



ECOLE INTER-ETATS D'INGENIEURS DE

L'ÉQUIPEMENT RURAL

03 B.P. 7023 OUAGADOUGOU 03
BURKINA FASO

COURS D'AGRICULTURE :

I AGRICULTURE GENERALE

Bénin - Burkina - Cameroun - Centrafrique - Congo - Côte d'Ivoire - Gabon
Guinée - Mali - Mauritanie - Niger - Sénégal - Tchad - Togo

COURS D'AGRICULTURE :
I AGRICULTURE GENERALE

Septembre 1994

Aliou IBRAHIMA

AVANT PROPOS

L'intitulé de ce cours, "Agriculture", se fonde sur la spécificité de la formation de l'ingénieur de l'Équipement Rural. En effet, sans être agronome, l'ingénieur du Génie Rural intervient dans le domaine de la production agricole au travers de la conception, de la réalisation, de la gestion et de la maintenance des aménagements hydroagricoles. Pour cela, il a besoin d'acquérir et de maîtriser les principaux facteurs qui régissent cette activité agricole. Notamment, il doit être capable de comprendre les mécanismes, d'analyser les interrelations qui existent entre eux. Il doit aussi être capable de trouver les applications de ces mécanismes dans le domaine de l'aménagement hydroagricole et de connaître les conséquences de ces applications sur la nature ou sur l'environnement.

Enseigné en deuxième année de formation, ce cours vient après un certain nombre de cours de base dispensés en première année, notamment les cours de Sciences de la terre, d'Hydraulique Générale, de Mécanique des fluides et fait la liaison, d'une part avec d'autres cours à venir, en particulier les cours d'Irrigation et Drainage, de Conservation des Eaux et des Sols (CES), d'Économie Rurale et d'Hydrogéologie, et d'autre part du projet d'aménagement hydroagricole qui sera réalisé en troisième année.

Ce cours est constitué de 3 modules :

1. **Agriculture Générale,**
2. **Climat et Besoins en Eau des Plantes, et**
3. **Techniques de Production Agricole.**

Chacune de ces parties fait l'objet d'un polycopié à part.

Le présent polycopié présente donc le cours d'Agriculture Générale. Pour faciliter la compréhension, nous l'avons divisé en trois principales parties :

1. *Notions Fondamentales (chapitres 1 à 5),*
2. *Étude des caractéristiques du milieu sol (chapitres 6 et 7), et*
3. *L'eau dans le sol et intérêts pour l'Agriculture (chapitres 8 à 12).*

Ce polycopié, comme tous les autres, s'articule autour d'une synthèse bibliographique dont la liste est présentée en fin de document. Cette liste n'est certes pas exhaustive et nous sommes disposés à tenir compte de toutes remarques et observations constructives nous permettant d'améliorer le contenu et la qualité de ce document.

le 20/09/1994

Aliou Ibrahima.

Table des matières

Première partie : Notions fondamentales

Chapitre 1 : INTRODUCTION	3
1.1 L'AGRICULTURE	3
1.2 L'AGRONOMIE	3
1.3 LA PHYTOTECHNIE	3
 Chapitre 2 : LES BUTS, LES MOYENS ET LES LIMITES DE L'AGRICULTURE	 5
2.1 CE QUE L'AGRICULTEUR VEUT FAIRE :	5
2.2 CE QUE L'AGRICULTEUR PEUT FAIRE	6
2.2.1 La terre	6
2.2.2 L'eau	6
2.2.3 Les plantes	6
2.2.4 Le travail	7
2.2.5 Les outils	7
2.2.6 L'argent	7
2.2.7 Le bétail	8
2.3 CE QUE L'AGRICULTEUR NE PEUT PAS FAIRE	8
 Chapitre 3 : LE MILIEU DE VIE	 11
3.1 LE MILIEU VIVANT	11
3.2 LE MILIEU NON VIVANT	12
3.3 LE MILIEU ECONOMIQUE ET SOCIAL	13

Chapitre 4 : LES PLANTES	17
4.1 LES DIFFERENTES PARTIES D'UNE PLANTE ET LEURS PRINCIPAUX ROLES	17
4.1.1 Les racines.....	18
4.1.2 Les tiges, troncs, branches et rameaux.....	18
4.1.4 Les feuilles.....	18
4.2 LA PLANTE ET LA PHOTOSYNTHESE	18
4.3 LES ETAPES DE LA VIE DES PLANTES.....	20
4.3.1 Le cycle végétatif des plantes saisonnières.....	21
4.3.2 Le cycle pluriannuel et cycles saisonniers des plantes pérennes	22
4.4 LES DIFFERENTS ETATS DE L'EAU UTILES POUR LA PRODUCTION.....	23
4.4.1 L'eau dans la plante :	23
4.4.2 L'eau évaporée par le sol.....	23
Chapitre 5 : RAPPELS SUR LA PEDOGENESE - CONSTITUANTS DU SOL.....	25
5.1 DEFINITION - GENERALITES	25
5.1.1 Définition agrologique	25
5.1.2 Définition pédologique.....	25
5.2 ELEMENTS DE PEDOGENESE	25
5.2.1 Les trois étapes de la pédogenèse (ou formation d'un sol).....	25
5.2.2 Les facteurs de pédogenèse.....	26
5.3 LES CONSTITUANTS DU SOL.....	28
5.3.1 Généralités.....	28
5.3.2 Les relations massiques et volumiques entre les trois phases.....	29

Deuxième partie : Etude des caractéristiques du milieu sol

Chapitre 6 :	COMPOSITION ET ORGANISATION DE LA PHASE SOLIDE DU SOL	33
6.1	COMPOSITION DE LA PHASE SOLIDE.....	33
6.1.1	La fraction minérale - texture d'un sol.....	33
6.1.2	La fraction organique.....	38
6.2	ORGANISATION DE LA PHASE SOLIDE.....	41
6.2.1	La structure du sol.....	41
6.2.2	Dynamique ou genèse de la structure.....	44
Chapitre 7 :	ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE DU SOL	47
7.1	PROPRIETES DE L'ARGILE.....	47
7.2	LE COMPLEXE ARGILO-HUMIQUE (CAH) ET SES PROPRIETES.....	48
7.2.1	Le complexe argilo-humique (CAH).....	48
7.2.2	Les propriétés du CAH.....	48
7.3	IMPORTANCES AGRONOMIQUES DE CES PROPRIETES.....	51
7.3.1	L'action des acides et des bases.....	51
7.3.2	Le pouvoir flocculant des différents cations.....	52
7.3.3	Le mécanisme d'échange des cations.....	53
7.3.4	Les lois de l'échange des cations.....	54
7.3.5	La fixation sélective des ions.....	54
7.4	LA REACTION DU SOL ; LE PH ET SES VARIATIONS.....	56
7.4.1	Le pH et la réaction du sol.....	56
7.4.2	Variation du pH : le pouvoir tampon du sol.....	57
7.4.3	Actions du pH sur le sol.....	58

Troisième partie : L'eau dans le sol et intérêts pour l'Agriculture

Chapitre 8 :	NOTIONS DU TAUX D'HUMIDITE ET METHODES DE DETERMINATION	63
8.1	METHODE DIRECTE : METHODE GRAVIMETRIQUE	63
8.2	METHODES INDIRECTES.....	63
8.2.1	La conductimétrie (appelée aussi méthode de Boyoucos et Mick).....	63
8.2.2	Méthodes radioactive ou neutronique.....	65
8.3	PROFILS HYDRIQUES ET STOCK HYDRIQUE.....	68
Chapitre 9 :	NOTIONS DE POTENTIEL ET DE PF, MESURES DE SUCCION	71
9.1	GENERALITES	71
9.2	POTENTIEL DE PRESSION - POTENTIEL DE GRAVITE	71
9.2.1	Le potentiel de pression	71
9.2.2	Potentiel de gravité :	73
9.2.3	Notion de pf	73
9.3	EXPRESSION DU POTENTIEL TOTAL OU POTENTIEL HYDRAULIQUE.....	73
9.4	MESURE DE SUCCION ET PROFILS DE CHARGE HYDRAULIQUE.....	74
9.4.1	Mesure de succion de l'eau du sol.....	74
9.4.2	Profils de charge hydraulique	76
9.4.3	Application au sens de l'écoulement de l'eau dans le sol	76

Chapitre 10 : DYNAMIQUE DE L'EAU EN MILIEU NON SATURE	79
10.1 EQUATION GENERALE DU MOUVEMENT DE L'EAU EN MILIEU NON SATURE.....	79
10.1.1 Equation dynamique : généralisation de la loi de darcy en milieu non saturé	79
10.1.2 Equation de continuité	81
10.1.3 Equation générale du mouvement de l'eau	82
10.2 L'INFILTRATION.....	83
10.2.2 Méthodes de mesure du coefficient d'infiltration : Méthodes de terrain	88
10.2.3 Formulation analytique du processus d'infiltration	89
10.3 LA REDISTRIBUTION.....	89
10.3.1 Généralités.....	91
10.3.2 Détermination de $K(\theta)$ par la méthode du drainage interne	91
10.3.3 Détermination de $K(\theta)$: méthode par infiltration à flux constant.....	92
Chapitre 11 : APPLICATIONS AGRONOMIQUES	93
11.1 QUANTIFICATION DES FLUX DE PERCOLATION.....	93
11.1.1 A partir de l'équation de continuité	93
11.1.2 A l'aide de la loi dynamique ou loi de Darcy.....	93
11.2 LES DIFFERENTS ETATS (OU FORMES) DE L'EAU DANS LE SOL.....	95
11.3 COURBES CARACTERISTIQUES DE L'HUMIDITE DU SOL ET TAUX D'HUMIDITE REMARQUABLES	95
11.4 RESERVES EN EAU DU SOL ET INTERETS EN IRRIGATION	98
11.5 RESERVE EN EAU ET TEXTURE DU SOL	102
11.6 LES MOUVEMENTS CAPILLAIRES	103
11.6.1 Ascension capillaire.....	103

11.6.2	Evaporation.....	104
11.6.3	Applications agronomiques.....	104
Chapitre 12 : CIRCULATION DE L'EAU DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE.....		
		105
12.1	INTRODUCTION-GENERALITES.....	105
12.2	LE PROCESSUS DE CIRCULATION DE L'EAU A TRAVERS LE SPAC.....	105
12.3	CONSEQUENCES DE CE PROCESSUS.....	107
12.3.1	Evolution de la succion de l'eau dans la racine en fonction de la teneur en eau du sol.....	108
12.3.2	Succion radiculaire - types de sol.....	108
12.3.3	Interaction entre la teneur en eau, la succion et la transpiration.....	109
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....		111
EXERCICES D'APPLICATION.....		113
	COURS D'AGRICULTURE, T.D. N°1.....	114
	COURS D'AGRICULTURE, T.D. N°2.....	117
ANNEXES.....		121

Première partie :
NOTIONS FONDAMENTALES

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Se rapportant à l'une des plus anciennes activités de l'homme, les trois noms, Agriculture, Agronomie et Phytotechnie, désignent-ils une "Science", un "art", ou un ensemble de "techniques" ?

