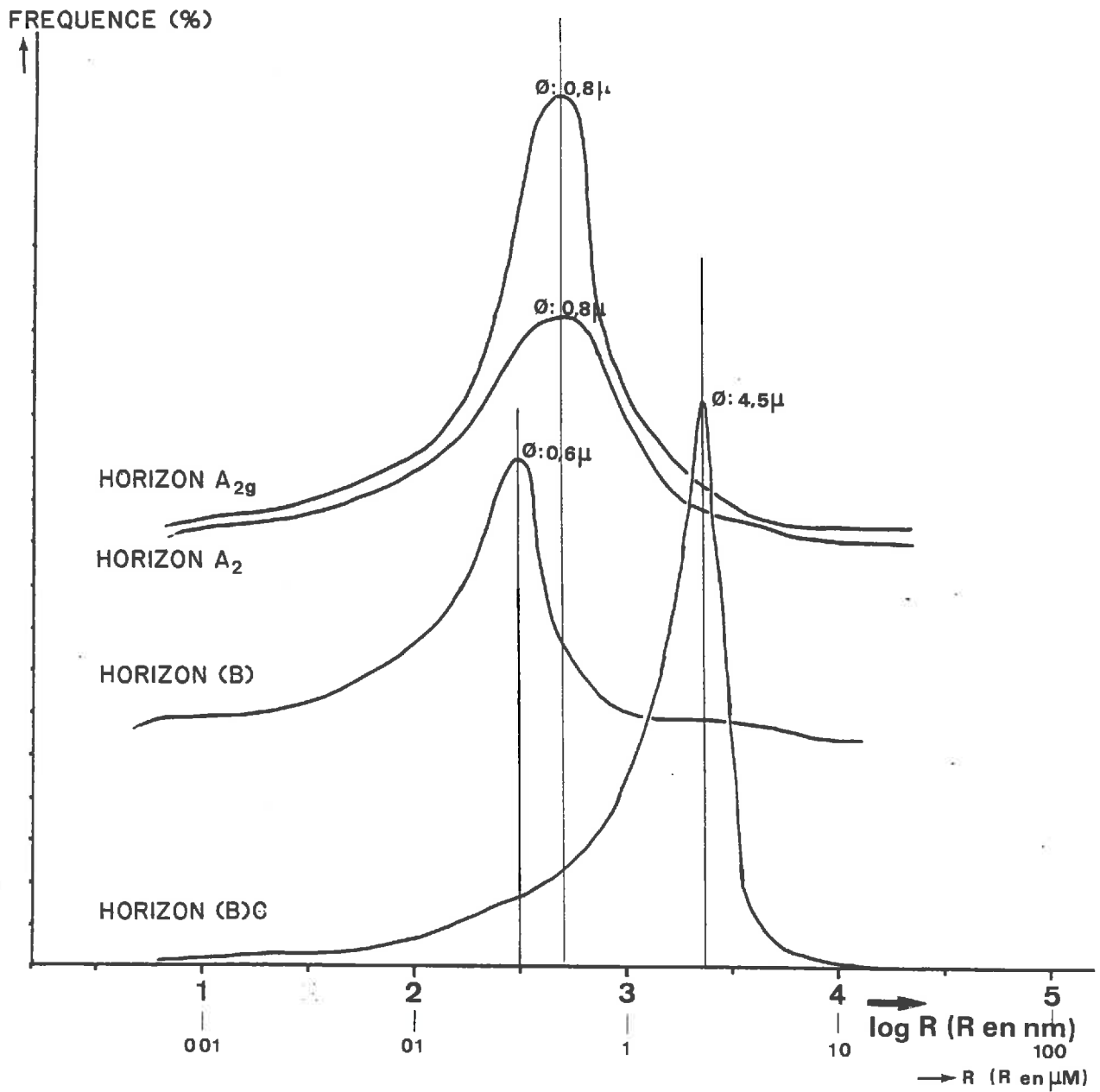


Fig. 60 - Présentation de l'évolution de la distribution de la taille des pores au sein d'un sol sous prairie abandonnée.

- pour l'horizon (B) : la courbe est également unimodale, mais le mode s'est déplacé à  $0,6 \mu\text{m}$ . Notons que cette valeur est identique à celle observée dans l'horizon B du sol de référence. Le volume poral total est  $0,98 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide.
- pour l'horizon  $A_2$  compacté et l'horizon  $A_2$  situé en dehors de la zone de compaction : la figure montre des modes de la taille des pores qui sont respectivement  $0,8$  et  $\sim 1 \mu\text{m}$ .

L'effet du compactage dans cet horizon se traduit donc par une diminution du volume poral total (de  $1,45$  à  $1,08 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide) qui s'accompagne d'une diminution de la quantité de pores de  $\sim 1 \mu\text{m}$ . Dans cet exemple, le compactage affecte donc essentiellement une microporosité dite "intra-agrégat".

N.B. : La cause de la variation du mode de la distribution de la taille des pores dans l'horizon A hydromorphe, par rapport à celui de l'horizon (B), sera discutée ultérieurement (cf. page 231).

### 1.3. Conséquences du compactage sur la différenciation pédologique.

Dans ces trois exemples typiques du milieu naturel étudié décrits ci-dessus, le compactage entraîne une réorganisation de la géométrie de l'espace poral. Cette réorganisation se traduit toujours par une diminution du volume poral total et souvent par une réduction du mode de la distribution de la taille des pores.

- **Au niveau du comportement hydrique des matériaux**, le résultat du compactage consiste en général en une diminution de l'aération "utile". Les fissures de retrait qui peuvent apparaître lors d'une dessiccation des matériaux compactés, n'ont pas de prolongement au sein des agrégats délimités. Ainsi, la vitesse de circulation de l'eau et de l'air augmente, mais sans échange avec la matrice du sol.

- **Au niveau de la différenciation pédologique**, le compactage s'accompagne toujours de phénomènes d'hydromorphie. Cette hydromorphie s'exprime plus ou moins bien, selon l'intensité de l'action de compactage et la quantité de l'eau reçue par le sol.

Ainsi, l'ensemble des sols bruns acides du plateau des Saisies, caractérisés par la présence d'un horizon (B) à structure continue montrent au printemps, lors de la fonte des neiges, des traces d'hydromorphie. Les taches de réduction qui se manifestent essentiellement dans les premiers 10 cm des sols disparaissent après quelques jours. Il s'agit là donc d'une **hydromorphie fugace**.

Par contre, sur les mêmes matériaux compactés, il est possible d'observer des phénomènes d'hydromorphie plus intenses et durables. En effet, généralement le compactage donne naissance à des **Stagnogleys** (peu évolués, cf. DUCHAUFOR, 1977). Dans le cas de l'exemple c étudié ci-dessus, le sol s'est développé sous une végétation ericacée (Rhododendron, Myrtille) à Sphagnum pour aboutir au stade d'un **Stagnogley podzolique**.

### III.2. INTERACTION ENTRE LES CHANGEMENTS DES ACTIVITES PASTORALES ET LA DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE.

#### III.2.1. Présentation des stations.

Le plateau des Saisies avec sa vaste surface d'herbages sub-horizontaux fournit un très bon modèle pour une étude de l'influence des activités pastorales sur l'état de la structure des sols (DAMBRINE, 1981). A cette fin, trois stations très représentatives, correspondant à des conditions de milieu très proches, ont été étudiées en détail. Ces stations correspondent, en effet, à des conditions pratiquement identiques du point de vue exposition, pente, faciès et pendage de la roche-mère. Par contre, elles sont soumises à des intensités d'exploitation très différentes (tableau XIII), allant du plus intensif au plus extensif. La différenciation de la végétation qui accompagne cette diversité des activités pastorales (REYDET, 1983) est particulièrement nette à l'échelle du paysage (fig. 61).

Dans ce travail, on se propose donc d'étudier à une profondeur du sol donnée (l'horizon B), la relation qui existe entre l'état de la structure et l'ensemble couverture végétale/activité pastorale. En effet, sur le terrain il est possible de constater une différenciation

TABLEAU XIII - Quelques caractéristiques des 3 stations de la séquence de dégradation floristique au plateau des Saisies.

Stations	I	II	III
Exploitation	intensive avec restitution de fumier	extensive sans restitution de fumier	à l'abandon
Végétation (dégradation de la valeur pastorale de I à III)	<i>Festuca rubia</i> <i>Phleum alpinum</i> <i>Trisetum flavescens</i> <i>Rumex arifolius</i> et quelques acidophiles ( <i>Nardus stricta</i> ...)	<i>Nardus stricta</i> <i>Deschampsia flexuosa</i> <i>Arnica montana</i> <i>Gentiana kochiana</i> <i>Campanula barbata</i> quelques <i>Vaccinium sp.</i>	Stade intermédiaire entre la "Nardaie" et la lande à rhododendron et myrtille
Sol	Sol brun acide	Sol brun acide	Sol brun acide à tendance ocreuse
Autres paramètres	Pente 20 % - Exposition E - SE - même faciès et même pendage des calcschales		



Fig. 61 - Vue générale de trois stades de différenciation de la végétation correspondant à des activités pastorales différentes. (I, II, III, voir tableau XIII).

structurale entre les trois horizons (B) qui semble liée au changement des activités pastorales (van OORT et DORIOZ, 1982). Cette étude sera abordée dans un premier temps par une caractérisation chimique et granulométrique des trois matériaux. Dans un second temps, deux méthodes plus macroscopiques serviront à apporter des précisions au niveau de l'organisation structurale. Les mesures de la conductivité hydraulique de ces matériaux fourniront ensuite des renseignements complémentaires concernant l'influence des différences structurales sur la drainance des profils. Enfin, une interprétation des résultats obtenus en termes d'une différenciation pédologique dans les trois stations sera tentée.

### III.2.2. Comparaison physique et physicochimique des stations.

#### a)- Présentation des données analytiques.

La description physicochimique des trois stations étudiées comprend une comparaison non seulement des analyses chimiques et granulométriques, mais aussi de la teneur en eau et de la porosité dans les trois matériaux en fonction du pF.

- . Les analyses granulométriques (fig. 62) confirment l'identité des matériaux d'origine. L'évolution granulométrique consiste dans les trois cas en une argillification vers la surface du sol. Notons que dans le cas de la station III la fraction sableuse est moins importante.
- . Les analyses chimiques (Tableau XIV) ne mettent en évidence que des différences mineures, d'ailleurs liées aux différences d'exploitation. La teneur en matière organique et le pH diminuent légèrement de la station I à III. Par contre, les valeurs de C.E.C. et de S/T sont quasiment identiques pour les stations I et III. Remarquons également la valeur élevée de  $Ca^{++}$  se traduisant par une valeur de S/T élevée dans les deux premiers horizons de la station II. (Il s'agit là vraisemblablement d'une contamination par du matériau calcaire.) L'intensité des pratiques agricoles dans le cas de la station I (avec restitution de fumure) s'exprime particulièrement bien par la valeur élevée de  $K^+$  échangeable dans l'horizon de surface.

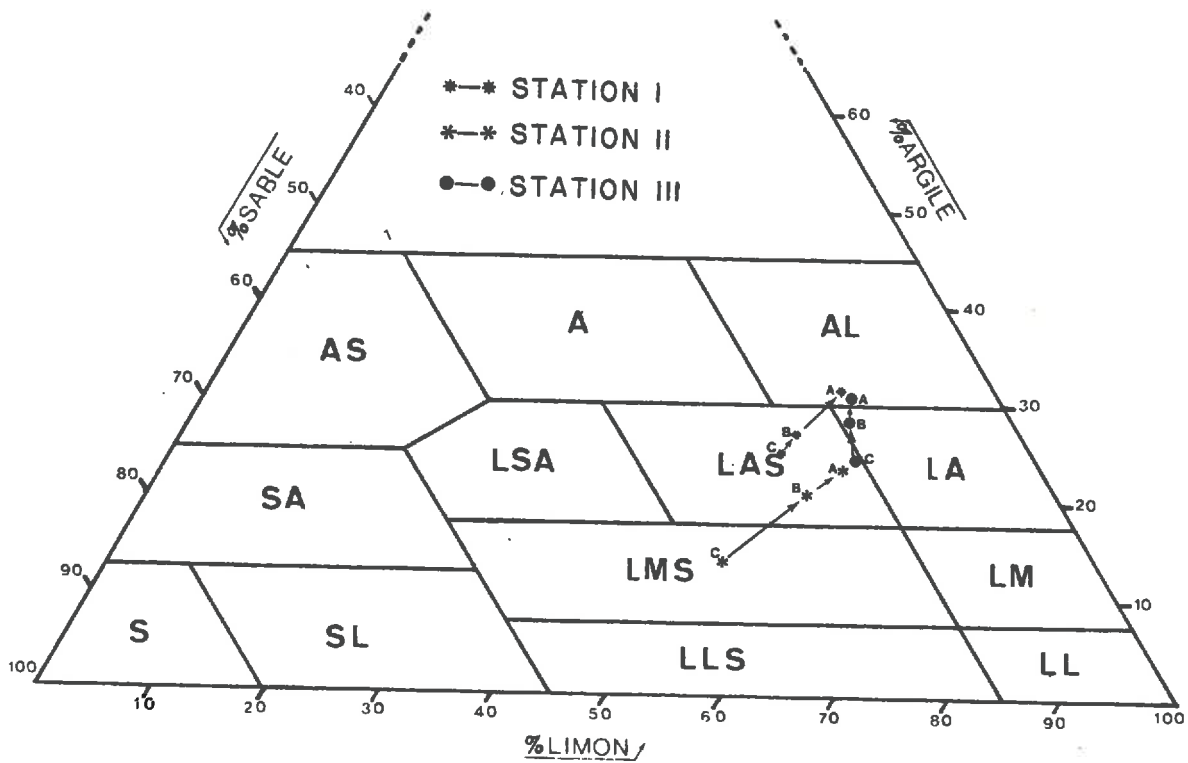


Fig. 62 - Evolution granulométrique des sols des stations I, II et III en fonction du pF.

TABLEAU XIV - Données analytiques des 3 stations étudiées.

		% Mat.org.	pH eau	MEQ/100 G.					S/T
				CEC	Ca	Mg	K	Na	
I	A	4,6	4,6	11,5	0,8	0,15	0,256	0,028	10,7
	B	2,0	5,1	6,4	0,4	0,06	0,057	0,025	8,5
	BC	1,2	5,2	5,0	0,4	0,04	0,037	0,165	12,8
II	A	3,6	-	8,0	1,4	0,08	0,073	0,032	19,8
	B	1,8	5,4	5,2	1,2	0,06	0,043	0,029	25,6
	BC	1,0	5,3	3,2	0,2	0,02	0,031	0,025	8,6
III	A	3,3	4,7	11,1	0,8	0,10	0,077	0,035	9,1
	B	1,7	4,9	7,5	0,4	0,03	0,034	0,025	6,7
	BC	1,1	5,0	5,5	0,4	0,03	0,028	0,020	8,7



- . Les mesures de la teneur en eau et de la porosité, réalisées dans les trois stations ont porté sur trois horizons : (B)C supérieur, (B) et A. Les résultats obtenus, exprimés en indice d'eau ( $v$ ) et indice de vide ( $e$ ) sont présentés dans la figure 63.

- Si on compare les différents horizons au sein d'une même station, on peut tout d'abord constater que le volume total des vides ainsi que la teneur en eau diminuent avec la profondeur. Les courbes sont pratiquement parallèles aussi bien dans le cas de l'indice des vides que dans le cas de l'indice d'eau. Entre pF 1 et pF 3 les horizons perdent en moyenne  $0,25 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide, ce qui représente grossièrement  $1/4$  de la quantité totale d'eau retenue à pF 1. La majeure partie de l'eau est, en effet, éliminée au-delà de pF 3.

La variation du volume des échantillons calculée selon

$$\frac{\Delta e}{e + 1} \times 100 \text{ (par rapport à } e \text{ pF } 5,8)$$

donne une valeur moyenne d'environ 12 %. Remarquons, en outre, que les comportements qui se distinguent de ces traits globaux, s'observent surtout dans les horizons de surface.

- La comparaison des horizons des trois stations entre eux montre un comportement hydrique sensiblement identique pour les stations I et III. Le comportement des différents niveaux de la station II paraît également semblable à ceux des stations I et III, mais les valeurs sont légèrement inférieures ( $\approx 0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide).

#### b)- Discussion des résultats.

L'ensemble des analyses présentées ci-dessus indique que dans le cas des trois stations, il s'agit bien de matériaux très proches sur le plan physico-chimique et organisation microscopique. Les variations granulométriques et chimiques, ainsi que la légère différence dans le comportement hydrique, observée dans la station II, sont tout à fait insuffisantes pour mettre en évidence une différenciation pédologique notable. Il semblerait donc que les différences structurales observées sur le terrain s'expriment exclusivement à un niveau macroscopique.

\* HORIZON A  
 Δ HORIZON (B)  
 ● HORIZON (B)C  
 ρ INDICE D'EAU  
 e INDICE DES VIDES

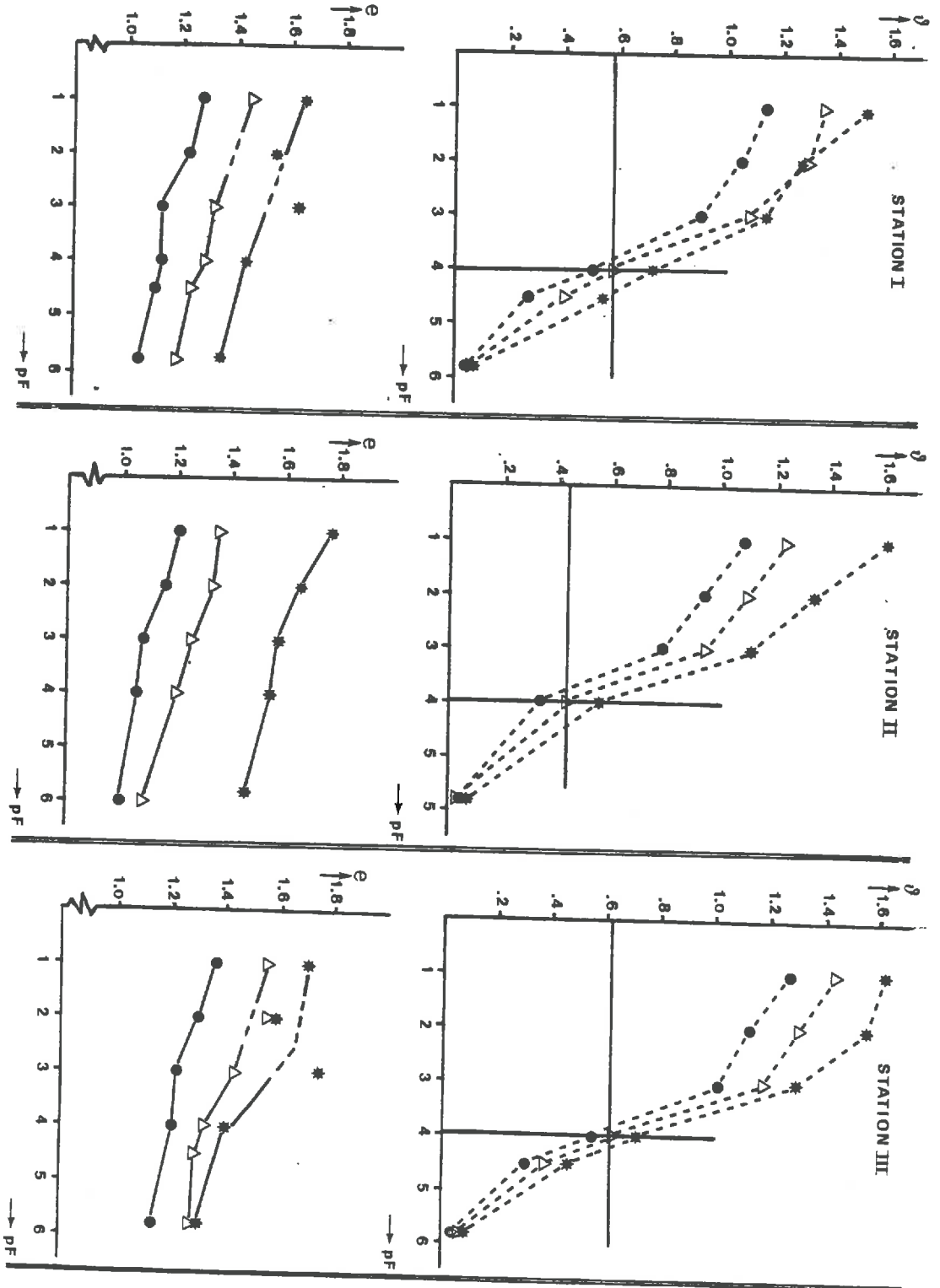


Fig. 63 - Evolution de l'indice d'eau ( $\rho$ ) et de l'indice des vides ( $e$ ) des sols des stations I, II et III en fonction du PF.

### III.2.3. Caractérisation de l'organisation des trois stations à une échelle macroscopique.

Les différences structurales des matériaux au niveau macroscopique peuvent être approchées et quantifiées de deux façons différentes :

- . une étude de la macroporosité sur des lames minces par la méthode micromorphométrique.
- . une étude des éléments de la structure par la méthode de la granulométrie des agrégats stables à l'eau.

Les mesures de la conductivité hydraulique sur ces matériaux fournissent des renseignements complémentaires concernant l'effet des différences structurales sur la perméabilité.

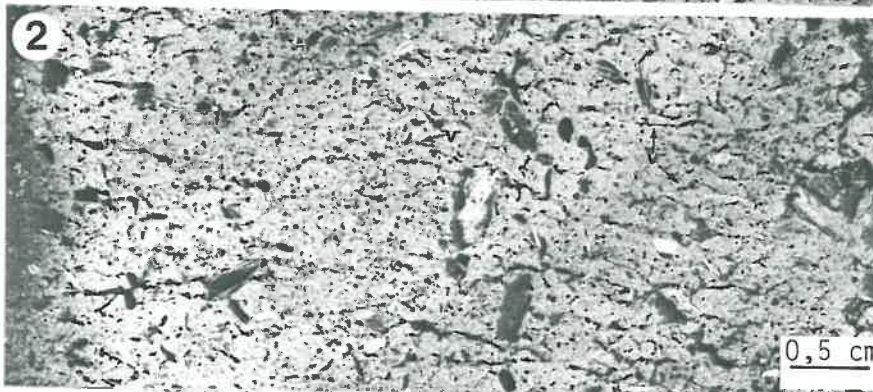
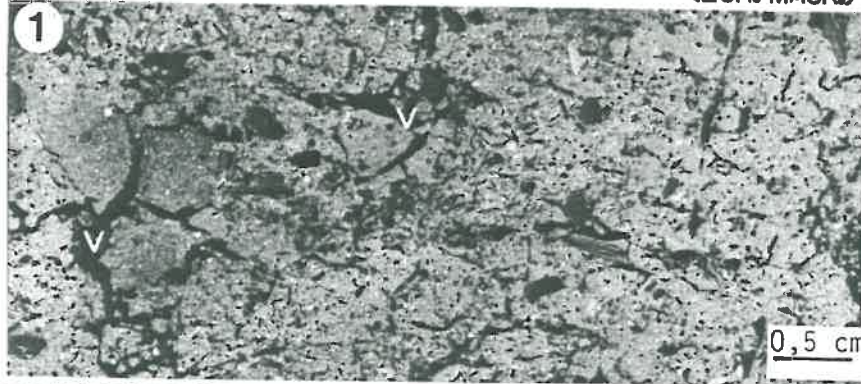
#### a)- Présentation qualitative des différences structurales.

