

CHAPITRE IV

L'ETUDE DU SOL AU LABORATOIRE CARACTERISTIQUES PHYSIQUES, CHIMIQUES, MINERALOGIQUES ET BIOLOGIQUES

A. COMBEAU, P. SEGALEN et G. BACHELIER

Lorsqu'on achève la description détaillée des différents horizons constituant le profil du sol, un certain nombre d'échantillons peuvent être prélevés et amenés au laboratoire en vue de déterminations qui viendront compléter ou préciser les données du terrain.

Les mesures qu'on peut effectuer au laboratoire sont extrêmement nombreuses. On ne peut les réaliser toutes pour chaque échantillon. Le choix résulte du problème posé au pédologue. On passe en revue dans ce chapitre les principales caractéristiques qui font l'objet de mesures dans le sol en insistant davantage sur les principes que sur les techniques pour lesquelles ne sont fournies que des indications sommaires.

Elles sont classées en quatre rubriques :

- 1) Les mesures physiques qui concernent la granulométrie, la structure et les relations entre l'eau et le sol.
- 2) Les caractéristiques chimiques ou électroniques telles que la capacité d'échange et les bases échangeables ; la réaction et le potentiel de redox.
- 3) La caractérisation des constituants minéraux qui a pris un grand développement par la mise en œuvre de techniques physiques.
- 4) Les caractéristiques biologiques que mettent en œuvre des méthodes très spéciales.

4.1. - Caractéristiques physiques du sol.

Les propriétés physiques du sol sont la résultante :

- a) de la nature et de la proportion des divers constituants, en d'autres termes de la **texture** ;
- b) de l'agencement spatial de ces divers constituants, donc de la **structure** ;
- c) de la quantité et de l'état de l'eau occupant en partie ou en totalité les vides existant entre les unités structurales du sol.

4.1.1. Texture des sols.

Les caractéristiques essentielles d'un sol sont fonction des proportions relatives de ses divers constituants. On distingue 2 grandes catégories de constituants : minéraux et organiques.

Les constituants minéraux peuvent être subdivisés en fonction du diamètre des particules élémentaires. Un petit nombre de classes de dimensions ont été définies dans ce but. Elles ont été présentées à propos de l'étude du sol en place.

L'analyse granulométrique (ou analyse mécanique) a pour but de déterminer les proportions des divers constituants élémentaires du sol. Ces constituants élémentaires sont normalement associés les uns aux autres, dans le sol en place, pour former des agrégats, plus ou moins cohérents et poreux. Les proportions relatives, dans un même échantillon, des particules des différentes classes granulométriques du sol définissent la **texture** du sol. Selon les pays et les auteurs, le nombre des classes texturales varie en fonction des éléments retenus. Lorsque l'on ne tient compte que de 2 types d'éléments (par exemple argile-limon, argile-sable ou limon-sable), on obtient 9 classes structurales, comme dans l'ancienne classification française des textures. Si, au contraire, 3 éléments sont pris en compte, séparément ou simultanément, le nombre des classes texturales augmente : 13 dans la classification de l'USDA, 17 dans la nouvelle classification française (voir diagramme des textures).

L'analyse granulométrique d'un sol est réalisée de la façon suivante : opérant sur une quantité de terre fine connue, de l'ordre de 10 grammes, on élimine dans un premier temps les éléments qui cimentent entre elles les particules élémentaires : matière organique, ions calcium. Pour ce faire, l'échantillon de terre est traité successivement avec de l'eau oxygénée (qui décompose la matière organique) et avec de l'hexamétaphosphate de sodium (qui masque l'effet des ions calcium). La terre est alors agitée pour réaliser une suspension homogène. Lorsque cette suspension est laissée au repos, les particules élémentaires se déposent dans le fond du récipient. Leur vitesse de chute obéit à la loi de STOKES, c'est-à-dire qu'elle est constante, et proportionnelle au carré du rayon de la particule. En effectuant des prélèvements de suspension à des temps connus, correspondant aux vitesses de chute des particules de moins de $2\ \mu$ et de moins de $20\ \mu$, on obtiendra des échantillons de suspension ne contenant que l'argile ou l'ensemble argile + limon. Les 3 fractions sableuses seront déterminées par tamisage. Les résultats sont rapportés à un poids de terre sèche de 100 g.

On utilise couramment, pour synthétiser les résultats de l'analyse granulométrique, des représentations graphiques en coordonnées triangulaires permettant de qualifier la texture du sol. Un exemple d'un tel diagramme est le triangle des textures mis au point au Laboratoire des Sols de l'I. N. R. A. Versailles (figure 19).

Les textures très fines correspondent aux sols à teneurs élevées en argile, plastiques, à fort pouvoir de rétention d'eau. Les structures grossières sont celles des sols riches en sables, légers, sans cohésion.

La notion de texture d'un sol présente une importance pratique considérable : elle détermine dans une large mesure les caractéristiques principales de ce sol dans les domaines de la rétention d'eau, de la capacité d'échange d'ions et de la structure.

4.1.2. Structure des sols.

Les particules élémentaires constituant le sol ne sont pas normalement individualisées, mais associées en agrégats. La structure du sol est définie par l'agencement des éléments les uns par rapport aux autres. Elle englobe la forme et la dimension des mottes, ou éléments structuraux, et leur disposition relative dans un horizon déterminé. La sous-structure correspond à la forme et à la dimension des unités structurales dont la juxtaposition forme des éléments structuraux plus volumineux.

Les éléments structuraux peuvent être classés par taille, mais aussi en fonction de leur forme. Selon ce dernier critère, trois classes de structures peuvent être distinguées :

a) **Structure particulière.** Le sol est alors constitué par des éléments du squelette, non agrégés. Exemple : structures cendreuse, fibreuse, feuilletée.

b) **Structure massive ou continue.** Le sol forme alors un bloc unique. Sous-classes : types ciment, grès, poudingue.

c) **Structures fragmentaires.** Les constituants élémentaires sont associés en agrégats ou en mottes.

Ces trois types de structures et leurs subdivisions ont déjà été détaillés dans le chapitre précédent.

La structure du sol est une notion essentiellement descriptive et qualitative, mais elle conditionne directement la **porosité** et l'état d'ameublissement. La porosité totale du sol est la proportion du volume total de sol occupé par l'eau après ressuyage (ou microporosité) et la macroporosité ou capacité minimum pour l'air.

La cohésion du sol est définie comme sa résistance à la rupture. L'ameublissement correspond au contraire à la mobilité des éléments les uns par rapport aux autres, et peut être estimé à partir de la résistance du sol à la pénétration d'une pointe métallique.

La structure du sol n'est pas une caractéristique définitive du sol, car elle est soumise à l'action d'un certain nombre d'agents de dégradation, dont le plus important est l'eau. D'où la notion dynamique de **stabilité structurale** qui peut être définie comme l'aptitude des terres à résister à l'action de l'eau. Cette stabilité structurale est fonction directe de la cohésion des agrégats, de la non mouillabilité du sol, et de la dispersabilité des colloïdes. Ces trois facteurs sont eux-mêmes sous la dépendance de la nature et de la proportion de l'argile, de la quantité et du type de matière organique, et de la nature des ions du complexe absorbant. La stabilité structurale peut être estimée à partir de l'indice de stabilité défini par S. HENIN. Cet indice est établi à partir des résultats de 3 tests de résistance des agrégats (de 0,2 à 2 mm de diamètre) à l'action de l'eau : sans prétraitement à l'alcool, après prétraitement à l'alcool, après prétraitement au benzène, et d'un test de mesure de la dispersion. L'indice d'instabilité obtenu, rapport de la dispersion sur la moyenne des 3 fractions agrégées, est d'autant plus faible que la structure du sol résiste mieux à l'action de l'eau.

Toute amélioration de l'état structural d'un sol, grâce aux façons culturales, suppose le maintien ou l'obtention préalable d'une bonne stabilité de la structure. Pour protéger ou améliorer la stabilité structurale, on peut protéger la surface du sol pour réduire l'effet d'impact des gouttes d'eau ; on peut également limiter la stagnation de l'eau en surface, ou tenter d'agir sur la texture du sol (marnage, labour profond, sablage). Les techniques les plus répandues d'amélioration de la stabilité sont celles :

a) qui tendent à modifier l'état ionique du sol : remplacement des ions sodium du complexe par des ions calcium par plâtrage dans le cas des sols à alcali, par exemple ;

b) qui visent à améliorer la teneur en matière organique du sol : fumure organique, engrais verts, résidus de récolte, maintien du sol sous jachère.

L'amélioration de la structure elle-même du sol peut être le fait, soit de certains agents naturels (alternances de dessiccation et d'humectation, action du gel, rôle de la faune du sol et des racines) soit des techniques culturales (drainage, labours, façons superficielles).

En conclusion, la structure du sol commande de très nombreuses propriétés physiques ayant des incidences sur le développement des plantes cultivées. Mais chacune de ces propriétés, considérée séparément, est insuffisante pour expliquer l'état du sol, le rôle des facteurs dominants et leurs interactions.

4.1.3. Relations Sol-Eau.

1. Etat de l'eau dans le sol.

Le sol a la propriété de retenir l'eau dans les interstices des particules solides, où il existe des formes de rétention qui permettent à l'eau d'échapper partiellement à l'action de la pesanteur, mais qui la rendent, dans une certaine mesure, inutilisable par les végétaux. L'eau s'étale sur les

particules solides sous forme de films d'autant plus épais que le sol est plus humide. Au contact de 2 particules, le raccord des films conduit à la formation de ménisques, délimitant des manchettes. L'eau des films est soumise à une pression due aux forces d'adhésion, d'autant plus élevée que le film est plus mince, et les ménisques plus incurvés. Cette pression est souvent appelée « **pression capillaire** », ou encore « **tension d'humidité** ».

En sol saturé, il n'y a ni film, ni ménisque, et la pression capillaire est nulle. En sol humide mais ressuyé, l'air a pénétré dans le sol, et la pression peut varier de 100 à 1 000 g/cm². En sol desséché à l'air libre, la pression capillaire peut atteindre 1 000 atmosphères. On étudie en général, non pas la pression capillaire elle-même, mais son logarithme décimal, correspondant à la notation **pF** qui exprime le degré réel de sécheresse du sol : en effet, une même quantité d'eau dans un sol argileux et dans un sol sableux sera disponible de façon très différente dans les 2 cas. Chaque échantillon de sol est caractérisé par une courbe caractéristique des pressions capillaires en fonction du taux d'humidité : c'est la courbe humidité/pF.

Les valeurs les plus usitées du pF sont les suivantes :

Tableau 3
RELATIONS ENTRE LE pF ET LE TAUX D'HUMIDITE DU SOL

Pression capillaire g/cm ²	pF	Taux d'humidité
0		Sol saturé.
100	2,0	Capacité au champ des sols sableux.
500	2,7	Capacité au champ des terres franches.
1 000	3,0	Capacité au champ des terres franches.
16 000	4,2	Point de flétrissement.

Rappelons que le taux d'humidité du sol est exprimé en % d'eau par rapport au poids de la terre sèche. Le pF diminue lorsque le taux d'humidité augmente. En règle générale, les courbes humidité-pF se décalent vers les humidités élevées au fur et à mesure qu'augmente le taux d'éléments fins.

Le taux d'humidité du sol subit en général une variation saisonnière au cours de l'année. En période de pluie (mais après ressuyage), il est à la capacité au champ, en valeur maximum de la rétention puisque tout apport supplémentaire est éliminé par drainage naturel. La capacité au champ ne correspond pas à une valeur définie, mais à une gamme qui s'étend, selon les sols, de pF 1,9 à pF 3,0. En période de sécheresse, le taux d'humidité s'abaisse pour atteindre parfois des valeurs incompatibles avec l'alimentation hydrique de la plante : c'est le point de flétrissement permanent ; qui correspond, quel que soit le sol, à pF 4,2.

L'intervalle compris entre capacité au champ et point de flétrissement correspond à la gamme d'eau utilisable par un végétal.

2. Déplacements de l'eau dans le sol.

Il existe plusieurs modes de déplacement de l'eau dans le sol :

a) L'eau peut **diffuser à l'état de vapeur**. Elle circule alors des points les plus chauds vers les points les plus froids (donc de la profondeur vers la surface la nuit et inversement le jour) et des points humides vers les points secs, mais ceci seulement lorsque le taux d'humidité est inférieur au point de flétrissement. Ce processus peut être important, mais il est limité aux quelques centimètres superficiels du sol.

b) **Diffusion capillaire**. L'eau circule alors, à l'état liquide, d'un point humide vers un point plus sec, ce qui correspond à une tendance des films d'eau à s'étaler selon une épaisseur uniforme. On peut ainsi expliquer certains phénomènes d'ascension de l'eau dans un sol sec.

Mais il existe de nombreux cas d'exception à la loi de la diffusion capillaire. Par exemple, l'expérience montre que l'imbibition par le bas d'une colonne de sol sec à partir d'une nappe libre

n'intéresse qu'une hauteur limitée de terre. Même l'existence d'un fort gradient d'humidité au contact sol sec - sol humide est insuffisante pour assurer la diffusion de l'eau dans ce cas. Un phénomène analogue peut se manifester lors de l'arrosage de la surface d'un sol sec.