1.1 L'AGRICULTURE

Dans son sens étymologique (du latin *ager*, champ, et *colère*, cultiver), l'agriculture serait "l'art d'obtenir du sol, tout en maintenant sa fertilité, le maximum de produits utiles".

Ces produits étant soit la plante, soit l'animal qui mange la plante, le terme "AGRICULTURE" désigne aussi bien les techniques de production des végétaux que celles des productions animales.

1.2 L'AGRONOMIE

Du grec *nomos*, règles, principes, l'Agronomie a aussi un sens général qui ne distingue pas le type de production tirée du sol : c'est "l'ensemble des sciences", les "sciences agronomiques", qui cherchent à découvrir les lois de la production agricole".

Les SCIENCES AGRONOMIQUES assureraient donc le progrès des TECHNIQUES AGRICOLES, leur donneraient des bases scientifiques.

1.3 LA PHYTOTECHNIE

La phytotechnie constitue avec la ZOOTECHNIE les deux branches des sciences agronomiques et des techniques agricoles. La zootechnie vise la production des animaux, tandis que la phytotechnie (de *photon*, la plante, et *tecknè*, l'art, les techniques), désigne l'ensemble des techniques visant à faire produire par le sol, sous un climat donné, le maximum de végétaux utiles, dans les meilleures conditions économiques et écologiques.

Cette phytotechnie est "*générale*" lorsqu'elle étudie les bases communes à toute production végétale, elle est "*spéciale*" lorsqu'elle applique ces bases communes à la production des différentes "espèces".

L'agronomie concerne donc les relations qui existent entre les différents éléments (plantes et milieux édaphiques (sol et climat), biologique et socio-économique) d'un système que constitue le champ cultivé.

Ce système est finalisé par l'homme et les connaissances qui sont développées en Agronomie portent donc sur une activité humaine : l'Agriculture, avec comme soucis implicite d'en améliorer l'efficacité.

Aussi, dirions-nous que l'Agronomie, est la théorie d'une pratique : l'AGRICULTURE.

Pour comprendre et analyser cette importante activité humaine qu'est l'Agriculture, il faut donc comprendre quels sont ses buts, ses limites et contraintes et les moyens qui sont mis en œuvre pour la réaliser. C'est l'objet du chapitre 2. Le chapitre 3 présente le milieu de vie de la plante, en particulier la plante cultivée. L'étude des principales parties de la plante et leurs rôles fait l'objet du chapitre 4, tandis que le chapitre 5 fait l'exposé de quelques rappels de pédogenèse et des généralités sur la constitution du sol, support et pourvoyeur de l'essentiel des besoins de la plante.

La deuxième partie aborde l'étude des caractéristiques du milieu sol. Elle est constituée des chapitres 6 et 7.

Le chapitre 6 présente la composition et l'organisation de la phase solide du sol, tandis que le chapitre 7 aborde son aspect physico-chimique.

La troisième et dernière partie est constituée des chapitres 8, 9, 10, 11 et 12. Elle aborde les notions liées à l'eau dans le sol et ses intérêts pour l'Agriculture.

CHAPITRE 2 : LES BUTS, LES MOYENS ET LES LIMITES DE L'AGRICULTURE

A l'observation des champs cultivés, on peut se rendre compte que chacun a ses caractéristiques propres. Ces caractéristiques dépendent de nombreux éléments : le climat, les sols, les techniques utilisées, les plantes, les besoins des habitants, etc. Pour bien comprendre l'agriculture, nous devons entrer dans le détail de ces éléments. Mais, l'agriculture est avant tout une combinaison de :

- ce que l'agriculteur veut faire,
- ce que l'agriculteur peut faire, et
- ce que l'agriculteur ne peut pas faire.

2.1 CE QUE L'AGRICULTEUR VEUT FAIRE :

La volonté de tout agriculteur est toujours de vivre et si possible de bien vivre. Les buts qu'il poursuit sont différents selon sa richesse, le lieu où il habite, la vie de sa région.

- **Il peut chercher à satisfaire les besoins familiaux :**

dans ce cas, son but est l'AUTOSUBSISTANCE ou l'AUTOCONSOMMATION FAMILIALE.

- **Il peut aussi être intéressé par l'argent que lui procurera la vente de ses produits :**

On dit alors qu'il cherche un REVENU MONETAIRE.

- **Cela peut être aussi la recherche de la SECURITE D'EXISTENCE :**

pour lui-même, pour sa famille et pour les travailleurs de sa ferme ou encore d'entente au sein de sa famille ou de la communauté dans laquelle il vit.

- **Son but peut être aussi de PROTEGER LA TERRE ET LES AUTRES MOYENS dont il dispose pour faire l'agriculture.**

Le choix des plantes cultivées et des pratiques culturales est différent selon que l'on poursuit l'un ou l'autre but. Ce qui veut dire que l'agriculture est différente selon le but que l'on poursuit. Le tableau 1 en donne quelques exemples.

But	Type de champ	Association des cultures
Autosubsistance	Champ de case	Macabo, gombo
	Champ du village	Igname, manioc, taro
Vente (argent)	Plantation	Banancier, ananas, papayer, etc.
Autosubsistance et vente	verger	Caféier, palmier, banancier, niébé, etc.

Tableau 1 : Exemples de type d'association des cultures sur un champ en fonction du but choisi par l'agriculteur.

2.2 CE QUE L'AGRICULTEUR PEUT FAIRE

L'agriculteur dispose de moyens particuliers qu'on appelle les FACTEURS DE PRODUCTION. Ceux-ci constituent les choses qu'il faut mettre ensemble dans les champs pour obtenir une production agricole. Voyons donc quels sont les principaux facteurs de production :

2.2.1 LA TERRE

La production d'une ferme dépend aussi bien de la surface de terres disponibles pour les cultures que de la qualité de ces terres.

Pour être utilisable en agriculture, un sol doit nécessairement être alimenté en eau, et doit recevoir une nourriture adéquate.

La nourriture que l'on apporte au sol peut être livrée, soit sous forme de fumiers qui sont des déchets de la matière vivante, soit sous forme d'engrais chimiques vendus dans le commerce, soit encore sous forme de plantes vertes que l'on enfouit dans le sol et qui y pourrissent.

2.2.2 L'EAU

Pour que la vie se développe correctement au bénéfice de l'agriculture, l'eau est nécessaire. Elle doit être présente aux bons moments de la vie des plantes, et en quantité suffisante.

Dans la plupart des cas, c'est la pluie qui fournit l'eau aux cultures. Dans quelques cas, l'agriculteur cherche à contrôler lui-même l'eau qui alimente ses champs.

On dit alors qu'il les irrigue.

Dans de très nombreuses régions d'Afrique, et plus particulièrement au Sahel, l'eau limite la production des terres, car les pluies sont insuffisantes et irrégulières.

2.2.3 LES PLANTES

C'est autour des plantes qu'est organisée l'agriculture. Tous les actes des cultivateurs visent à satisfaire les besoins des plantes pour que celles-ci fournissent le plus possible de produits.

Une agriculture peut être caractérisée par le nombre de plantes qu'elle utilise, par la diversité des produits fournis et leurs qualités pour la consommation.

L'agriculture est différente selon que les plantes cultivées sont des arbres ou des herbes, ou encore selon que les plantes vivent plusieurs années : on dit alors qu'elles sont pérennes ou vivaces, ou au contraire qu'elles sont saisonnières ou annuelles.

L'agriculteur doit en outre rechercher les variétés des plantes qui répondent le mieux à ses souhaits, tant en qualité qu'en quantité. C'est pourquoi il est nécessaire de trouver de bonnes semences.

2.2.4 LE TRAVAIL

Cultiver la terre est un métier qui demande beaucoup de travail. Le travail agricole dépend des saisons et de la vie des plantes cultivées. C'est pourquoi on dit que le travail agricole est saisonnier. A certaines périodes, les travailleurs sont surchargés (par exemple au moment des semailles ou des récoltes) ; à d'autres au contraire, il y a peu à faire dans les champs.

La disponibilité en travail, sa qualité et sa facilité peuvent être influencées par de bonnes pratiques agricoles et par le perfectionnement de l'outillage.

Lorsqu'il s'agit d'utiliser la force (l'énergie), le travail peut être fait par l'homme, par l'animal ou par les machines.

Toutefois, seul le travailleur est capable d'utiliser son intelligence au bénéfice de l'agriculture. C'est la qualité de ses décisions qui fait la valeur de l'agriculture.

Le travail peut être fourni par la famille, ou encore être payé à des travailleurs étrangers à la famille.

2.2.5 LES OUTILS

Pour effectuer son travail, le cultivateur utilise des outils plus ou moins perfectionnés qu'il actionne à la main, avec un animal ou avec un moteur.

Plus les outils sont perfectionnés, moins ils peuvent être produits par les habitants des fermes ou des villages. Les outils plus simples peuvent par contre être fabriqués par ces habitants ou des artisans.

Lorsque les outils doivent être achetés dans le commerce, cela nécessite d'avoir des réserves en argent.

2.2.6 L'ARGENT

L'argent est nécessaire pour acheter tous les facteurs de production qui ne peuvent être trouvés ou fabriqués à la ferme ; par exemple : des engrais chimiques, des insecticides, des machines, des moyens de traction, du carburant pour les machines, etc.

L'agriculture d'autosubsistance réalisée par le fermier pour ses propres besoins familiaux nécessite peu d'argent. Par contre, certaines agricultures intensives, dont le but est uniquement de vendre, sont très exigeantes en argent parce qu'elles consomment beaucoup de machines et d'engrais, d'insecticides et d'autres facteurs de production.

2.2.7 LE BÉTAIL

Le bétail est un facteur de production important dans les fermes d'élevage ou dans les fermes qui font en même temps des cultures et de l'élevage.

Certaines fermes sont organisées exclusivement en vue de la production animale. Dans ce cas, les cultures servent uniquement à fournir les fourrages nécessaires au bétail de la ferme.

L'élevage nomade pour sa part s'intéresse uniquement à la production animale, sans cultiver de fourrage.

D'autres fermes encore sont organisées pour produire aussi bien des produits végétaux qu'animaux ; on dit alors que ces formes sont mixtes, car elles associent l'agriculture et l'élevage.

Associer l'agriculture et l'élevage devrait être un but pour chaque fermier.

Conclusion

Cultiver, c'est combiner au mieux les facteurs de production, en relation avec les buts qu'on s'est fixés. Mais attention aux méthodes de culture qui ne font qu'exploiter les facteurs de production sans veiller à les préserver et les reproduire pour l'avenir.