L'état de la structure dans les trois horizons (B) s'observe particulièrement bien sur des lames minces, provenant de la même profondeur (-20 cm), imprégnées dans des conditions correspondant à l'humidité du terrain. Ainsi, dans la planche XIII trois photos réalisées sur ces lames minces sont présentées et il est aisé de constater que :

- dans la Station I, la structure est essentiellement continue avec une tendance à une substructure polyédrique centimétrique.
- dans la Station II, la structure est également continue mais on peut noter l'apparition de zones avec une structure microagrégée dont les éléments structuraux ont une taille essentiellement comprise entre  $\approx 1$  et  $2$  mm.
- dans la Station III, la structure est toujours continue, mais l'expression de la sous-structure est plus nette et les unités microagrégées sont de plus petite taille ( $< 1$  mm).

Par conséquent, de la station I à la station III, on peut constater une très nette diminution de la taille des unités structurales. La méthode micromorphométrique et le test de la stabilité des agrégats à l'eau permettent une quantification de cette diminution.

PLANCHE XIII : ORGANISATION STRUCTURALE (ECH. MACR)



*Observation sur lames minces de la structure dans les horizons (B)*

1 : station I ; G X 2	} images en négatif vides (v) en noir
2 : station II ; G X 2	
3 : station III ; G X 2	

b)- Quantification de l'espace poral des pores  
> 30  $\mu\text{m}$ .

L'analyse de la porosité sur lames minces, à l'aide du Quantimet e 720, fournit des résultats à la fois en termes de surface porale total détectée et en termes de distribution de la taille des pores > 30  $\mu\text{m}$ . Les résultats obtenus sont présentés sous forme de courbes cumulatives (fig. 64) et sous forme d'un type de distribution qui comprend les classes 30-100  $\mu\text{m}$  ; 100-300  $\mu\text{m}$  ; 300-500  $\mu\text{m}$  ; 500-1200  $\mu\text{m}$  ; 1200-300  $\mu\text{m}$  et > 3000  $\mu\text{m}$  (fig. 65).

- . Les courbes cumulatives (fig. 64) montrent les différences de la macroporosité totale détectée : la surface porale de l'horizon (B) de la Station II a diminué de moitié par rapport à la valeur de l'horizon (B) de la Station I. Par contre, dans le cas de la Station III, cette surface, toujours par rapport à la Station I, a augmenté d'environ 30 % (en valeur relative).
- . La figure 65, présentant la contribution des différentes classes à cette surface totale des pores > 30  $\mu\text{m}$ , montre que :
  - Station I : on constate une contribution importante de toutes les classes, mais en particulier des classes 100-300  $\mu\text{m}$  et 500-1200  $\mu\text{m}$ .
  - Station II : la contribution de toutes les classes diminue, mais on peut constater la distinction d'un mode de distribution dans la classe 100-300  $\mu\text{m}$ .
  - Station III : toutes les classes ont augmenté par rapport à la station II, mais la tendance à la distinction du mode dans la classe 100-300  $\mu\text{m}$  se confirme. [Cette distinction de la classe 100-300  $\mu\text{m}$  est encore plus nette quand on compare les résultats quantimétriques exprimés par rapport à 100 % de porosité > 30  $\mu\text{m}$  (cf. tableau XV)].

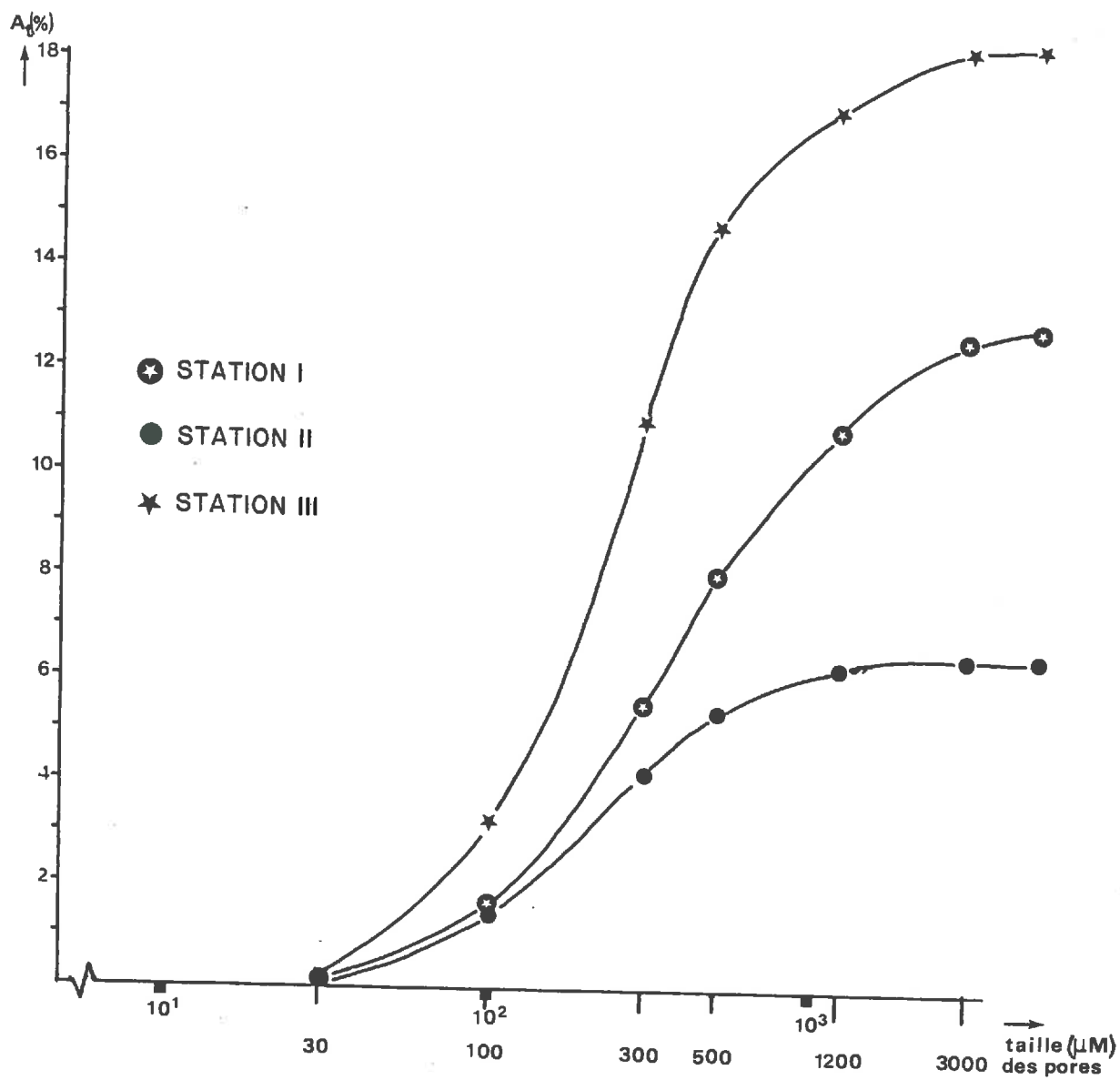


Fig. 64 - Courbes cumulatives de la distribution de la taille des macropores dans les horizons (B) des sols des stations I, II et III.

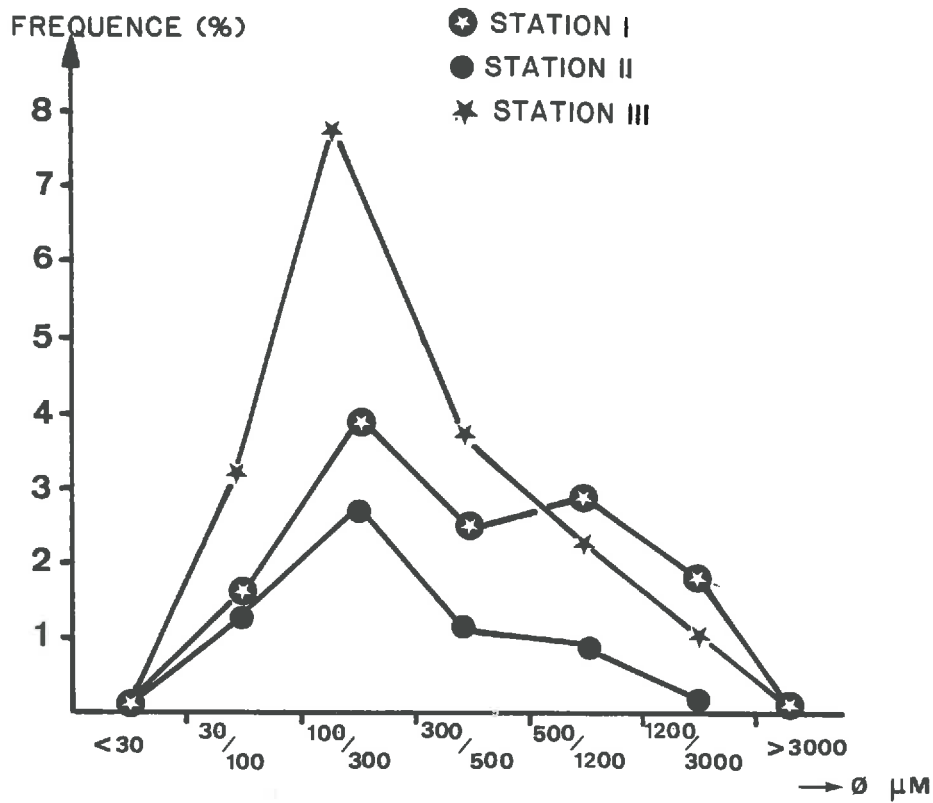


Fig. 65 - Courbes fréquentielles de la distribution de la taille des macropores dans les horizons (B) des sols des stations I, II et III.

TABLEAU XV - Résultats micromorphométriques de l'horizon B des 3 stations exprimés par rapport à 100 % de macroporositè.

Taille des pores (μm)	Station I	Station II	Station III
30 - 100	11,8	20,8	17,1
100 - 300	30,6	42,6	42,6
300 - 500	19,0	18,1	20,5
500 - 1200	22,0	13,8	12,6
1200 - 3000	13,9	2,6	6,2

A la lumière de ces résultats, il apparaît donc que la diminution de la porosité qui s'observe de la station I à II s'accompagne d'une régression de toutes les classes de pores, mais plus particulièrement les pores  $> 500 \mu\text{m}$ . Par contre, une classe de pores avec une taille comprise entre 100 et 300  $\mu\text{m}$  commence à se distinguer. Puis de la station II à III, l'augmentation de la porosité, répartie sur toutes les classes, s'exprime proportionnellement surtout dans la classe 100-300  $\mu\text{m}$ .

c)- Quantification des éléments structuraux stables à l'eau.

La granulométrie des éléments structuraux stables à l'eau a été effectuée sur des échantillons ayant une taille d'environ 1 à 2 cm. Ces échantillons, soit préalablement séchés à l'air, soit à l'humidité du terrain (pF 2 à pF 2,5) ont ainsi été traités selon le protocole de HENIN (1958), légèrement modifié (cf. 1ère partie, fig. 17). Pour obtenir une caractérisation globale des trois stations, cette analyse a été réalisée à trois différents niveaux dans les sols, à savoir les horizons A, (B) et (B)C. Les résultats obtenus, regroupés par horizon, sont présentés sous la forme de courbes cumulatives dans la figure 66.

. Tout d'abord, il convient de constater que dans les trois stations les agrégats se révèlent très stables à l'eau. Un examen des fractions d'agrégats les plus fins à la loupe binoculaire confirme qu'il s'agit, en effet, de micro-agrégats ( $< 200 \mu\text{m}$ ), plutôt que de particules élémentaires libérées.

. La comparaison des résultats des différents horizons entre eux précise que :

- les horizons (B)C (fig. 66 a) : les courbes cumulatives, très similaires montrent une forte contribution des classes 0,2-0,5 mm et  $< 0,2 \text{ mm}$  à la granulométrie des agrégats stables à l'eau.
- les horizons A (fig. 66 b) : les courbes sont également très proches, mais elles se caractérisent surtout par une grande stabilité à l'eau des agrégats  $> 4.0 \text{ mm}$ .



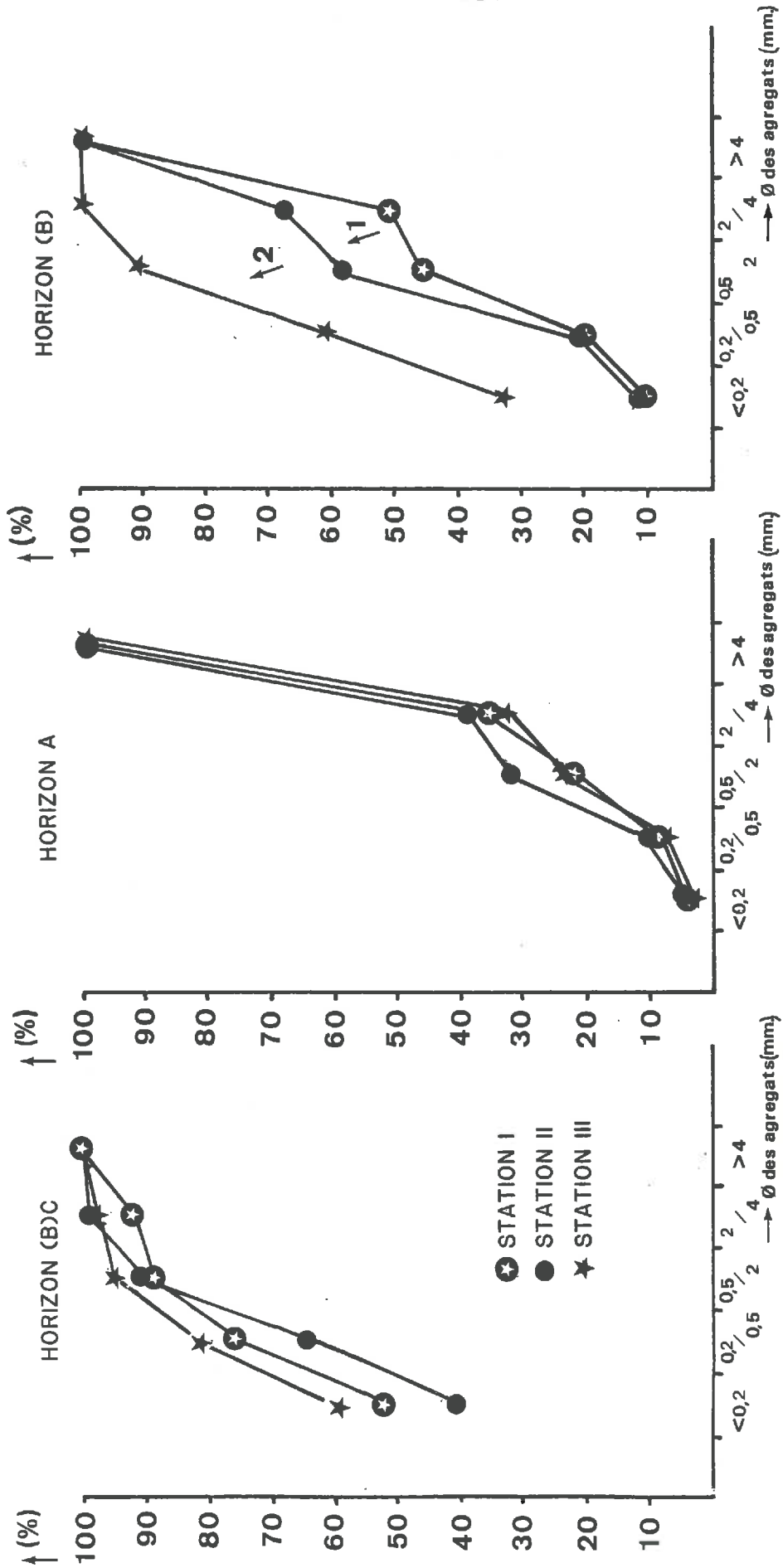


Fig. 66 - Présentation des résultats de la granulométrie des éléments structuraux stables à l'eau dans les différents horizons des sols des stations I, II et III.

- les horizons B (fig. 66 c) : les courbes ont des trajets très différents. Les agrégats avec une taille  $> 4$  mm représentent  $\sim 50$  % de la granulométrie dans la station I,  $\sim 30$  % dans la station II et  $< 5$  % dans la station III. Cette diminution de la stabilité à l'eau des gros éléments structuraux s'accompagne d'abord d'un renforcement de la contribution de la classe 0,5-2 mm dans la station II (fig. 66 c,1). Dans l'horizon B de la station, ce sont essentiellement ( $\sim 60$  %) les fractions 0,2-0,5 et  $< 0,2$  mm qui constituent la totalité de cette granulométrie (fig. 66 c, 2). La fraction 0,5-2 mm représente toujours  $\sim 30$  %, comme dans le cas de la station II.

Les variations structurales des trois stations s'expriment différemment selon la profondeur des sols. Ainsi, dans les horizons de sous-sols 90 % à 95 % des agrégats ont une taille  $< 2$  mm. Ces résultats s'expliqueraient par la faible influence biologique dans ces horizons. Dans les horizons de surface, par contre, 60 à 70 % des agrégats stables à l'eau ont une taille  $> 2$  mm. Si la vie biologique au sens large du terme est en grande partie responsable de la stabilité structurale (HENIN, 1976 ; HARRIS et al., 1966 ; TISDALL and OADES, 1981), c'est bien dans l'horizon (B) des trois sols où une baisse de l'intensité de cette vie biologique, à la suite des changements pastoraux, s'exprime le mieux sur l'état de la structure. (Dans l'horizon A, les actions biologiques sont toujours très fortes).

#### d)- Mesures de la conductivité hydraulique.

Des mesures de conductivité hydraulique ont été effectuées portant sur une vingtaine d'échantillons provenant de différentes profondeurs dans les sols des trois stations. Ces mesures devaient fournir des renseignements concernant l'influence des différences structurales sur la drainance verticale des trois profils. Or, il s'est révélé que dans

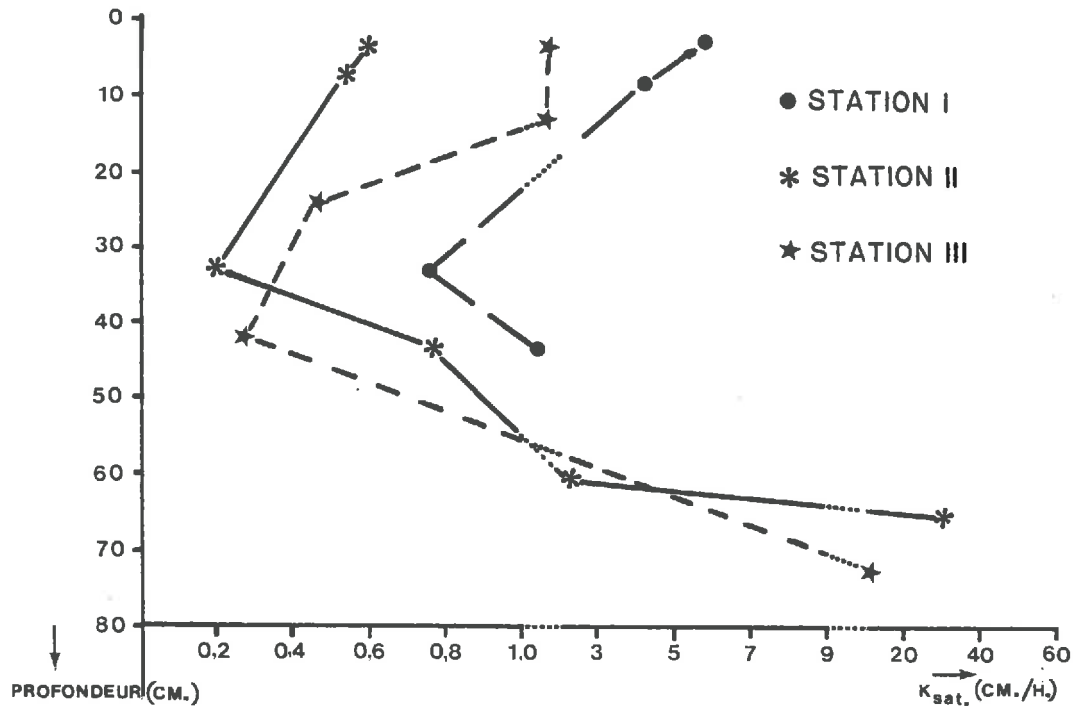


Fig. 67 - Présentation des résultats de la conductivité hydraulique des horizons (B) des sols des stations I, II et III.

le cas de ces trois stations la méthode de mesure de  $K_{sat}$  ne convient pas tout à fait aux problèmes posés. En effet, d'une part, la précision de l'échantillonnage a été insuffisante (cylindres trop grands pour prendre en compte un type de structure déterminé, mais en même temps trop petits pour pouvoir donner une valeur globale pour les différents horizons). D'autre part, compte tenu de la diminution de la stabilité à l'eau des éléments structuraux de la station I à III et de la forte charge hydraulique (10 cm d'eau), les mesures de  $K_{sat}$  dans le cas des stations II et III et du sous-sol de la station I se sont heurtées à des problèmes majeurs de colmatage des matériaux.

Cependant les valeurs obtenues (fig. 67) dans le cas de l'horizon B de la station I sont nettement supérieures à celles obtenues sur l'horizon B du sol de référence. Dans ce cas, la conductivité hydraulique est essentiellement assurée par un système poral d'origine biologique (vers de terre). Les horizons B des stations II et III sont également plus drainants que celui du sol de référence et on retrouve un niveau (B) ou (B)C peu perméable plus bas dans les profils.

#### III.2.4. Interprétation des données et hypothèses concernant la pédogénèse.

La dégradation de la flore pastorale des alpages du plateau des Saisies est bien connue (REYDET, 1983 ; van OORT et DORIOZ, 1982). Une Nardaie à faible valeur pastorale succède à la prairie à Fétuque rouge et Phléole des Alpes, à la suite de l'abandon des restitutions de la fumure. La baisse de l'intensité de la pâture qui s'ensuit permet l'installation des myrtilles et des genévriers, puis éventuellement d'une lande à rhododendrons. Par conséquent, d'un point de vue phyto-écologique, les stations II et III représentent les premiers stades d'un schéma classique de dégradation des herbages.

Les modifications de l'activité pastorale se traduisent au niveau des sols par un changement de la litière restituée. Ainsi, la litière herbacée, plus ou moins enrichie en azote par le fumier et les déjections, est progressivement remplacée par une litière riche en

débris ligneux dont la décomposition est difficile. Or, en se référant aux travaux de TISDALL et OADES (1981), il apparaît que la stabilité structurale des micro-agrégats conditionnée par des composés organiques persistants est caractéristique pour un sol donné et, par conséquent, indépendante des activités agricoles. Par contre, la stabilité des macro-agrégats ( $> 250 \mu\text{m}$ ) dépend d'agents organiques temporaires (racines et hyphes) et donc de l'intensité des pratiques agricoles.