Par contre, tout le réseau liquide est susceptible de se mouvoir en bloc vers le haut lorsque les horizons superficiels sont soumis à une évaporation ou à la succion des racines : il s'agit d'un processus particulier de la diffusion capillaire, qui a reçu le nom de « **déplacement de l'eau sous forme de films** ». Ce déplacement est indépendant du sens et de la valeur du gradient d'humidité. Il fait intervenir la cohésion de l'eau, dont le déplacement correspond au mouvement d'ensemble des films. Les couches de sol affectées par le phénomène d'évaporation seront donc d'autant plus épaisses que les films seront plus longs.

3. Evolution saisonnière des profils hydriques.

On peut caractériser l'état hydrique d'un sol à un moment donné en déterminant l'humidité d'échantillons prélevés dans des tranches successives de sol jusqu'à une certaine profondeur. La représentation graphique des chiffres obtenus en fonction de cette profondeur constitue le profil hydrique. Pour juger si l'humidité du profil est satisfaisante ou non, il convient de faire figurer sur le même graphique les valeurs de la capacité au champ et du point de flétrissement. La comparaison des 3 courbes obtenues permettra d'apprécier :

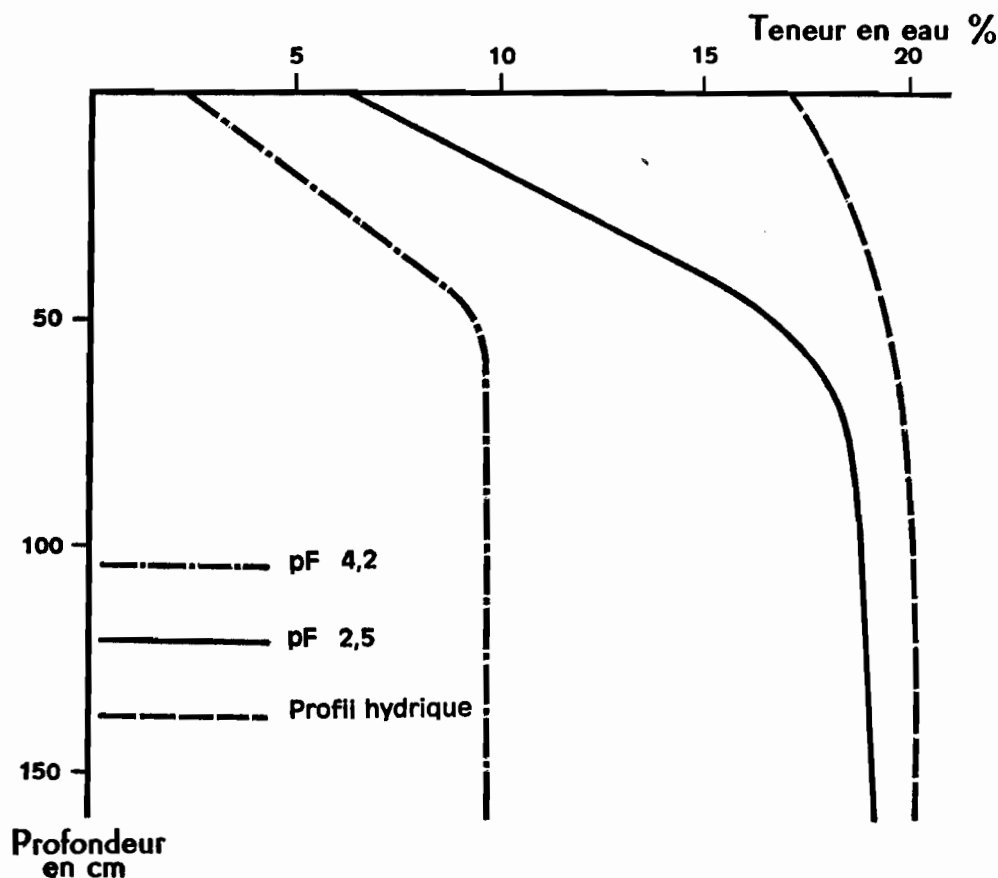


Fig. 10 - Relation entre la teneur en eau du sol à différents pF et la profondeur.

- 1) La quantité d'eau totale présente dans le sol sur l'épaisseur considérée.
- 2) La quantité d'eau disponible pour le végétal.
- 3) La quantité d'eau nécessaire pour ramener au sol l'humidité correspondant à la capacité au champ.

En période pluvieuse et sous réserve que les mesures soient effectuées 24 ou 48 heures après la dernière pluie, le sol se trouve au voisinage de la capacité au champ et les réserves sont reconstituées.

Au cours de la période sèche qui suivra, les pertes par évaporation sont telles que le sol se dessèche, la vitesse de dessèchement allant en s'atténuant vers la profondeur. De plus, le dessèchement sera moins brutal en sol couvert qu'en sol nu.

On désigne sous le nom de **déficit en eau du sol** la hauteur d'eau, exprimée en mm, nécessaire pour reconstituer les réserves du sol et ramener le taux d'humidité à la capacité de rétention, sur toute la hauteur du profil.

Lorsque la saison pluvieuse réapparaît, le déficit en eau du sol se comble peu à peu, et le profil hydrique se stabilise finalement au voisinage de la capacité de rétention.

4. Besoins en eau des cultures.

L'eau de constitution des végétaux frais ne représente qu'une très faible partie des quantités nécessaires aux plantes. La fraction la plus élevée ne fait que traverser le végétal pour être éliminée au niveau des feuilles par la transpiration. D'où l'intérêt de la mesure de la quantité d'eau transpirée par le végétal lorsque l'eau ne fait pas défaut. Cette quantité d'eau, additionnée de l'eau perdue au niveau du sol par évaporation, constitue l'**évapotranspiration potentielle**. Elle est à peu près indépendante du type de végétation, et liée étroitement aux conditions météorologiques (température, humidité de l'air, vent, radiation globale...).

Lorsque l'alimentation de la plante en eau n'est plus assurée dans des conditions optimales (sécheresse du sol, mulch naturel, épuisement des réserves), l'évapotranspiration réelle est inférieure à l'évapotranspiration potentielle.

La connaissance de l'**évapotranspiration potentielle** et des précipitations conduit à calculer, par différence, le déficit théorique d'eau du sol, compte tenu du fait que les réserves sont regagnées en fin de saison humide.

Si le déficit réel varie comme le déficit théorique, c'est que l'évapotranspiration réelle est équivalente à l'évapotranspiration potentielle. S'il augmente moins vite, il y aura soit économie de l'eau qui peut être bénéfique au végétal, soit sécheresse (couvert végétal clairsemé, flétrissement...).

En conclusion, les besoins en eau du végétal sont surtout fonction du climat, mais ils dépendent également de la période pendant laquelle le végétal couvre le sol et est en plein développement. La quantité d'eau disponible varie selon les caractères du sol (texture et structure) mais aussi selon l'extension de l'enracinement.

4.2. - Caractéristiques chimiques.

4.2.1. La capacité d'échange.

Le sol présente la propriété d'échanger de manière réversible soit des cations, soit des anions. L'échange des cations est certainement le plus important.

La capacité d'échange de cations d'un sol (en abrégé C. E. C. ; dans les publications de langue anglaise Base Exchange Capacity ou B. E. C.) est la somme de cations qu'il est capable de

fixer. On la désigne couramment par la lettre T. La somme de cations autres que l'aluminium et l'hydrogène est désignée par S. Le degré de saturation V est le rapport $\frac{S}{T} \times 100$. S et T sont exprimés en milliéquivalents pour 100 g de sol (1).

L'acidité d'échange est celle qui résulte de l'action d'un sel neutre non tamponné sur un sol. Elle sera étudiée avec l'acidité du sol (paragraphe 6.2.3.).

1. Causes de la capacité d'échange. Celle-ci est due à la fois à la fraction minérale et à la fraction organique.

Causes de la capacité d'échange dans la fraction minérale. Elle est située au niveau des minéraux argileux. Certains minéraux présentent des substitutions dans différentes parties du feuillet. Dans la couche octaédrique, du magnésium peut se substituer à l'aluminium (cas des montmorillonites); dans la couche tétraédrique, il peut y avoir substitution de silicium par de l'aluminium (cas de l'illite, des vermiculites, etc.). En raison des différences de valence, il en résulte un déficit de charge important qui doit être compensé à l'intérieur ou à l'extérieur du réseau par des cations.

Une autre cause de capacité d'échange est due aux ruptures sur les bords des feuillets. C'est la cause de la capacité d'échange faible de la kaolinite pour laquelle il n'y a pas de substitution dans le réseau.

Une troisième cause est due à la dissociation des hydroxyles liés à l'aluminium. C'est le cas pour l'hallowite qui est une kaolinite hydratée.

Causes de la capacité d'échange de la fraction organique du sol. Elle est due essentiellement à la présence de groupements tels que acide (-COOH) phénol (-OH) dont le nombre et la position sont très variables. Elle est de toute façon beaucoup plus élevée que pour la fraction minérale du sol.

On a essayé d'établir des équations permettant de calculer la capacité d'échange en fonction des teneurs en argile et en matière organique. Elles ne peuvent avoir qu'une valeur très limitée sans portée générale.

2. Facteurs influant sur la capacité d'échange.

Un certain nombre de facteurs ont une influence marquée sur la capacité d'échange. Ce sont : la nature des constituants et leur taille ; le pH ; la nature des cations et des anions.

a) **Les constituants.** La capacité d'échange est une propriété de la surface des particules. Elle est donc d'autant plus forte que la taille diminue. Les sables et les limons n'ont donc qu'une capacité d'échange très réduite, sauf dans certains cas où ces fractions renferment des produits en cours d'altération, ou bien des minéraux zéolithiques dont la capacité d'échange est élevée.

Dans la fraction inférieure à 2 µ, la capacité d'échange varie beaucoup suivant la nature des minéraux argileux. Les valeurs sont les suivantes :

	mé/100 g
Kaolinite	5-15
Hallowite	30
Illite	30
Montmorillonites	80-130
Vermiculites	100-150

Une mention spéciale doit être faite pour les produits amorphes contenant de la silice, de l'alumine, du fer et beaucoup d'eau, connus sous le nom d'allophanes. Ils ont une capacité d'échange très élevée et variable suivant qu'on la détermine en milieu acide ou alcalin.

(1) L'équivalent s'obtient en divisant la masse atomique de l'élément par sa valence. Ex. : pour le sodium $\frac{23}{1} = 23$ g, le milliéquivalent 0,023 g, pour le calcium $\frac{40}{2} = 20$ g ; le milliéquivalent 0,020 g.

b) Le pH auquel on mesure la capacité d'échange a une importance très nette. Au-dessous de pH 6, la capacité d'échange a une valeur généralement stable. On l'attribue à ce qu'on appelle la **charge permanente** qui est due aux substitutions dans les réseaux (montmorillonite, vermiculite). Au-dessus de pH 6, la capacité d'échange augmente avec le pH. C'est la **charge variable**. Elle est attribuée aux effets de bordure et à la dissociation des hydroxydes (kaolinite).

Les variations du pH sont beaucoup plus marquées sur la matière organique que sur la matière minérale à partir de pH 6.

Il est donc difficile de comparer des capacités d'échange mesurées à des pH différents. Il y a donc lieu de constater que la mesure, qui a forcément un caractère conventionnel, doit être effectuée avec une même technique, pour que les valeurs soient comparables.

c) La nature du cation que l'on fait intervenir dans la mesure de la capacité a une influence sur celle-ci. En principe, un cation monovalent neutralise une charge ; l'expérience prouve qu'un cation divalent ne suffit pas pour neutraliser deux charges, sans doute en raison de l'éloignement de celles-ci. L'intervention de potassium dans la mesure, peut provoquer, s'il y a de l'illite, la fermeture des feuillettes et le blocage de certaines positions d'échange. La présence d'hydroxydes amorphes provoque également un blocage de certaines positions et une diminution de la capacité d'échange. Par conséquent, la nature de l'ion employé n'est pas indifférente.

3. Principe des mesures de capacité d'échange.

Le sol est lessivé avec un sel d'un cation déterminé qui va déplacer les cations échangeables et prendre leur place. On traite par un nouveau sel et on dose la quantité du premier trouvé en solution. D'une manière générale, on opère à un pH neutre ou légèrement alcalin et on traite le sol par des ions NH_4^+ , Ca^{2+} ou Ba^{2+} . Le choix est dicté le plus souvent par des commodités analytiques.

4.2.2. Les cations échangeables.

Les cations échangeables sont fixés de manière réversible sur les particules de sol. Ils sont susceptibles d'être déplacés par d'autres cations et peuvent reprendre la place qu'ils ont perdue. Diverses caractéristiques des cations échangeables sont intéressantes à connaître :

- La nature des ions échangeables (avec quelques ions particuliers tels que Na^+ , H^+ , Al^{3+}).
- L'échangeabilité des cations.
- La répartition des cations à la surface des particules.
- Les lois de l'échange.

1. Les cations échangeables dans les sols tropicaux.

Il est intéressant de connaître l'importance des cations échangeables du complexe dans les différents sols et la proportion prise par chacun d'eux.

L'état du complexe absorbant reflète assez bien les conditions générales de la pédogenèse dans un lieu considéré. Si la pluie est très forte et l'évacuation de l'eau convenablement assurée, les cations ordinairement fixés sur le complexe absorbant sont peu à peu enlevés et les bases peu abondantes. Le degré de saturation est faible à très faible et peut s'abaisser au-dessous de 10 %, tandis que la somme des bases s'abaisse au-dessous de 1 mé/100 g.