2.3 CE QUE L'AGRICULTEUR NE PEUT PAS FAIRE

L'agriculteur rencontre de très nombreuses contraintes et limites à son activité.

Les limites rencontrées peuvent être :

- liées à la nature, par exemple il peut manquer de pluies et l'eau va être insuffisante,
- liées à l'insuffisance des moyens, par exemple le manque de travailleurs en suffisance, manque d'argent, etc.

Les limites rencontrées sont aussi appelées des contraintes. Ces contraintes peuvent être très nombreuses et très diversifiées. Outre les exemples que nous venons de citer, on peut dire qu'il existe des contraintes de :

- surfaces cultivables,
- qualité des sols,
- qualité et quantité des semences,
- climat,
- maladies des hommes, des plantes ou du bétail,
- qualité de l'outillage,
- etc.

Il se peut que plusieurs facteurs fassent défaut simultanément. Mais, il peut arriver aussi que l'insuffisance d'un seul facteur empêche la culture, par exemple l'eau ou les semences.

D'autres contraintes, non liées aux facteurs de production peuvent également entraver l'activité de l'agriculteur. C'est en particulier celles liées au milieu environnant :

- les prix de produits,
- l'organisation ou la désorganisation des marchés,
- les connaissances techniques insuffisantes,
- la situation de la ferme par rapport à la route, etc.

Conclusion

L'agriculteur progressiste lutte constamment pour dépasser les contraintes ou limites qui gênent son activité.

Maisattention aux illusions.

L'agriculture est avant tout l'affaire de la VIE : celle des hommes, celles des plantes ou du bétail, celle du sol (car un sol agricole doit être vivant). Ne pas respecter la vie parce qu'on a l'argent ou les engrais chimiques peut entraîner des effets catastrophiques. Par exemple l'EROSION des sols d'un champ de culture mécanisée où le cultivateur, armé de puissantes machines agricoles, n'a pas respecté la vie du sol.

CHAPITRE 3 LE MILIEU DE VIE

Le milieu dans lequel se réalise l'agriculture s'articule autour de trois principaux éléments qui sont : *le milieu vivant, le milieu non vivant, le milieu économique et social.*

3.1 LE MILIEU VIVANT

Le milieu vivant d'une plante, c'est tout ce qui vit autour et sur cette plante. On l'appelle également milieu biotique ou milieu biologique.

Ce milieu biologique, qu'il soit aérien ou du sol est constitué des ETRES VIVANTS, végétaux et animaux, en association bénéfique ou en concurrence avec la plante cultivée (cf. Figure 1).

Ces êtres vivants :

1. influent sur les caractéristiques du sol, et
2. participent ou nuisent à la nutrition de la plante.

Ils sont à leur tour influencés par :

1. Les constituants de l'air et les agents climatiques, et
2. les caractéristiques physico-chimiques du sol.

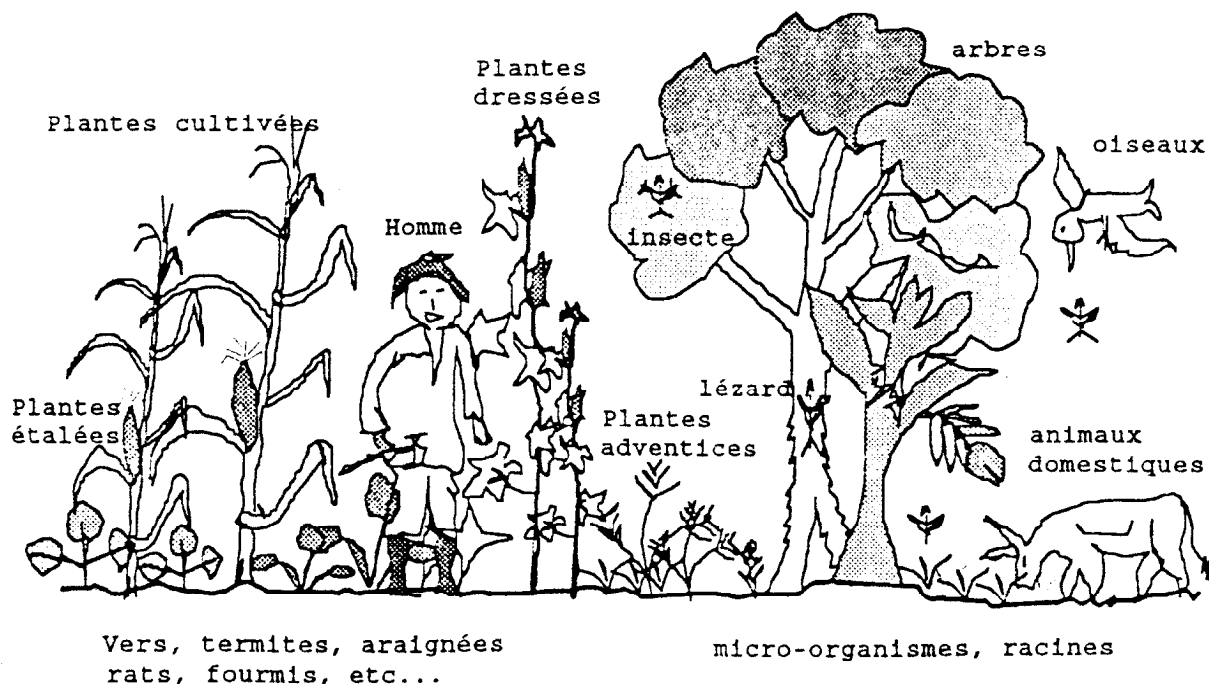


Figure 1 : Représentation schématique des composantes du milieu vivant.

Exemples :

- les micro-organismes du sol mélangent et décomposent les déchets des autres êtres vivants, plantes et animaux (matière organique) et les mettent à la disposition de la plante cultivée.
- d'autres espèces par contre sont nuisibles pour la plante cultivée avec laquelle ils rentrent en concurrence pour extraire la nourriture et l'eau disponibles : ce sont des *espèces parasites* par opposition à ceux qui participent à la vie de la plante en lui fournissant ses besoins : on les qualifie d'*espèces symbiotiques* ou vivant en symbiose avec la plante.

3.2 LE MILIEU NON VIVANT

Le milieu non vivant, encore appelé milieu abiotique, ou milieu physique, est un milieu fort changeant, constitué du sol et du climat (cf. Figure 2).

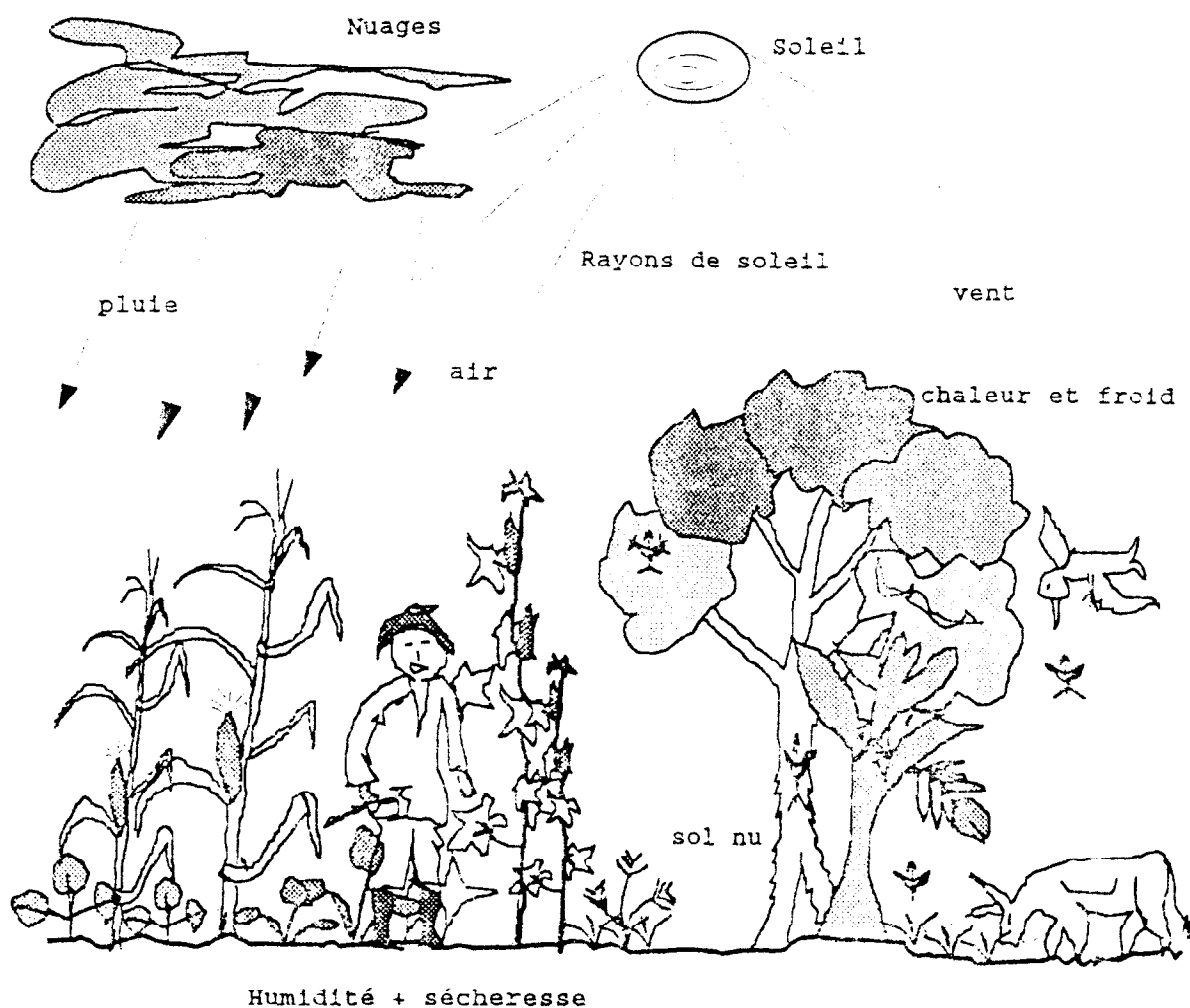


Figure 2 : Représentation schématique du milieu non vivant.

- Le sol, en tant que support de la plante, doit être stable, continu, meuble et le plus profond possible.

- **Le sol, en tant que pourvoyeur des besoins alimentaires et physiologiques de la plante, doit :**
 - donner accès à l'eau et la conserver, tout en laissant s'écouler les excédents ;
 - se laisser pénétrer par l'air et par la chaleur ;
 - contenir et retenir les éléments nutritifs ;
 - permettre enfin, l'activité des microbes utiles, intermédiaires indispensables entre les substances nutritives organiques et minérales et la plante à nourrir.
- **Le climat, moteur de la vie végétale,** doit fournir à la plante les constituants de l'air et les agents climatiques dont elle a besoin, en particulier la lumière (énergie), l'oxygène, la chaleur et le gaz carbonique.
- **Le climat, moteur de la formation et de l'évolution du sol,** lui apporte l'eau, le gaz carbonique, l'oxygène et la chaleur (température).