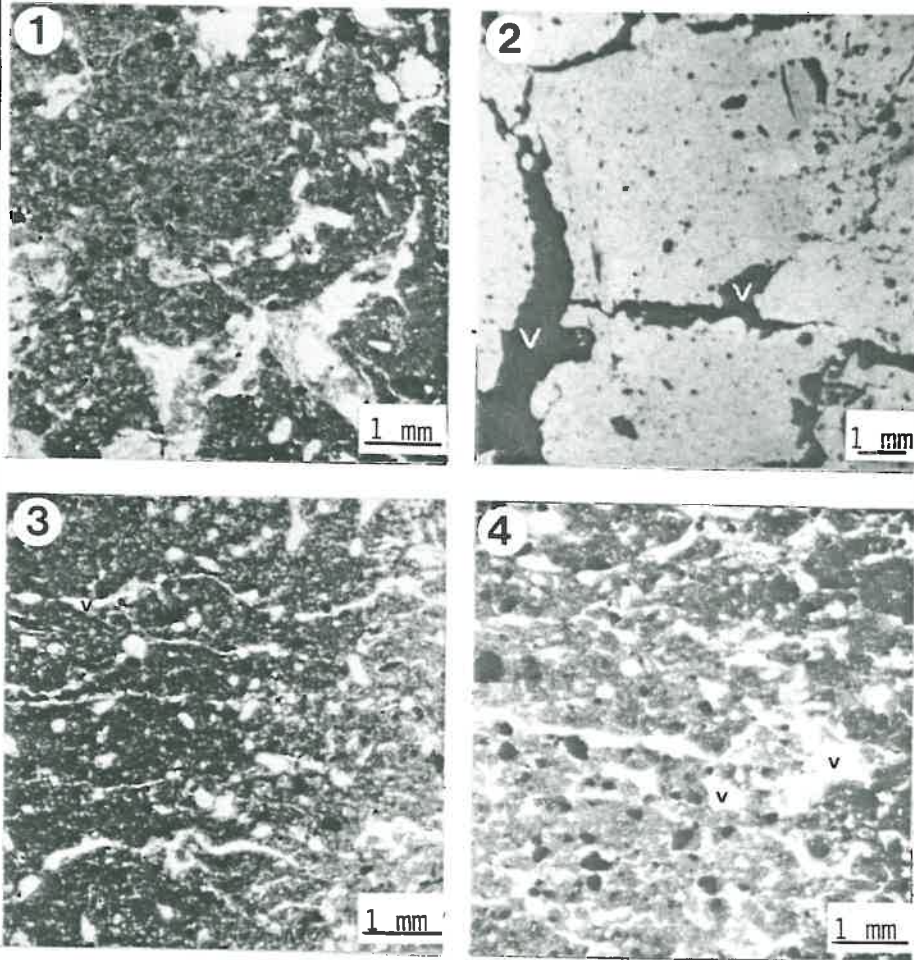
Dans ces conditions, le changement des activités pastorales de la station I à la station III semble responsable des transformations structurales observées dans les horizons B des sols. Ainsi, les trois stations étudiées correspondraient aussi à une séquence de dégradation structurale des sols.

Cette dégradation structurale consiste en une disparition d'une sur-structure polyédrique qui s'observe dans l'horizon B de la station I, puis l'apparition d'une sous-structure micro-agrégée dans le cas de la station III, en passant par un stade avec une juxtaposition d'une structure continue et une structure microagrégée dans la station II. Cette évolution s'exprimant par une diminution de la taille moyenne des éléments structuraux, peut être visualisée par des observations à la loupe binoculaire et au microscope polarisant : PLANCHE XIV.

La structure polyédrique de la station I correspond à une bonne incorporation de la matière organique à la phase minérale par une vie biologique active, stimulée par une activité pastorale intensive. Notons toutefois qu'il s'agit d'une juxtaposition d'agrégats centimétriques et de structures plus microscopiques (Planche XIV, voir également fig. 68). La vie biologique contrecarre l'action des divers agents de tassement. Dans le cas de la station II, à la suite de l'abandon des restitutions de la fumure, on constate la présence d'une structure à forte tendance continue (par une coalescence des agrégats de différentes tailles). Ce compactage peut être due au piétinement des troupeaux ou à une plus forte gélibilité (influence d'une gélification directe ou influence d'une cryodessiccation locale résultant de gel en surface). L'effet du compactage dans le cas de la station II se conserve d'autant plus facilement que l'activité biologique est fortement réduite par rapport à la station I.

PLANCHE XIV : ORGANISATION STRUCTURALE

(ECHELLE MICROSCOPIQUE)



Observation sur lames minces de la structure dans les horizons (B)

- 1 : station I, microscope polarisant (L.N.) ; G X 10  
 2 : station I, loupe binoculaire ; G X 6  
 3 : station II, microscope polarisant (L.N.) ; G X 10  
 4 : station III, microscope polarisant (L.N.) ; G X 10

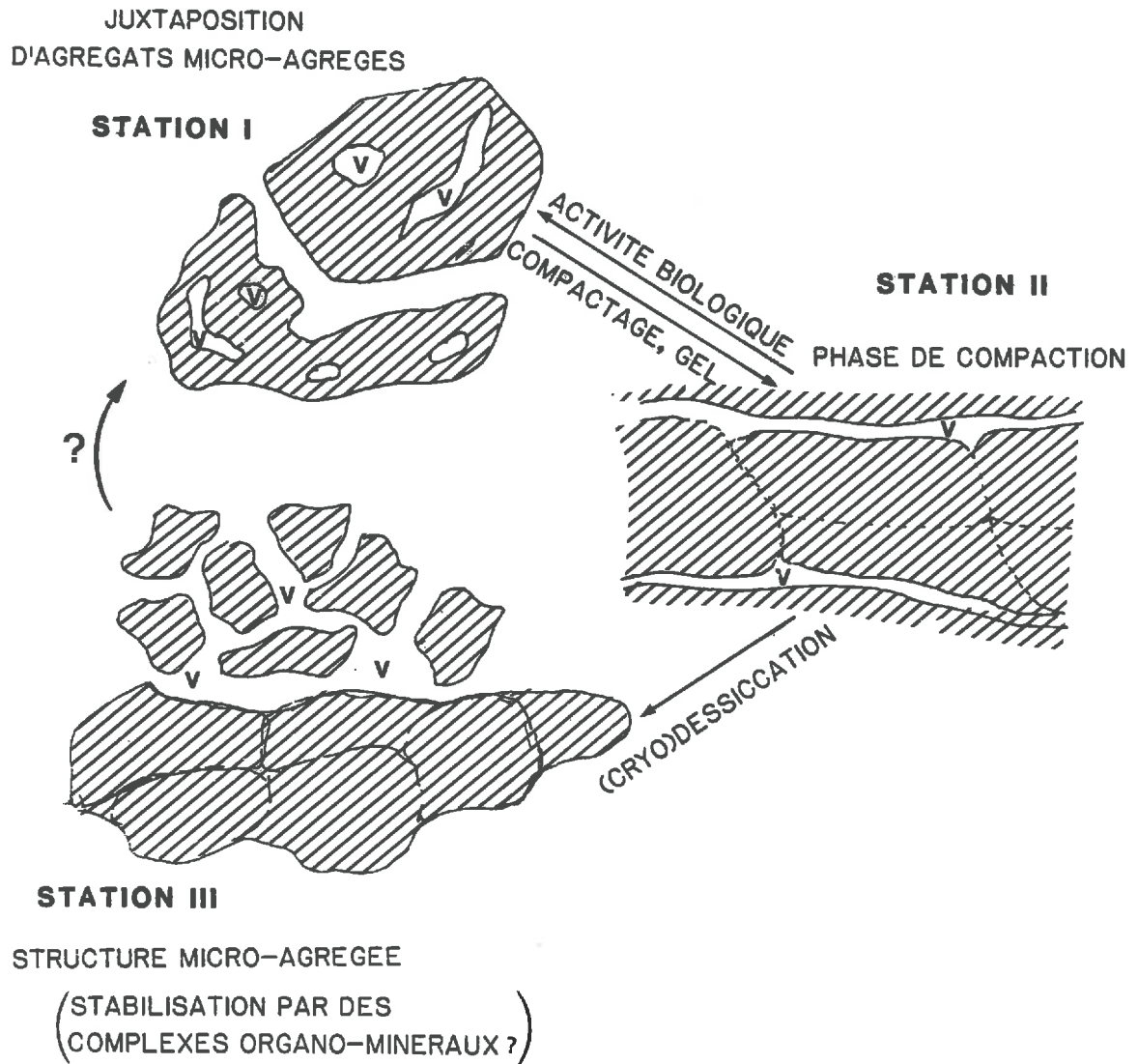
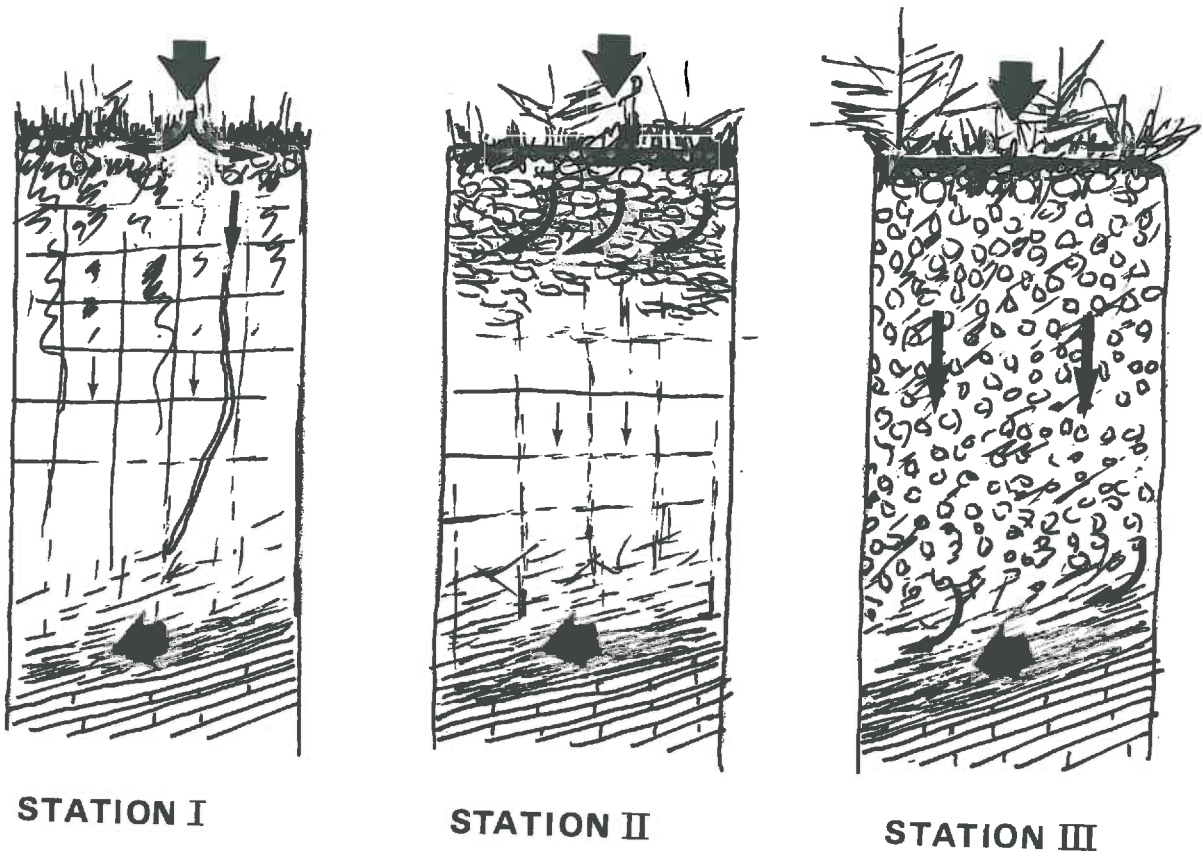


Fig. 68 - Schéma des modifications de la structure dans les horizons (B) des sols des stations I, II et III, à la suite de l'abandon des pratiques agricoles (v = vides).



*Fig. 69 - Présentation hypothétique des modifications de la drainance verticale des sols des stations I, II et III, à la suite de l'abandon des pratiques agricoles.*



Dans la station III, la présence d'une structure lamellaire s'explique par une dessiccation de structures compactées (cf. NEWMAN, 1983, communication orale). Des alternances brusques d'humectations/dessiccations qui deviennent dès lors possibles, peuvent faire apparaître la sous-structure micro-agrégée.

Par conséquent, partant d'un sol limoneux dont l'horizon B présente une structure résultant de l'activité biologique intense, on aboutit d'abord à un sol limoneux caractérisé par un horizon B compact et peu perméable, puis à un sol limoneux micro-agrégé ou pseudo-sableux. Dans ce dernier cas, la capacité d'écoulement de l'eau augmente considérablement. Ce processus de diminution de la taille des éléments structuraux débiterait dans la partie supérieure de l'horizon B et progresserait vers la profondeur, parallèlement à l'abandon de l'activité pastorale. Lorsque les horizons (B)C ou C sont atteints, ceux-ci étant caractérisés par une organisation orientée, à porosité élevée et interconnectée, il doit alors se produire une augmentation importante de la drainance verticale globale des sols. Ainsi modifié, ce matériau déjà acidifié et désaturé permet l'écoulement de grandes quantités d'eau (fig. 69) (surtout à la fonte des neiges) entraînant des complexes organo-minéraux.

Cette hypothèse aboutit donc à une explication de l'évolution podzolique des sols développés dans des matériaux limoneux à priori très peu drainants. Parallèlement au changement de la végétation d'une prairie à Fétuque vers une lande à Ericacée, on peut constater une évolution des sols :

sol brun acide → sol brun ocreux (cryptopodzolique)

Soulignons que les sols limoneux épais se trouvent le plus souvent dans des conditions qui sont favorables à l'utilisation pastorale (topographie horizontale, situation par rapport au châlet). Ces sols sont donc encore exploités avec des intensités variables. En outre, ils sont généralement caractérisés par la présence d'un horizon (B) épais à structure continue. Par conséquent, il faudra plus de temps pour que le processus de "dégradation de la structure", décrit ci-dessus, puisse atteindre les horizons du sous-sol. Or, si le podzol-humoferrugineux représente le stade ultime de cette voie de différenciation pédologique, celui-ci ne s'observe actuellement que sous une végétation à Rhododendrons dans des situations agronomiques les plus marginales (forte pente, sols peu épais, etc...).

#### IV. INFLUENCE D'UNE MODIFICATION DE LA GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL SUR LA DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE DANS LES MATERIAUX DEPLACES.

##### IV.1. INTRODUCTION.

Les caractéristiques minéralogiques et morphologiques (nature, taille et forme) des particules des matériaux de l'altération des calcschales sont à l'origine de leur sensibilité à l'érosion (TRICART et CAILLEUX, 1965). En outre, il semblerait que les caractéristiques particulières, c'est-à-dire la porosité totale très élevée, sa finesse, ainsi que l'orientation préférentielle du matériau et les très fortes teneurs en eau dans les horizons d'altération rendent ces matériaux également très sensibles à la solifluxion. Grâce à ces deux facteurs, érosion et solifluxion, les limons d'altération recouvrent de vastes étendues favorables à l'herbe, dans le paysage du Beaufortain.

Les sols, développés à partir de matériaux ainsi transportés, sont caractérisés par une porosité dont la géométrie semblerait dépendre non seulement du type de déplacement (matériau bouleversé, glissement de matériaux parallèlement au pendage de la roche, etc...), mais aussi de la finesse granulométrique. Ceci sera illustré par une étude de deux exemples typiques du milieu naturel :

. **Le matériau colluvionné** nous montre un phénomène physique très particulier. En effet, il s'agit de l'existence d'un niveau en apparence compact qui ressemble par certaines caractéristiques de son comportement à un fragipan, toutefois sans présenter les propriétés spécifiques d'un tel horizon (SOIL TAXONOMY, 1975 ; van VLIET and LANGOHR, 1981). Dans ce travail, on tentera de donner une explication quant à la formation et l'évolution de cet horizon.

. **L'étude du matériau de solifluxion** nous oblige à prendre en compte d'autres paramètres que seulement les propriétés physiques pour expliquer la répartition des sols.

Dans les deux cas, on présentera d'abord les paramètres physiques et physico-chimiques caractérisant ainsi au mieux le matériau de chaque

exemple avant d'envisager les conséquences du mode de mise en place des matériaux sur la différenciation des sols.

## **IV.2. LA GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL DANS UN MATERIAU COLLUVIONNE.**

### **IV.2.1. Présentation du secteur étudié.**

Sur le plateau des Saisies, l'entrecroisement d'un système de failles est à l'origine du développement d'une série d'entonnoirs de dissolution. Ces dépressions (combes à neige) représentant une des voies d'élimination de l'eau du plateau, se comblent par colluvionnement de matériaux limoneux d'érosion. Une telle mise en place du matériau est à l'origine d'un comportement hydrique à la fois exceptionnel et complexe.

### **IV.2.2. Présentation de quelques données physiques et physico-chimiques d'un sol de combes à neige.**

Les résultats des analyses physico-chimiques réalisées à quatre niveaux de ce sol figurent dans le tableau XVI. Ces analyses montrent une ambiance chimique assez modérée : pH de l'ordre de 5 à 6, le S/T diminuant d'environ 50 % en surface jusqu'à 20 % en profondeur. Ces valeurs sont tout à fait caractéristiques des sols de combes à neige (DUCHAUFOR, 1977). Par ailleurs, on peut constater une évolution granulométrique inverse de l'évolution granulométrique typique de ces matériaux d'altération. Ceci peut s'expliquer par la mise en place du matériau (matériau en profondeur plus ancien qu'en surface).

Les caractéristiques physiques des quatre niveaux du sol s'observent clairement en examinant les courbes de teneur en eau/pF. Ainsi, la figure 70 montre les pertes d'eau des différents niveaux du sol entre deux valeurs de pF données. On peut constater que, dès l'horizon de surface, la majeure partie de l'eau est retenue avec une énergie correspondant à un pF  $> 3,5$ , en profondeur, cette énergie correspondant même à un pF  $> 4,2$  !

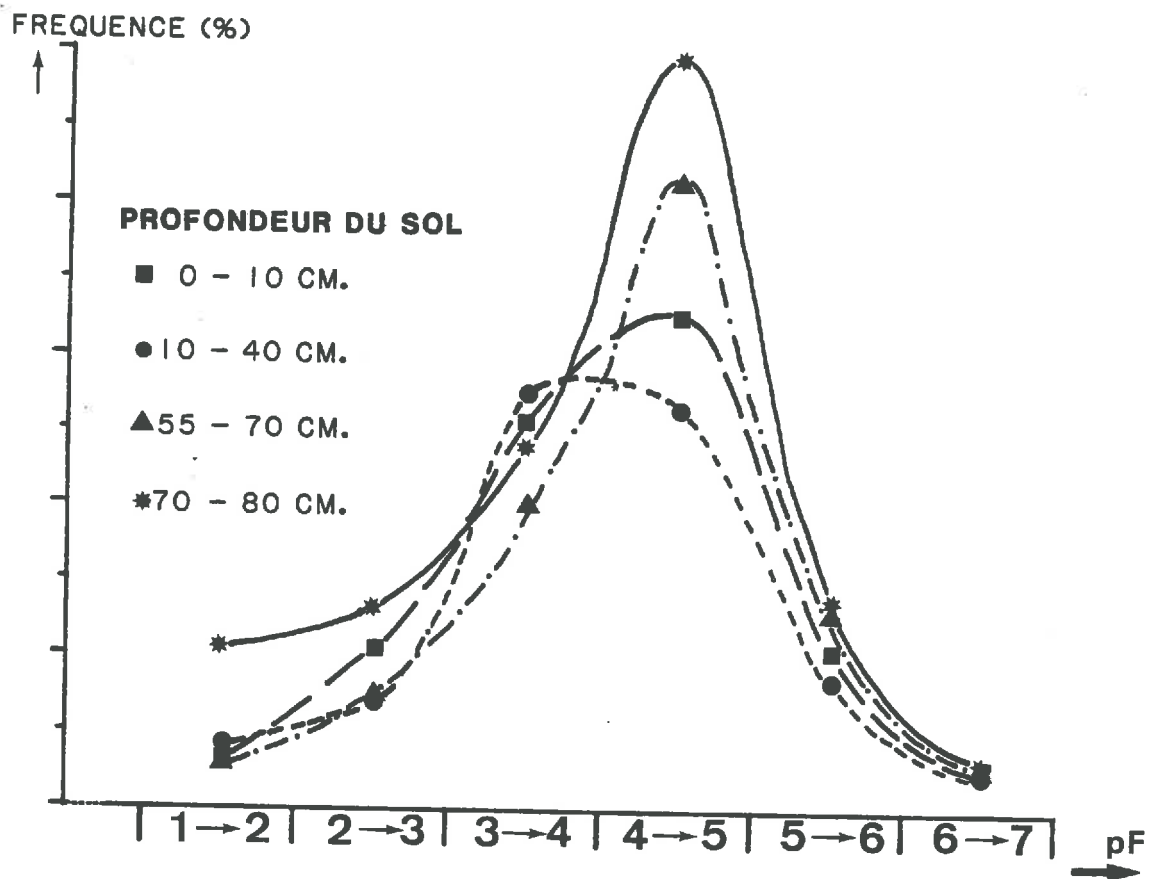


Fig. 70 - Distribution des pertes d'eau en fonction du pF dans 4 horizons d'un sol de combe à neige.

TABEAU XVI - Analyses physico-chimiques d'un sol de combe à neige.

PROFONDEUR	GRANULOMETRIE			pH eau	M.O. (%)	CAPACITE D'ECHANGE meq/100 g					S/T (%)
	A	L	S			CEC	Ca	Mg	K	Na	
0-10	22,1	71,2	6,7	6,1	4,9	12,3	5,5	0,29	0,136	0,031	48
10-40	22,4	62,3	15,3	5,6	4,0	12,7	3,3	0,26	0,161	0,026	45
55-70	39,5	52,3	8,2	5,4	3,9	17,3	3,8	0,23	0,204	0,036	25
70-80	45,8	49,1	5,1	5,3	5,3	20,3	3,2	0,27	0,274	0,060	19

En raison de ses propriétés physiques exemplaires, l'horizon (B)g, situé entre 70 et 80 cm de profondeur, sera étudié plus en détail.

#### IV.2.3. Observation microscopique de l'horizon (B)g.

. L'observation des lames minces de cet horizon confirme son origine sédimentaire : localement, il est, en effet, possible d'observer une superposition assez régulière de couches plus argileuses devenant plus limoneuses (Pl. XV, 3) : il s'agit là, sans doute, de figures correspondant à un certain "rythme" de sédimentation (annuelle?).

#### IV.2.4. Présentation des propriétés hydriques spécifiques de l'horizon (B)g.

. L'évolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides dans le matériau de cet horizon (fig. 71) montre qu'au cours de la dessiccation la perte d'eau à faibles pF (pF 1-pF 3,5) s'accompagne d'une diminution du volume pratiquement identique (0,71 respectivement 0,56 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> de solide) alors que la variation totale du volume du matériau entre pF 1 et pF 6 (exprimée en  $\Delta e/e + 1$ ) est de 30 % ! Cette très importante perte d'eau à des forts pF fournit déjà une indication sur la nature du spectre poral, que l'on peut vérifier par porosimétrie à mercure.

. La courbe fréquentielle des résultats de porosimétrie à mercure, obtenus sur le matériau préparé à pF 2 (fig. 72), montre une distribution unimodale et très uniforme de la taille des pores avec un mode situé à  $\sim 0,4 \mu\text{m}$ . Selon la loi de LAPLACE, l'énergie de rétention de l'eau dans ces pores correspond à  $\sim$  pF 4.