Par contre, lorsque la pluie est faible, les bases sont difficilement évacuées, le degré de saturation dépasse 60-70 % et tend vers 100 %. La somme des bases dépend beaucoup du type de matériau originel et peut dépasser 10 mé/100 g.

Dans le cas des hydromorphes, il faut considérer :

1) Les régions exoréiques à longue saison des pluies où la quantité d'eau est sans cesse renouvelée et évacuée. Dans ce cas, les bases sont éliminées, le degré de saturation, la somme des bases sont faibles (cuvette du Lac Alaotra, bassin de l'Agreby).

2) Les régions endoréiques où l'eau s'évacue du sol difficilement par gravité et se concentre sur place. L'accumulation des bases sur le complexe est alors forte.

Dans de très nombreux sols, le calcium est l'ion le plus abondamment représenté. Il est suivi dans l'ordre par le magnésium, le potassium et le sodium. On verra, dans le tableau n° 4, l'importance des cations dans le complexe de quelques sols des zones intertropicale et méditerranéenne. Dans la classe des sols halomorphes, l'ion Na^+ prend une importance qu'il n'avait pas ailleurs ; c'est pourquoi, il sert à qualifier cette classe. Il est utile de connaître à la fois sa valeur absolue et la proportion qu'il occupe par rapport aux autres cations fixés sur le complexe.

Une lixiviation abondante des sols aboutit au départ des ions métalliques, mais également à leur remplacement partiel par d'autres ions. Une eau acide se traduit par le remplacement des cations habituels par des ions H^+ . Toutefois, des études précises ont montré que les ions H^+ s'accompagnaient rapidement d'ions Al^{3+} qui provenaient de l'attaque des réseaux des minéraux argileux. Le déplacement de ces ions Al^{3+} peut aboutir à la longue à la formation d'hydroxydes d'aluminium. On a pu montrer que la présence de minéraux argileux riches en magnésium pouvait aboutir à une abondance d'ions Mg^{2+} sur les micelles à côté des H^+ .

Lorsque le matériau originel s'y prête, dans les mêmes conditions de forte acidité, on peut également avoir des ions Mn^{2+} fixés sur le complexe. Une quantité importante d'ions Al^{3+} ou Mn^{2+} sur le complexe entraîne pour un certain nombre de végétaux des phénomènes de toxicité allant jusqu'à la mort.

Les horizons A sont généralement plus riches en bases que les horizons B. La richesse de A dépend de la nature de l'activité biologique, de la nature du couvert végétal, de la profondeur du sol. D'une manière générale, en région intertropicale, une forêt, par l'abondance de la matière organique qui lui est associée, provoque une richesse en bases souvent nette, surtout si les racines des arbres peuvent atteindre un horizon C où demeurent encore des minéraux altérables. Le remplacement de la forêt primaire par la savane s'accompagne, à coup sûr, par une diminution brutale de la matière organique et les bases. Il favorise l'érosion et l'acidification. L'horizon B, paraît moins sensible aux variations qui peuvent affecter l'horizon A et paraît mieux refléter les conditions générales de la pédogenèse.

Tableau 4

CATIONS ECHANGEABLES DE QUELQUES SOLS DES REGIONS TROPICALE ET MEDITERRANEENNE (en mé/100 g) (1)

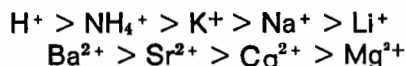
	S	Ca	Mg	K	Na
Sols ferrallitiques					
fortement désaturés	0,44	0,20	0,09	0,04	-
moyennement désaturés	1,30	0,53	0,54	0,03	-
faiblement désaturés	2,55	1,31	0,83	0,05	-
Sols ferrugineux tropicaux					
lessivés	3,16	1,82	1,23	0,11	-
peu ou pas lessivés	5,00	2,74	1,92	0,15	0,18
Sols tropicaux	16,7	13,6	7,0	0,07	0,05
Sols méditerranéens	29,5	22,0	3,13	0,38	0,88
Vertisols	21,7	15,09	4,78	0,37	1,44
Sols halomorphes	13,3	3,19	4,31	0,21	5,55

2. Echangeabilité des cations.

La possibilité de remplacer un cation ou des cations par un autre a été observée depuis fort longtemps. Les premières expériences remontent à 1848. Beaucoup de travaux ont été effectués sur ce problème et les résultats obtenus sont parfois décevants et contradictoires. On peut dire avec certitude que :

(1) Tous ces chiffres sont des moyennes ; la somme des cations n'est pas égale à S.

a) L'efficacité du déplacement croît avec la valence, les ions divalents étant plus efficaces que les ions monovalents. A l'intérieur de ces deux groupes, l'efficacité se place dans l'ordre suivant :



Un ion bivalent ne correspond pas exactement à deux ions monovalents. Le pouvoir de déplacement n'est pas fonction uniquement de la taille, ni du degré d'hydratation, ni de la polarisation.

b) La nature de l'adsorbant influe particulièrement lorsqu'il y a deux cations en solution. Un matériau illitique fixera volontiers le potassium, tandis que le calcium est plus facilement retenu par un matériau montmorillonitique.

c) La concentration intervient également pour régler la fixation des cations. Lorsque la concentration en cations est faible, c'est le cation à valence la plus élevée qui se fixe le mieux ; à concentration forte, c'est l'inverse qui se produit. Ceci est susceptible d'expliquer pourquoi, dans les sols des régions équatoriales ou tropicales aux solutions très diluées, c'est le calcium qui est le mieux retenu ; tandis que dans les sols des régions subarides aux solutions plus concentrées, viennent se fixer davantage d'ions monovalents.

D'autres facteurs interviennent encore comme la nature des anions ; une température et une humidité élevées favorisent également l'échangeabilité des cations.

3. Localisation des cations et lois d'échange.

La micelle élémentaire du sol est chargée négativement, pour les raisons qui ont été énumérées précédemment (telles que substitution, dans les couches tétraédriques ou octaédriques, ruptures sur les bords des cristaux, etc). Il est donc nécessaire qu'il existe des charges de signe opposé pour neutraliser les premières. On convient que les charges négatives et positives sont très voisines à l'interface solide-liquide.

Divers systèmes ont été envisagés pour la répartition des charges positives au voisinage de cet interface. Pour HELMHOLTZ, les deux couches sont très rapprochées et en contact ; pour GOUY et CHAPMAN, les charges décroissent régulièrement, pour STERN de manière exponentielle. Si l'existence de cette double couche est admise par tous, on ne sait pas avec certitude comment elle est disposée.

De nombreuses lois ont été proposées pour examiner de manière chiffrée la façon dont les cations peuvent se remplacer les uns les autres. La loi de FREUNDLICH s'exprime par la relation :

$$y = kx^{1/p}$$

où y est la concentration d'un cation sur l'adsorbant.

x est la concentration d'un cation dans la solution.

k la constante d'équilibre.

p une constante.

4. Détermination des cations échangeables.

Le problème est double : l'extraction de ces cations du sol, le dosage des éléments extraits.

a) Extraction.

On peut extraire les cations échangeables en lessivant le sol avec un sel correspondant à un métal susceptible de se fixer sur le sol. En fait, de très nombreuses méthodes ont été préconisées, utilisant divers cations et anions. La méthode la plus habituellement utilisée est celle où se

réalise le lessivage du sol par une solution normale et neutre d'acétate d'ammonium. Cette solution est peu sensible aux variations de pH ; le déplacement d'ions comme ceux d' AlO_3^{3+} ou FeO_3^{3+} est impossible ; elle permet le déplacement de tous les ions alcalins et alcalino-terreux.

b) Dosages.

L'excès d'ions NH_4^+ dans la solution d'extraction est facile à éliminer par un chauffage modéré du résidu salin. Le traitement de ce résidu par un oxydant tel que l'eau oxygénée permet d'avoir facilement uniquement les oxydes qu'on transforme dans le sel de son choix.

Les méthodes traditionnelles de la chimie faisant intervenir gravimétrie et volumétrie sont maintenant remplacées, pour Na^+ et K^+ , par la spectrométrie de flamme. Cette méthode est utilisable également pour Ca^{2+} et Mg^{2+} , mais on la contrôle, pour ces deux éléments, par la complexométrie.

4.2.3. La réaction du sol.

La notion de réaction du sol est assez complexe et couvre plusieurs choses qu'il est utile de dissocier. On distingue l'acidité « actuelle » qui s'exprime par le pH, et « l'acidité d'échange » qui peut s'exprimer par une nouvelle mesure de pH ou bien par un nombre de milliéquivalents. Quelques mots sont consacrés au « pouvoir tampon » et à la relation entre le pH et le degré de saturation.

1. Définition du pH.

C'est l'inverse du \log_{10} de la concentration en ions H^+ présents dans la solution du sol. Le complexe absorbant d'un sol est caractérisé par la présence d'ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , ... H^+ . Un certain nombre d'ions H^+ sont libres dans les solutions du sol. Par des méthodes appropriées, on mesure leur concentration, d'où le pH qui s'exprime en nombres variant de 1 à 14. En fait, la gamme de pH habituellement reconnue pour les sols va de 3 à 10.

La qualification de l'acidité ou basicité d'un sol est la suivante :

3 à 5	très acide
5 - 6	acide
6 - 6,7	faiblement acide
6,7 - 7,3	neutre
7,3 - 8,5	basique
8,5 et plus	très basique

pH de quelques sols tropicaux et méditerranéens :

Sols ferrallitiques	4 à 6
Sols ferrugineux tropicaux	5,5 à 6,5
Sols rouges tropicaux	6,5 - 6,8
Sols rouges méditerranéens	7,5 - 8,2
Sols subarides	6,5 - 8,0
Vertisols	6,7 - 8,5
Sols halomorphes salins	7,0 - 7,5
Sols halomorphes à alcalis	8 à 10

Mesure du pH des sols.

On mesure habituellement le pH sur une suspension de sol où la proportion sol/eau est de 1/2,5.

Deux techniques sont utilisées :

a) Colorimétrie. On ajoute à la suspension une quantité connue de colorant et on compare la couleur obtenue avec celle qu'on obtient avec un mélange tampon de pH connu. Un certain nombre de colorants sont habituellement utilisés, par exemple :

	pH de virage
Rouge de méthyle	5,0
Bleu de Bromothymol	7,0
Rouge de Crésol	8,0

Il est souvent nécessaire de flocculer l'argile en suspension par de la géobarine, pour avoir un liquide surnageant parfaitement limpide.

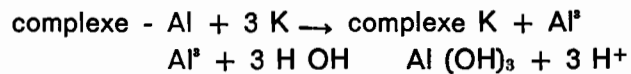
b) Potentiométrie. On réalise un potentiomètre où une demi-pile est constituée par une électrode de verre plongeant dans la suspension, tandis que l'autre électrode est une électrode au calomel. Les mesures sont plus précises mais, en raison de la fragilité de l'appareillage, doivent être effectuées en laboratoire.

2. Acidité d'échange.

La mesure effectuée précédemment donne une idée de l'acidité « actuelle » qui résulte de la présence d'ions H^+ libres dans les solutions du sol. Mais les ions H^+ fixés sur le complexe absorbant ne peuvent être mesurés qu'en les déplaçant par un autre ion. L'acidité ainsi mise en évidence est dite « acidité d'échange ».



La libération de ces ions H^+ supplémentaires a pour effet d'abaisser assez sensiblement le pH des solutions. Lorsqu'on mesure le pH d'un sol tropical, avec une solution de chlorure de potassium, on constate un abaissement souvent proche d'une unité par rapport à la mesure faite dans l'eau pure. En réalité, la nouvelle acidité mesurée n'est pas due uniquement aux hydrogènes fixés sur le complexe, mais également aux ions aluminium. Ceux-ci sont déplacés par le cation d'échange.



L'hydrolyse immédiate de l'ion Al^{3+} provoque la libération de 3 nouveaux ions H^+ .

Dans le cas des sols très acides tropicaux, l'acidité d'échange traduit donc l'existence à la fois d'ions H^+ et Al^{3+} fixés à la périphérie des micelles et facilement libérables. Dans le cas des sols très riches en fer, susceptibles d'occuper la plupart des positions d'échange de H et Al, l'acidité libérée par un sel neutre est très faible. Il peut être intéressant de mesurer la part qui revient à l'hydrogène et à l'aluminium. Le sol est lessivé avec une solution de chlorure de potassium normal. On fait deux prises. Sur l'une, on effectue une neutralisation complète qui donne l'acidité d'échange totale. Sur la deuxième aliquote, on ajoute du fluorure de sodium et on fait bouillir. L'aluminium est complexé et l'acidité mesurée est alors uniquement celle des ions H^+ .

3. Pouvoir tampon des sols.

Ce pouvoir tampon est la capacité que présente le sol de résister aux variations du pH. C'est une propriété liée à la capacité d'échange du complexe absorbant, qui est due à la matière organique et à l'argile. Un sol très sableux dépourvu de matière organique et d'argile est donc pratiquement sans pouvoir tampon. La mesure du pH revient alors en fait à mesurer celle de l'eau.

4. Relation entre l'acidité et le degré de saturation.

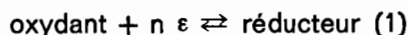
On a pu penser qu'il devait exister une relation entre le pH et V. En fait, on n'a jamais pu la mettre en évidence de façon précise. On peut dire, en milieu tropical, que l'on a les relations suivantes dans les sols ferrallitiques à argile kaolinique :

pH	V
3,7 - 4,5	5 à 10 %
4,5 - 5,5	10 - 30
5,5 - 6,5	30 - 50
7 - 8	60 - 80

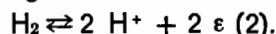
Dans les vertisols à argile 2 : 1, on a des degrés de saturation plus forts. A pH 6,6 - 80 % ; à pH 7, la saturation n'est pas encore complète. L'utilisation du pH et du degré de saturation a servi à caractériser le complexe absorbant des sols ferrallitiques et à la distinction des sous-classes.