3.3 LE MILIEU ECONOMIQUE ET SOCIAL

Tout ce qui touche à la production, à la consommation des produits et à leur commercialisation fait partie de l'ECONOMIE ou de la VIE ECONOMIQUE.

On parle de VIE SOCIALE pour caractériser l'organisation des communautés et les relations entre les habitants.

La vie économique et la vie sociale d'une communauté sont toujours intimement liées.

Pour l'agriculteur, la vie économique comporte plusieurs grands aspects :

- la production agricole en quantité et en qualité (production végétale et/ou animale).
- la disponibilité des facteurs de production,
- la consommation,
- le stockage des produits,
- la commercialisation,
- l'approvisionnement,
- la production des semences,
- la transformation des produits.
- l'artisanat,
- les transports vers et hors exploitation.

Conclusion

Toutes ces activités réunies forment l'économie du village. Développer ces activités, c'est développer le village, la région, le pays. L'activité économique locale est cependant dépendante de l'activité économique qui se déroule dans d'autres régions rurales, dans les villes et dans les pays étrangers.

Le choix d'un assolement, ou répartition des cultures sur une ferme au cours d'une même année, celui des dates de semis et de récolte s'appuient à la fois sur des exigences techniques (la nécessité d'une rotation par exemple), et sur des critères socio-économiques : main d'oeuvre disponible, mécanisation possible, débouchés existants ou à rechercher, etc.

Ces principaux aspects de la vie économique d'une ferme sont illustrés dans la figure 3 ci-après.

Pour obtenir une production agricole,
il faut des moyens.
Ces moyens sont appelés :

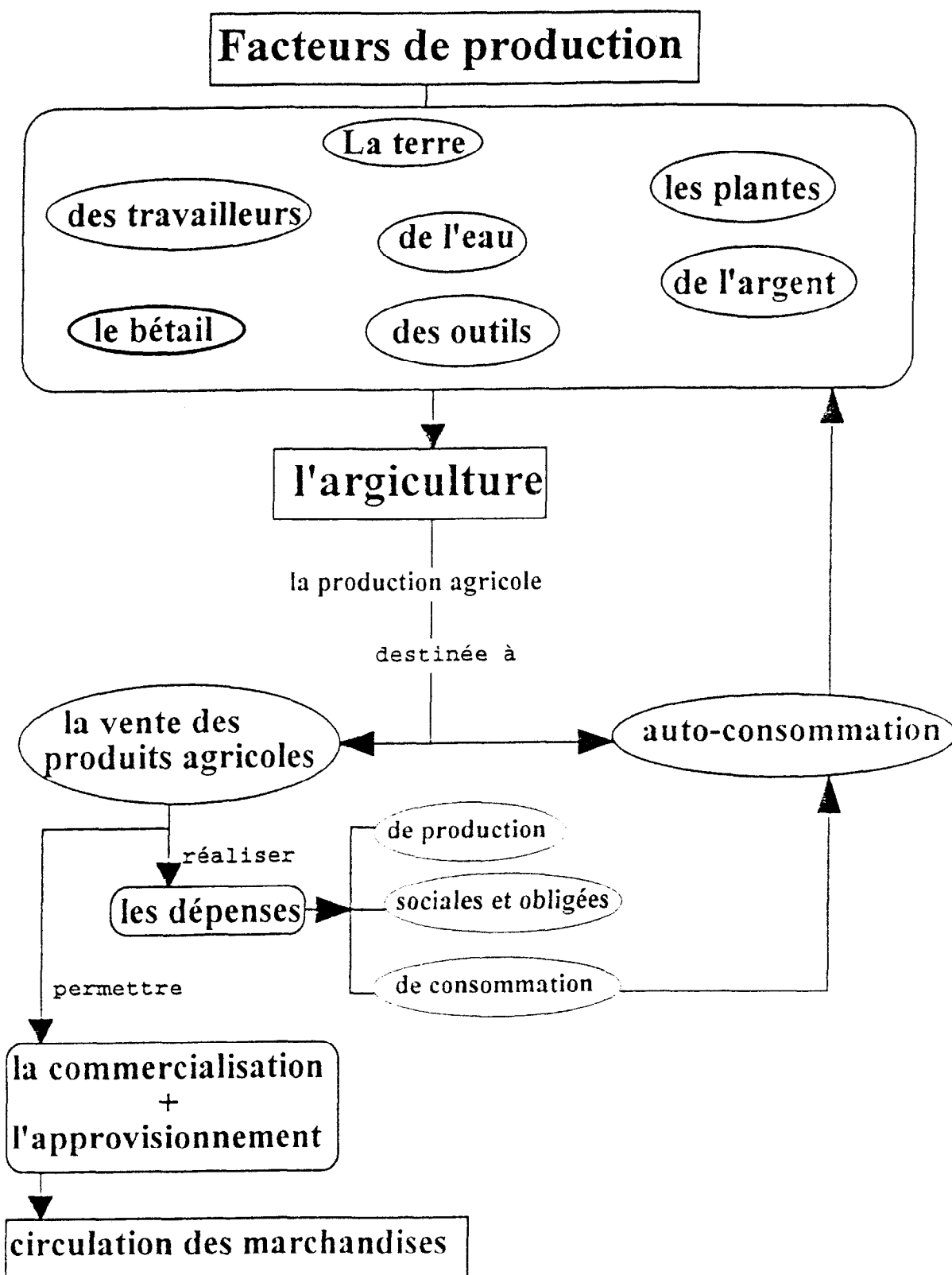


Figure 3 : Les principaux aspects de la vie économique d'une ferme.

CHAPITRE 4 LES PLANTES

Il existe une branche des sciences agronomiques qui s'occupe spécialement de l'étude des plantes et de leur vie : c'est la BOTANIQUE. En effet, les plantes sont si nombreuses et si complexes que des milliers de livres ont été écrits à leur sujet.

Dans cette partie, nous n'allons étudier que quelques aspects généraux de la botanique : ceux qui nous sont nécessaires pour comprendre l'activité agricole.

4.1 LES DIFFERENTES PARTIES D'UNE PLANTE ET LEURS PRINCIPAUX ROLES

La figure 4 ci-après nous montre quelles sont les différentes parties d'une plante.

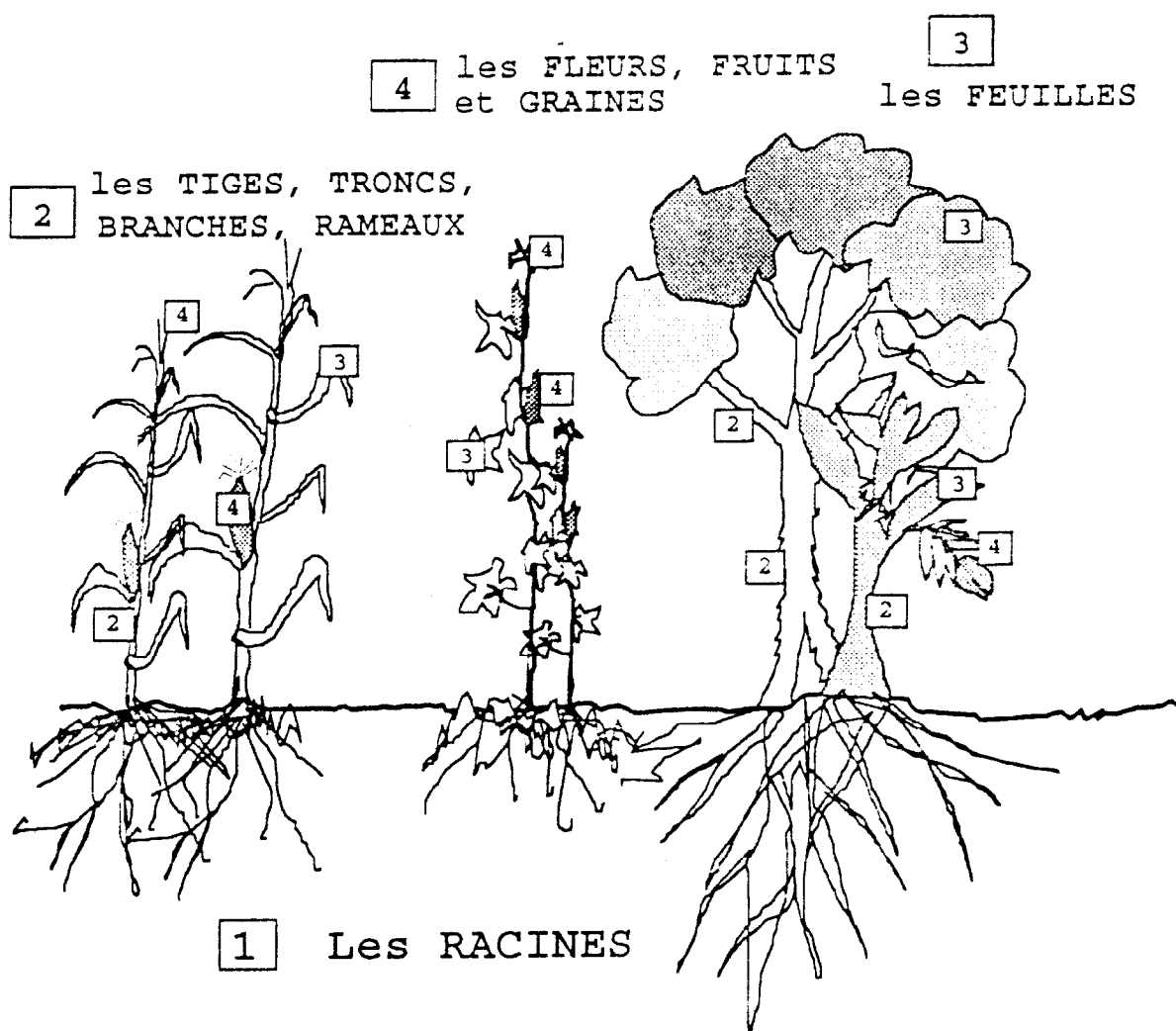


Figure 4 : Les différentes parties d'une plante.

4.1.1 LES RACINES

- Elles forment la partie souterraine des plantes,
- elles fixent la plante dans le sol,
- elles puisent l'eau et les aliments du sol à travers les "poils radiculaires",
- elles peuvent aussi rejeter des déchets dans le sol,
- elles servent parfois de "grenier" : la plante peut y faire des réserves (plantes à tubercules comme le manioc, l'igname, etc.)
- les racines contiennent de très fines canalisations qui conduisent l'eau et les aliments puisés dans le sol vers les tiges.