Dans ce cas là, l'analyse du spectre poral ne rejoint qu'en partie les indications données par la courbe teneur en eau/pF (cf. fig. 71). La différence des valeurs modales obtenues, en fonction de la méthode utilisée, est sans doute due au caractère différent des techniques employées. En effet, la mesure de la teneur en eau est réalisée sur un système dynamique (lors de la dessiccation le matériau subit un retrait important, couplé à une réduction globale de la taille des pores), alors que la porosimétrie à mercure s'effectue sur un échantillon dont l'organisation est préalablement figée (dans notre étude à pF 2).

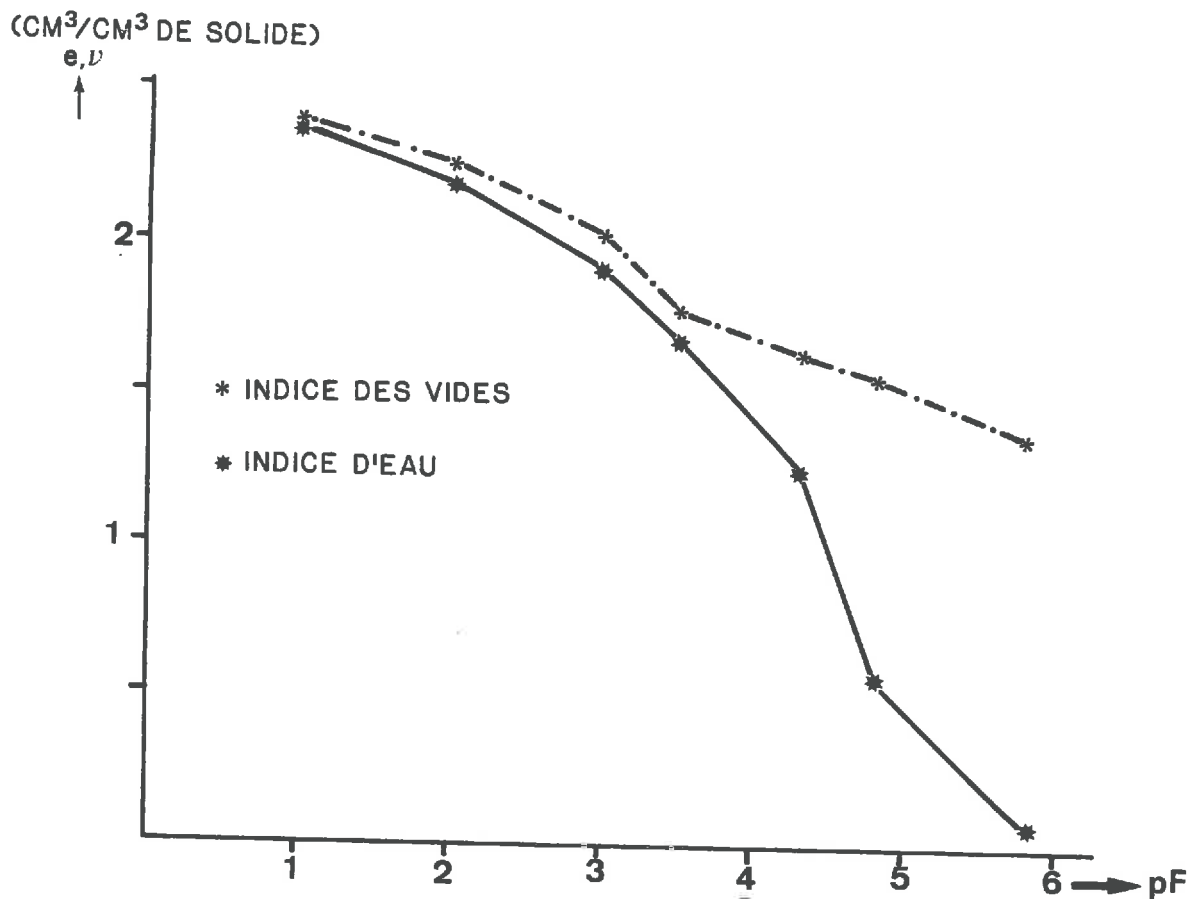


Fig. 71 - Evolution de l'indice d'eau (v) et de l'indice des vides (e) de l'horizon (B)g du sol de combe à neige au cours de la dessiccation.

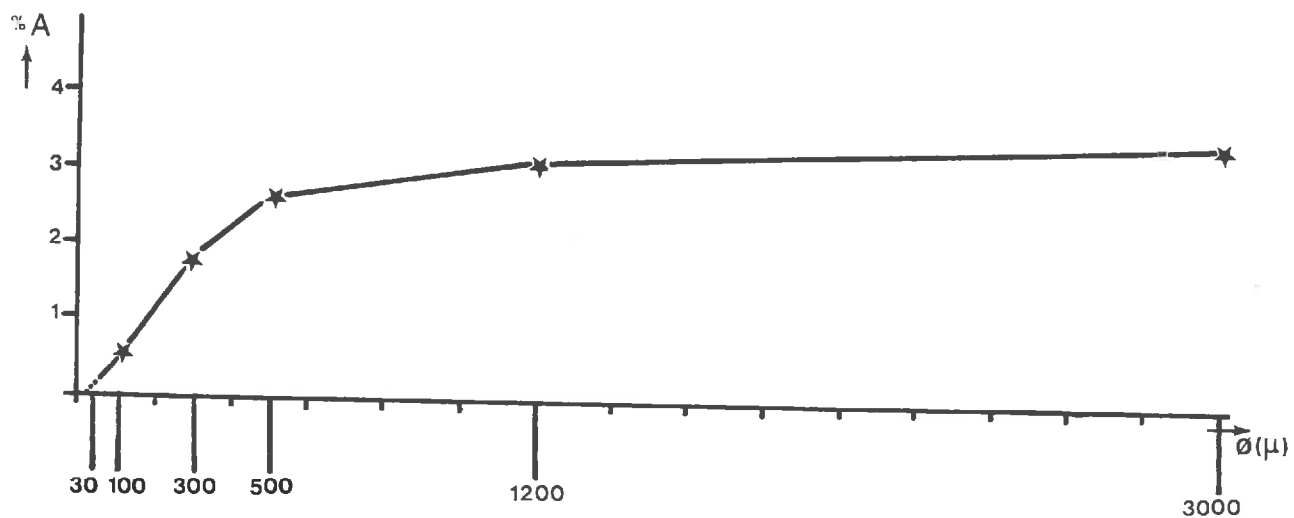


Fig. 72 - Courbe fréquentielle de la distribution de la taille des pores de l'horizon (B)g du sol de combe à neige, (matériau préparé à pF 2).

. L'analyse micromorphométrique des lames minces met en évidence la très faible quantité de macropores  $A_p > 30 = 3,6 \%$  ( $\text{cm}^2/\text{cm}^2$  de sol) (fig. 73). Néanmoins, étant donnée la valeur faible de la densité apparente ( $d_a = 0,78 \text{ g/cm}^3$  de sol), la porosité totale est très élevée :  $e/e + 1 = 70 \%$  (avec  $e = 2,33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  de solide).

#### IV.2.5. Observation macroscopique de l'horizon (B)g (Planche XV).

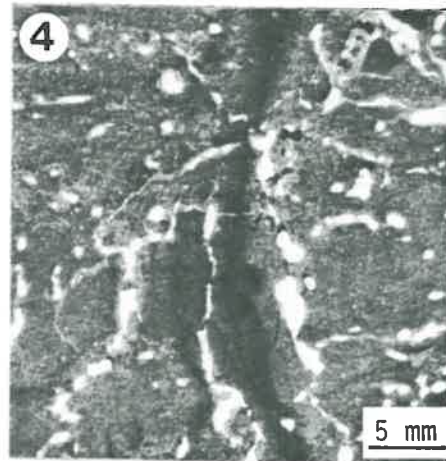
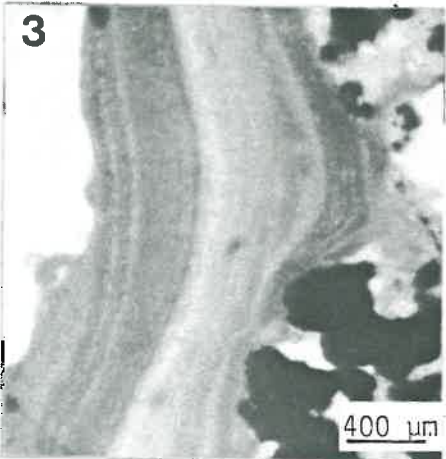
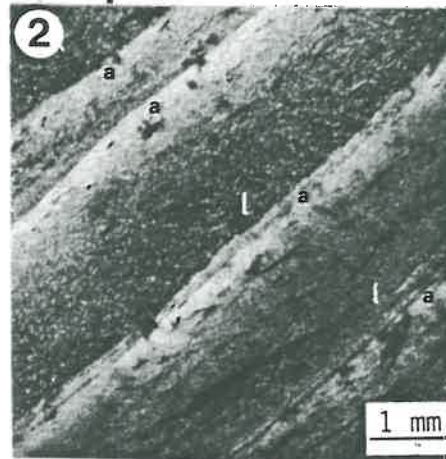
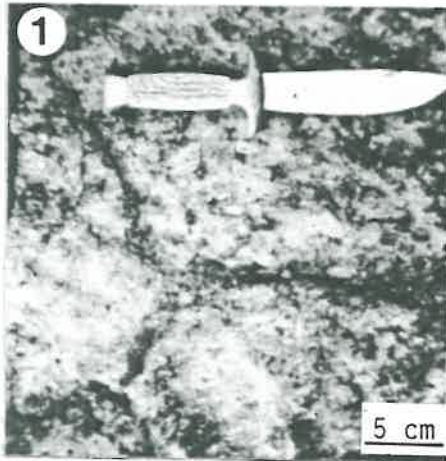
Sur le terrain on observe dans cet horizon l'existence d'un système de fissures séparant des éléments structuraux (prismes) grossièrement hexagonaux (Planche XV, photo 1). Cet horizon est délimité en profondeur par un horizon placique d'environ 2 cm d'épaisseur (photo 2). Dans les fissures se manifestent des phénomènes d'illuviation en masse (argile, fer, limon, matière organique). En outre, au sein des prismes on peut observer d'anciennes fissures comblées, apparemment soumises actuellement à une déferrification (photo 4).

#### IV 2.6. Interprétation des données et hypothèses concernant la pédogénèse.

Les matériaux limoneux colluvionnés comblant les dépressions sont généralement caractérisés par une granulométrie et une porosité fines. L'horizon (B)g étudié se distingue de l'horizon B du sol de référence non seulement par une granulométrie et une taille de pores plus fines, mais aussi par une déferrification quasi totale de la matrice et des propriétés de gonflement et de retrait plus importantes. Dans l'ensemble de ce sol, on constate également une teneur en matière organique relativement élevée jusqu'en profondeur. En position de combe à neige, caractérisée par une saison de végétation assez courte (3 à 4 mois), les sols portent une flore typique (pelouse rase à Poa supina et Veronica alpina), donnant un humus (mull) peu agressif. En outre, le sol est quasiment saturé d'eau pendant presque toute l'année.

PLANCHE XV : ASPECTS MACRO ET MICROSCOPIQUES

DE L'HORIZON (B)<sub>9</sub>



- 1 : structure en hexagones ; G X 1/5  
 2 : organisation sédimentaire, microscope polarisant (L.P.) ; G X 10  
 a = argileux ; l = limoneux  
 3 : détail d'illuviation en masse, loupe binoculaire ; G X 25  
 4 : déferrification d'anciennes fissures, lame mince ; G X 2



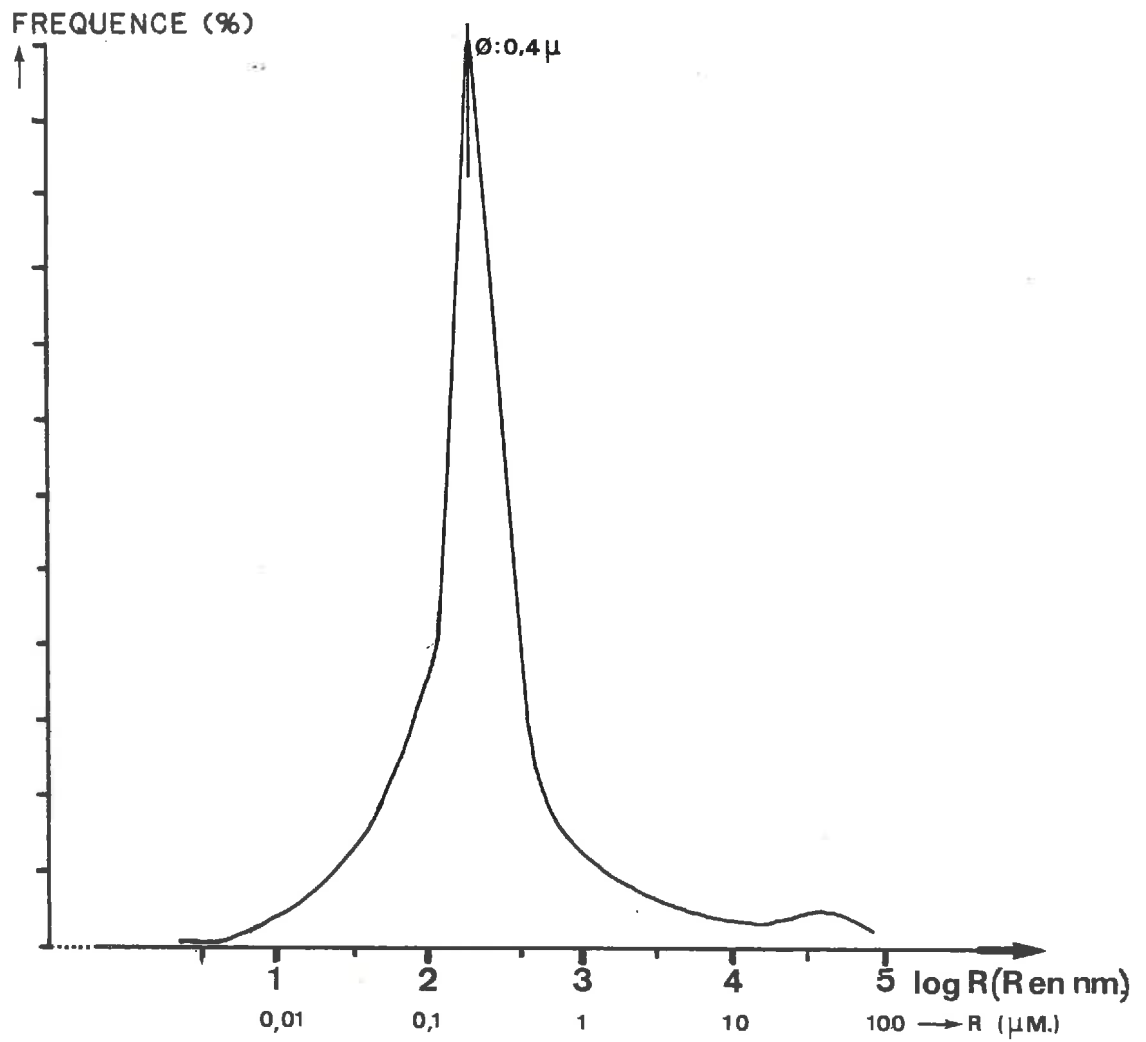


Fig. 73 - Analyse micromorphométrique de la distribution de la taille des macropores de l'horizon (B)<sub>g</sub> du sol de combe à neige.

L'ensemble de ces paramètres est à l'origine d'un milieu qui s'acidifie peu, la nappe restant insuffisamment réductrice pour réduire la totalité du fer libre présent (DUCHAUFOR, 1977) et on se trouve en présence d'un stagnogley initial (ou peu évolué).

Cependant, l'existence du système fissural dans ces sols permet d'émettre quelques hypothèses concernant leur fonctionnement. En effet, en se référant aux travaux de CHAUVEL (1976) et CHAUVEL et al., (1976), la déferrification\* d'un matériau augmente considérablement ses propriétés de gonflement et de retrait. Or, si une cryodessiccation provoquée par un gel exceptionnel à la surface du sol affecte ce matériau partiellement déferrifié, elle peut provoquer à la fois l'apparition de fentes de retrait et une compaction de l'organisation au sein des éléments structuraux. Dans les prismes règnent alors des conditions encore plus réductrices, aboutissant à l'élimination quasi-totale du fer. Les fissures, se comblant par l'accumulation du matériau d'illuviation, subissent également, par la suite, cette ambiance réductrice.

Ce processus qui s'autodéveloppe, permettrait donc d'expliquer l'origine de cet horizon qui présente certaines caractéristiques d'un fragipan (cf. SOIL TAXONOMY, 1975 ; van VLIET and LANGOHR, 1981), à savoir :

- une structure grossièrement hexagonale avec des fentes de retrait.
- une structure lamellaire au sein des prismes.
- une organisation du fond matriciel caractérisée par des phénomènes d'orientation d'argile et de limon (silasepic ou insepic soil fabric) (BREWER, 1964).
- une illuviation d'argile, de limon.
- une consistance très dure à l'état sec.
- un caractère imperméable pour l'eau.

Cependant, notre matériau ne possède pas tous les caractères d'un fragipan, en particulier la densité apparente très élevée et le caractère "brittle". Ceci est le résultat direct des propriétés

\*N.B. D'après cet auteur c'est seulement le fer libre qui influence sur ces propriétés.

physiques spécifiques de ce matériau : la finesse, l'uniformité et l'importance de la porosité.

Malgré tout, si l'on considère cet horizon comme un "pseudofragipan", notre hypothèse concernant sa formation est intermédiaire entre celle de l'école américaine (origine physique) et celle de l'école européenne (origine géomorphologique en conditions périglaciaires).

### IV.3. LA GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL DANS LES MATERIAUX SOLIFLUES.

#### IV.3.1. Présentation du site.

Les chaînes de montagnes de l'unité de Roselend (cf. fig. 19) sont généralement orientées N.O.-S.E. et caractérisées par un pendage d'environ 35° S.O.-N.E.. Les versants et en particulier ceux exposés au N.E. ayant une pente (sub)parallèle au pendage sont le siège d'importants phénomènes de glissements de terrain. L'utilisation agricole des alpages, l'ancien système de pachonage, est intense et à peu près homogène du haut en bas du versant.

L'accumulation de matériaux limoneux en bas des versants crée un relief bosselé (fig. 74). Cette géomorphologie est à l'origine d'une circulation préférentielle de l'eau et d'une distribution des sols en mosaïque. Une telle variabilité des paramètres du milieu, s'exprimant sur de courtes distances, oblige à prendre en compte une unité complexe de sols pour l'étude envisagée. Cette unité complexe comprend un sol brun et un sol hydromorphe mais de nombreux intergrades se distinguant par un gradient d'hydromorphie sont à noter.

Le but de cet étude est de démontrer que, dans le cas de ces matériaux fortement remaniés, le type de spectre poral n'influe pas directement sur la différenciation des sols. Pour ce faire, après une présentation de l'ambiance physico-chimique des deux sols de l'unité complexe, une analyse macroscopique d'un transect au sein de cette unité sera envisagée, comprenant en plus des deux orthotypes, deux intergrades. Cette analyse consistera d'abord en une description



Fig. 74 - Vue général de la topographie du bas de versant de solifluxion.  
(H : zones humides).

TABLEAU XVII - Analyses physico-chimiques du profil p 93.

PROFONDEUR	GRANULOMETRIE %			MATIERE ORGANIQUE		pH eau	ANALYSES CHIMIQUES (meq/100 g de sol)					
	A	L	S	% M.O.	C/N		CEC	Ca	Mg	K	Na	S/T%
0-10	34,3	42,7	23,0	5,3	7,0	5,1	13,5	5,0	0,43	0,142	0,095	42
10-40	26,0	39,9	34,1	2,7	5,7	5,7	10,4	4,4	0,18	0,073	0,066	45
40-70	16,6	33,7	50,2	0,9	-	5,9	5,3	2,5	0,09	0,034	0,031	50
> 70	13,5	29,1	57,3	1,1	-	6,0	6,5	3,3	0,12	0,047	0,036	54

TABLEAU XVIII - Analyses physico-chimiques du profil p 94.

PROFONDEUR	GRANULOMETRIE %			MATIERE ORGANIQUE		pH eau	ANALYSES CHIMIQUES (meq/100 g de terre)					
	A	L	S	%M.O.	C/N		CEC	Ca	Mg	K	Na	S/T%
0-5	-	-	-	34,0	19,7	5,2	-	-	-	-	-	-
15-30	33,4	45,6	21,0	8,9	10,2	4,9	12,5	2,8	0,20	0,081	0,079	23,3
50-70	19,8	37,9	42,3	3,4	8,5	4,9	9,0	2,3	0,12	0,037	0,038	27,7
+ 100	28,2	40,4	31,4	8,2	10,0	4,8	15,7	4,3	0,19	0,044	0,042	29,1

globale des horizons B des quatre sols, puis en une caractérisation détaillée du spectre macroporal. Il sera alors possible de dégager les facteurs qui jouent un rôle dans la répartition des sols sur les versants de solifluxion. Ainsi, nous pourrions proposer un modèle schématique de la circulation de l'eau et il devient également possible d'expliquer certains aspects des systèmes pastoraux (découpage de l'espace pastoral).

#### IV.3.2. Analyses physico-chimiques des deux sols typiques de l'unité complexe.

##### a)- Présentation des données.

Les analyses physico-chimiques des deux sols ont essentiellement porté sur la granulométrie, le pourcentage de matière organique, le pH et la composition du complexe adsorbant. Les résultats obtenus sur le sol brun (p. 93) et le sol hydromorphe présentés dans les tableaux XVII et XVIII.

##### . Granulométrie.

Les analyses granulométriques du p 93 montre une évolution de bas en haut du profil qui répond globalement aux traits caractéristiques (argillification vers la surface) des sols d'altération des calcschales. Par contre, dans le cas du profil p 94 on constate un pourcentage d'argile minimal (20 %) entre 50 et 70 cm de profondeur. Dans les niveaux supérieur et inférieur le taux d'argile est d'environ 30 %.

##### . Matière organique.

Dans les deux sols, le taux de matière organique diminue en profondeur, mais dans le p 94 il augmente de nouveau à 1 m. Notons que les valeurs du sol hydromorphe sont globalement 4 à 7 fois plus élevées que dans le sol brun.

##### . pH.

Les horizons de surface des deux sols ont le même pH (5,2), mais dans le cas du p 93, cette valeur augmente en profondeur, alors qu'elle diminue dans le p 94. A partir de 10 à 15 cm de profondeur, la différence de pH entre les deux sols est d'une unité.

. Complexe adsorbant.

La capacité d'échange du sol brun diminue en profondeur. Cette diminution s'accompagne d'une légère augmentation du taux de saturation, mais la valeur de S/T reste toutefois au voisinage de 50 %. Dans le cas du sol hydromorphe, la C.E.C. montre d'abord une diminution en profondeur. Ensuite, elle augmente de nouveau dans le sous-sol. La valeur de S/T, de l'ordre de 25 %, montre une très légère augmentation en profondeur du p 94.

b)- Discussion.

Les données du tableau XVII montrent dans le cas du sol brun une ambiance physico-chimique qui ressemble globalement à celle observée dans les sols du plateau des Saisies (diminution régulière des valeurs des paramètres physico-chimiques vers la profondeur du sol). Par contre, le sol hydromorphe présente plutôt des caractéristiques d'un matériau remanié (évolution irrégulière des paramètres physico-chimiques vers la profondeur du sol) et fortement influencé par la circulation de l'eau (1 % de M.O. élevé dans tout le profil). Par ailleurs, l'augmentation de l'ensemble des paramètres dans le sous-sol du p 94 peut s'expliquer par la présence d'un ancien horizon de surface recouvert par du matériau soliflué. La mise en évidence de pommes d'Epicéa à cette profondeur semble confirmer cette explication.