4.2.4. Le Potentiel de Redox.

Lorsqu'un corps oxyde un autre corps, il est lui-même réduit et inversement. Ces transformations ont lieu par suite du transfert d'électrons.



cette réaction peut s'appliquer au passage de deux ions de valence différente (fer ferrique ou fer ferreux) ou bien au passage de l'hydrogène moléculaire à la forme ionique.



Par analogie avec la notation pH, on posera que $r\text{H}_2$ est l'inverse du logarithme de la pression de l'hydrogène moléculaire.

$$r\text{H}_2 = \log \frac{1}{[\text{H}_2]} \quad (3)$$

Les valeurs de $r\text{H}_2$ se situent entre 0 (la pression de l'hydrogène est égale à 1 atmosphère) qui correspond à la réduction la plus forte, et 40 où la pression de l'hydrogène est extrêmement faible et celle de l'oxygène très forte). La valeur 27 correspond à l'équilibre entre l'oxydation et la réduction.

La mesure du potentiel de redox a été appliquée essentiellement à l'étude des sols hydromorphes. Différents auteurs ont constaté que le pseudo-gley correspond à un $r\text{H}_2$ de 25 environ, un gley à $r\text{H}_2$ de 20 et moins.

Il est toujours bon de considérer ensemble les conditions de pH et $r\text{H}_2$. L'apport d'électrons nécessaires pour effectuer les réductions peut être beaucoup plus faible en milieu acide qu'en milieu neutre. C'est ce que l'on observe dans le cas du fer, du manganèse, du soufre, etc. Les phénomènes de réduction les plus intenses se manifestent plus facilement dans les sols les plus acides.

Dans les rizières, on considère qu'un certain degré de réduction doit être atteint pour un bon développement des plantes, mais un excès de fer ferreux est toxique.

4.3. - Caractérisation des constituants.

La détermination des constituants des sols est une opération essentielle de la pédologie. En effet, la connaissance des constituants est susceptible d'aider à l'identification exacte du sol et de donner par là des indications sur ses propriétés et son mode d'évolution.

Différentes méthodes sont possibles ; elles sont chimiques ou physiques.

4.3.1. Utilisation de méthodes chimiques.

C'était, pendant longtemps, la seule possibilité pour déterminer une constitution. Deux problèmes sont posés : l'attaque du produit et le dosage des éléments constitutifs.

1. Attaque du produit.

Le choix du réactif d'attaque a une importance considérable. On a souvent préconisé l'emploi de réactifs alcalins fondus (**fusion alcaline** par un mélange de carbonates de sodium et potassium). Cette méthode permet l'attaque de la plupart des silicates secondaires, mais elle fait passer également en solution tous les silicates primaires ainsi que le quartz. Elle donne une idée globale du produit et ne fait pas de différence entre ce qui est primaire et ce qui est secondaire ; elle convient beaucoup mieux à une roche qu'à un sol.

Le plus souvent, en pédologie, on utilise un **réactif triacide** comprenant 1 p. d'acide nitrique, 2 p. d'acide chlorhydrique, et 4 p. d'acide sulfurique. Ce réactif permet une séparation assez bonne des produits secondaires du sol (minéraux argileux, hydroxydes et oxydes), des minéraux primaires en particulier du quartz. L'attaque des produits par ce réactif permet une certaine systématisation des opérations et les dosages en série sont réalisables.

Il est toujours possible de déterminer un ou plusieurs constituants par un traitement, un réactif déterminé (le fer après attaque par l'acide chlorhydrique à l'ébullition), mais on n'est jamais très sûr de l'attaque effectuée.

2. Dosage des éléments dans les solutions provenant des attaques précédentes.

Les dosages des éléments peuvent se faire par toutes sortes de façons. On peut avoir recours aux méthodes chimiques traditionnelles, par gravimétrie (silice), par volumétrie (fer, alumine, phosphore), par colorimétrie (titane, fer, alumine, manganèse, etc.), par complexométrie (calcium, magnésium).

L'utilisation de techniques spectrométriques peut être préconisée pour le dosage d'éléments présents en faible quantité, ou bien lorsque les difficultés analytiques sont telles qu'il est préférable d'y avoir recours (sodium, potassium, par exemple). On peut utiliser la spectrométrie d'arc ou de flamme.

3. Détermination de constituants particuliers.

Il est de tradition de déterminer dans les sols tropicaux les hydroxydes et oxydes dits libres. Il s'agit essentiellement de produits alumineux et ferrugineux.

L'**alumine libre** faisait l'objet de déterminations fréquentes il y a une vingtaine d'années. Cette présence d'alumine libre était considérée comme une manifestation de la ferrallitisation et son estimation a suscité de nombreux travaux mais n'est plus guère utilisée maintenant.

La détermination du **fer libre** a fait l'objet de la mise en œuvre de nombreuses méthodes. Certaines ont été longtemps utilisées et abandonnées, puis parfois remises en usage. Il s'agit par exemple du réactif à l'acide oxalique de TAMM (1934), du réactif à l'hydrogène sulfuré de TRUOG et ses collaborateurs (1936). Des réactifs utilisant des réducteurs ont été préconisés par la suite.

A l'heure actuelle, la plupart des laboratoires utilisent le réactif à l'hydrosulfite de sodium, préconisé par DEB en 1951, ou une des très nombreuses variantes.

En fait, ces réactifs réducteurs attaquent incomplètement tous les produits ferrugineux non combinés du sol ; par contre, ils sont susceptibles d'attaquer certains constituants comme la nontronite. Les résultats fournis par cette technique sont donc très loin d'avoir la valeur qu'on lui a prêtée et doivent être interprétés avec beaucoup de circonspection.

Les matières organiques sont déterminées en traitant le sol par un oxydant énergétique comme le bichromate de potassium. La teneur en carbone se déduit de la quantité de bichromate consommé. L'azote total s'obtient après minéralisation par l'acide sulfurique concentré en présence d'un catalyseur (procédé Kjeldhal). Les substances humiques sont dosées après extraction du sol par la soude ou un sel comme l'oxalate d'ammonium (procédé Chaminade) ou le pyrophosphate de sodium (procédé Tiurin).

Le calcaire est dosé en mesurant le volume de gaz carbonique obtenu après traitement du sol par un acide (calcimètre Bernard).

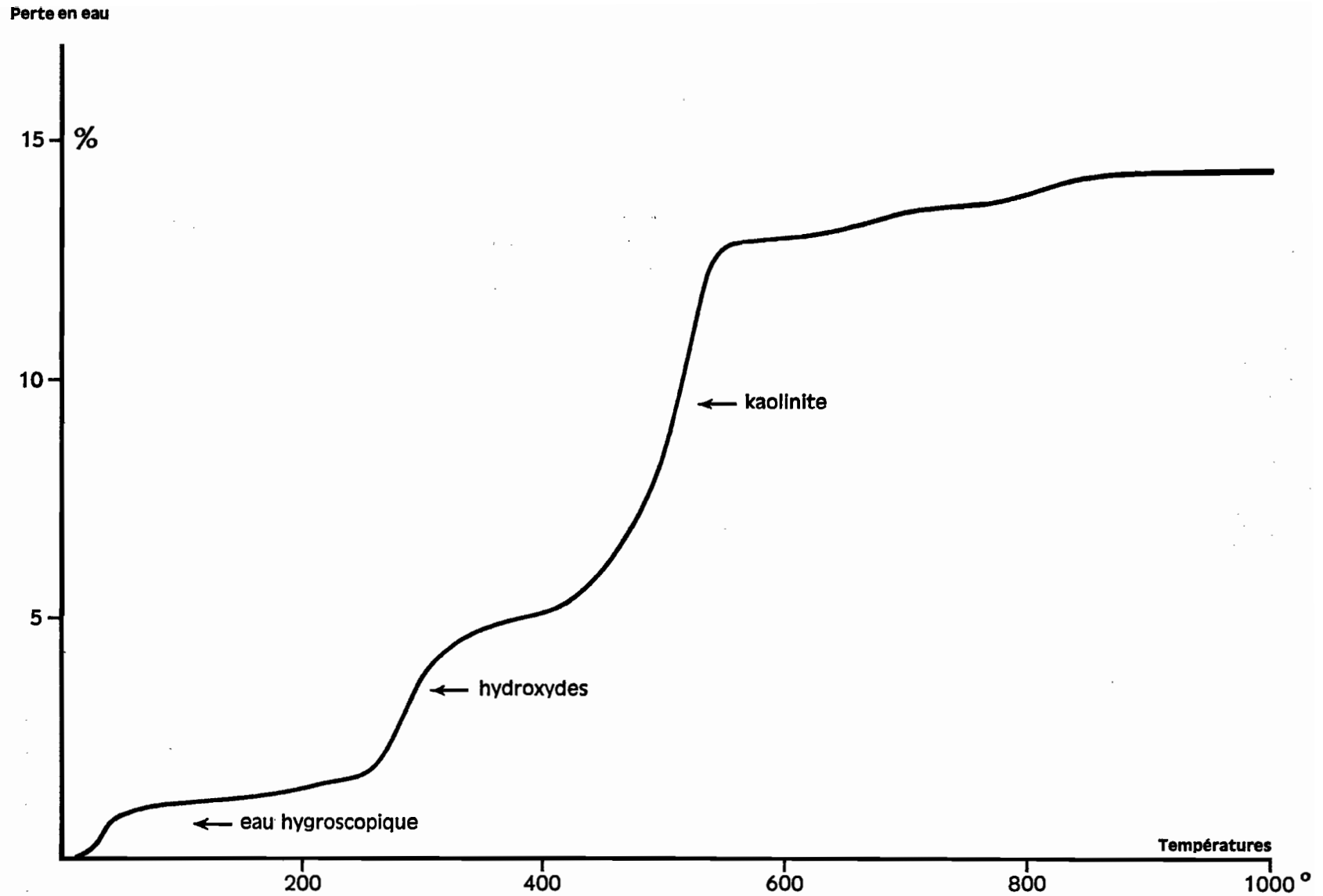


Fig. 11 - Exemple de courbe de perte en eau d'un échantillon de sol tropical contenant des hydroxydes de la kaolinite et un peu d'illite.

4.3.2. Méthodes thermiques.

Trois méthodes peuvent être préconisées : thermo-pondérale, thermique différentielle et dilatométrie. Elles sont basées toutes les trois sur les transformations subies par un minéral au cours du chauffage.

1. Analyse thermo-pondérale.

Lorsque l'on chauffe un échantillon de sol contenant des minéraux argileux et des hydroxydes, il perd des constituants volatils à des températures déterminées. Le plus fréquent est l'eau ; on peut avoir également des départs de gaz carbonique.

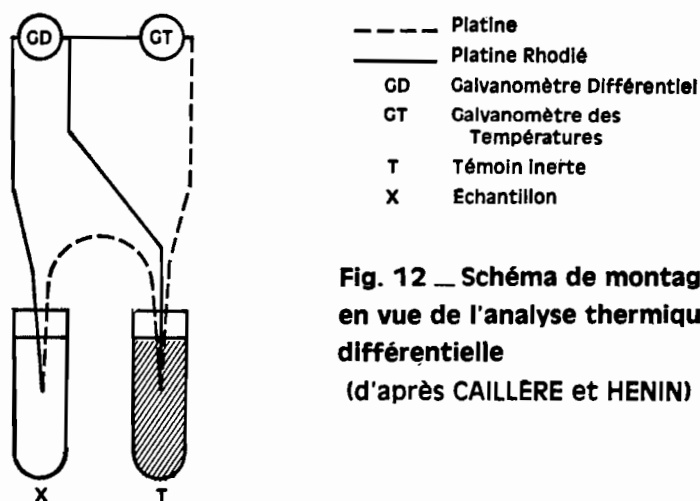
La méthode la plus simple est la détermination par points. Elle consiste à placer un échantillon dans un four à température connue et effectuer la pesée lorsque l'équilibre est établi. Cette technique est facile à mettre en œuvre et nécessite seulement un four réglable et une canne pyrométrique. Elle a été utilisée par BASTISSE (1947) et de nombreux autres chercheurs. Elle permet une détermination très convenable des pertes d'eau les plus importantes. Elle risque de ne pas permettre de détecter certains accidents importants. On a recours alors à la méthode d'enregistrement continu de CHEVENARD.

Les départs d'eau s'opèrent à des températures relativement stables et constantes :

- Hydroxydes de fer et alumine : 250°
- Kaolinite : 450°
- Montmorillonite : 100-200°
- Oxydes : Néant

2. Analyse thermique différentielle.

Elle s'appuie sur la mesure des absorptions ou dégagements de chaleur qui se produisent lors de transformations qui ont lieu au sein d'une substance dont on élève régulièrement la température.