4.1.2 LES TIGES, TRONCS, BRANCHES ET RAMEAUX

- Les tiges, troncs, branches et rameaux forment, avec les feuilles et les fruits, la partie aérienne de la plante.
- Les tiges forment la charpente de la plante. Elles soutiennent les feuilles, les fleurs et les fruits. Chaque plante a sa charpente ou son "port propre".
- Les tiges, troncs, branches et rameaux sont, comme les racines, parcourus de très fines canalisations. Certaines conduisent la sève non élaborée qui vient des racines, vers les feuilles. D'autres canalisations conduisent la sève élaborée, préparée dans les feuilles, vers les fleurs, les fruits et les racines.
- Les tiges peuvent, comme les racines, contenir des réserves d'aliments pour la plante.

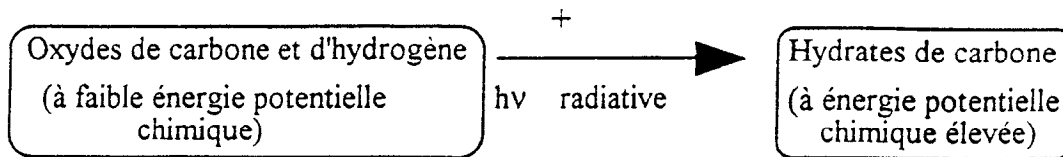
4.1.4 LES FEUILLES

- Les feuilles sont la cuisine de la plante. C'est dans les feuilles que la plante transforme la sève non élaborée qui est composée d'eau et de sels minéraux, en sève élaborée, composée des sucres, des graisses, des protéines qui forment la matière vivante de la plante.
- Pour faire cette transformation, la plante utilise l'air et la lumière (photosynthèse).
- Les feuilles de la plante respirent : elles puisent de l'air dans leur milieu, et y renvoient de l'air.
- Les feuilles transpirent : elles envoient la vapeur d'eau dans l'air.

4.2 LA PLANTE ET LA PHOTOSYNTHESE

La photosynthèse est le processus de conversion d'énergie radiative en énergie chimique, transportable et réutilisable.

Ce phénomène repose donc sur la transformation suivante :



soit :

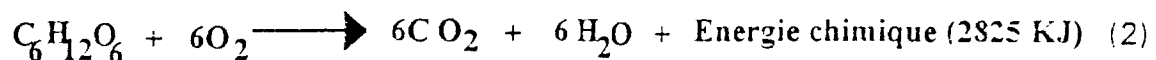


Les trois éléments C, H et O sont prélevés par les plantes dans le CO_2 de l'air et l'eau du sol. Ils constituent les éléments de base de toute matière organique animale ou végétale.

Les hydrates de carbone sont polymérisés en macromolécules pour les parois cellulaires ou réservés sous forme de :

- graisses,
- sucres,
- source d'énergie,
- protéines,
- vitamines, et
- amidon.

La récupération de cette énergie stockée se fait par la dégradation oxydative, c'est-à-dire par la RESPIRATION :



Cette réaction est considérée comme une réaction inverse de la photosynthèse, bien que l'énergie libérée soit sous forme chimique et non radiative.

La transformation s'arrête à l'épuisement du potentiel énergétique des hydrates de carbone.

Il existe des facteurs limitants à ces réactions. Ce sont :

- l'alimentation en énergie,
- la capacité d'absorption d'énergie,
- la disponibilité en CO_2 dans l'air (teneur de l'ordre de 0,03 % < l'optimum de photosynthèse),

- la disponibilité en oxygène, et
- la disponibilité en eau du sol.

La figure 5 résume ces différents phénomènes :

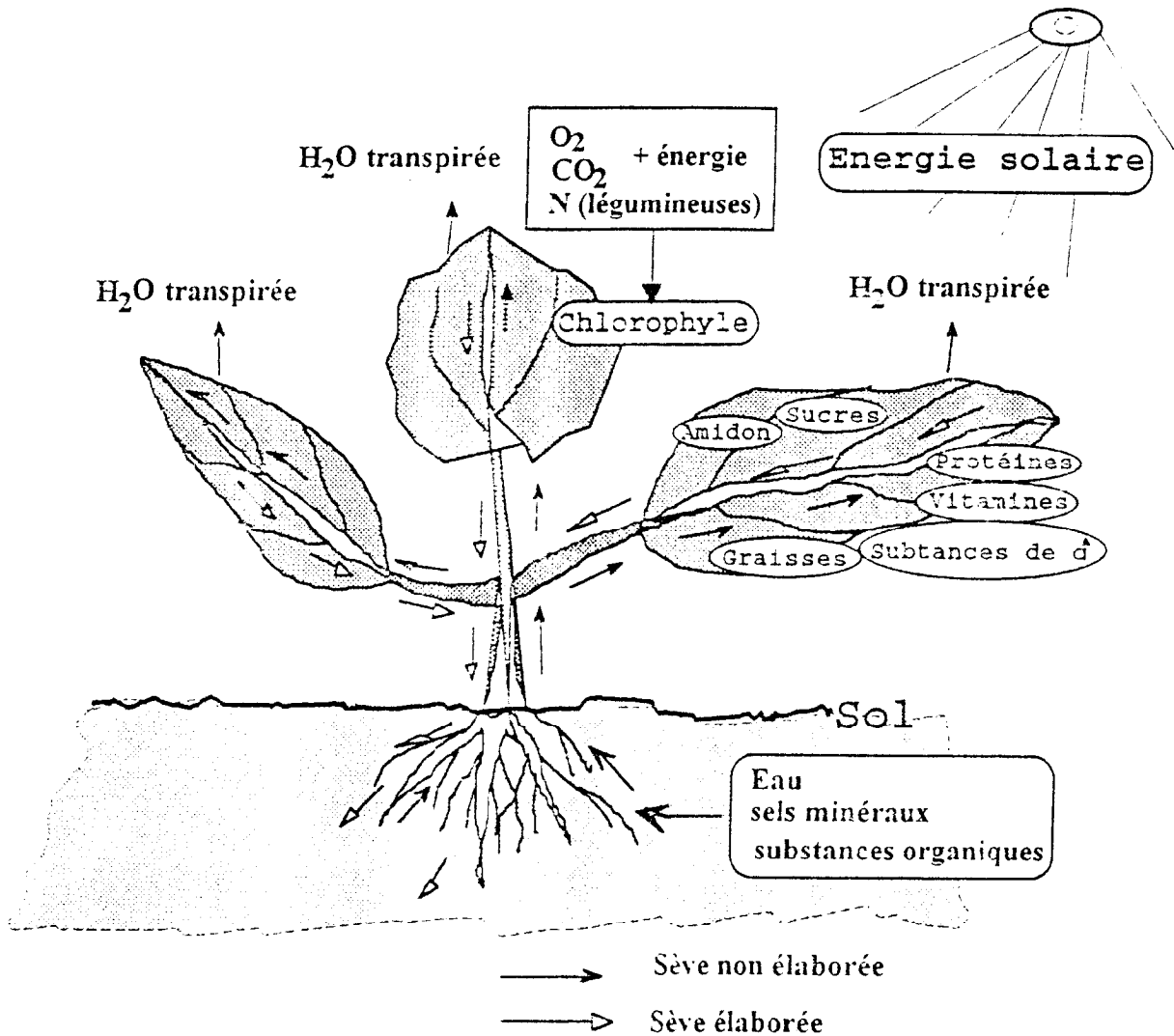


Figure 5 : Représentation des deux fonctions : Photosynthèse et Respiration chez une plante.

4.3 LES ETAPES DE LA VIE DES PLANTES

La vie des plantes se déroule en étapes successives. Ce déroulement s'appelle cycle végétatif. Il est important de connaître le cycle végétatif des plantes cultivées puisqu'à chaque étape de la vie, les besoins en eau, en nourriture, en chaleur et en lumière sont différents. Mais avant d'étudier ces cycles, distinguons d'abord deux types d'activités chez la plante :

(1) La croissance

C'est une grandeur mesurable, régie par les deux fonctions :

- photosynthèse, et

- respiration.

Il y a croissance lorsque le bilan synthèse-respiration est positif. Ce bilan s'écrit sous la forme :

$$\boxed{\text{Matière sèche (MS)}} = \boxed{\text{Assimilation du CO}_2 + \text{Absorption des autres éléments minéraux}} - \boxed{\text{Pertes de CO}_2 \text{ par respiration} + \text{Excrétions racinaires}}$$

PHOTOSYNTHESE
RESPIRATION DES FEUILLES ET DES RACINES

La Croissance correspond donc à une augmentation

- de la masse végétale, et
- du nombre d'organes identiques à ceux existants déjà.

(2) Le développement

C'est une **grandeur repérable**, un concept. Il correspond à un changement d'état, changement d'orientation de la Croissance

On parle de stades de développement de la plante (cf. Cours de Climat et Besoins en Eau des Plantes)

4.3.1 LE CYCLE VEGETATIF DES PLANTES SAISONNIERES

Voyons quelles sont les principales périodes de la vie des plantes saisonnières, illustrées par le cas des céréales, tel que le sorgho par exemple.

- La GERMINATION et l'ETABLISSEMENT de la plante :

C'est le moment où la jeune plante forme ses premières racines et tiges.

La LEVEE est le moment où la jeune plante sort de terre

Le TALLAGE est le moment où la jeune tige se divise en plusieurs parties au ras du sol. On l'observe chez certaines graminées seulement, dont le sorgho, le riz, le blé, alors que d'autres ne tallent pas, comme le maïs

- La CROISSANCE VEGETATIVE :

C'est la période durant laquelle la plante développe ses racines et son feuillage ; on parle aussi, pour les céréales, de la MONTAISON

- La FLORAISON ou l'EPIAISON

C'est à ce stade qu'apparaissent les fleurs ou les épis. Immédiatement après la floraison, il y a ce qu'on appelle la NOUAISON, c'est le moment où se forme le

tout jeune fruit. Si la nouaison ne se fait pas ou se fait mal, la production des fruits et des graines est compromise.

- Pour les plantes à tubercules, la floraison a moins d'importance. Ce qui intéresse le cultivateur, c'est la TUBERISATION, c'est-à-dire la période au cours de laquelle les tubercules prennent forme.
- La MATURATION est la période durant laquelle les fruits, les graines ou les tubercules mûrissent. Les tout jeunes fruits ou graines, formés lors de la nouaison, se remplissent de réserves. C'est à cette époque que les grains accumulent l'amidon, les sucres, les graisses ou les protéines et que les fruits forment leur pulpe et leurs épis.

La maturation des tubercules est la période où ils achèvent de fabriquer leurs réserves.

En résumé, retenons que chez les céréales, il y a quatre grandes phases ou stades végétatifs :

1. Germination - levée,
2. Croissance végétative,
3. Floraison - épiaison, et
4. Maturation.

Les besoins de la plante varient en fonction de ces phases :

ils sont par exemple peu importants dans la phase 1 et maximums dans la phase 3.