**IV.3.3. L'organisation de quatre sols d'un transect dans l'unité complexe à une profondeur déterminée.**

a)- Présentation de quelques aspects macroscopiques (fig. 75).

Un transect comprenant en plus des deux sols typiques présentés ci-dessus, deux sols de transition (p 94bis et p 94ter), a été étudié plus en détail en vue d'obtenir des renseignements sur la relation entre l'intensité des phénomènes d'hydromorphie et l'organisation des sols. A

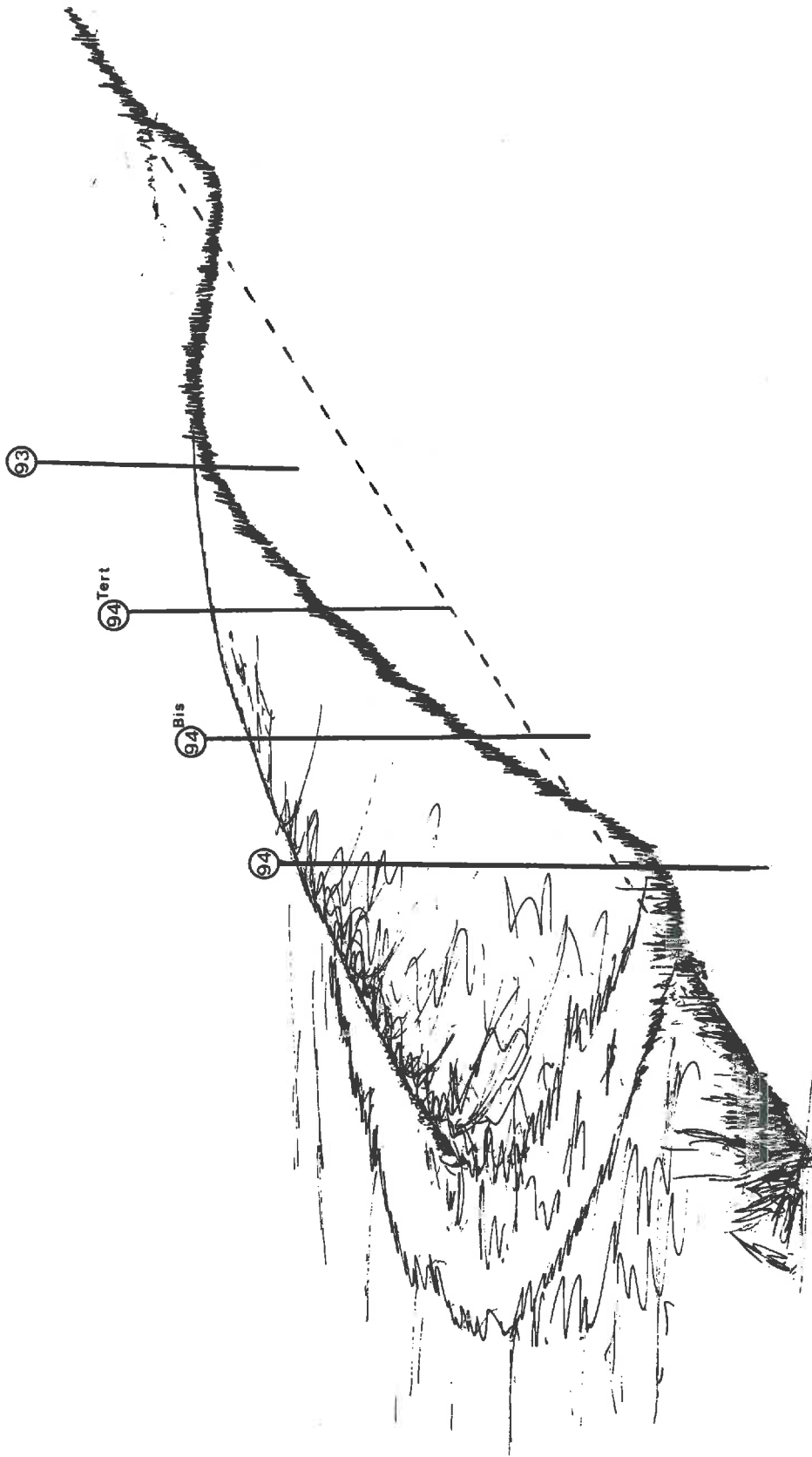


Fig. 75 - Présentation schématique du transect sol brun-sol hydromorphe situé dans une loupe de solifluxion.

TABLEAU XIX - Quelques données macroscopiques des horizons (B) des 4 sols du transect dans une loupe de solifluxion.

Profil / Paramètre	P 94	P 94 bis	P 94 ter	P 93
Couleur	2,5 YR 6/0	2,5 YR 6/2	5 YR 6/2	10 YR 6/3
Taches % / couleur	30 à 40 %/5 YR 5/8	15 %/7,5 YR 5/8	10 %/ 7,5 YR 4/4	-
Structure	Continue	- surstructure : continue - sous-structure : polyédrique subangulaire fine (1 mm)	polyédrique subangulaire moyenne, peu nette (2 à 5 mm)	polyédrique nette (2 à 10 mm) nombreux vers de terre
Racines	- nombreuses racines fines - peu nombreuses racines moyennes à tendance verticale, situées dans les gaines rouillées (surtout les racines fines)		- nombreuses racines moyennes à direction quelconque	- peu nombreuses racines fines et moyennes, situées dans les agrégats



une profondeur de 10-40 cm ces aspects macroscopiques décrits sur le terrain concernent la couleur globale des horizons, l'abondance des taches d'oxydo-réduction, la structure des matériaux et l'enracinement. Un résumé de ces observations est présenté dans le tableau XIX.

Partant du p 94, ce transect met en évidence une diminution nette de l'intensité des phénomènes d'hydromorphie qui se traduit à la fois par :

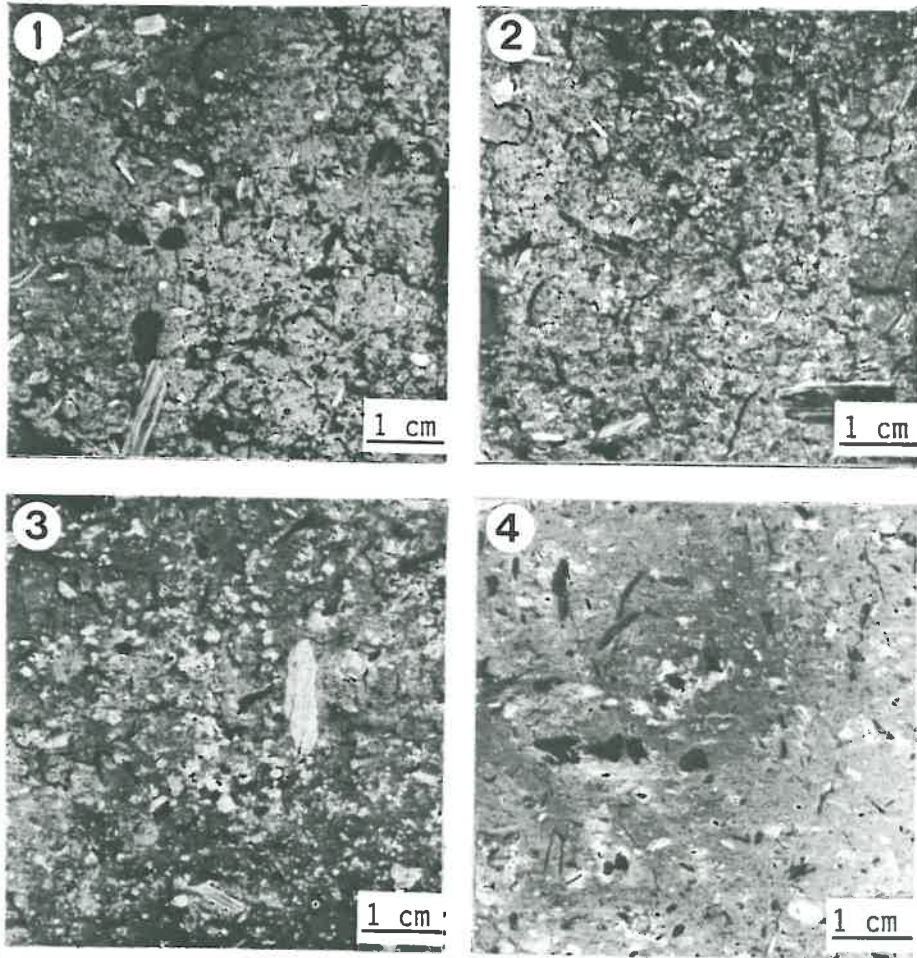
- un changement progressif de la couleur grise (p 94) en brun clair (p 93).
- une diminution progressive du nombre de taches d'oxydoréduction de 30 à 40 % dans le p 94 à 0 % dans le p 93.
- une structuration du matériau à partir d'une structure continue (p 94) qui aboutit à une structure polyédrique subangulaire nette (p 93).
- un changement dans l'enracinement qui évolue d'un système racinaire surtout vertical avec des racines fines et moyennes occupant des gaines rouillées pré-existantes (p 94) à un système racinaire avec une orientation quelconque et dans lequel les racines fines et moyennes passent surtout dans les agrégats.

b) Présentation de l'organisation des quatre horizons étudiés observée en lames minces.

L'analyse des lames minces, réalisées dans ces quatre horizons, confirme les observations de terrain. Les images obtenues, présentées dans la Planche XVI montrent très clairement la diminution de l'intensité de l'hydromorphie du p 94 au p 93, ainsi que l'évolution structurale se manifestant simultanément. Par ailleurs, ces images montrent également l'organisation de ces matériaux remaniés qui diffère considérablement de celle observée dans le sol de référence. En effet, on peut constater de nombreuses particules grossières, allant jusqu'à la taille de graviers qui donnent à ces matériaux une granulométrie hétérogène et en conséquence un spectre (micro)poral continu (cf. TESSIER, 1984).

Enfin, ces images fournissent les premiers renseignements sur l'aspect de la macroporosité dont la quantification est possible grâce à la méthode de la micromorphométrie.

PLANCHE XVI : INTENSITE D'HYDROMORPHIE (MATERIAUX SOLIFLUES)



*Observation sur lames minces dans les horizons 10-40 cm  
dans les matériaux soliflués, lames minces ; G X 2*

1 : p 93	}	<i>images en négatif vides (v) en noir</i>
2 : p 94 ter.		
3 : p 94 bis.		
4 : p 94		

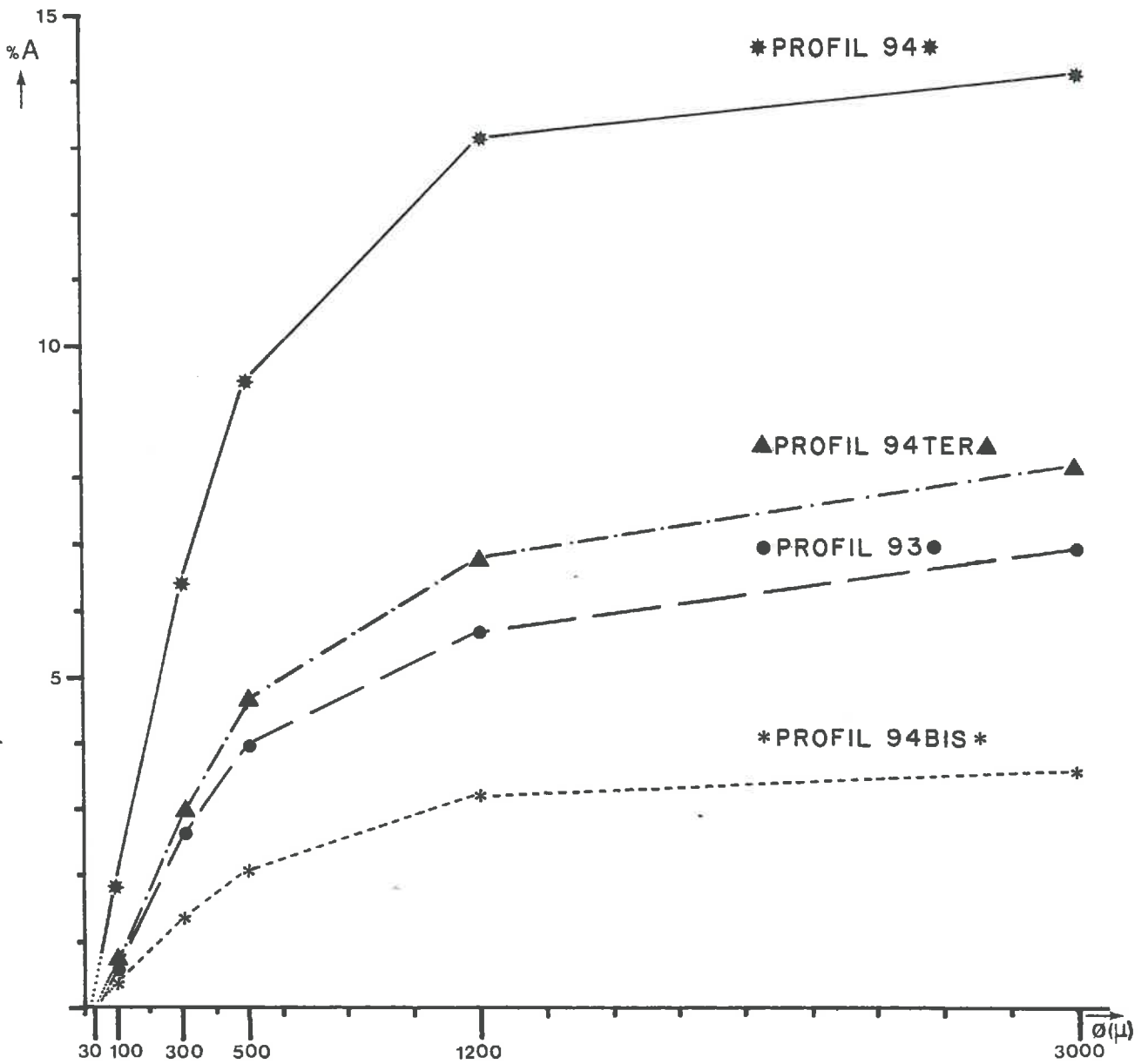


Fig. 76 - Courbes cumulatives de la distribution de la taille des macropores des horizons (B) des sols du transect.

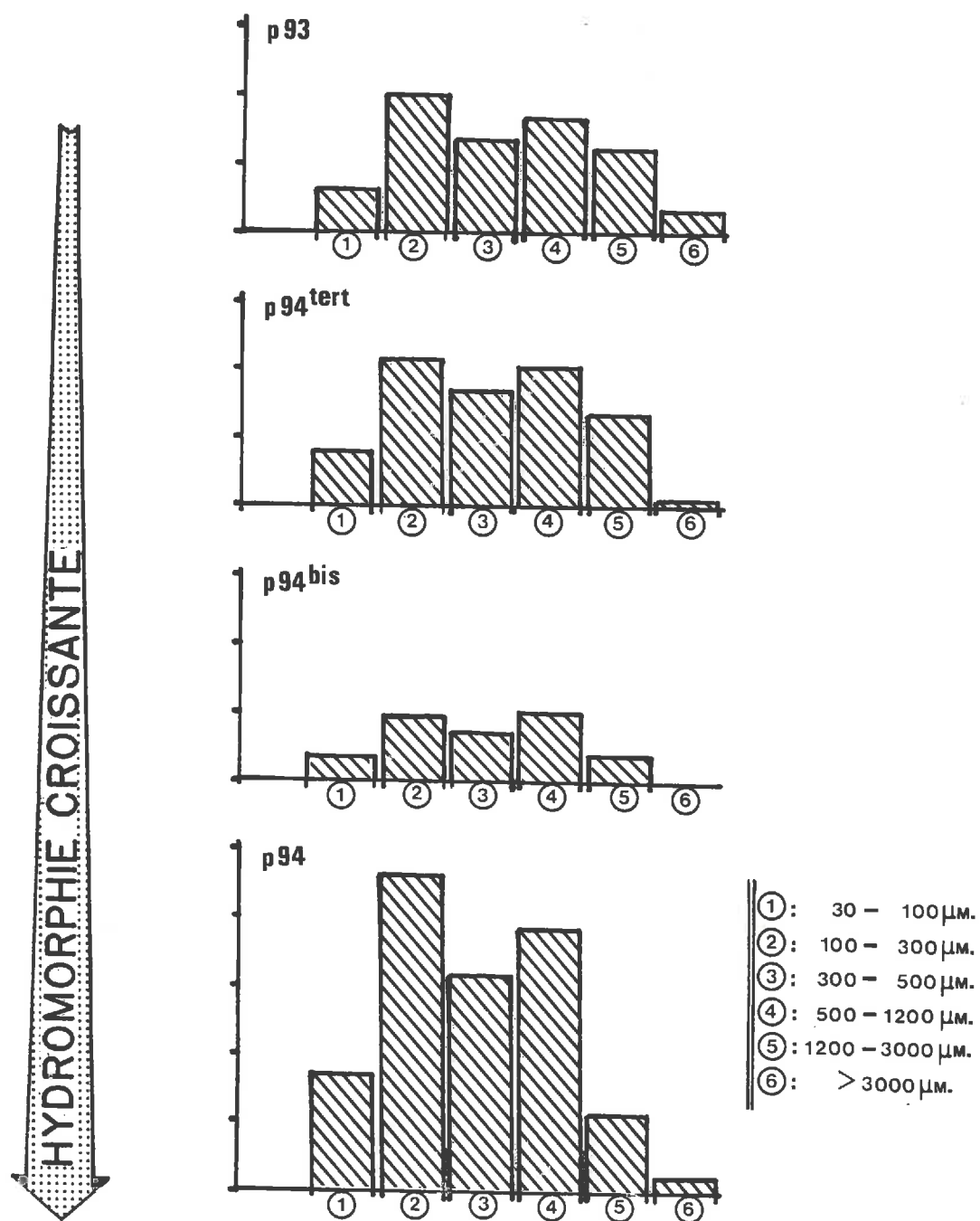


Fig. 77 - Courbes fréquentielles de la distribution de la taille des macropores des horizons (B) des sols du transect.

c)- Présentation du spectre (macro)poral des quatre horizons étudiés.

Les résultats de l'analyse photométrique des pores  $> 30 \mu\text{m}$  à l'aide du Quantimet 720, effectuée sur les images de la planche XVI sont présentés dans les figures 76 et 77. Dans les courbes cumulatives (fig. 76), on peut constater que la macroporosité totale dans ces quatre horizons est très différente et qu'elle varie de 3,5 à 14 %. Par contre, la distribution de la taille des pores (fig. 77) est globalement la même pour les quatre horizons. (Cette identité du spectre (macro)poral apparaît encore plus nette en exprimant les résultats de la figure 87 par rapport à 100 % de pores  $> 30 \mu\text{m}$ ).

d)- Discussion des observations macroscopiques.

Au travers des descriptions macroscopiques des quatre horizons (Tableau XIX) apparaît très nettement une évolution dans l'expression des phénomènes d'hydromorphie entre le p 94 et le p 93. En revanche, la quantification du spectre poral ne montre aucune tendance semblable. Par conséquent, dans les matériaux de solifluxion, il semble qu'il n'existe pas de relation directe entre les phénomènes de l'hydromorphie et le spectre macroporal telle qu'elle a été observée dans les sols du plateau. Par ailleurs, une étude très précise dans ces matériaux, effectuée dans un secteur témoin (1 hectare, constitué par une répétition de bosses et de creux a fait l'objet d'une centaine de sondages (à la tarière) a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant de la (micro)topographie, donc de la circulation de l'eau dans la différenciation de ces sols.)

#### IV.3.4. La différenciation des sols sur les versants de solifluxion.

##### a)- Présentation d'une toposéquence (alpage de la Charmette).

Le versant de solifluxion étudié coïncide avec l'alpage de la Charmette et s'étend entre 1650 et 2100 m d'altitude. Les principaux facteurs qui varient le long de ce versant sont donc l'altitude et la topographie. Cette toposéquence montre, très schématiquement, la répartition des sols (fig. 78) et souligne en même temps l'importance de la circulation de l'eau comme facteur de cette répartition.

A la base de ce versant, l'accumulation de matériau soliflué crée un relief bosselé, dont un transect a été décrit auparavant. Plus haut sur le versant, les déplacements de matériaux correspondent à des glissements en "planche", [c'est-à-dire des déplacements de matériau favorisés par le parallélisme de la stratification géologique et de la topographie (GAUCHER, 1981)].

Sur ce versant de solifluxion, une dizaine de sols a été observée (fig. 78) et analysée (Tableau XX).

##### b)- Présentation des analyses physico-chimiques des sols de la toposéquence.

. Les analyses granulométriques des sols de cette toposéquence ont été présentées dans les figures 26 et 27. Elles attestent de l'homogénéité texturale de ces sols à l'échelle du versant tout entier. Rappelons la tendance à l'argilification qui s'observe dans ces sols, en particulier vers le haut du versant (cf. page 104). Par conséquent, sauf en position de crête ou de cuvette, les caractéristiques texturales des profils étudiés correspondent bien à l'évolution spécifique du matériau d'altération.

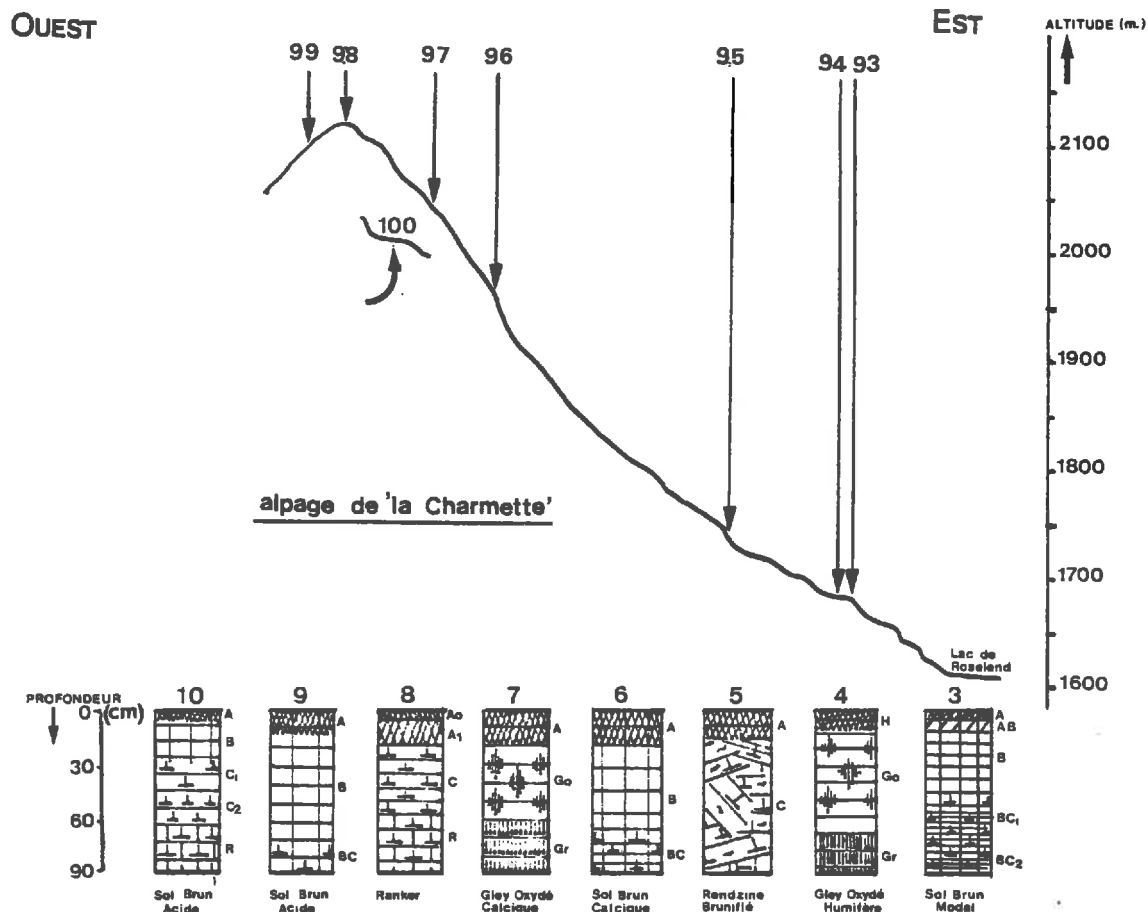


Fig. 78 - Présentation des sols observés dans la toposéquence du versant Sud-Ouest de Roselend (Alpage de la Charmette).