Cette mesure est faite à l'aide de couples thermo-électriques dont l'un plonge dans la substance où peut se produire la transformation, l'autre dans une substance inerte (alumine ou argile préalablement calcinée). Au moment où se produit la transformation, un des couples va se trouver porté à plus haute température (réaction exo-thermique), ou à plus basse température (réaction endo-thermique) que d'autre. Il y aura, entre les deux couples, création d'une différence de potentiel que

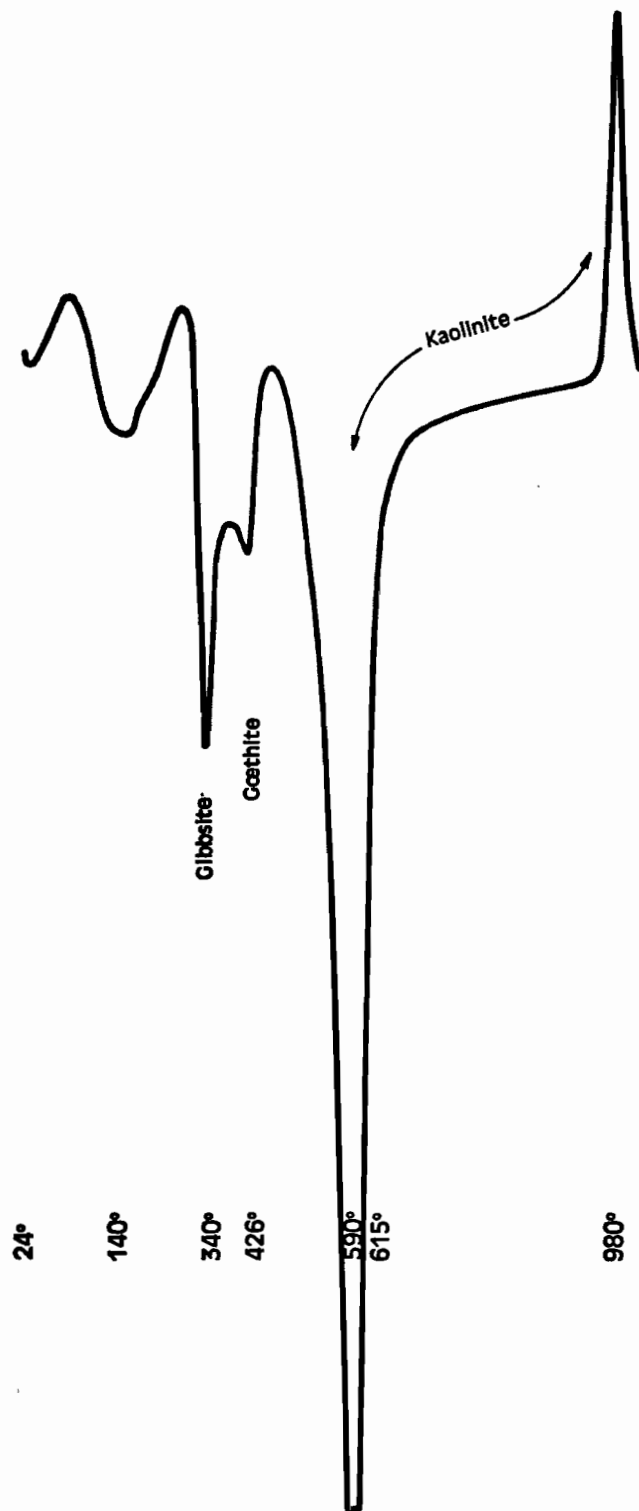


Fig. 13 - Courbe thermique différentielle d'un échantillon de sol tropical à goethite, gibbsite et kaolinite.

l'on enregistre. Un deuxième galvanomètre permet de suivre les variations de température au cours du chauffage. Les variations du galvanomètre sont couplées avec un système d'enregistrement photographique ou bien avec un enregistreur graphique. Le dépouillement des courbes permet d'identifier un certain nombre de produits.

4.3.3. Emploi de rayonnements.

Emploi des rayons X.

Une partie importante des produits minéraux du sol sont cristallisés. Mais la taille des cristaux est si petite (moins de $0,5 \mu$) que les moyens habituels de la microscopie sont insuffisants pour les mettre en évidence. On a donc recours à l'emploi du rayonnement X. Celui-ci est produit dans une ampoule spéciale par bombardement, sous vide poussé, d'une surface métallique par un faisceau d'électrons. On sélectionne un rayonnement de longueur d'onde déterminé, que l'on dirige sur le produit à étudier, celui-ci diffracte ce rayonnement suivant une loi déterminée par BRAGG, et qui tient compte de la distance entre les plans principaux des cristaux. Deux techniques sont alors possibles :

- La première consiste à recevoir les rayons diffractés sur un papier photographique dans une chambre cylindrique. On note un certain nombre de raies dont l'espacement est caractéristique du minéral examiné (fig. 14).

- La seconde à mesurer directement l'intensité du rayonnement à l'aide d'un compteur Geiger qui se déplace sur une circonférence dont l'objet étudié occupe le centre. On obtient un diagramme portant un certain nombre de pics propres aux produits étudiés (fig. 15).

Chaque constituant cristallisé du sol fournit un diagramme comportant un nombre de pics ou raies caractéristiques, dont on peut trouver le détail dans les ouvrages spécialisés. La détermination qualitative des constituants peut être effectuée dans de très bonnes conditions ; mais l'appréciation quantitative est encore très délicate.

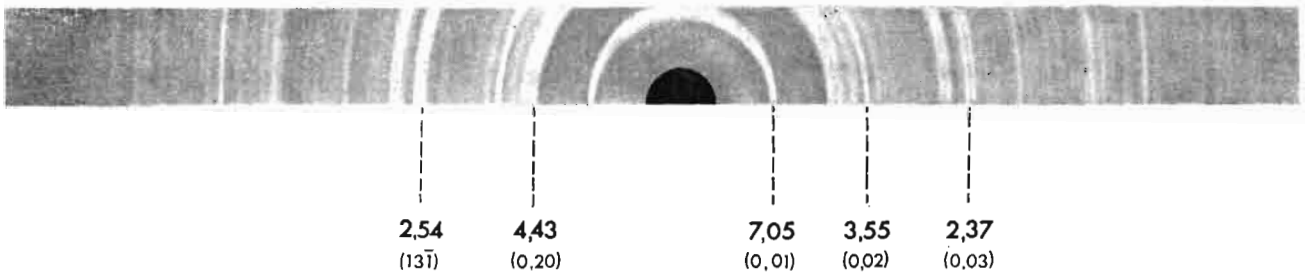


Fig. 14 — Diagramme X d'un échantillon de kaolinite, obtenu avec une chambre photographique avec les principales raies en A. Le spectre a été obtenu avec une anticathode de cuivre en sélectionnant la raie $K\alpha = 1,5374$; diamètre de la chambre 114,6 mm.

4.3.4. Emploi des Electrons.

Un faisceau d'électrons est utilisé dans un appareil appelé « microscope électronique » qui permet d'obtenir des photographies des particules constituant le sol. Les minéraux argileux présentent des assemblages ou « cristallites » assez caractéristiques. Celles de la kaolinite sont en forme hexagonale ; l'halloysite se présente sous forme de tubes ; la montmorillonite a l'apparence de nuages un peu flou. Les hydroxydes ou oxydes cristallisés peuvent être présents sous forme de ponctuations sur les surfaces des cristallites, etc.

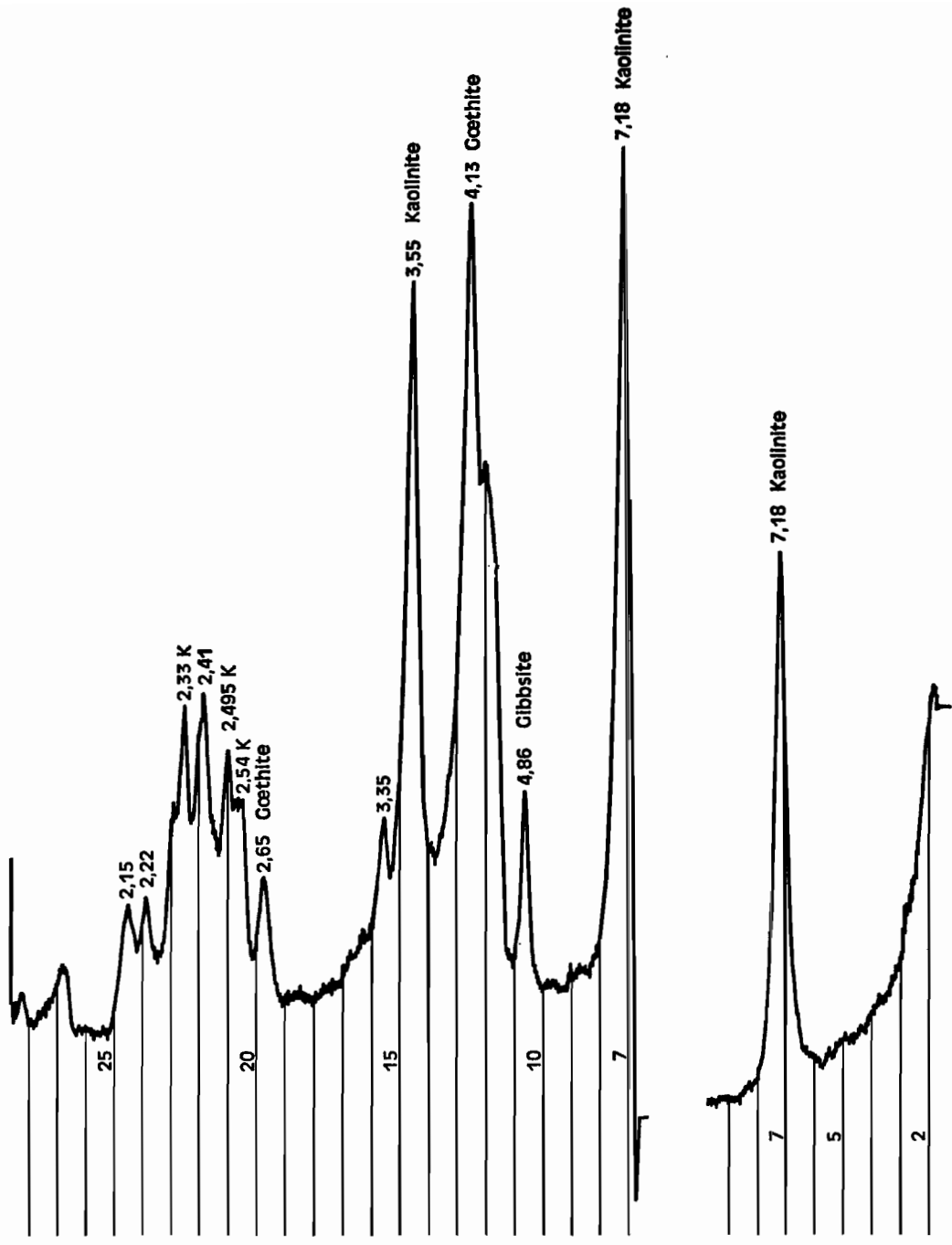


Fig. 15 - Diagramme X d'un échantillon d'argile de sol obtenu par emploi d'un diffractomètre équipé d'un compteur Geiger-Muller.

4.3.5. Interprétation des résultats.

Lorsqu'on cherche à établir la constitution d'un échantillon de sol, il y a toujours intérêt à grouper plusieurs déterminations, chimique, thermique, diagramme X, etc., et de confronter les résultats obtenus. Les renseignements d'ordre qualitatif obtenus doivent être concordants.

Le sol (ainsi que l'argile extraite de ce sol) étant un milieu complexe, il est la plupart du temps très difficile de donner une composition minéralogique précise. Ceci explique pourquoi les minéralogistes se contentent souvent de donner des indications vagues sur les quantités de minéraux identifiés.

4.4. - Caractéristiques biologiques.

La vie se fait l'agent du climat dans l'évolution du sol et par l'énergie qu'elle utilise (photosynthèse de la flore), elle s'avère l'outil essentiel de cette évolution. Sans le travail de la vie, le sol ne serait en effet qu'un milieu pour cultures hydroponiques, c'est-à-dire un équilibre statique, alors qu'avec la vie se développent le cycle des matières organiques, l'humification des litières et le tamponnage chimique des sols. La vie, en fonction du pédoclimat et du milieu minéral, rend le sol plus ou moins organique et contribue à en déterminer les diverses propriétés.

On doit considérer les sols comme des « équilibres dynamiques », c'est-à-dire des équilibres qui résultent de très nombreuses forces interférant toutes directement ou indirectement entre elles et se modifiant avec le temps. Ces forces sont en effet saisonnièrement variables, mais à une plus grande échelle de temps, elles évoluent aussi dans un sens généralement irréversible, d'où le dynamisme et l'évolution des équilibres pédologiques. Il existe pour chaque type de sol une succession d'équilibres qui lui est propre, de la roche-mère en voie d'altération au pédoclimat. Au sein de ces équilibres, les bactéries utilisent 60 à 80 % de l'apport énergétique que représentent les débris végétaux et les cadavres animaux.

4.4.1. La Flore.

1. Les bactéries.

Organismes unicellulaires de très petite taille, d'un demi-micron à quelques microns (1 micron = 1/1 000 de mm).

Les formes des bactéries sont peu nombreuses et pas immuables ; elles peuvent varier avec l'âge des bactéries et les conditions du milieu : les formes, coques, microcoques, diplocoques, streptocoques, staphylocoques, bacilles, vibrions, spirilles et spirochètes sont les formes les plus connues et correspondent à des noms de genres. Certaines bactéries portent aussi des expansions flagelliformes.