4.3.2 LE CYCLE PLURIANNUEL ET CYCLES SAISONNIERS DES PLANTES PERENNES

On doit distinguer ici ce qui se passe sur plusieurs années (le cycle pluriannuel) de ce qui se passe chaque année (les cycles saisonniers).

(1) Le cycle pluriannuel

- La germination et l'établissement du jeune plant (premiers mois de sa vie),
- La croissance et la formation de l'arbre. Elle peut prendre plusieurs années (de 4 à 7 ans selon les espèces),
- La période de végétation ou de floraison. Elle peut durer de nombreuses années. C'est au cours de cette période que se déroulent les cycles saisonniers,
- Le vieillissement et la mort.

(2) les cycles saisonniers

- Certains arbres perdent toutes leurs feuilles lors d'une saison déterminée. Pour ces arbres, la période de foliaison est celle au cours de laquelle se développe le feuillage. Pour les autres, la foliaison est permanente : ils perdent des feuilles

pendant que d'autres poussent. On ne peut donc pas reconnaître une période particulière de foliaison,

- La floraison est la période d'ouverture des fleurs. Elle est immédiatement suivie de la nouaison, comme dans le cas des plantes saisonnières,
- Puis viennent la fructification et la maturation des fruits. C'est la période durant laquelle se forment les fruits.

4.4 LES DIFFERENTS ETATS DE L'EAU UTILES POUR LA PRODUCTION

4.4.1 L'EAU DANS LA PLANTE :

L'eau dans la plante prend deux états :

(1) Eau de constitution

Cette eau rentre dans la composition des tissus végétaux. Elle correspond à 75 voire 95 % du poids du végétal vivant, mais à seulement 1/100 de la demande globale en eau de la plante.

(2) Eau de végétation

C'est l'eau puisée dans le sol, par les racines, et rejetée dans l'atmosphère en transitant par la plante. Cette eau constitue plus de 85 % de la demande globale (ou besoins en eau).

C'est elle qui est à l'origine du phénomène de transpiration dont l'intensité est proportionnelle à la synthèse de matière sèche par la plante.

Cette eau véhicule les substances minérales et organiques.

4.4.2 L'EAU EVAPOREE PAR LE SOL

Cette eau, nécessaire pour la production, est évaporée directement par le sol.

Sa quantité est variable selon le tassement et la couverture du sol. On l'estime entre 750 et 1200 m³/ha, soit 75 à 120 mm.



CHAPITRE 5 RAPPELS SUR LA PEDOGENESE - CONSTITUANTS DU SOL

5.1 DEFINITION - GENERALITES

Le sol peut être défini suivant l'utilisation qu'on en fait. Aussi, distingue-t-on la définition agrologique et la définition pédologique.

5.1.1 DEFINITION AGROLOGIQUE

"Le sol agricole est la partie de la couche superficielle de l'écorce terrestre qui, grâce à sa structure meuble et sa composition physico-chimique, est en mesure d'assurer un développement normal des végétaux cultivés".

D'après R. DIEHL.

L'agrologie s'intéresse donc au sol cultivable. C'est une science tournée vers la pratique, mais une science trop restreinte : insuffisance dans le classement des sols. On parle alors de :

sols sableux, sols argileux, sols limoneux, sols humifères, etc.

Cette classification considère toutes les couches homogènes.

5.1.2 DEFINITION PEDOLOGIQUE

"Le sol est la formation naturelle de surface à structure meuble et d'épaisseur variable, résultant de la transformation de la roche-mère sous jacente sous l'influence de divers processus physiques, chimiques et biologiques".

D'après A. DEMOLON

La pédologie fait intervenir des notions de pédogenèse. Par conséquent il n'y a plus de distinction sol arable, sous-sol, mais sol tout court.

C'est donc une définition plus logique et plus complète. Elle permet de faire une classification plus exacte.

5.2 ELEMENTS DE PEDOGENESE

5.2.1 LES TROIS ETAPES DE LA PEDOGENESE (OU FORMATION D'UN SOL)

Ce sont :

- (1) la dégradation et l'altération d'une roche,
- (2) l'enrichissement en matières organiques, et
- (3) la différenciation des couches ou "horizon", sous l'action des migrations ou lexiviation

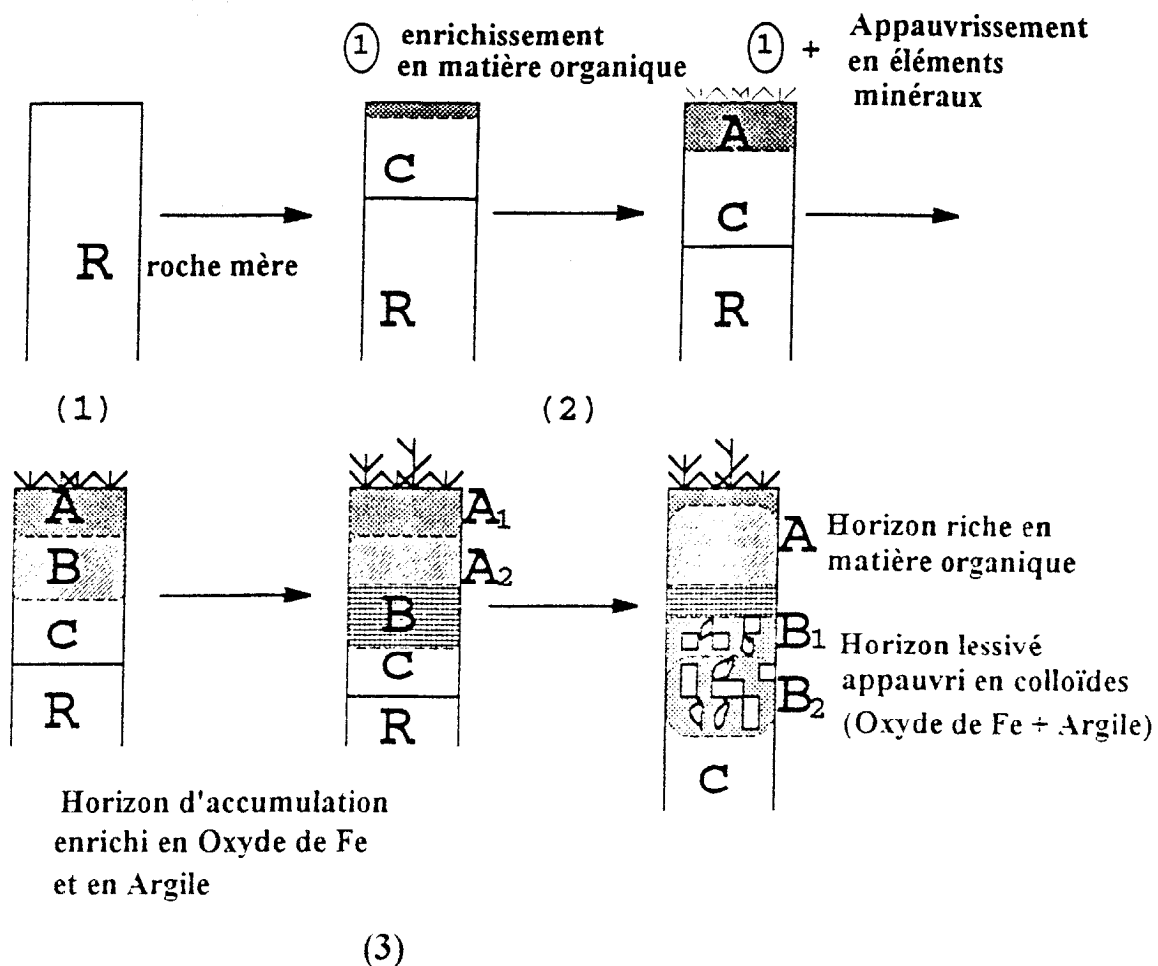


Figure 6 : Les étapes de la pédogenèse.

5.2.2 LES FACTEURS DE PEDOGENESE

5.2.2.1 le climat

Le climat intervient essentiellement par deux paramètres : la pluviométrie et la température.

- pluviométrie : elle favorise les phénomènes de dissolution et des migrations dans le profil de sol.
- température : elle agit sur la vitesse des transformations.

Par exemple :

- en zones humides et chaudes les sols sont très évolués, tandis qu'en zones très froides, ils sont peu évolués.

5.2.2.2 *La roche mère*

Elle intervient par sa dureté, sa perméabilité et sa nature chimique.

Par exemple :

- une roche perméable telle que le sable évolue plus rapidement qu'une roche peu perméable telle que l'argile ou le granite;
- une roche acide (calcaire) évolue également de manière rapide.

5.2.2.3 *la végétation*

- les racines : permettent la fissuration et l'élargissement des fissures existantes.
- les parties aériennes : contribuent à la modification du microclimat (sol nu - sol couvert) et protègent le sol contre l'érosion.
- la production de la matière organique : paramètre essentiel dans la formation des couches superficielles du sol ou même des sols humifères tout court.

5.2.2.4 *le relief ou la topographie*

- favorise la création des microclimats ou pédoclimat au travers de :
 - l'altitude,
 - l'altération,
 - le régime hydrique, et
 - le régime thermique.
- Favorise ou réduit le phénomène d'érosion (le départ du sol) à travers la pente;
- Favorise ou réduit le phénomène de lessivage oblique;
- Crée l'engorgement entraînant l'asphyxie et ralentit l'évolution des sols.

5.2.2.5 *le temps*

La formation des sols est un processus très lent, f(10^x siècles).

On parle ainsi de sols :

- jeunes,
- murs (climatiques), et
- dégradés (perte d'une partie des horizons).

Remarque : *Nous devons faire attention à la destruction du sol, à notre action sur le sol. Nous devons prendre conscience de la portée de notre action sur le sol pour les siècles et les millénaires à venir !*

Exemple : l'abattage des forêts équatoriales et tropicales qui entraîne la modification des microclimat et par suite la pauvreté des sols et l'arrêt des activités agricoles.

5.2.2.6 *l'homme*

- Il intervient par la destruction de la végétation (forêt, pâturage, culture) qui entraîne l'érosion des sols et, avec elle, le comblement des barrages et des cours d'eau, l'augmentation des crues et des inondations(cf. Cours de CES);
- La modification de l'ambiance physico-chimique du sol par la pratique des techniques culturales plus ou moins adaptées.

Exemples :

- les labours mal adaptés entraînent la déstabilisation de la structure du sol,
- l'utilisation abusive des engrais qui peuvent jouer sur le pH du sol,
- l'irrigation sans assainissement (drainage agricole) qui entraîne la salinisation des terres (cf. Cours de Drainage Agricole), etc.

5.2.2.7 *les autres facteurs biologiques*

- faune : transport, aération, transformation et brassage.
- les micro-organismes : dégradation, transformation et réorganisation.