TABLEAU XX - Données analytiques de la toposéquence du versant exposé au Nord-Est, lac de Roselend.

N° du profil	100		99		98		97		96		95		94		93	
Altitude (m)	2060		2080		2100		2040		2000		1820		1680		1680	
Horizon (*)	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
(%) Matière organique	9,7	4,6	13,0	4,4	10,3	-	16,3	5,2	4,5	2,5	12,4	1,2	34,0	8,9	5,3	2,7
pH eau	4,7	4,7	4,8	4,7	5,9	-	6,0	6,8	6,3	6,2	7,3	8,1	5,2	4,9	5,1	5,7
CEC (meq/100 g)	13,3	10,6	22,2	11,8	16,0	-	24,6	9,4	10,5	8,3	23,9	4,8	-	12,5	13,5	10,4
(%) Taux de saturation	29	10	33	5	86	-	89	100	90	86	100	100	-	25	42	45
Profondeur du sol (cm)	30		> 90		20		> 90		> 80		30		> 90		> 90	

(\*) I : horizon surface

II : horizon profondeur (deuxième horizon)

. Les analyses chimiques et certaines interprétations de terrain (Tableau XX) mettent en évidence les tendances suivantes :

1. Une augmentation du taux de matière organique dans les sols non hydromorphes, vers le haut du versant : il s'agit vraisemblablement d'un **gradient climatique** (DUCHAUFOR, 1977).
2. Une augmentation générale de la profondeur des sols (jusqu'à 1,50 ou 2 m) vers le bas du versant. Seule la zone sommitale et quelques ruptures de pente offrent des sols beaucoup plus superficiels (10-20 cm). Il s'agit là d'un **effet géomorphologique**.
3. Une augmentation de la surface occupée par les zones hydromorphes au pied du versant. Cette tendance s'explique d'une part par la plus grande épaisseur du matériau soliflué, d'autre part par une plus grande quantité d'eau. Il s'agit là également d'un **effet géomorphologique** (circulation d'eau guidée par la topographie).

Cependant, la circulation de l'eau ne se résume pas à une simple accumulation en bas de pente. En effet, si l'on considère la variation de pH et de S / T (Tableau XX) de haut en bas du versant, on remarque la présence d'un secteur calcique (p 96 et p 97) et même carbonaté, à mi-pente. Ces positions correspondent sur le terrain à des ruptures de pentes et donc à des sorties d'eau (reprécipitations de carbonates, flore calcicole). Les sols y prennent parfois des aspects hydromorphes (p 97). La composition chimique de l'eau qui traverse le sol est donc aussi importante que la quantité d'eau. Cette composition chimique de l'eau dépend des couches géologiques ou des matériaux traversés. Tous ces éléments nous amènent à proposer un modèle schématique de fonctionnement hydrique du versant.



c)- Présentation d'un modèle schématique de fonctionnement hydrique.

Le modèle proposé dans la figure 79 résulte de l'interprétation des analyses physico-chimiques (Tableau XX) et de nombreuses observations de terrain. Ce modèle permet à l'échelle du versant de dégager les principaux mouvements de l'eau.

L'eau s'infiltré en profondeur là où la schistosité est perpendiculaire à la pente. Par ailleurs, une telle schistosité diminue la sensibilité aux glissements de terrain (meilleur drainage et résistance mécanique du matériau). Dans ces conditions, on trouve des sols bruns acides et épais immédiatement en contre-bas de la crête : (p 99). Ces sols s'opposent aux sols calcaïques moins profonds situés symétriquement de l'autre côté du sommet, sur des pentes plus faibles.

A certains endroits (par exemple, des ruptures de pente), l'eau ressort, chargée de carbonates (p 95, 96 et 97). A proximité, il existe, cependant, des replats qui se trouvent en-dehors de la circulation de l'eau. Les sols y sont plus profonds et plus acides (p 100). En bas de versant, l'eau circule à la fois au contact de la roche-mère, dans des niveaux préférentiels au sein des loupes de solifluxion, et en surface dans les zones humides. Ici les sols caractéristiques sont représentés par le p 93 et le p 94 de l'unité complexe étudiée ci-dessus.

d)- Discussion de la répartition de la différenciation des sols sur le versant de solifluxion.

L'étude du fonctionnement hydrique d'un versant de solifluxion permet de mieux comprendre la répartition et la différenciation des sols au sein de cette unité géomorphologique. En effet, dans le contexte de ce versant la quantité et la qualité de l'eau reçue par un sol se révèlent être des facteurs déterminants de son évolution. Par conséquent, la différenciation pédologique dépend essentiellement de la position topographique du sol et du pendage des roches (Tableau XXI). Le gradient climatique dû à un dénivelé de presque 500 m apparaît donc être un facteur de différenciation secondaire par rapport à la géomorphologie et à la circulation de l'eau.

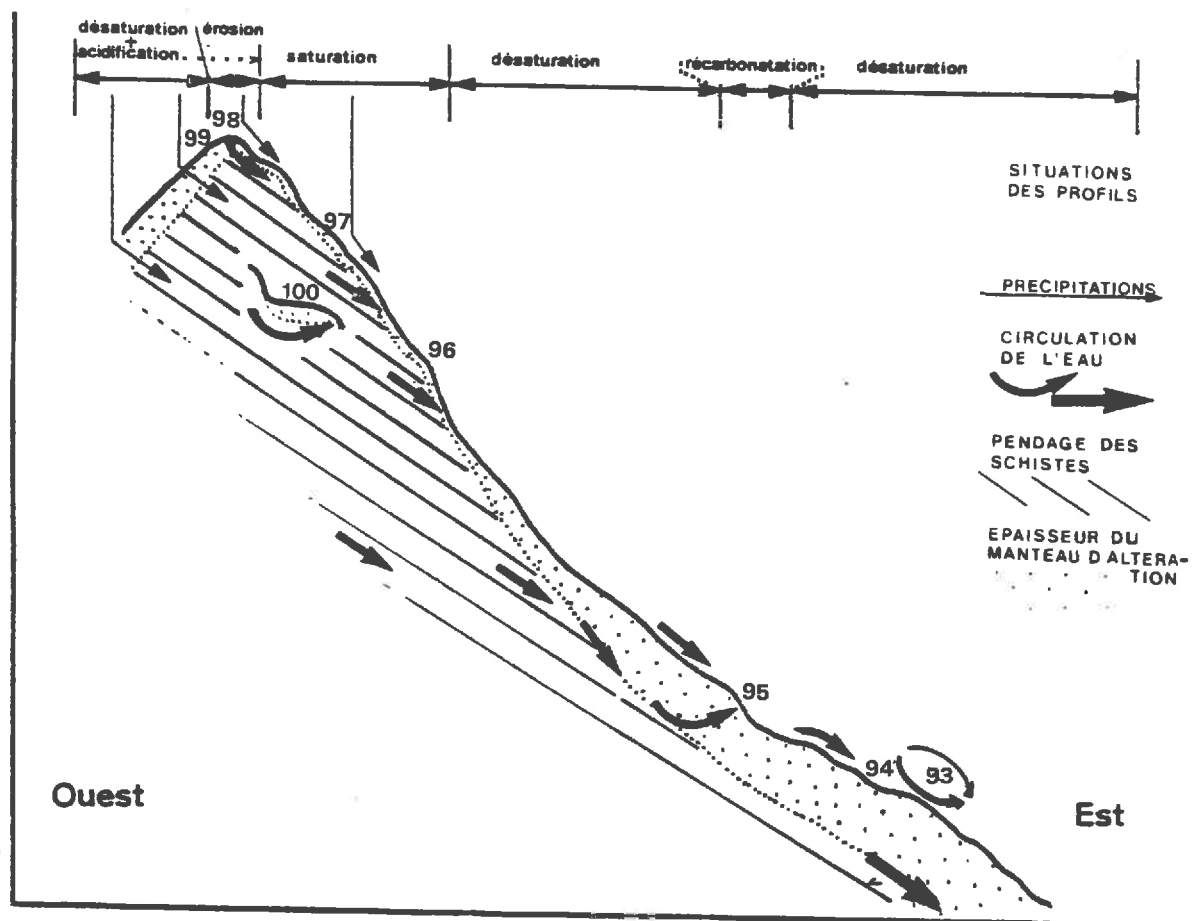


Fig. 79 - Schéma de la circulation de l'eau sur le versant Sud-Ouest de Roselend (Alpage de la Charmette) ; présentation des processus principaux qui agissent sur le matériau d'altération des calcschales.

TABEAU XXI - Relations entre quelques traits particuliers des sols sur le versant de solifluxion et leur place dans le paysage.

Position	Topographie	Traits caractéristiques des sols	Origine de ces caractéristiques	Nom du sol	N° du Profil
Haut de pente	crête	peu profond sableux	érosion	ranker	98
	contrebas pente forte	profond, acide bien drainé	pendage de la roche	sol brun acide	99
	dépression	hydromorphie tassement	circulation de l'eau	gley calcique	97
	replat	moyennement profond, acide	hors de la circulation de l'eau	brun acide	100
Mi-pente	pente forte	profond, calcique	apports d'eau latéraux	brun calcique	96
	pente forte	peu profond, précipitation des carbonates	érosion sortie d'eau	brun calcaire	95
Bas de pente	relief bosselé (mosaïque)	profond, désaturé	solifluxion circulation de l'eau	brun modal	93
		profond, engorgé		gley oxydé	94

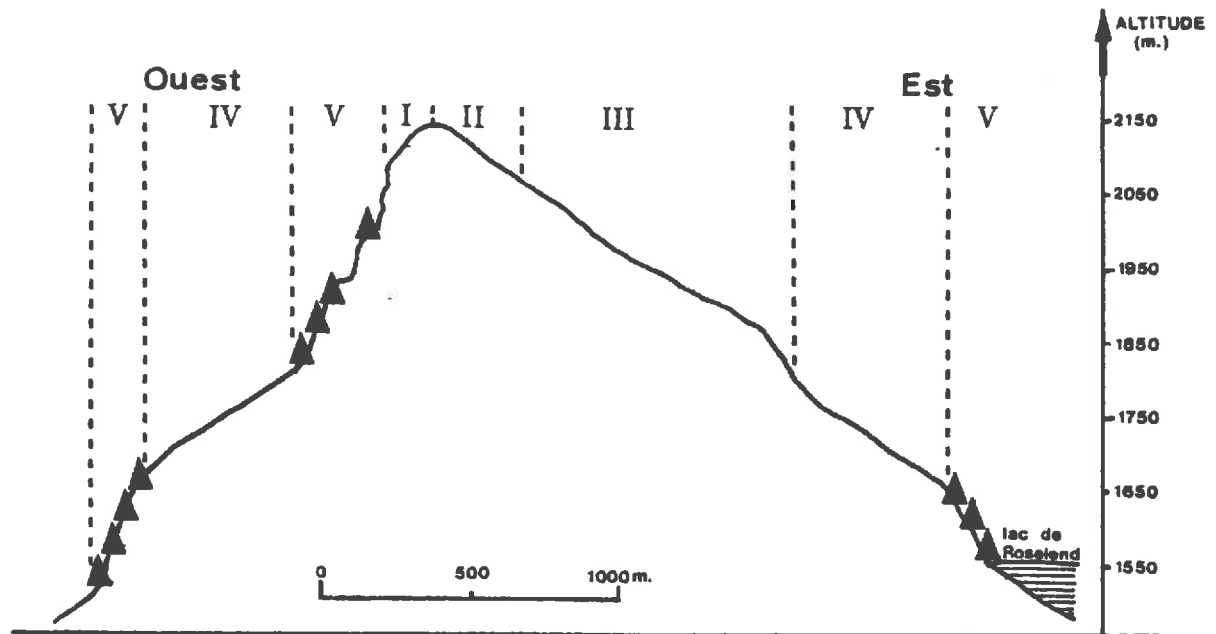


Fig. 80 - Dissymétrie des deux versants d'une montagne composée de calcaires. Les chiffres repèrent les différents secteurs du paysage, décrits dans le tableau XXII.

TABLEAU XXII - Différenciation des sols et de la végétation sur les deux versants d'une même montagne à pendage des roches différents. Conséquences sur l'exploitabilité.

	Versant Sud-Ouest	Versant Nord-Est
Position	Schistosité perpendiculaire à la pente	Schistosité parallèle à la pente
Haut de pente	<ul style="list-style-type: none"> <li>- sols bruns acides</li> <li>- profonds</li> <li>- herbes peu appétentes dominées par des plantes acidophiles (nardaie)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- sols bruns calciques et calcaires</li> <li>- peu profonds</li> <li>- herbage de bonne qualité à base de graminées calcicoles (trisète)</li> </ul>
Mi-pente	<ul style="list-style-type: none"> <li>- falaises ou pentes très raides avec forêt d'Epicéa ou taillis d'Aulnes verts</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- sols bruns calciques et calcaires</li> <li>- sols hydromorphes</li> <li>- moyennement profonds</li> <li>- herbage de bonne qualité à base de graminées calcicoles</li> </ul>
Bas de pente	<ul style="list-style-type: none"> <li>- mosaïques de sols bruns modaux et de sols hydromorphes</li> <li>- sols profonds, développés dans une couche épaisse de solifluxion</li> <li>- nombreuses formations végétales : du bas marais à linaigrette à la prairie fraîche à Trisète</li> </ul>	
	<ul style="list-style-type: none"> <li>- pentes plus raides avec forêts d'Epicéa et taillis d'aulnes verts</li> </ul>	
Exploitabilité	Surface exploitée, morcelée Haut et bas de pente	Surface exploitable de haut en bas d'un seul tenant

e)- Extension de la discussion à l'échelle de la montagne.

Le pendage des calcshales et ses conséquences sur la circulation de l'eau expliquent également en grande partie la dissymétrie géomorphologique et pédologique entre les deux versants d'une même montagne (cf. fig. 80). Cette opposition est particulièrement marquée sur le plan pédologique en position sommitale et sur le plan topographique à mi-pente. En bas de pente, l'accumulation de matériaux soliflués masque les effets dûs au pendage et l'on retrouve alors la même distribution des sols en mosaïque sur les deux versants.

Ces différences de milieu entre les deux versants d'une même montagne se traduisent sur le plan agronomique (Tableau XXII) par :

- des différences d'exploitabilité.
- des différences dans la composition des herbages.

## V. DISCUSSION GENERALE DES FACTEURS DE REPARTITION DES SOLS SUR CALCSHALE.

Sous alpage, la pédogénèse dans les matériaux d'altération in situ des calcshales aboutit à la formation d'un sol brun acide, caractérisé par des propriétés physiques très spécifiques (cf. IIIème partie). Ces propriétés physiques semblent à la fois résulter et déterminer un certain état d'équilibre entre la pédogénèse et les facteurs du milieu.

L'étude de quatre exemples typiques a mis en évidence l'action de certains facteurs sur le spectre poral des matériaux d'altération. En effet, cette étude prend en compte des phénomènes de compaction, de dégradation de la structure, de colluvionnement et de solifluxion. Le résultat de ces interactions entre les facteurs du milieu et les propriétés hydriques se manifeste dans la différenciation des sols. Ainsi, cette approche nous a amenés à distinguer deux situations géomorphologiques dans lesquelles les facteurs de répartition des sols sont différents.

En position de plateau, la circulation de l'eau marque peu le paysage : quelques petits ruisseaux, pas de véritables zones humides et une flore à dominance acidophile. Après les pluies d'été et même à la fonte des neiges, l'eau s'écoule en grande partie en surface. Elle est évacuée sans infiltration importante dans les sols, hors du plateau par les ruisseaux, dans les dolines et en bordure du plateau. Ce régime hydrique intermittent et l'absence de phénomènes de solifluxion ou de recharge en carbonates par l'eau, permettent aux propriétés physiques des matériaux de prendre toute leur importance. Sous couverture herbacée, le sol d'équilibre est alors un sol brun acide.

L'interaction de certains facteurs anthropiques peut cependant modifier l'évolution pédogénétique. Deux voies sont alors possibles :

1) La **première voie** évolutive s'observe lorsqu'il y a diminution de l'intensité des activités pastorales. Dans ce cas, on observe , en effet, une modification de la structure des sols,

essentiellement au niveau de l'horizon (B) ; la diminution globale des éléments structuraux affectant progressivement une profondeur de plus en plus grande. La texture, initialement limoneuse devient alors pseudosableuse. De ce fait, la perméabilité des sols déterminée par la structure de l'horizon (B) (cf. III<sup>ème</sup> partie), augmente (au moins temporairement) et d'importantes quantités d'eau percolent dans les sols.

Ainsi, suivant l'intensité des activités pastorales, on peut observer à quelques mètres l'un de l'autre des sols bruns modaux plus ou moins bien structurés et des sols bruns ocreux. Notons qu'il existe parallèlement une différenciation floristique très nette.

2)- La **deuxième** voie évolutive s'observe sur les sols du plateau soumis à des compactations mécaniques : engins, tourisme, piétinement des vaches. Dans ce cas, les modifications du spectre poral des sols consistent essentiellement en une disparition de la macroporosité et éventuellement en une disparition d'une partie de la porosité inter-agrégats. Ces diminutions simultanées de la porosité et de la taille des pores favorisent alors l'hydromorphie. Notons toutefois que cette hydromorphie peut se manifester dans des matériaux ayant des porosités totales très élevées.

Au travers de ces deux voies de différenciations pédogénétiques différentes, l'état d'équilibre du sol brun acide sous prairies et alpages apparaît fragile et soumis à des contraintes entropiques (activité pastorale, compaction). **Une étude approfondie des propriétés physiques explique donc sur le même matériau l'existence de processus pédogénétiques à priori contradictoires du point de vue fonctionnement hydrique : l'hydromorphie et la podzolisation.**

En position de versant, les sols sont moins différenciés qu'en position de plateau, mais leur distribution est plus complexe. La circulation de l'eau est alors l'élément clé de cette répartition. Rappelons que le fort remaniement des matériaux par les phénomènes de glissements de terrain et de solifluxion exclut une évolution des paramètres physiques telle qu'elle est observée dans le sol de référence. En effet, les matériaux de solifluxion sont caractérisés par

une granulométrie très hétérogène et donc par un spectre poral continu. Dans ce contexte, ce sont la quantité et la qualité de l'eau affectant le sol qui déterminent son évolution.

L'eau apparaît appauvrissante là où le pendage est perpendiculaire à la pente. Les sols sont alors désaturés et acidifiés. Par contre, si le pendage est parallèle à la pente, la circulation de l'eau souvent rechargée en carbonates, limite ou empêche la désaturation. Enfin, en bas de pente, quel que soit le pendage de la roche-mère, la solifluxion crée un paysage bosselé. Ce relief guide la circulation de l'eau et il en résulte une répartition des sols en mosaïque : sols bruns et sols hydromorphes (gley). L'extension relative de chacun de ces types de sols dépend en partie de la maîtrise de l'eau par l'homme.

Dans cette situation de versant, les divers types de circulation d'eau se combinent : superficielle (ruisseaux, zones humides), profonde (au contact de la, et dans la roche-mère) et latérale dans le profil. Tous trois influent sur la différenciation et la dynamique des sols. Soulignons enfin que, grâce à un "effet tampon" de l'eau rechargée en carbonates et grâce à la solifluxion, l'équilibre sol/milieu apparaît bien plus stable que dans le cas du plateau, même en absence de restitution de fumure : les sols n'évoluent pas au-delà du stade du sol brun acide.

# **CONCLUSIONS GENERALES**



## CONCLUSIONS GENERALES

### 1. Rappel des problèmes posés

Ce travail s'est inscrit dans le cadre d'une étude pluridisciplinaire sur la production fourragère en moyenne et haute montagne dans les Alpes du Nord. Dans ce contexte, les travaux réalisés dans le Beaufortain, pour le Département de Science du Sol, ont d'abord consisté en une étude générale de la pédogénèse sur calcschistes sédimentaires (calcshales). Le but initial était :

- . de dégager les principaux facteurs de la pédogénèse en montagne sur cette roche-mère particulière et d'expliquer l'importance du manteau pédologique (épaisseur des sols) ;
- . d'interpréter la présence, sur le même matériau d'altération, de deux voies pédogénétiques à priori contradictoires d'un point de vue comportement hydrique (podzolisation-hydromorphie) ;
- . d'établir des relations entre les changements des pratiques agricoles et la dégradation floristique des prairies d'alpage.

*La présente étude apporte quelques éléments de réponse à ces questions.*

### 2. Présentation de l'étude

Cette étude de la pédogénèse sur calcshales a débuté par une caractérisation minéralogique, chimique et physique. Elle montre une succession originale de deux phases dans la pédogénèse.

Une première phase chimique, très intense, caractérise les stades les plus précoces de l'altération de la roche en profondeur. Grâce aux facteurs climatiques extrêmes (forte pluviosité, température basse), cette altération chimique se traduit par une décarbonatation rapide et profonde de la roche. Cependant, l'intensité de cette décarbonatation est également en relation avec un facteur propre à la roche : la présence de sulfures qui, par oxydation, conduit à une acidification du milieu et localement à une destruction de certains minéraux.

On peut considérer que cette phase chimique détruit les minéraux les plus fragiles (carbonates) qui constituent le ciment de la roche et

libère certains autres éléments (fer, manganèse). Le résidu, constitué de phyllosilicates dioctaédriques et de quartz, restera très stable minéralogiquement au cours des étapes suivantes de la pédogénèse.

Une deuxième phase de la pédogénèse, essentiellement physique, se développe de manière concomitant à la première phase et c'est elle qu'on a cherchée à caractériser dans ce travail. En effet, le résidu de l'altération des calcshales, par ses caractéristiques granulométriques (jusqu'à 90 % de limon) et minéralogiques, s'est révélé être un matériau naturel modèle, particulièrement intéressant pour une étude de l'évolution structurale au cours de la pédogénèse. Sur de tels matériaux, l'utilisation d'un ensemble de méthodes physiques, testées lors de travaux antérieurs (ANBEEK et van OORT, 1978 ; van OORT, 1979, 1980 ; van OORT et al., 1984) a permis de donner une analyse très détaillée des modifications structurales et porales.