Les bactéries dans le sol sont extrêmement nombreuses. Il peut en exister plusieurs milliards par gramme de sol, soit jusqu'à 1 kg de substance bactérienne au m² dans les sols les plus vivants. Ce plasma bactérien, invisible mais partout présent au sein du squelette minéral des sols, est défini en fonction de chaque équilibre pédologique.

Presque tous les aspects de la microbiologie du sol ont une portée sur la chimie du sol et participent à un cycle métabolique, tels les cycles fondamentaux de l'azote et du carbone.

Cycle de l'azote.

Quatre fonctions bactériennes différentes réalisent le cycle fondamental de l'azote, à savoir : la fixation de l'azote atmosphérique dans les molécules organiques, l'ammonification et la nitrification des protéines qui aboutissent à rendre de nouveau l'azote assimilable, et enfin la dénitrification, fonction longtemps controversée mais aujourd'hui reconnue comme allant de pair avec le bon état des sols.

La fixation de l'azote atmosphérique est effectuée par :

- 1) des bactéries aérobies libres : **Azotobacter**, **Beijerinckia**, quelques bactéries photosynthétiques et quelques oligonitrophiles ;
- 2) des bactéries anaérobies libres : **Clostridium** ;
- 3) des bactéries symbiotiques : **Rhizobium** des légumineuses ;
- 4) certaines algues cyanophycées.

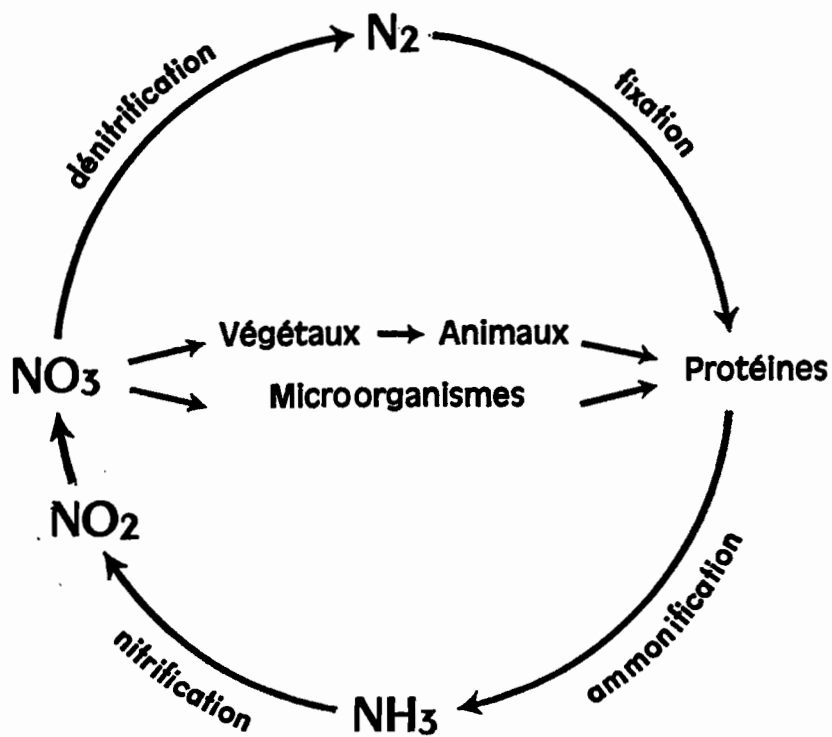


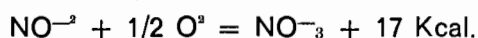
Fig. 16 - Le cycle de l'azote dans les sols

Les divers éléments minéraux présents dans le sol (P, Ca, Fe, Mg, Mo, S, K) ainsi que le pH et l'humidité influencent fortement l'activité fixatrice de ces bactéries ; l'humus paraît avoir sur elles une influence plus limitée.

L'ammonification est une réaction plus ordinaire, réalisée par un très grand nombre d'organismes. L'ammoniac libéré se fixe dans le sol (au maximum dans les sols acides), s'inclut dans les molécules d'acides préhumiques, s'oxyde en nitrites et nitrates, ou se perd dans l'atmosphère quand les substances azotées prédominent sur les substances hydrocarbonées. Ces pertes dans l'atmo-

sphère apparaissent particulièrement importantes dans les pays équatoriaux chauds et humides ; pays où, en contrepartie, les orages par les éclairs synthétisent du peroxyde d'azote et peuvent enrichir les eaux de pluie en acide nitrique. Les ions NH_4^+ adsorbés sur le complexe d'échange de bases sont préférentiellement nitrifiés par les microorganismes du sol, car l'addition d'un sol nitrifiant à un sol stérile augmente son pouvoir nitrifiant proportionnellement à la capacité d'échange du sol ajouté. Les bactéries nitrifiantes, comme les autres bactéries, demeurent essentiellement à la surface des agrégats.

La nitrification est effectuée d'abord par des bactéries nitreuses des genres **Nitrosomonas**, et à un degré moindre **Nitrosococcus**, **Nitrosospir**, et **Nitrosocystis** et ensuite par des bactéries nitrifiques du genre **Nitrobacter**. Les deux principales réactions de la nitrification, bien que s'effectuant par étapes, peuvent se résumer ainsi :



La présence de Ca P, Mg, Fe et Cu est nécessaire aux bactéries nitrifiantes.

La dénitrification enfin est effectuée par de nombreuses bactéries utilisant l'oxygène des nitrates pour oxyder une autre substance (le NO^-_3 étant alors réduit en NO^-_2 ou N_2) et aussi par des bactéries qui réduisent directement NO^-_3 en N_2 .

Cycle du carbone.

Le carbone est apporté au sol par les débris végétaux et les cadavres de la faune, mais aussi par les fumures et les engrais verts. La décomposition de ces apports organiques s'effectue sous l'action de la faune et de la microflore. Elle est, selon les sols et les saisons, plus ou moins rapide, conduit à des produits de nature différente et s'accompagne d'une synthèse plus ou moins importante de substances préhumiques.

Les glucides donnent divers corps intermédiaires, des acides organiques, du gaz carbonique et de l'eau.

La cellulose dans la nature est généralement liée à la lignine, aux héli-celluloses et aux pectines ; les pecto-celluloses sont plus facilement attaquées que les ligno-celluloses. De nombreuses bactéries et de nombreux champignons peuvent attaquer la cellulose.

Le glucose apparaît être le stade final le plus habituel de la dégradation aérobie de la cellulose. Il est réutilisé immédiatement par les bactéries. Divers autres sucres, ainsi que des acides organiques et des gommes peuvent aussi se former. En anaérobiose, de nombreux bâtonnets sporulés dégradent la cellulose (famille des **Clostridium** par exemple). Les produits de dégradation sont alors des acides organiques et des gaz dont le méthane.

La lignine, très résistante, n'est dans les régions tempérées que très lentement attaquée, notamment par les champignons. Elle peut donner des acides tanniques et des glucides phénoliques qui, en milieu alcalin, se polymérisent et s'oxydent en donnant des acides humiques.

Les pectines donnent des acides organiques, des alcools et des gaz, ou sont hydrolysés en sucre.

Les lipides et les cires se dégradent très lentement en donnant souvent des corps gras insolubles et parfois toxiques.

Les cycles du carbone et de l'azote sont liés entre eux, du fait des besoins en azote des divers organismes vivants, qu'il s'agisse des besoins en nitrates des plantes ou du besoin en ammoniac de certaines bactéries.

Le rapport C/N correspond pour chaque sol à un équilibre bien défini et s'avère très utile à connaître.

Autres éléments.

- **Le soufre.**

De très nombreuses bactéries hétérotrophes, dites de la putréfaction, peuvent décomposer les protéines soufrées des organismes vivants. Certains champignons et Actinomycètes peuvent aussi participer à la décomposition du soufre organique. Cette décomposition conduit en aérobiose à des acides aminés soufrés, à des mercaptans, à du soufre métalloïdique, à du soufre plus ou moins oxydé (S_2O_3 — et SO_3) et même à des sulfates. Le SH_2 apparaît principalement dans les conditions d'anérobiose.

Le soufre organique après minéralisation est repris par des bactéries, en majorité autotrophes qui progressivement l'oxydent en sulfates, assimilables par les plantes.

- **Le fer.**

La minéralisation du fer organique est effectuée par la plupart des bactéries qui s'attaquent aux matières organiques. Le fer, selon les circonstances, est libéré sous forme oxydée ou réduite. Des bactéries aérobies et anaérobies peuvent oxyder le fer, mais la plupart du temps l'oxydation du fer et son inclusion dans les complexes ferro-humiques et ferro ou ferrisiliciques s'effectuent dans les sols essentiellement par voie chimique. Il semble que les bactéries dans les sols jouent surtout sur l'état du fer en influençant le potentiel d'oxydo-réduction et le pH du milieu. Les bactéries oxydantes du fer paraissent avoir un rôle plus important dans les eaux que dans les sols.

- **Le manganèse**

Les plantes peuvent présenter des carences en Mn dans des sols qui en sont bien pourvus, notamment dans les sols organiques et calcaires. Seul le Mn^{++} (Mn adsorbé, Mn O ou $Mn(OH)_2$) est reconnu assimilable par les plantes ; le Mn^{+++} et le Mn^{++++} (MnO_2) ne paraissent pas assimilables.

Les microorganismes, selon les circonstances, peuvent aussi bien oxyder le Mn divalent que réduire le Mn trivalent ou le Mn quadrivalent.

Dans les sols neutres ou légèrement alcalins, l'oxydation biologique conduit souvent tout le Mn sous la forme MnO_2 . Dans des conditions d'anaérobiose, en pH acide, ou en présence d'un abaissement du potentiel d'oxydo-réduction, le Mn tend au contraire à être réduit, aussi bien par un processus purement chimique que par les microorganismes.

Le MnO_2 dans les sols agit comme un oxydant énergétique ou un accepteur d'hydrogène dans une grande variété de systèmes biologiques. En oxydant notamment les composés thiols, le MnO_2 joue un rôle protecteur des organismes du sol et s'avère un facteur de la fertilité du sol (QUESTAL, 1955).

L'oxydation biologique du Mn dans les sols apparaît liée à celle du fer ferreux, d'où souvent la présence dans les sols qui bordent les marais tropicaux de concrétions noires composées de fer et de manganèse

- **Le phosphore**

Présent dans plusieurs minéraux (tel l'apatite $Ca(OH)_2 \cdot 3Ca_3(PO_4)_2$), le phosphore existe dans le sol sous forme minérale et sous forme organique.

Ses formes minérales dans le sol sont particulièrement complexes. D'une part, il existe un équilibre constant entre les ions PO_4 — en solution et les ions PO_4 — adsorbés et échangeables, et d'autre part le phosphore peut rétrograder sous des formes peu ou non solubles ; rétrogradation favorisée aussi bien par le calcaire que par les sesquioxydes de fer et d'aluminium.

Il est apparu que les transformations du phosphore ionique généralement de nature physico-chimique, pouvaient aussi souvent être de nature biologique. Les microorganismes peuvent solubili-

ser et mobiliser le phosphore pour les plantes ainsi que l'assimiler pour eux-mêmes ; il peut exister une faim de phosphore comme il existe une faim d'azote.

• Divers

Les microorganismes, en assurant la décomposition des matières organiques, ou en contribuant à l'altération des silicates (silicobactéries) libèrent de nombreux autres éléments chimiques, dont certains, comme le potassium, intéressent directement la nutrition des plantes. Les microorganismes peuvent aussi participer à la transformation d'éléments secondaires comme l'arsenic.

Inversement, de nombreux éléments chimiques sont aussi nécessaires au métabolisme des microorganismes, tel le molybdène pour les bactéries fixatrices d'azote et les bactéries ou plantes assimilant les nitrates, tel le bore nécessaire à la symbiose *Rhizobium*-légumineuse et d'une manière plus générale à la vie de très nombreuses algues et bactéries, tel aussi le cobalt présent dans la vitamine B 12 que synthétisent de nombreux microorganismes. Le cuivre et le zinc sont aussi des oligo-éléments indispensables aux plantes et aux microorganismes.

Pour ce qui est des techniques, on se réfère à POCHON (1954) et POCHON et TARDIEUX (1962).

2. Les algues.

Les algues du sol sont très proches de celles que l'on rencontre dans les eaux douces, à savoir : des algues à pigments chlorophylliens, à réserve d'amidon et à multiplication par division (Chlorophycées), des algues à pigments caroténoïdes et xanthophylliens à réserves graisseuses et à reproduction par division ou par zoospores, parfois sexués (Xanthophycées), des algues à test siliceux formé de deux moitiés qui s'emboîtent (Diatomées) et des algues à pigments variés non localisés dans des chromatophores, à noyau primitif et à membrane souvent gélatineuse (Cyanophycées : *Nostoc*, *Oscillatoria*).

A la lumière, ces algues sont autotrophes et utilisent le carbone minéral, mais dans les sols, pour des raisons d'humidité, elles se localisent souvent un peu au-dessous de la surface, se trouvent donc à l'obscurité et utilisent le carbone organique des débris végétaux et des plasmas bactériens.

Les algues sont les plus nombreuses dans les sols assez organiques, humides et possédant de préférence une certaine teneur en azote assimilable. Elles se développent aisément en laboratoire sur des milieux peu minéralisés.

Leur rôle dans les sols apparaît comme assez secondaire ; leur activité principale paraît être de fixer une très faible fraction de l'azote sous forme organique et d'influencer la vie bactérienne à laquelle elles sont étroitement associées.