5.3 LES CONSTITUANTS DU SOL

5.3.1 GENERALITES

Le sol est un système triphasique

1) *La phase solide :*

Elle contient deux types de constituants :

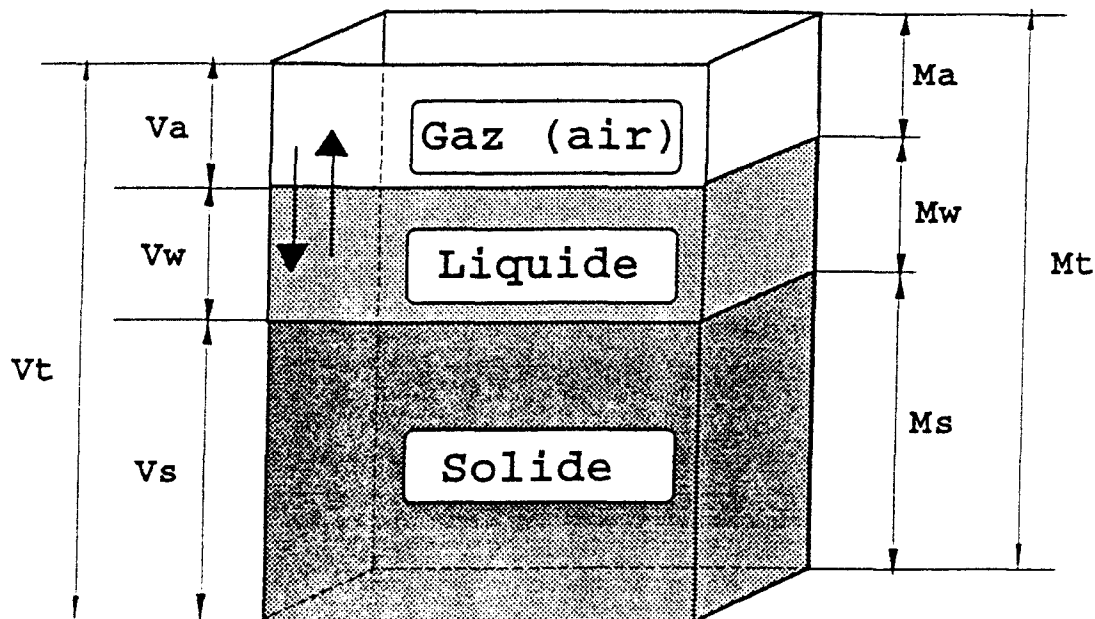
- organiques, et
- minéraux

2) *La phase liquide :*

ou encore appelée eau du sol ou solution du sol.

3) *La phase gazeuse*

ou atmosphère du sol. Elle a la même composition que l'air ambiant.



Va = volume de l'air	Ma = masse de l'air
Vw = volume de l'eau	Mw = masse de l'eau
Vs = volume du solide	Ms = masse du solide
Vt = volume total	Mt = masse totale

Figure 7 : Représentation schématique d'un échantillon de sol.

5.3.2 LES RELATIONS MASSIQUES ET VOLUMIQUES ENTRE LES TROIS PHASES

1) La teneur en eau massique (θ_m) ou humidité pondérale (H_p)

$$\theta_m = H_p = \frac{M_w}{M_s} \quad [\text{kg/kg}] \quad (3)$$

2) La teneur en eau volumique (θ_v) ou humidité volumique (H_v)

$$\theta_v = H_v = \frac{V_w}{V_t} \quad [\text{m}^3/\text{m}^3] \equiv [\text{cm}^3/\text{cm}^3] \quad (4)$$

3) La densité apparente sèche (d_a)

$$d_a = \frac{\text{Masse volumique apparente sèche du sol}}{\text{Masse volumique de l'eau}} = \frac{\rho_{as}}{\rho_w} \quad (5)$$

$$= \frac{M_s}{V_t} \times \frac{1}{\rho_w}, \quad \text{et comme } \rho_w = 1 \text{ g/cm}^3,$$

il vient

$$d_a = \frac{M_s}{V_t} \quad [\text{conventionnellement sans unité}] \quad (6)$$

Remarque : Lorsque d_a est utilisée dans le calcul de la masse du sol, on doit cependant faire attention aux unités (cf. TD).

4) **La densité réelle (d_r)**

$$d_r = \frac{\rho_s}{\rho_w} = \frac{M_s}{V_s} \quad (\text{même démonstration avec } \rho_s = \text{masse volumique du solide})(7)$$

Ordres de grandeur :

Soils sableux : $1400 \leq d_a \leq 1700 \text{ [kg/m}^3\text{]}$

Soils argileux : $1000 \leq d_a \leq 1500 \text{ [kg/m}^3\text{]}$

A partir de toutes ces relations, on peut donc écrire :

$$\theta_v = d_a \times \theta_m \quad (\text{à démontrer en exercice})$$

5) **La porosité du sol (f ou f)**

$$f = \frac{\text{Volume total des pores}}{V \text{ apparent du sol}}$$

$$f = \frac{V_v + V_w}{V_t} \quad (8)$$

pour les sols les plus courants, on a : $30 \leq f \leq 60 \%$

6) **L'indice des vides (e)**

$$e = \frac{V_v + V_w}{V_s}, \text{ généralement : } 0,3 \leq e \leq 2 \quad (9)$$

7) **Relations entre f et e**

$$f = \frac{e}{1+e} \quad \text{et} \quad e = \frac{f}{1-f} \quad (\text{à démontrer en exercice}) \quad (10)$$

8) **Dégré de saturation (D_s)**

$$D_s = \frac{V_w}{V_v} = \frac{V_w}{V_w + V_a} \quad (11)$$

Deuxième partie :
ETUDE DES CARACTERISTIQUES DU
MILIEU SOL

CHAPITRE 6 : COMPOSITION ET ORGANISATION DE LA PHASE SOLIDE DU SOL

6.1 COMPOSITION DE LA PHASE SOLIDE

La phase solide est composée de deux types de constituants :

- les constituants minéraux, et
- les constituants organiques.

6.1.1 LA FRACTION MINERALE - TEXTURE D'UN SOL

Lorsqu'on observe un échantillon de sol, on voit des mottes de grosseur variable pouvant se fracturer de façon également variable. C'est ce qu'illustre le schéma de la figure 8 ci-dessous :

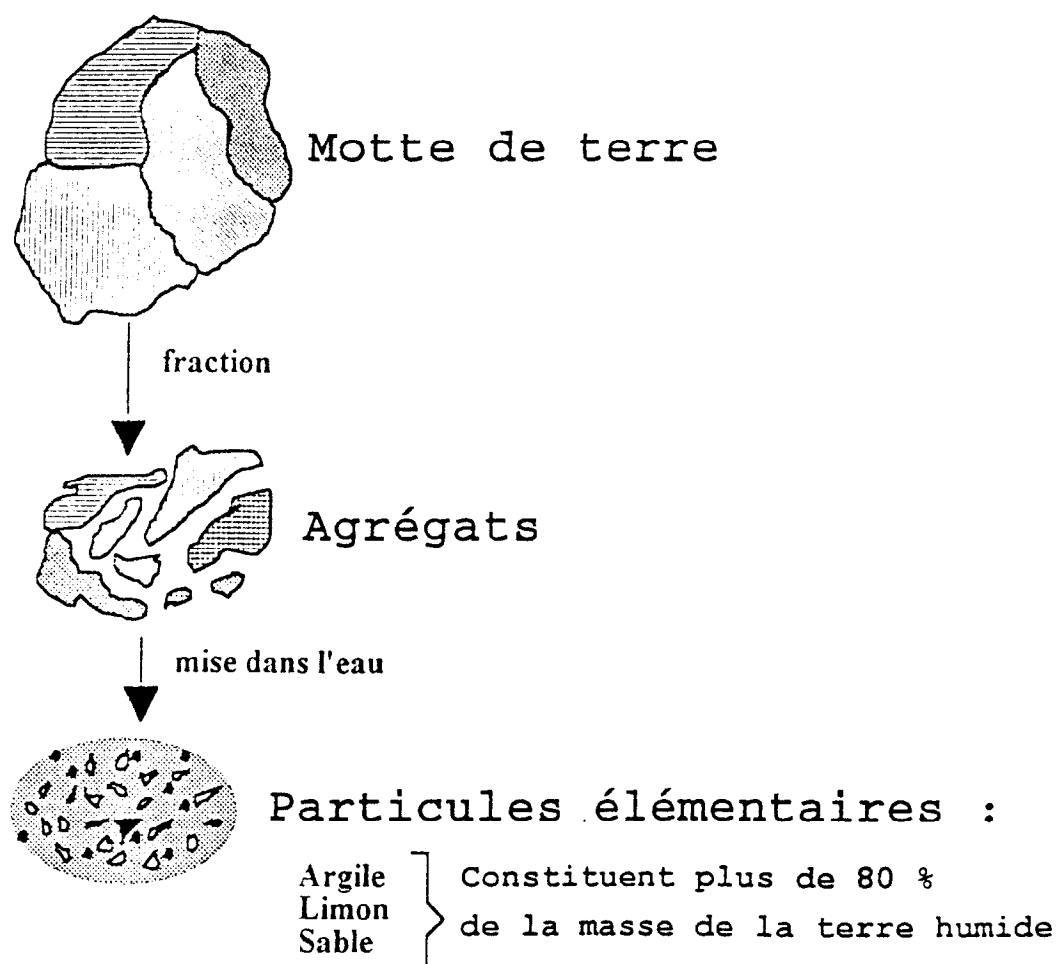


Figure 8 : Schéma montant la composition du sol

Ce sont ces particules que l'on appelle constituants minéraux du sol.

L'étude et le classement de ces particules en fonction de leur taille et leur nature correspond à ce qu'on appelle analyse granulométrique, ou granulométrie.

6.1.1.1 *Granulométrie*

L'analyse granulométrique consiste à déterminer ou à classer les éléments du sol d'après leur grosseur et à déterminer le pourcentage de chaque fraction.

Les différentes étapes de la granulométrie sont :

1) *Le triage des éléments grossiers*

Graviers, cailloux, pierres, concrétions, etc. Ce sont des éléments de diamètre supérieur à 2 mm.

2) *Destruction de la matière organique*

Les particules organiques jouent le rôle de ciment. Cette destruction se fait soit par calcination, soit par traitement à l'eau oxygénée (H_2O_2). On peut aussi utiliser de l'acide chlorhydrique (HCl).

3) *Broyage suivi d'un tamisage à 2 mm*

Le tamisage se fait soit à sec, soit à l'eau.

4) *Dispersion des particules*

On utilise pour cela un agent dispersant, généralement du pyrophosphate de sodium.

5) *La granulométrie proprement dite*

C'est l'étape de la sédimentation dans un milieu liquide, généralement l'eau. Plusieurs méthodes sont utilisées. On peut citer :

- le tamisage : les particules sont mises dans une succession de tamis de diamètres différents.
- la méthode de la pipette de Robinson.
- la méthode de l'hydromètre de Boyoucos (ou densimètre).