Des procédés d'inclusion et/ou de déshydratation (TESSIER and CLINARD, 1984 ; MIEDEMA et al., 1974 ; TESSIER et BERRIER, 1979) autorisent la réalisation de cette caractérisation au laboratoire, dans des conditions hydriques très proches de celles du milieu naturel. En outre, la très large gamme d'observation utilisée a permis d'envisager tous les niveaux d'organisation de la phase solide, depuis l'échelle du feuillet de l'argile jusqu'à l'échelle du régime hydrique des sols.

Soulignons que cette approche physique très laborieuse oblige à accorder moins d'importance à d'autres aspects de la pédogénèse. Ainsi, l'étude micromorphologique des matériaux est resté limitée à un aperçu très globale de l'évolution de l'organisation de la phase solide. En revanche, il a été possible de quantifier les modifications de cette organisation, grâce à une analyse micromorphométrique de l'espace poral.

Au cours de cette réorganisation la répartition de l'eau, de l'air et de solide au sein d'un volume donné de sol subit des variations considérables. Par conséquent, il a été indispensable d'exprimer les résultats des mesures physiques par rapport à un paramètre constant : le volume de solide.

- Ceci étant, les recherches entreprises ont comporté respectivement :
- . une étude physique très détaillée d'échantillons humides, de taille différente (du millimètre au décimètre) ;
  - . une étude plus globale sur le terrain permettant de suivre l'évolution du régime hydrique des sols ;

- . une caractérisation de l'évolution simultanée de l'organisation de la phase solide et de l'espace poral (volume, nombre et forme des pores) par des méthodes d'observation (M.E.T., M.E.B., microscope polarisant et loupe binoculaire).

Cette étude a été réalisée sur des échantillons provenant d'un sol de référence (LEGROS et al., 1980 ; van OORT et DORIOZ, 1983 ; DORIOZ et al., 1983) qui présente les caractéristiques spécifiques et modèles du matériau d'altération *in situ* des calcshales.

### 3. Résultats physiques du sol de référence

Dans le Beaufortain, sous une végétation herbacée, la pédogénèse *in situ* sur calcshales consiste globalement en une décarbonatation complète de la roche, suivie par une réorganisation de la phase solide. Cette réorganisation s'accompagne d'une importante microdivision des particules phyllosilicatées.

A la suite de la décarbonatation intense de la roche-mère pouvant atteindre plusieurs mètres de profondeur, on constate tout d'abord une relaxation importante du résidu d'altération, l'isaltérite. L'architecture de la phase solide reste sensiblement identique à celle de la roche, mais le volume poral total de l'isaltérite est augmenté par rapport au volume des vides libérés par la dissolution de la calcite. Les observations sur lames minces montrent que cette dilatation se situe essentiellement dans les plans de stratification et dans les veines de calcite dissoute.

Par la suite, on observe une évolution, d'une part de la phase solide (microdivision des particules, réorganisation), d'autre part, de la porosité (diminution de la porosité totale, redistribution de la taille des pores et déformation des pores). Les éléments moteurs à l'origine de cette évolution semblent être à la fois :

- *minéralogiques* (à une échelle de quelques nanomètres) : la prédisposition des minéraux phyllosilicatés à la microdivision
- *biologiques* (à une échelle plutôt macroscopique) : la croissance racinaire et l'activité de la méso et macrofaune
- *physiques* (à l'échelle du sol entier) : la pression pédostatique.

L'évolution de la porosité qui s'observe de l'horizon C à l'horizon (B) consiste essentiellement en une disparition quasitotale de la méso et de la macroporosité, alors que la microporosité augmente considérablement

(cf. fig. ). La forte diminution du volume poral de C en (B), résultant de cette évolution implique une très forte baisse de la teneur en eau, et en particulier de l'eau retenue à faible pF (pF 2 à 3). Vers la surface du sol, l'eau est par conséquent de moins en moins disponible pour la végétation.

Du point de vue du comportement hydrique du sol, cette réorganisation de la phase solide entraîne une forte réduction de la perméabilité : de l'isaltérite (à structure orientée) à l'horizon (B) (à structure continue), la conductivité hydraulique diminue d'un facteur 10 à 100 en fonction du pendage de la roche. La drainance d'un profil étant déterminée par l'horizon le moins perméable, les sols d'altération in situ des calcshales posent donc d'importants problèmes quant à l'évacuation de l'eau des pluies et plus particulièrement à la fonte des neiges.

#### 4. Conséquences sur la pédogénèse

Compte tenu des propriétés physiques caractéristiques des matériaux d'altération des calcshales et les conditions climatiques extrêmes de l'étage (sub) alpin, il est maintenant aisé de comprendre le rôle déterminant que joue le comportement hydrique d'un sol dans la différenciation pédologique.

Ainsi, les caractéristiques hydriques des matériaux altérés en place, et en particulier celles de l'horizon (B), expliquent la tendance à l'hydromorphie qui s'observe périodiquement dans les horizons de surface des sols (hydromorphie fugace). Or, les mécanismes (gel, compactage) qui induisent une diminution de la porosité totale et de la taille des pores dans l'horizon (B) favorisent un degré d'hydromorphie plus prononcé (pseudogley, stagnogley). Notons cependant que cette hydromorphie peut apparaître à des valeurs de porosité totale demeurant très fortes ( $\sim 70\%$ ).

Par contre, l'abandon des pratiques agricoles, qui se traduit au niveau des sols par une diminution de la taille des éléments structuraux, semble responsable d'une autre voie d'évolution pédogénétique. L'origine de cette diminution n'a pas pu être déterminée avec certitude, mais l'influence de gel, un changement de l'activité biologique et un comportement différent du fer, paraissent jouer des rôles importants. Ils induisent une augmentation de la macroporosité et de sa continuité et favorisent par conséquent le déclenchement des processus de podzolisation.

### 5. Répartition des sols, valeur pastorale

Dans le cas des sols du plateau, en position topographique (sub-horizontale, les facteurs de pédogénèse sont à la fois le drainage, c'est-à-dire les propriétés hydriques des matériaux et l'influence anthropique : l'activité pastorale. Cette position horizontale des sols autorise une certaine mécanisation des pratiques agricoles. Par contre, la floraison quasi-instantanée de l'herbe sur l'ensemble du plateau constitue un désavantage pour l'agriculteur (manque de réserve pour l'arrière saison). Ces facteurs en plus de la faible disponibilité en eau et de l'ambiance désaturée, ou même acidifiée des sols sont à l'origine peu favorables à la production fourragère.

En revanche, sur les versants les sols sont issus de matériaux fortement remaniés (glissements, solufluxion). Les facteurs de pédogénèse sont alors la lithogéomorphologie, la topographie et la circulation de l'eau. Le changement des activités agricoles aboutit surtout à une extension des surfaces hydromorphes et non pas à une évolution pédologique de type podzolique. C'est sur ces versants que l'ancien système d'exploitation, bien que laborieux, trouve tous ces avantages. En effet, en se déplaçant en altitude au cours de la saison, l'exploitant dispose toujours de l'herbe à un stade proche de l'optimum de floraison. Or, si l'omniprésence de l'eau est bien maîtrisée et si cette eau assure une recharge constante en éléments au sein des sols, ces versants représentent un milieu très favorable à la production fourragère.

### 6. Comparaison avec d'autres travaux (en particulier en Suisse)

Les grands traits de la répartition des sols sur calcshales dans le Beaufortain apparaissent en parfait accord avec d'autres travaux effectués en montagne, en particulier avec ceux réalisés dans la région de Vals, (canton Grisons) au Sud-Est de la Suisse (COUMA et al., 1969 ; BOUMA and van der PLAS, 1971 ; BUURMAN et al., 1976 ; ANBEEK en van OORT, 1978). En effet, ces travaux mettent en évidence le lien très étroit, en montagne, entre un type de végétation et l'évolution des sols. Ainsi, dans un projet d'aménagement des surfaces rurales montagnardes (DIETL und JÄGGLI, 1972) l'ensemble sol + végétation constitue l'unité de base de la cartographie des alpages (comparable à une carte des "terres agricoles").

En outre, il est à noter que sous alpage, BOUMA et al. (1969) ont également signalé la présence de sols "bruns anthropiques" ("man-made brown soils) dans un milieu où le sol naturel est un podzol (sur des matériaux plus grossiers que dans le cas des calcshales !). Ces auteurs qui mentionnent l'enclanchement d'une podzolisation à la suite de l'abandon des terrains pastoraux, limitent cependant leur discussion du mécanisme ou des processus aux seuls aspects minéralogiques. Or, à ce sujet une étude physique approfondie telle que nous l'avons réalisée dans le Beaufortain pourrait fournir des renseignements complémentaires.

Enfin, l'importance des différents facteurs de pédogénèse en montagne en fonction de l'altitude (BOUMA and van der PLAS, 1971) : (essentiellement le type d'exploitation et la végétation en basse altitude et plutôt le drainage et le climat en haute altitude) concordent dans ses grandes lignes avec nos observations dans le Beaufortain. Notons cependant, en plus d'une différence de texture des matériaux, que la pression agricole dans le Beaufortain est bien plus importante que dans la région de Vals. Par conséquent, l'intervention humaine, surtout dans l'ancien système d'exploitation (restitution de fumure, maîtrise de l'eau) est plus importante et s'exprime donc à des altitudes plus élevées.

### 7. Réflexions finales

En conclusion, ce travail soulève, en plus des caractéristiques remarquables de l'évolution structurale des sols issus de l'altération des calcshales, deux réflexions d'une portée plus générale.

*La première réflexion* concerne le choix du matériau d'étude. Ainsi, dans notre cas, l'étude d'un matériau naturel modèle dans lequel un grand nombre de paramètres physiques sont constants a permis d'établir un bilan très complet des variations dans la répartition de l'eau, de l'air et du solide dans les sols au cours de la pédogénèse. Les méthodes physiques utilisées ont permis de prendre en compte tous les niveaux d'organisation, de l'échelle la plus petite jusqu'à l'échelle du terrain. Ceci démontre qu'il est tout à fait possible dans certains cas, d'étudier la pédogénèse d'un matériau à travers son spectre poral et certaines de ses propriétés, ce qui vient avantageusement compléter les approches minéralogiques et micromorphologiques classiques. Cependant, cette approche physique nécessite de prendre certaines précautions en particulier au niveau du prélèvement et de la conservation des échantillons.

En outre, cette étude démontre également que, pour une région donnée, le choix du matériau et des méthodes d'étude n'est possible qu'après une reconnaissance très détaillée du milieu physique et de la problématique spécifique à cette région.

*La deuxième réflexion* concerne l'utilisation de paramètres physiques globaux, comme par exemple la porosité totale d'un matériau. Or, au cours de l'évolution structurale dans le cas du sol de référence, la valeur de P diminue de 17 % ( $\frac{e}{e+1}$  : 80 % en C → 63 % en (B)). Par contre, le volume poral diminue de plus de la moitié (e : 3,8 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> en C → 1,7 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> en (B)) et en même temps, la taille des pores diminue d'un facteur 10 ( $\emptyset$  : 7  $\mu$ m, en (B)). Les conséquences de cette évolution porale sur le comportement hydrique du sol sont par voie de conséquence énormes : la perméabilité du sol diminue de "très perméable" dans l'horizon C, jusqu'à "impermeable" dans l'horizon (B). Il est donc désormais préférable d'abandonner les termes globaux comme "teneur en eau" ou "porosité" et de préciser l'énergie de rétention en eau et la distribution de la taille des pores.

*En conclusion*, il semble que ce type d'approche auquel nous avons procédé sur un matériau naturel modèle (calcshale) et qui met l'accent sur l'importance des propriétés physiques des sols, doit être étendu à d'autres roches-mères et à d'autres conditions de la pédogénèse. Ceci devrait permettre de mieux cerner les relations existant entre facteurs physiques et conditions physicochimiques dans l'évolution des sols.

-----

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A.I.S.S. (Association Internationale de Science du Sol)(1976) - Soil Physics terminology. Bull. AISS (48) 16-22
- ANBEEK C. et van OORT F. (1978) - Etude de l'organisation et du comportement des horizons (B)<sub>g</sub> et (B)<sub>c</sub> de trois sols planosoliques de la région d'Auxerre. Rapport de stage, 43 p.
- ANBEEK C. en van OORT F. (1979) - Alpiene bodemvorming op dolomiet. Doctoraal verslag Regionale bodemkunde, Wageningen, 124 p.
- ARBEY F. (1980) - Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull.Cent.Rech.Explor.Prod.Elif-Aquitaine, 4, 1, 309-365
- van BAREN J.H.V. and BOMER W. (1979) - Procedures for the collection and preservation of soil profiles. International soil museum, Wageningen. Technical Paper 1
- van BEERS W.J.F. (1958) - The Augerhole method. ILRI Bulletin n°1, Wageningen, the Netherlands
- BISSEL H.J. and CHILINGAR G.V. (1962) - Classification of sedimentary carbonate rocks. Symposium AAPG, Tulsa Classification of Carbonate rocks, 87-137
- BORDET C. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Ministère de l'Industrie, Thèse, 218 p.
- BOULAIN J. (1978) - Cours d'hydropédologie; I.N.A. Paris-Grignon, 193 p.
- BOUMA J. and ANDERSON J.L. (1973) - Relationships between soil structure : characteristics and hydraulic conductivity. Field soil water regimes S.S.S.A. spec. Publ. n°5 Am.Soc. of Agronomy, Madison Wisc. 77-105
- BOUMA J., HOEKS J., van der PLAS L. and van SCHERRENBURG B.J. (1969) - Genesis and morphology of some alpine podsol profiles. J.Soil Sci. vol.20, n°2, 384-398
- BOUMA J., JONGERIJUS A., BOERSMA O., JAGER A. and SCHOONDERBEEK D.(1977) - The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. S.Sc. Soc. of Am. J. vol.41, n°5, 945-950



- BOUMA J. and van der PLAS L. (1971) - Genesis and morphology of some alpine pseudogleys profiles. *J. Soil Sci.*, vol.22, n°1, 81-93
- BOURRIE G. et PEDRO G. (1979) - La notion de pF, sa signification physico-chimique et ses implications pédogénétiques. I- Signification physicochimique. Relations entre le pF et l'activité de l'eau. *Science du Sol* (4) 313-322
- van BREEMEN N. (1976) - Genesis and Solution chemistry of acid sulphate soils in Thailand. Thesis, Wageningen. Agricultural Research report 848, PUDOC, 263 p.
- BREWER R. (1964) - Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley and Sons, New-York, 470 p.
- BRINDLEY G.W. and BROWN G. (1980) - Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical society monograph n°5 London, 495 p.
- B.R.G.M. (1944) - Carte géologique de France 1/80 000, Feuille Albertville
- B.R.G.M. (1976) - Carte géologique de France 1/50 000, Feuille XXXV-31, St-Gervais les Bains
- B.R.G.M. (1977) - Carte géologique simplifiée 1/250 000 Alpes occidentales
- BROWN G. (1961) - The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society London, 544 p.
- BUURMAN P., SLAGER B. and van der PLAS L. (1976) - A toposequence of alpine soils on calcareous micaschistes, Northern Adula Region, Switzerland. *J. Soil Sci.*, vol.27, n°3, 395-410
- CABIDOUCHE Y.M. (1979) - Contribution à l'étude de haut-montagne. Analyse des relations sols-milieu dans les Pyrénées Occidentales cristallines et calcaires. Thèse Montpellier, 152 p.
- CHAUVEL A. (1976) - Recherches sur les transformations des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en Moyenne Casamance. ORSTOM. Thèse Paris, 532 p.
- CHAUVEL A., PEDRO G. et TESSIER D. (1976) - Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaoliniques. Etudes expérimentales. *Science du Sol* (2) 101-113
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. and FAIRBRIDGE R.W. (Ed.) (1967) - Carbonate rocks : origin, occurrence and classification. In : *Developments in Sedimentology* 9A Elsevier, Amsterdam, 471 p.
- de CRECY J., CONCARET J., MUNIER O., LAVEILLE G. (1979) - Assemblage structural des sols et histoire des matériaux. *C.R. Acad. Agric. France* 1448-1452

- CRONEY D., COLEMAN J.D. (1954) - Soil structure in relation to soil suction (pF). J. Soil Sci. (5) 75-84
- DAMBRINE E. (1981) - Répartition des phénomènes pédologiques sur le Plateau des Saïsiés. D.E.A., Paris, 90 p.
- DELAGE P. (1979) - Etude du milieu poreux et de la texture des argiles sensibles du Québec. Thèse E.N.S. des Mines, Paris, 133 p.
- DELMAS A.B., GARCIA-HERNANDEZ J.E. et PEDRO G. (1982) - Discussion sur les conditions et les mécanismes de formation du quartz à 25°C en milieu ouvert. Analyse réactionnelle par voie cinétique. Sci. Géol., Bull. 35, 1-2, 81-91
- DIAMOND S. (1970) - Pore size distributions in clays. Clays and clay Minerals, vol.18, 7-23
- DIETL W. und JÄGGLI F. (1972) - Die Kartierung von Vegetation und Boden als Planungsgrundlage für eine umfassende Alpenverbesserung. Schweiz. Landw. Forschung 11 (4), 475-520
- DORIOZ J.M. (1984) - Ecologie pastorale. Etude d'un alpage de référence dans le Chablais (74). Conséquences pour une cartographie régionale du milieu alpage (à paraître).
- DORIOZ J.M., CHENU C., ROBERT M. et SCHMIT J. (1984) - The role of roots, fungi, bacteria and polysaccharids in organo-mineral associations in clay fabric (Soil Science Society of America. Journal) (à paraître).
- DORIOZ J.M., van OORT F., DAMBRINE E. (1983) - Principaux facteurs de répartition des sols sur calcschales dans les alpages du Beaufortain. C.R. 108<sup>e</sup> Congrès Nat. Soc. Sav. Grenoble (sous presse)
- DUCHAUFOR Ph. (1977) - Pédologie, 1 Pédogénèse et classification, Masson, 477 p.
- DUNOYER R. Ensemble, Journal du Beaufortain
- DURNEY D.W. and RAMSAY J.G. (1973) - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In : De Jong and Scholten (Ed.) : Gravity et Techtonics Wiley interscience & sons, New-York, 67-95
- Editions DIDIER et RICHARD (1980) - Itinéraires pédestres et à ski, carte topographique 1/50 000, N°8, Massif du Mont-Blanc, Beaufortain
- EIJKELKAMP (1980) - Apparatuur voor de bepaling van de vocht karakteristiek van grondmonsters (pF apparatuur) pF 0 - pF 4,2 (0-15,5 bar) - brochure, groep 08
- EIJKELKAMP (1982) - Tarières à main pour étude des sols - brochure, groupe 01
- EIJKELKAMP (1982) - Soil sample rings and accessories for sampling - brochure, groupe 07

- ELCHANINOFF C. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. La terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et les terrains de son enveloppe. Thèse, Paris VI, 115 p.
- ELCHANINOFF C. et TRIBOULET S. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. Livre synthétique. Thèse, Paris VI
- ELCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et TARDY M. (1982) - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales. Bull. Soc. Géol. France (7) t, XXIV, n°4, 817-830
- FAURE A. (1978) - Comportement des sols au compactage : rôle de l'argile et conséquences sur l'arrangement des grains. Thèse Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble, 137 p.
- FEODOROFF A. (1960) - Evaluation de la stabilité structurale d'un sol. Nouvelles normes d'emploi pour l'appareil à tamiser. Ann. Agr. 6, 651-659
- FLACH K.W., CADY J.G. and NETTLETON W.D. (1968) - Pedogenetic alteration of highly weathered parent material. Trans. 9th intern. Congr. soil sc. (Adelaïde) vol.IV, 343-351
- FLEURY P., DORIOZ J.M. et JEANNIN B. (1984) - Prairies de fauches du Beaufortain. Variation de la composition floristique en fonction des pratiques agricoles et le milieu physique. Fourrage (à paraître)
- FOLK R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. Bull. Ann. Assoc. Pétrol. Géol. 43, 1-38
- FOLK R.L. (1962) - Spectral subdivision of limestones types Symposium A.A.P.G. "Classification of limestones" n°1, 62-84
- GAUCHER G. (1981) - Traité de pédologie agricole. Tome II. Les facteurs de la pédogénèse. Ed. Lelotte, 730 p.
- GENSAC P. (1967) - Feuille de Bourg St-Maurice (XXXV-31) et de Moutiers (XXX-32) Doc. Carte Vég. Alpes, V, 7-61
- GILLOT J.E. (1976) - Importance of specimen preparation in microscopy ASTM STP 599, 289-307
- GRANDJEAN E. (1983) - Relation entre la minéralogie des fractions fines et le comportement hydrique des sols. Toposéquence développée sur cendres andésitiques, Basse-Terre, Guadeloupe, D.E.A. Pédologie - Aménagement des Sols, Paris VI-VII - I.N.A.P.G., 72 p.
- GREENLAND D.J. (1977) - Soils and soil chemistry, In D.J. GREENLAND and M.H.B. HAYES, the chemistry of soil constituent. John Wiley, Chichester, New-York, Brisbane, Toronto, 470 p.