3. Les champignons.

Les champignons ne possèdent pas de pigment assimilateur comme les algues ou les autres plantes vertes et sont formés d'une association de cellules sans vaisseaux conducteurs (thalle). Les champignons diffèrent des bactéries du fait que leurs cellules possèdent un noyau et une membrane. Tous sont hétérotrophes et se nourrissent de carbone organique.

Les champignons inférieurs (siphomycètes) ont un thalle ramifié mais non cloisonné, exception faite cependant au niveau des organes de reproduction ou dans certaines circonstances particulières. Les Mucorales sont parmi les Siphomycètes du sol particulièrement actifs dans les horizons supérieurs des sols humides et sur les débris végétaux et animaux en début de décomposition.

Les champignons supérieurs (Septomycètes) ont un thalle cloisonné et généralement très ramifié. On y distingue les Ascomycètes, les Basidiomycètes et les « Fungi imperfecti ».

Les champignons recherchent en majorité les sols aérés et, contrairement aux bactéries, s'avèrent en général tolérants à l'acidité. Des conditions humides et une douce température sont aussi favorables au développement des champignons.

Les champignons ont une action positive sur la structure des sols, tant par l'adhérence de leurs filaments mycéliens que par les substances mucilagineuses qui résultent de l'attaque bactérienne de leur mycélium. Ils jouent un rôle important dans la dégradation des matières organiques et synthétisent des protéines cellulaires à partir des composés carbonés et azotés du sol. De nombreux champignons ont le pouvoir d'attaquer la cellulose et la lignine. Par leur production d'antibiotiques, qui peuvent influencer aussi bien les microorganismes que les plantes vertes, ils s'avèrent un des éléments essentiels de l'équilibre des sols. Par leur participation aux manchons vivants qui entourent les racines, ils contribuent à l'établissement de rapports biochimiques étroits entre microorganismes et végétaux supérieurs.

A mi-chemin entre les champignons et les bactéries se situent les Actinomycètes. Ils sont très nombreux dans les sols et y ont une grande importance, notamment sur la croissance des plantes et l'équilibre de la microflore. Certains secrètent des corps noirs de nature humique.

4.4.2. — La Faune.

La faune des sols demeure essentiellement dans les horizons de surface où se localise le potentiel énergétique et alimentaire constitué par les débris végétaux. Certains animaux, comme les vers, les termites et autres fousseurs, bien que se nourrissant en surface, descendent cependant en profondeur et déterminent dans les sols des voies de pénétration pour les autres animaux qui doivent migrer saisonnièrement.

La densité des animaux qui constituent les grands groupements fauniques du sol doit être considérée en fonction de la biomasse et de l'activité que représentent ces animaux au sein des sols. Il est aussi nécessaire de considérer la diversité des animaux au sein des divers groupements fauniques ; les sols qui offrent des conditions très favorables renferment de nombreuses espèces représentées par peu d'individus, alors que les sols à conditions extrêmes renferment peu d'espèces représentées par de nombreux individus.

1. Les Protozoaires.

Selon les sols, les protozoaires au mètre carré varient de 100 à 1 000 millions, soit un poids de quelques grammes à quelques dizaines de grammes. Les Flagellés sont généralement les plus nombreux, les Ciliés les moins nombreux.

La majorité des protozoaires du sol peuvent s'enkyster, y compris les thécamoébiens déjà protégés par leur coquille. Les kystes sont très résistants et aisément transportables par le vent, d'où le cosmopolitisme de très nombreux protozoaires.

Les protozoaires ont une très grande possibilité de multiplication et il est connu qu'un infusoire placé dans des conditions idéales pourrait théoriquement, en se multipliant, donner une masse de matière vivante égale à celle de la terre en un mois.

D'une manière générale, ainsi que nous le montrent les mesures de dégagement de gaz carbonique, l'activité globale des bactéries s'accroît en présence des protozoaires prédateurs, car en détruisant les bactéries, les protozoaires stimulent leur développement et leur activité. Dans les sols riches en protozoaires, les azotobactères sont plus actifs, l'ammonification plus intense, les antibiotiques voient leur force diminuer et d'une manière générale, les divers processus métaboliques du sol se trouvent favorisés.

2. Les Nématodes.

Les nématodes sont des vers ronds dont le corps n'est pas segmenté et qui ne possèdent pas de soies. De tous les organismes pluricellulaires, les nématodes sont certainement les animaux les plus abondants et les plus répandus sur le globe. Presque tous les animaux et végétaux sont parasités par les nématodes. Les nématodes libres des sols sont aussi extrêmement nombreux. Ils ont en moyenne 0,5 à 2 mm de longueur et sont 20 à 50 fois moins larges que longs, ce qui les rend pratiquement invisibles à l'œil nu ; il en existe cependant quelques rares formes géantes.

Les nématodes sont surtout abondants dans les sols riches en matières organiques et à régime assez humide. Ils se rencontrent principalement dans les débris végétaux en décomposition et les 10 ou 20 premiers centimètres des sols, où l'on peut en trouver selon les circonstances de 1 à 30 millions au mètre carré.

Tous les nématodes sont des animaux aquatiques, et quand l'eau vient à manquer, les nématodes selon les espèces meurent, passent en vie ralentie, se déshydratent ou s'enkystent. Les kystes de nématodes peuvent demeurer en vie de nombreuses années. Tout au moins sous les climats tempérés, les nématodes paraissent favoriser les processus d'humification. Peut-être favorisent-ils aussi la stabilité structurale des sols. Ils forment un vaste groupement qui, dans les végétaux en décomposition, apparaît après les bactéries et après les protozoaires, mais avant les microarthropodes. Plusieurs champignons s'attaquent aux nématodes.

3. Les vers de terre (Enchytréides, Lumbricides, Mégascolécides).

Les Enchytréides sont des vers de petite taille (2 à 30 mm environ), les autres vers sont de taille plus grande.

La plupart des vers de terre ont une période de diapause en été, période pendant laquelle, le tube digestif vide, ils demeurent enroulés sur eux-mêmes dans une cavité sphérique consolidée par une sécrétion. Ces cellules d'estivation peuvent ultérieurement se trouver fossilisées par un remplissage de terre humifère entraînée en profondeur ou par un dépôt de carbonate de calcium dans les horizons profonds des sols calcaires.

Les vers de terre se nourrissent généralement à partir des débris végétaux en décomposition qu'ils ingèrent mélangés à de la terre. Les vers incorporent ainsi au sol la litière végétale, soit en la mangeant directement en surface, soit après l'avoir enfouie dans les galeries. Dans le choix de leur nourriture, les différents vers manifestent des préférences variables selon les milieux.

Les vers de terre sont étroitement liés à l'humidité des sols, à leur pH, à leur teneur en calcium, à leur salinité et à leur potentiel d'oxydo-réduction ou rH_2 . L'atmosphère, la texture et la température du sol conditionnent aussi la présence et l'activité des vers.

Dans les sols bruns des régions tempérées et notamment dans les sols de jardin, on peut avoir plusieurs tonnes de vers à l'hectare. Un bon pâturage supporte plus de vers que de gros bétail. Là où les vers existent, ils forment entre 50 et 75 % de la biomasse et leurs excréments déterminent la structure mull du sol.

Les galeries des vers, comme celles des autres animaux, servent de voie de pénétration aux animaux non fouisseurs et, une fois remplies de terre humifère entraînée en profondeur par les eaux, forment des voies préférentielles de pénétration pour les racines.

Les rejets de surface ou « turricules » que font les vers sont bien connus, mais tous les vers ne font pas de rejets en surface et l'importance même des rejets varie avec la nature des sols ; ils sont plus importants dans les sols lourds que dans les sols légers. Dans les régions tempérées, on peut avoir, selon les conditions, des rejets annuels de surface d'environ 200 à 400 kg à l'are et même plus dans certaines prairies humides, soit un dépôt de surface de plusieurs millimètres en quelques années. Les 10 cm supérieurs d'un sol de pâturage passent alors en entier par le tube digestif des vers en 10 à 20 ans. Dans les régions intertropicales, certains sols particuliers de dépression peuvent être recouverts chaque année par plus de 2 tonnes de rejets à l'are ; les turricules des vers constituent alors un véritable horizon de surface (sols « dentelles » du Nord Cameroun, sols de la vallée du Nil blanc...).

Les vers tendent à homogénéiser les profils, ou au contraire dans certains sols à déterminer par leur activité un horizon supérieur distinct reposant sur un lit de cailloux progressivement enfoui. Le travail mécanique des vers correspond à un labour profond des sols, avec dispersion de la microflore et de la microfaune.

Les vers améliorent la stabilité structurale des sols en mélangeant intimement les composés organiques en voie de décomposition à la fraction minérale des sols et en y ajoutant pour certains des sécrétions calcaires.

Ils améliorent aussi fortement la macroporosité des sols par leurs galeries et leurs rejets, et favorisent indirectement la microporosité par l'enfouissement des débris végétaux, enfouissement qui détermine une activité plus importante de la microfaune et de la microflore en profondeur.

L'amélioration de la porosité des sols en permet une meilleure aération, sans que, pour autant, leur humidité ne s'en trouve diminuée, car la capacité de rétention d'eau se trouve généralement accrue par ailleurs grâce à un complexe colloïdal plus humique. En conséquence de ces améliorations, les sols à vers sont généralement plus résistants à l'érosion, exception faite sur les pentes où l'érosion peut au contraire entraîner énergiquement les turricules.

Tous les vers n'ont pas la même action sur les sols et cette action reste en grande partie fonction de leur biologie.

Chimiquement, les rejets des vers sont généralement plus riches que le sol et le rapport entre les diverses bases échangeables n'y est généralement pas le même. Les vers sont aussi capables de rendre assimilables pour les plantes de très nombreux oligo-éléments (tel le molybdène), et inversement la disparition de vers peut parfois entraîner l'apparition de carences minérales. Les vers favorisent la nitrification des composés organiques azotés tout en constituant par eux-mêmes une importante réserve d'azote. Ils accroissent enfin très nettement le bagage enzymatique des sols, en rendant ces derniers biologiquement plus actifs.

Les excreta des vers sont en général plus proches de la neutralité que les sols correspondants.

De tout ceci, il résulte que les vers de terre presque toujours ont une action favorable sur la fertilité des sols. Ils améliorent la flore des pâturages et la qualité des récoltes. Ce sont des animaux très utiles dont nous connaissons mieux l'action dans les régions tempérées que dans les régions intertropicales, où leur action apparaît parfois plus limitée à un travail d'ordre essentiellement mécanique.

4. Les microarthropode (Acariens et Collembolés).

Les Acariens sont des arthropodes sans antennes, ayant des chélicères et quatre paires de pattes.

Mesostigmates, Thrombidiformes, Acaridides et Oribates se rencontrent dans les sols. Les Oribates constituent souvent plus de la moitié des Acariens du sol et s'attaquent pour la plupart aux débris végétaux, mais ne participent pas au mélange direct des matières organiques avec les matières minérales du sol.

Les Collembolés sont des insectes primitifs n'ayant jamais développé d'ailes. Comme tous les insectes, ils ont une paire d'antennes et 3 paires de pattes thoraciques. La plupart des Collembolés s'attaquent de préférence aux litières végétales en voie de décomposition.

Les microarthropodes vivent étroitement sous la dépendance des conditions du milieu : humidité, profondeur de l'horizon organique, macroporosité, etc. D'après les différents auteurs les sols forestiers peuvent facilement héberger de 100 000 à 500 000 acariens et 200 000 collembolés au mètre carré, soit approximativement une masse vivante de 4 grammes. Dans les sols de prairie, les sols cultivés et les sols sous conifères, les microarthropodes sont généralement beaucoup moins nombreux.

Dans les sols, les microarthropodes contribuent à la fragmentation fine de la litière et marquent un stade dans la dégradation des débris végétaux, mais en dépit de leur nombre les collembolés et les acariens ne paraissent cependant pas détruire plus de débris végétaux que certaines larves de Diptères dont l'action réductrice est bien plus importante, quoique plus limitée dans le temps. Les microarthropodes accélèrent aussi les divers processus bactériens, y compris, selon les conditions microclimatiques, ceux de l'humification et de la déshumification.

5. Les termites.

Certains termites demeurent dans les bois secs, dont ils se nourrissent avec l'assistance de nombreux protozoaires intestinaux, d'autres ne peuvent attaquer que les bois humides des racines ou les vieilles souches déjà colonisées par les bactéries et les champignons. Les termites qui nidifient dans le sol, édifient des nids extrêmement variés : nids souterrains, nids en plaquage, nids en

champignon à un ou plusieurs chapeaux, nids en colonnes, nids à parois abruptes, etc. Les termites dits termites champignonnistes (**Bellicositermes, Macrotermes**) possèdent dans leurs nids des chambres à débris végétaux ou à pulpe de bois, imbibés de salive, et déposés en meules. Sur ces meules se développe un mycélium de champignon qui attaque la lignine démasque la cellulose, elle-même attaquée ensuite par les bactéries cellulolytiques de l'intestin postérieur des termites ouvriers.

Les termites sont très susceptibles à la dessiccation. Ils maintiennent l'humidité de leurs habitats en utilisant l'eau de leurs aliments ou, dans les zones sahéliennes, en descendant chercher l'eau en profondeur.