- GREENLAND D.J. and HAYES M.H.B. (Ed.)(1981) - The chemistry of soil Processes. John Wiley & sons Chichester, N.Y., Brisbane-Toronto, 714 p.
- GRIMALDI M. (1981) - Contribution à l'étude du tassement des sols : Evolution de la structure d'un matériau limoneux soumis à des contraintes mécanique et hydrique. Thèse E.N.S.A. Rennes, 220 p.
- GROS Y. (1974) - Etude pétrologique et structurale du Beaufortain, Thèse, Grenoble
- Groupe Pédologie d'Informatique et Biosphère (1969) - Glossaire de pédologie description des horizons en vue du traitement informatique. ORSTOM Unit. Doc. Tech. h.s. Paris, 82 p.
- HANDBOOK OF CHEMISTRY AND PHYSICS (1977) - 57 éd., chem. Rubber Publishing co. Cleveland ed.
- HARRIS R.F., GHESTER and ALLEN ON(1966) - Dynamics of soil agregation, Advances in Agronomy 18, 107-168
- HENIN S. (1938) - Etude physico-chimique de la stabilité structurale des terres. Thèse Paris Imp.Nat., 72 p.
- HENIN S. (1976) - Cours de Physique du Sol. Tome I - ORSTOM - Editest, Initiations-Documentations Techniques, n°29, 159 p.
- HENIN S., MONNIER G. et COMBEAU A. (1958) - Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. Ann. Agron. 1, 71-90
- HILLEL D. (1971) - Soil and water. Physical principles and processes. Academic Press. New-York, 288 p.
- HUMBEL F.X. (1976) - L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun ORSTOM Paris, 310 p.
- HUMBERT L. (1976) - Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires Tomes I et II. Editions Technip. Paris, 213 + 200 p.
- I.G.N. (1972) - Carte topographique de France 1/25 000. Feuille XXXIV-31, 7-8 ; Feuille XXXV-32, 3-4 ; Feuille XXXV-31, 5-6, 7-8 ; Feuille XXXV-32, 1-2, 3-4.
- ISMAIL S.N.A. (1975) - Micromorphometric soil porosity characterization by means of electro-optical image analysis (Quantimet 720) Soil Survey Papers N°9 Wageningen 104 p.
- JAMAGNE M. (1967) - Bases et techniques d'une cartographie des sols. Ann. Agr. vol.18, N°hors série
- JAMAGNE M. (1973) - Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France - Thèse à la Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat (Gembloux) Belgique 445 p.
- JONGERIUS A. (1974) - Recent developments in soil micromorphometry. In : G.K. Rutherford (ed.) : Soil microscopy. Proceedings of the Fourth Intern. Working-Meeting on Soil Micromorphology, Kingston, Canada, August 1973, 67-83

- JONGERIUUS A.D. and Bisdom E.B.A. (1981) - Porosity measurements using the quantimet 720 on back scattered electron scanning images of thin section of soils. In Bisdom E.B.A. (ed.) Submicroscopy of soils and weathered rocks 1st Workshop of I.W.G.S.U.S.M. 1980 Wageningen, the Netherlands, 207-216
- JONGERIUUS A. and HEINZBERGER G. (1975) - Méthods in soil micromorphology A technic for the preparation of large thin section. Soil Survey papers n°10, Netherland Soil Survey Institute, Wageningen, 48 p.
- JONGERIUUS A., SCHOONDERBEEK D. and JAGER A. (1972a) - The application of the Quantimet 720 in Soil micromorphometry. The microscope 20, 243-254
- KOHNKE H. (1968) - Soil physics, Mc Graw-Hill, 223 p.
- KOSTOV I. (1968) - Mineralogy. Oliver and Boyd, Edingburgh and London, 507 p.
- KRAUSKOPF K.B. (1967) - Introduction to geochemistry. Mc Graw-Hill, 721 p.
- KUBLER B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Coll. sur les étages tectoniques, Baconnière, Neuchâtel, Suisse, 105-122.
- LANDRY P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend, Thèse, Grenoble, 131 p.
- LAWRENCE G.P. (1977) - Measurement of pore sizes in fine - textured soils : A review of existing techniques. J. Soil Sci., 28, 527-540
- LAWRENCE G.P., PAYNE D., GREENLAND D.J. (1979) - Pore size distribution in critical point and freeze dried aggregates from clay subsoils. J. Soil Sci., 30, 499-516
- LEGROS J.P. (1983) - L'évolution granulométrique au cours de la pédogénèse. Approche par simulation sur ordinateur, Thèse, Montpellier, 436 p.
- LEGROS J.P., ROBERT M. et van OORT F. (1980) - Caractères principaux de la pédogénèse sur calcschiste en montagne. Science du Sol, n°4, 297-312
- MARECHAL A.M. (1978) - Les précipitations dans le Beaufortain. D.E.S. Grenoble
- MIEDEMA R., JONGMANS A.G. and SLAGER S. (1974) - Micromorphological observation on pyrite and its oxidation products in four holocene alluvial soils in the Netherlands. In: Rutherford G.K. : Soil micromorphology, 772-795
- MIEDEMA R., PAPE Th. and van der WAAL G.J. (1974) - A method to impregnate wet soil samples, producing high quality thin sections. Neth. J. Agr. Sc. 22, 37-39
- MONNIER G., STENGEL P. et FIES J.C. (1973) - Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. Ann. Agron. 24, (5) 533-545
- MURRAY R.S. and QUIRK J.P. (1980) - Freeze-dried and critical-point-dried clay - A comparison. Soil Sci. Soc. Am. J. (44) 232-234

- NEWMAN A.C.D. and THOMASSON A.J. - Rothamsted studies of soil structure III. Pore size distributions and shrinkage processes. *J. Soil Sci.* (30) 415-439
- van OORT F. (1979) - Vochtkarakterisering en kleimineralogische samenstelling van 3 Rijnsedimenten van verschillende ouderdom, m.b.v. Raster Elektronen Microscopie. Doctoraalverslag Regionale Bodemkunde, 68p.
- van OORT F. (1980) - Verandering van de poriënsamenstelling bij de zwel van een drietal gronden van verschillende ouderdom. Invloed van de monstergrootte op de zwel, uitgaande van de luchtdroge toestand. Doctoraalverslag Grondbewerking, 70 p.
- van OORT F. et DORIOZ J.M. (1982) - Les sols sous prairie et alpage du Beaufortain. Première mise au point sur le milieu physique (1980-1981) INRA, Versailles, 47 p.
- van OORT F. et DORIOZ J.M. (1983) - Signification des propriétés hydriques des sols d'alpage (Beaufortain). C.R. 108<sup>e</sup> Congrès Nat.Soc.Sav. Grenoble (sous presse)
- van OORT F., MIEDEMA R., SCHOONDERBEEK D. and TESSIER D. (1984) - Methods to study pore system dynamics in relation to various suctions. A case study on three fluvial soils from the Netherlands (in preparation)
- OZENDA P. (1964) - Précis de biogéographie - Doin Paris
- PANNEKOEK A.J. (1976) - Algemene geologie. Tjeenk Willink, Groningen, 533 p.
- PARCEVAUX P. (1980) - Etude microscopique et macroscopique du gonflement des sols argileux. Thèse Univ. Paris VI, 265 p.
- PEDRO G. (1972) - Les sols développés sur roches calcaires. Nature, originalité et cadre général de leur évolution à la surface du globe *Science du Sol*, 1, 5-19
- PEDRO G. (1981) - Les grands traits de l'évolution cristallogénétique des minéraux au cours de l'altération superficielle des roches. *Soc. Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 37 (2) 633-666
- PETITJOHN F.J. (1949) - Sedimentary rocks, 1, Harper Row, New-York, 526 p.
- QUIRK J.P. (1978) - Some physico-chemical aspects of soil structural stability, a Review. W.W. Emerson, R.D. Bond and A.R. Dexter (Editors) *Modification of soil structure*. Wiley-Interscience, 3-16
- REYDET V. (1983) - Etude du "fonctionnement" écologique de deux alpages du Beaufortain. D.E.A. Chambéry, 40 p.
- RICHARD L. (1975) - Etude écologique des massifs des Aiguilles Rouges, du Haut-Giffre et des Aravis (Haute-Savoie). Le milieu et la végétation. *Ann. C.U. Savoie*, tome spécial, 100 p.

- RICHARDS L.A. (1941) - A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. *Soil Sci.* (51) 377-386
- RICHARDS L.A. (1947) - Pressure membrane apparatus - construction and use *Agri. Eng.* (28) 451-454
- ROBERT M. (1975) - Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. *Ann.Agron.* 26,(4) 363-399
- ROBERT M. et TESSIER D. (1974) - Méthode de préparation des argiles des sols pour études minéralogiques. *Ann. Agro.* 25, (6) 859-882
- SCHOFIELD R.K. (1935) - The pF of the water in soil. *Trans. 3 rd Int. Cong.Soil Sci.* (2) 37-48
- SOIL SURVEY STAFF (1975) - Soil Taxonomy. A Basic System of soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys U.S.D.A. soil conservation service. *Agricultural Handbook n°436*, 754 p.
- SORNEIN J.F. (1980) - Altération supergène de minéralisations ferrifères Les chapeaux de fer du gisement de sidérite de batère (Pyrénées Orientales) et du gisement de pyrite de Sain-Bel (Rhône) Thèse E.N.S. des Mines, Paris, 150 p.
- TESSIER D. (1975) - Recherches expérimentales sur l'organisation des particules dans les argiles - Thèse Ing. C.N.A.M. Paris, 230 p.
- TESSIER D. (1984) - Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse, Paris VII, 361 p.
- TESSIER D. (1980) - Sur la signification de la limite de retrait dans les argiles. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t.291, série D, 377-380
- TESSIER D. (1980) - Rôle et influence des conditions physicochimiques du milieu sur le comportement hydrique et l'organisation des argiles. *C.R. IV Réunion de travail de l'industrie de la chaux, São Paulo Brésil*, 60-99
- TESSIER D. et BERRIER J. (1979) - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF. *Science du Sol* (1) 67-82
- TESSIER D. and CLINARD (1984) - Preparation method for lattice imaging observations of clays corresponding to a given wet state, *Agronomie* (à publier)
- TESSIER D. et PEDRO G. (1980) - Sur les propriétés de gonflement des argiles dans les sols. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t.291, série D, 461-464
- TESSIER D. and PEDRO G. (1982) - Electron microscopy of Na smectite. Role of layer charge, salt concentration and suction parameters. *Developments in sedimentology. Int. Clay Conf. Elsevier*, 165-176

- TESSIER D., PEDRO G., CAMARA L. (1980) - Sur le comportement hydrique et l'évolution de l'organisation des argiles (kaolinites et smectites) au cours de la dessiccation et de la réhumectation. C.R. Acad. Sci. Paris, t.290, série D, 1169-1172
- TESSIER D. et QUIRK J.P. (1979) - Sur l'apport de la microscopie électronique dans la connaissance du gonflement des matériaux argileux. C.R. Acad. Sci., Paris, t.288, série D, 1375-1378
- TISDALL J.M. et OADES J.M. (1982) - Organic matter and water stable aggregates in soils. Journal of soil science, 33, 141-163
- TRIBOULET S. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe, Thèse, Paris VI, 93 p.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) - Introduction à la géomorphologie climatique, Sedes, Paris, 306 p.
- VACHIER P., CAMBIER P. et PROST R. (1979) - Structure d'un milieu poreux : la craie. Ann. Agron. 30, (3) 247-253
- van VLIET B. and LANGOHR R. (1981) - Correlation between fragipan and permafrost with special reference to weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. CATENA, vol. 8, 137-154
- van der WAAL G.J., PAPE Th., MIEDEMA R. (1983) - Sampling impregnation and thin section preparation methods in use at the Agricultural University of Wageningen, the Netherlands (in preparation)
- WINKLER H.G.F. (1965) - La genèse des roches métamorphiques. Editions ophrys, 05-Gap, 188 p.
- WINSLOW P.N. (1978) - The validity of high pressure mercury intrusion porosimetry. Journal of colloïd interface science, 42-47



## TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE	1
INTRODUCTION GENERALE	3
PREMIERE PARTIE : METHODES D'ETUDE DES PROPRIETES HYDRIQUES D'UN MATERIAU NATUREL DE SOL	7
I. REFLEXIONS PRELIMINAIRES	9
I.1 Introduction	9
I.2 Réflexions concernant les conditions de prélèvement et de conservation des échantillons	9
I.3 Réflexions concernant l'hétérogénéité des matériaux de sols	10
I.4 Réflexions concernant la gamme d'observation des méthodes	11
I.5 Réflexions concernant l'interprétation des résultats et leur extrapolation	12
I.6 Conclusion	12
II. ECHANTILLONNAGE ET CONSERVATION DES ECHANTILLONS	13
II.1 Echantillons millimétriques et centimétriques	13
II.2 Echantillons décimétriques	16
II.3 Echantillons métriques	16
III. METHODES UTILISEES	18
III.1 Introduction	18
III.2 Caractérisation de l'état énergétique de l'eau dans un échantillon	19
III.2.1 - Rappel théorique	19
III.2.2 - Méthodes de mesure du potentiel matriciel...	21
2.2.1 - par pression pneumatique	
2.2.2 - par contrôle de l'humidité relative	
2.2.3 - expression et validité des résultats	
III.3.A- Caractérisation du volume poral d'un échantillon centimétrique	27
III.3.A.1- Mesure du volume apparent	27
III.3.A.2- Mesure de la distribution de la taille des pores	27

3.A.2.1 - Technique de déshydratation	30
a) Rappel bibliographique	
b) Méthode de déshydratation utilisée	
3.A.2.2 - Porosimétrie à mercure	32
a) Rappel théorique	
b) Technique utilisée	
3.A.2.3 - Expression et validité des résultats	35
III.3.B- Caractérisation de la macroporosité d'un échantillon décimétrique	35
III.3.B.1- Mesure des pores ayant une taille > 30 $\mu\text{m}$ , sur lames minces	36
3.B.1.1 - Méthode d'imprégnation d'échantillon à l'état humide	
3.B.1.2 - Méthode de mesure des pores > 30 $\mu\text{m}$ par analyse photométrique	37
3.B.1.3 - Détermination de la distribution de la taille des pores (chord-sizing method)	39
3.B.1.4 - Détermination de la forme des pores	40
3.B.1.5 - Expression et validité des résultats	40
III.3.B.2- Caractérisation de l'aspect de la continuité des pores	41
3.B.2.1 - Introduction	41
3.B.2.2 - Dispositif utilisé	43
3.B.2.3 - Expression et validité des résultats	44
III.4 Caractérisation visuelle de l'organisation des matériaux	45
III.4.1 - à l'échelle submacroscopique : la loupe binoculaire	45
III.4.2 - à l'échelle microscopique : le microscope polarisant	46
III.4.3 - par microscopie électronique à balayage	46
III.4.4 - par microscopie électronique à transmission	47
4.4.1 - Méthode d'inclusion d'échantillon pour l'observation au M.E.T.	
4.4.2 - Préparation des échantillons pour observation au M.E.T.	
III.5 Autres méthodes analytiques utilisées	48
III.5.1 - Mesure de la masse volumique du solide	50
III.5.2 - Analyse de la diffraction des rayons X	50
III.5.3 - Mesure de l'instabilité structurale à l'eau des matériaux de sol	51

III.5.4 - Les méthodes directes (mesures de terrain)	51
IV. CONCLUSIONS ET GENERALISATIONS	54
DEUXIEME PARTIE : LES MATERIAUX ISSUS DE L'ALTERATION DES CALCSHALES (Milieu physique, altération initiale et pédogénèse)	57
I. INTRODUCTION	59
II. PRESENTATION GENERALE DU BEAUFORTAIN	60
II.1. Cadre géographique	60
II.2. Le climat	60
II.3. La végétation et l'occupation humaine	62
III. GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE DU BEAUFORTAIN	65
III.1. La géologie	65
III.1.1- Le massif cristallin	65
III.1.2- Les terrains sédimentaires	67
III.1.3- Les unités sédimentaires étudiées	68
1.3.1. L'unité dauphinoise du massif Mont-Joly - Aiguille Croche	
1.3.2. Zone dauphinoise dite "orientale" : l'unité de Roselend	
1.3.3. Comparaison entre les faciès de l'unité dauphinoise et de l'unité de Roselend	
III.2. La géomorphologie	71
III.3. Conclusion et généralisation	73
IV. LES CALCSHALES : CARACTERISATION PHYSICOCHEMIQUE, ALTERATION INITIALE ET PROPRIETES DU RESIDU	74
IV.1 Définition de la roche-mère	74
IV.2 Analyse de l'organisation des calcshales	74
IV.3 Composition minéralogique des calcshales	80
a) les carbonates	
b) le quartz	
c) les micas	
d) les chlorites	
e) la pyrite	
IV.4 Présentation de quelques données analytiques des calcshales	84
IV.5 Altération initiale	87
IV.5.1- La décarbonatation	88

IV.5.2- L'oxydation de la pyrite	90
a) évolution en milieu basique	
b) évolution en milieu acide	
IV.5.3- L'altération des quartz	92
IV.5.4- Reprécipitation des produits d'altération	92
IV.5.5- Conclusion	94
IV.6 Le résidu de l'altération des calcshales	98
IV.6.1- Définition de l'isaltérite	98
IV.6.2- Caractérisation des horizons développés dans le matériau d'altération	98
6.2.1. Caractérisation minéralogique	
6.2.2. Caractérisation chimique	
6.2.3. Caractérisation granulométrique	
IV.6.3- Conclusion et généralisation	107
V. PRESENTATION DU SOL DE REFERENCE	108
V.1. Introduction	108
V.2. Description du sol de référence	108
V.3. Evolution minéralogique	111
V.4. Evolution granulométrique	112
V.5. Evolution physicochimique	112
V.5.1- Analyses chimiques totales	112
V.5.2- Analyses agropédologiques	116
V.5.3- Analyse de la masse volumique	116
V.6. Evolution structurale	118
V.7. Conclusions	120
VI. CONCLUSIONS ET GENERALISATIONS	121
TROISIEME PARTIE : CARACTERISATION DES PROPRIETES HYDRIQUES DU SOL DE REFERENCE EN RELATION AVEC SON ORGANISATION	123
I. INTRODUCTION	125
II. EVOLUTION SIMULTANEE DE LA POROSITE ET DE LA TENEUR EN EAU EN FONCTION DU POTENTIEL DE L'EAU (Echantillons millimétriques et centimétriques)	127
II.1. Introduction	127
II.2. Présentation des résultats de la teneur en eau et de la porosité en fonction du pF obtenus sur le sol de référence	127

II.2.1-	Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides de l'horizon C en termes de valeurs moyennes	128
II.2.2-	L'hétérogénéité des résultats de l'indice d'eau et de l'indice des vides de l'horizon C	130
	a) présentation des données	
	b) discussion des résultats	
II.2.3-	Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides de l'horizon (B)C et (B) ; aspects de l'hétérogénéité	132
II.2.4-	Analyse globale de la teneur en eau et de la porosité dans les trois horizons C, (B)C et (B)	133
II.3.	Présentation des résultats de la porosité et du spectre poral du sol de référence par la porosimétrie à mercure	136
II.3.1-	Distribution de la taille des pores de l'horizon C à un pF donné	136
II.3.2-	Comparaison du spectre poral de l'horizon C à différents pF	138
II.3.3-	Evolution de la géométrie de l'espace poral dans le sol de référence au cours de la différenciation pédologique	138
	a) définition des matériaux étudiés	
	b) présentation des résultats	
II.3.4-	Interprétation des données relatives aux composants de la porosité des échantillons millimétriques et centimétriques	144
	a) comparaison des différents résultats obtenus	
	b) relation entre les caractéristiques porales et la taille des particules	
	c) limitation du spectre poral étudié par l'échelle d'observation	
III.	EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DU SOL DE REFERENCE EN RELATION AVEC LES PROPRIETES HYDRIQUES (Echantillons décimétriques)	148
III.1.	Analyse micromorphométrique de la macroporosité	148
III.1.1-	Présentation des photogrammes réalisés sur les horizons C, (B) C et (B)	149
III.1.2-	Evolution de la macroporosité au cours de la pédogénèse: diversité, nombre et taille des pores	149
	a) présentation des résultats bruts	
	b) discussion des données brutes	
	c) présentation de la diversité des macropores	
III.1.3-	Evolution de la distribution de la taille des pores > 30 µm	152

a) présentation des résultats	
b) discussion	
III.2. Mesures de la conductivité hydraulique en milieu saturé	154
III.2.1- Variation de $K_{sat}$ selon l'orientation de l'échantillonnage	154
III.2.2- Variation de $K_{sat}$ au sein du profil de référence	156
III.3. Discussion des résultats obtenus sur des échantillons décimétriques	156
IV. ETUDE DU REGIME HYDRIQUE DU SOL DE REFERENCE	159
a) présentation de la démarche	
b) discussion des résultats obtenus	
V. DISCUSSION GENERALE DE L'ENSEMBLE DES RESULTATS DES MESURES PHYSIQUES REALISEES DANS LE SOL DE REFERENCE ; CONSEQUENCES SUR LES PROPRIETES HYDRIQUES	162
V.1. Introduction	162
V.2. Interprétation d'ensemble de la réorganisation de la structure des matériaux d'altération	163
V.2.1. Destabilisation de l'organisation structurale initiale	163
V.2.2. Discussion des facteurs externes intervenant dans la réorganisation structurale	165
a) la pression pédestatique	
b) la microdivision des particules limoneuses	
c) l'effet mécanique de la croissance racinaire	
V.2.3. Interprétation générale de la réorganisation structurale	171
V.3. Evolution du spectre poral au cours de la pédogénèse	174
a) essai de synthèse des données porales	
b) discussion des courbes obtenues	
V.4. Modalités physiques de la réorganisation structurale du sol de référence	179
V.5. Interprétation du régime hydrique	181
V.6. Conclusion générale	182
a) conclusion sur le plan méthodologique	
b) conclusion sur le plan pédogénétique du sol de référence	

QUATRIEME PARTIE : SPECTRE PORAL ET DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE CONSEQUENCES SUR LA REPARTITION DES SOLS DANS LE PAYSAGE ET SUR LA VALEUR PASTORALE	185
I. INTRODUCTION	187
II. PROFONDEUR DU SOL, GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL ET VALEUR PASTORALE DES HERBAGES	188
II.1. Situation de l'étude	188
II.2. Présentation de la séquence des sols étudiés	188
II.3. Présentation des analyses physicochimiques	190
II.4. Interprétation des données : profondeur du sol et valeur pastorale	192
III. INFLUENCE DES MODIFICATIONS DE L'ESPACE PORAL SUR LA DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE DANS LES SOLS EN PLACE (Plateau des Saisies)	194
III.1. Compactage et géométrie de l'espace poral	194
III.1.1. Introduction	194
III.1.2. Présentation des exemples de compactage dans le milieu naturel	195
a) compactage sous un chemin de randonnée	
b) compactage des surfaces pastorales par des engins	
c) compactage par le piétinement des vaches	
III.1.3. Conséquences du compactage sur la différenciation pédologique	201
III.2. Interaction entre les changements des activités pastorales et la différenciation pédologique	202
III.2.1- Présentation des stations	202
III.2.2- Comparaison physique et physicochimique des trois stations	204
a) présentation des données analytiques	
b) discussion des résultats	
III.2.3- Caractérisation de l'organisation des trois stations à une échelle macroscopique	208
a) présentation qualitative des différences structurales	
b) quantification de l'espace poral des pores > 30 µm	
c) quantification des éléments structuraux stables à l'eau	
d) mesures de la conductivité hydraulique	
III.2.4- Interprétation des données et hypothèses concernant la pédogénèse	217

IV. INFLUENCE D'UNE MODIFICATION DE LA GEOMETRIE DE L'ESPACE PORAL SUR LA DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE DANS DES MATERIAUX DE PLACES	223
IV.1. Introduction	223
IV.2. La géométrie de l'espace poral dans un matériau colluvionné	224
IV.2.1- Présentation du secteur étudié	224
IV.2.2- Présentation de quelques données physiques et physico- chimiques d'un sol de combes à neige	224
IV.2.3- Observation microscopique de l'horizon (B)g	226
IV.2.4- Présentation des propriétés hydriques spécifiques de l'horizon (B)g	226
IV.2.5- Observation macroscopique de l'horizon (B)g	228
IV.2.6- Interprétation des données et hypothèses concernant la pédogénèse	228
IV.3. La géométrie de l'espace poral dans les matériaux soliflués	232
IV.3.1- Présentation du site	232
IV.3.2- Analyses physicochimiques des deux sols typiques de l'unité complexe	234
a) présentation des données	
b) discussion	
IV.3.3- L'organisation de quatre sols d'un transect dans l'unité complexe, à une profondeur déterminée	235
a) présentation de quelques aspects macroscopiques	
b) présentation de l'organisation des quatre horizons étudiés, observée en lames minces	
c) présentation du spectre (macro) poral des quatre horizons étudiés	
d) discussion des observations macroscopiques	
IV.3.4- La différenciation des sols sur les versants de solifluxion	243
a) présentation d'une toposéquence (alpage de la Charrette)	
b) présentation des analyses physicochimiques des sols de la toposéquence	
c) présentation d'un modèle schématique de fonction- nement hydrique	
d) discussion de la répartition des sols sur le versant de solifluxion	
e) extension de la discussion à l'échelle de la montagne	
V. DISCUSSION GENERALE DES FACTEURS DE REPARTITION DES SOLS SUR CALCSHALE	250



CONCLUSIONS GENERALES	255
1. Rappel des problèmes posés	
2. Présentation de l'étude	
3. Résultats physiques du sol de référence	
4. Conséquences sur la pédogénèse	
5. Répartition des sols ; valeur pastorale	
6. Comparaison avec d'autres travaux (en particulier en Suisse)	
7. Réflexions finales	
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	263
TABLE DES MATIERES	273