Les termites réclament aussi une température relativement constante et élevée et, en plus d'une végétation suffisante à leurs besoins, doivent encore pouvoir disposer de matériaux fins de type argileux pour l'édification d'une grande partie de leurs termitières.

Dans la forêt équatoriale dominent les termites cartonnières élevant des nids arboricoles ou semi-arboricoles et les termites souterrains des litières. Dans les savanes boisées dominent les grandes termitières en forme de dôme ou de champignon à un ou plusieurs chapeaux.

La densité des termites souterrains est difficile à estimer, mais l'on peut dire qu'ils sont partout présents dans les zones intertropicales. En forêt comme en savane, les termites détruisent les litières végétales, contrecarrant les processus d'humification et même pour certaines espèces contribuant à détruire les substances humiques déjà formées. Pour cette raison, la jachère, le mulching et le brûlis contrôlé ne peuvent améliorer le sol, comme ces pratiques le font dans les pays tempérés, d'autant plus que dans les régions équatoriales, l'activité bactérienne travaille en faveur d'une destruction des acides humiques et d'une accumulation relative des acides fulviques.

Les termites influencent la morphologie, la physique, la chimie et la fertilité des sols. Les matériaux qui constituent les grosses termitières épigées sont remontés des horizons profonds du sol, seuls les termites construisent de petites termitières plus ou moins superficielles utilisant généralement des matériaux de surface. Quand une termitière meurt, elle s'affaisse lentement, ses galeries se comblent, puis l'érosion toujours active entre les termitières en étale les matériaux. Des arbustes tendent à s'implanter à la périphérie plus humide du dôme de terre, dernier vestige de l'ancienne termitière. Souvent dans les savanes, une remontée constante des éléments fins a fini par recouvrir les éléments cuirassés ou les gravillons, vestiges d'anciens sols ferrallitiques aujourd'hui disparus.

D'une manière générale, les termites poussent très loin la dégradation des matières organiques, et les teneurs en carbone et en azote sont généralement plus faibles dans les termitières que dans les sols voisins. Le rapport C/N y est plus faible. Les bases échangeables s'y trouvent généralement accrues avec un rapport C/N habituellement supérieur.

Dans les grandes termitières ont été parfois trouvés des nodules calcaires ou des accumulations de sels solubles (carbonates et parfois nitrates).

Les termites, par leurs remontées d'éléments minéraux de la zone d'altération de la roche-mère, accroissent les réserves minérales des sols, et indirectement par la suite, la somme des bases échangeables. Le pH est généralement peu modifié ou rapproché de la neutralité. Les sols travaillés par les termites sont d'une manière générale, chimiquement plus riches mais moins organiques que les autres sols. Leurs qualités physiques sont aussi souvent moins bonnes. Avant d'arasement les termitières, il est bon de savoir si la culture envisagée est exigeante en matières organiques ou en éléments minéraux. Le mode de mise en valeur le plus approprié pour un champ à grosses termitières épigées ne peut souvent être décidé qu'après une étude pédobiologique.

6. Les autres insectes.

En dehors des collembolés et des termites, ce sont les fourmis et les larves de coléoptères ou de diptères qui paraissent être les insectes dont l'action dans le sol s'avère la plus importante.

Les fourmis sont des espèces pionnières que l'on peut rencontrer sur les dépôts récents des rivières ou les terres dénudées. On en a décrit plus de 240 genres et plus de 6 000 espèces dont les comportements sont extrêmement divers. Ces insectes n'édifient pas des nids aussi bien ordonnés que ceux des termites et s'ils creusent abondamment la terre, ils ne l'utilisent pas, à quelques

exceptions près, pour leurs constructions. Les galeries innombrables des fourmis favorisent l'apport d'air et d'eau dans les sols et les remontées d'éléments fins des horizons sous-jacents se traduisent surtout par la création d'un horizon superficiel à fine granulométrie et de nature plus minérale qu'organique. En Amérique les fourmis **Atta** et **Acromyrmex** cultivent les champignons au sein de leur nid de la même manière que certains termites d'Afrique.

De nombreuses fourmis sont nuisibles à l'agriculture ou favorisent indirectement la propagation des pucerons, mais il en est aussi qui sont utilisées dans la lutte biologique contre les insectes parasites des cultures.

De très nombreux **Coléoptères** demeurent dans les sols et peuvent servir d'indicateurs au pédobiologiste ; certains genres à vie endogée stricte possèdent un endémisme extraordinaire (COIFFAIT, 1960). Mais c'est surtout par leurs larves que de nombreux Coléoptères manifestent leur influence dans la vie des sols. Parmi les plus communes sont à citer les larves cylindriques d'Elatérides, dites « vers fil de fer » (wireworms). Le régime alimentaire de ces larves varie selon les espèces, mais nombreuses sont celles qui peuvent nuire aux cultures, leur nourriture habituelle venant à manquer.

Les larves de Diptères forment, avec les **larves de Coléoptères**, la grande majorité des larves d'insectes du sol. La majorité des larves de Diptères se nourrissent de débris végétaux et de litières en manifestant de nettes préférences. Elles ont une très forte influence sur la décomposition des litières végétales, qu'elles réduisent rapidement en bouillie et peuvent mélanger activement avec le sol. Leur action est très importante, mais elle reste limitée dans le temps et dans l'espace. Les larves de Bibionides, Tipulides, Scialides et Scatopsides, apparaissent parmi les plus actives.

7. Les Groupes secondaires.

Selon leur type morphologique et biologique, les **Myriapodes** sont plus ou moins bien adaptés à l'excès d'eau ou au contraire à la sécheresse et reflètent généralement le régime hydrique des sols où ils demeurent. De nombreux diplopodes (iules, glomérus) sont aussi étroitement liés au calcium.

Pour une région donnée, et compte tenu de la végétation, il est possible de retrouver des espèces ou des associations caractéristiques des différents sols. Ces associations sont intéressantes à suivre quand la végétation locale vient à être modifiée, comme c'est le cas avec le recul de la forêt africaine.

Bien d'autres animaux existent encore dans les sols, mais leur importance dans la pédogenèse et la dynamique de ces derniers demeure assez limitée ou ne se manifeste que dans certains cas très particuliers.

On peut aussi éventuellement rencontrer en quantité dans certains sols des **mollusques** (escargots et limaces), des **crustacés** (cloportes et crabes terrestres des pays chauds), des **insectivores** (taupes), des **rongeurs** (rats et lapins) et même des **édentés** (tatous d'Amérique et oryctéropes d'Afrique). L'action sur les sols de ces divers animaux peut être localement très importante.

BIBLIOGRAPHIE

- AOMINE (S.), YOSHINAGA (N.). — 1955. Clay minerals of some well drained volcanic ash soils in Japan. *Soil. Sci.*, 79, pp. 349-358.
- AUBERT (G.), BOULAIN (J.). — 1967. La pédologie. Coll. « Que sais-je », n° 352. Puf, Paris, 128 p.
- BACHELIER (G.). — 1963. La vie animale dans les sols. *Init. Doc. tech. Orstom* n° 3, 280 p.
- BASTISSE (N.). — 1947. Contribution à la détermination du type minéralogique des argiles des sédiments. *Ann. Agron.*, 3, pp. 398-454.
- BAVER (L.D.). — 1956. *Soil Physics*. J. Wiley and sons, New-York, 489 p.
- BEAR (F.). — 1964. *The chemistry of the soil*. Rheinhold, New-York, 515 p.
- BIRRELL (K.S.), FIELDS (M.). — 1952. Allophane in volcanic ash soils. *J. Soil. Sci.*, 3, pp. 156-166.
- CAILLERE (S.), HENIN (S.). — 1963. *Minéralogie des argiles*. Masson, Paris, 356 p.
- COIFFAIT (H.). — 1960. Les Coléoptères du sol. *Act. Sci. Ind.*, n° 1260. Hermann éd., Paris, 204 p.
- DEB (B.C.). — 1950. The estimation of free iron oxides in soils and clays and their removal. *J. Soil. Sci.*, 1, 2, pp. 212-220.

- DEMOLON (A.). — 1960. La dynamique du sol. 5^e ed. Dunod, Paris, 520 p.
- DEMOLON (A.), LEROUX (D.). — 1952. Guide pour l'étude expérimentale du sol. Gauthier-Villars, Paris.
- D'HOORE (J.L.). — 1964. La carte des sols d'Afrique à 1/5.000.000. Mémoire explicatif. Lagos, C.C.T.A. Projet conjoint 11, 209 p.
- DUCHAUFOUR (P.). — 1965. Précis de Pédologie. 2^e éd. Masson, Paris, 482 p.
- ERHART (H.). — 1933. Traité de Pédologie. Strasbourg.
- FLAIG (W.). — 1966. The chemistry of humic substances in : The use of isotopes in soil organic matter studies. FAC/IAEA. Technical meeting. 1963. Brunswick-Volkenrode. Pergamon Press, Oxford, London, Edinburg (etc.), pp. 103-127.
- GRASSE (P.P.). — 1950. Termites et sols tropicaux. Rev. Int. Bot. Appl., pp. 337-338, 549-554.
- GRIM (R.). — 1953. Clay mineralogy. Mc Graw-Hill Book Co, New-York, XII, 384 p.
- HENIN (S.). — 1960. Le profit cultural. S.E.I.A., Paris, 320 p.
- JACKSON (M.L.). — 1958. Soil Chemical analysis. Prentice Hall, U.S.A., 498 p.
- JOFFE (J.S.). — 1949. Pedology. Pedology Publ., New-Brunswick, N.J., 662 p.
- KONONOVA (M.M.). — 1961. Soil organic matter. Pergamon Press, Oxford, London, New-York (etc.), 450 p.
- KUBIENA (W.L.). — 1953. The soils of Europe. Madrid.
- LACROIX (A.). — 1922-1923. Minéralogie de Madagascar. Challamel, Paris, 3 tomes (624, 694, 450).
- LUCAS (J.). — 1962. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 202 p.
- MAIGNIEN (R.). — 1962. Caractérisation des profils des sols. Bull. Bibliogr. Pédol., XI, 2, pp. 5-17.
- MAIGNIEN (R.). — 1966. Compte-rendu de recherches sur les latérites. UNESCO, Paris, 155 p.
- MAIGNIEN (R.). — 1967. Manuel de prospection pédologique. Orstom Yaoundé, 2 vol., 198 p. multigr.
- MALDAGUE (M.). — 1961. Relations entre le couvert végétal et la microfaune. Leur importance dans la conservation biologique des sols tropicaux. Publ. Inst. nat. agron. Congo, Série Sci., n° 90, 122 p.
- MARGULIS (H.). — 1963. Pédologie générale. Gauthier-Villars, Paris, 120 p.
- MILLOT (G.). — 1964. Géologie des argiles. Masson, Paris, 500 p.
- PLAISANCE (G.), CAILLEUX (A.). — 1958. Dictionnaire des sols. La Maison Rustique, Paris.
- POCHON (J.). — 1954. Manuel technique d'analyse microbiologique. Masson, Paris, 124 p.
- POCHON (J.), TARDIEUX (P.). — 1962. Techniques d'analyse en microbiologie du sol. Coll. Techn. de base. Ed. de la Tourelle, Saint-Mandé.
- QUASTEL (J.H.). — 1955. Soil metabolism. Proc. Roy. Soc., Série B, vol. 143, n° 911, pp. 159-178.
- ROBINSON (G.W.). — 1949. Soils. 3rd ed. Th. Murby, London, XXI, 573 p.
- RUELLAN (A.), DELETANG (J.). — 1967. Les phénomènes d'échange des cations et des anions dans les sols. Init. Doc. tech. Orstom n° 5, 123 p.
- RUSSEL (M.B.). — 1959. Water and its relation to soil and crops. Academic press, New-York, 181 p.
- SCHEFFER (F.), ULRICH (B.). — 1960. Humus and humus Düngung. Bd 1 : Morphologie, Biologie, Chemie und Dynamik des Humus. 2^o Anpl. F. Enke Verl., Stuttgart, VIII, 266 p.
- SEGALEN (P.). — 1964. Le fer dans les sols. Init. Doc. tech. Orstom n° 4, 150 p.
- SEGALEN (P.). — 1965. Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. Cah. Orstom sér. Pédol., vol. III, n° 2, pp. 149-176, n° 3, pp. 179-205.
- STEPHENS (C.G.). — 1962. A manual of Australian soils. 3rd ed. C.S.I.R.O., Melbourne, 62 p.
- TRUOG (E.) et al. — 1936. A procedure for special type of mechanical and mineralogical analysis. Proc. Soil. Sci. Soc. Amer., 1, 101.
- U.S.D.A. — 1951. Soil survey manual. The handbook n° 18, Washington D.C., 503 p.
- U.S.D.A. — 1960. Soil classification. A comprehensive system. 7th Approximation. Soil Survey Staff, Soil conservation service, Washington, 265 p. multigr.
- VILENSKII (D.G.). — 1963. Soil Science. 3^e éd. Trad. Israël, Jerusalem, 488 p.

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

Secrétariat d'État aux Affaires Étrangères

techniques rurales en afrique

10

pédologie et développement

B. D. P. A.

O. R. S. T. O. M.

1970

techniques rurales en afrique

10

pédologie et développement

A la demande du Secrétariat d'Etat
et pour faciliter la tâche des ingénieurs travaillant en Afrique

Ce document a été établi par un groupe de travail
auquel ont collaboré,

l'Office de la Recherche Scientifique et Technique
Outre-mer,

le Bureau pour le Développement de la Promotion
de l'Agriculture.