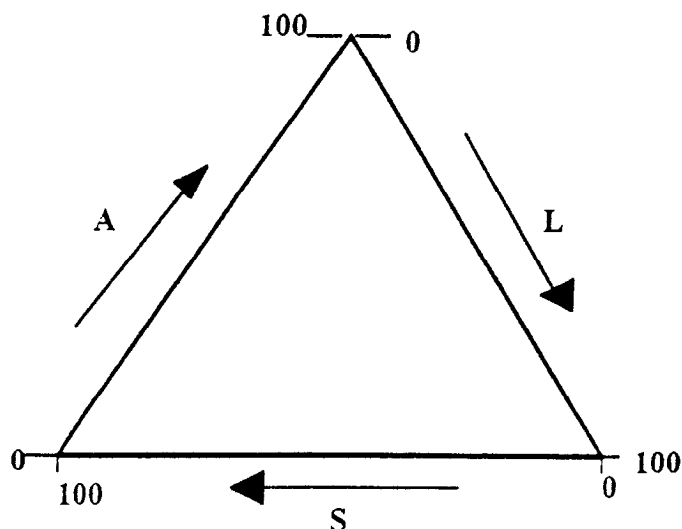
On arrive ainsi à déterminer le pourcentage de chaque élément (argile, limon et sables) dans l'échantillon de sol.

6.1.1.2 *Expression de la composition granulométrique*

Il existe plusieurs méthodes. Nous détaillons ici celle qui consiste à utiliser le triangle textural.

- Présentation du triangle textural :

C'est un triangle équilatéral dont chaque côté porte une graduation de 0 à 100 pour chacune des 3 classes Argile (A), Limons (L), Sables (S).



Le triangle permet une comparaison graphique commode de différents types de sol en fonction de leur granulométrie.

- Utilisation du triangle textural

Après avoir déterminé les % A, % L et % S, on repère les points correspondants sur les côtés du triangle.

A partir de ces points, on trace une parallèle au côté qu'on vient de quitter suivant le sens indiqué par les flèches.

L'intersection des trois droites ainsi tracées donne la nature du sol (limono-argileux, limoneux, argileux, etc.).

- Exemple :

Un sol ayant : A : 15 % ; L : 20 % et S : 60 % est un sol limino-sableux.

Mais les agronomes préfèrent utiliser un triangle rectangle portant à l'un des côtés droits l'argile et à l'autre côté le limon. Ceci pour la simple raison que l'argile et le limon sont les deux principaux éléments de grande importance agronomique.

Ces triangles s'appellent TRIANGLE DES TEXTURES.

6.1.1.3 Texture d'un sol

- **Définition :**

c'est la teneur centésimale en sables (grossiers et fins), en limons et en argile.

- **Importance :**

la texture est un paramètre très important à connaître , car elle est indicatrice de la tendance du sol à exprimer un certain nombre de propriétés physiques.

Exemples :

- les sols où domine le sable sont filtrants ;

· s'il y a beaucoup d'éléments fins colmatant le vide laissé par les éléments grossiers, le sol devient confiné ou battant.

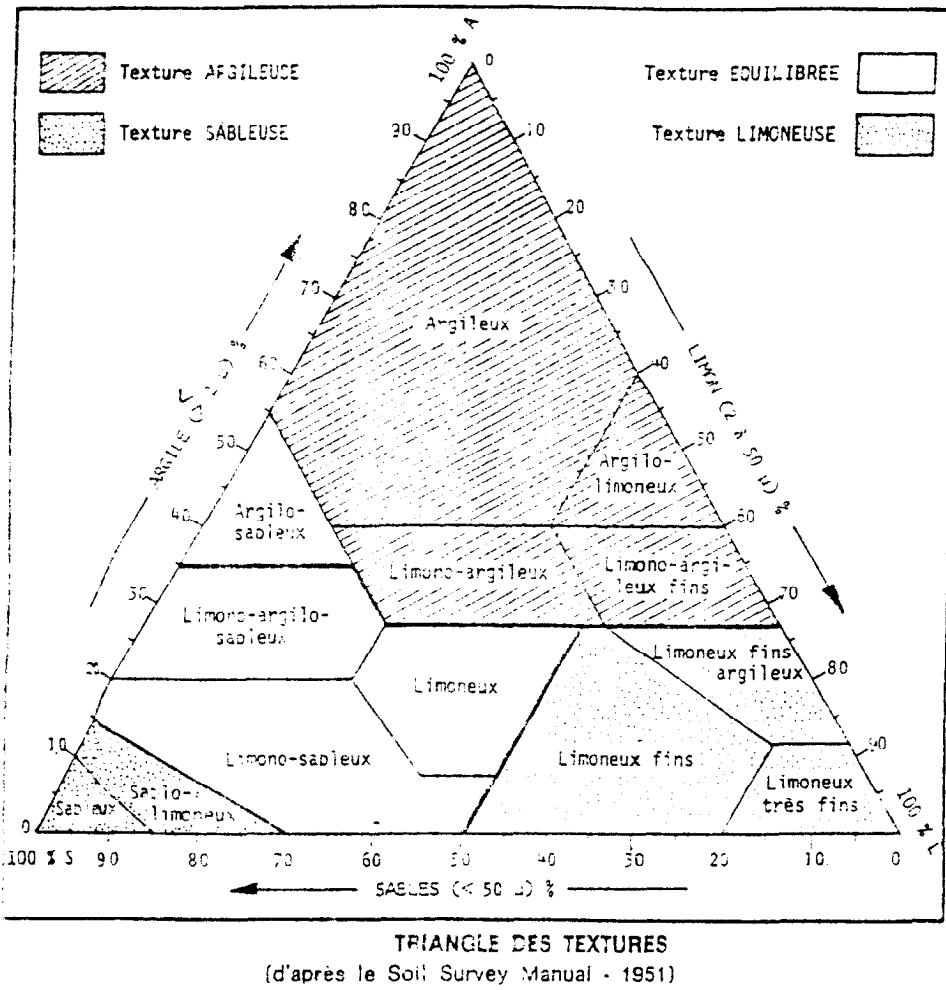


Figure 9 : Triangle des textures (d'après SOLTNER, 1989).

Quelques propriétés texturales :

- plasticité
- cohésion
- stabilité du sol et des agrégats
- porosité.

- **Appréciation de la texture au champ**

L'examen du sol en place, du profil par exemple, permet une appréciation directe et suffisante pour un jugement textural. Ceci est possible par une appréciation au toucher.

- *Les sables grattent sous les doigts.*
- *Lorsqu'on fait un patton humide, on le roule entre les doigts, quand il s'agit du limon, il s'effrite et laisse une teinture comme du talg (poudre blanche) sur les doigts.*
- *s'il ne s'effrite pas, il donne l'impression d'une forte plasticité \Rightarrow la teneur en argile est certainement élevée. \Rightarrow on pourra faire un anneau avec ce sol sans qu'il y ait de cassure.*

Voir figure 10 ci-après.

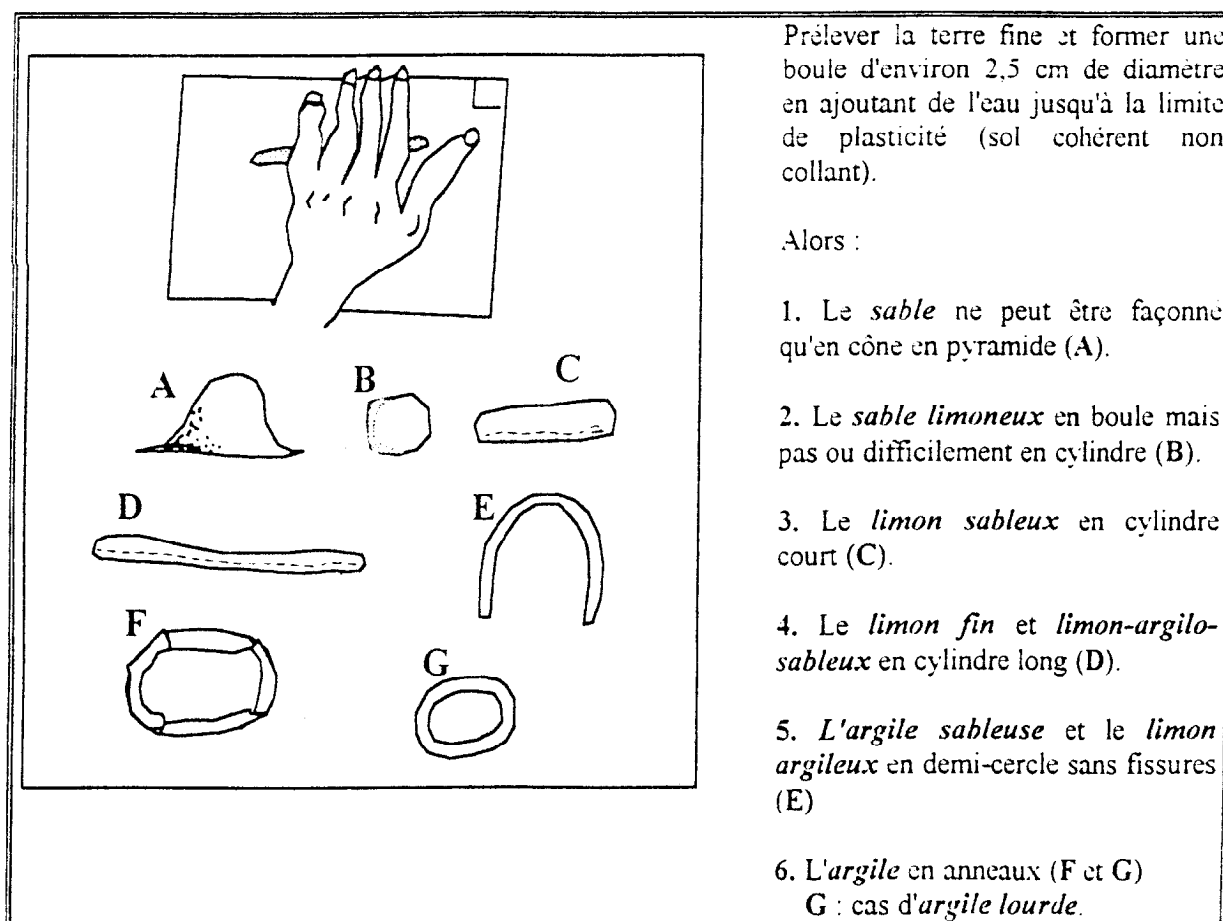


Figure 10 : Appréciation de la texture du sol au champ.

6.1.1.4 Les classes texturales de la granulométrie

Les particules de terre fine définissent la texture du sol ; elle s'exprime sous l'un des vocables du "triangle des textures" qui permet de classer les sols d'après leur composition granulométrique (cf. Figure 9). La figure 11 montre les principales classes de texture en fonction de la taille ou diamètre (ϕ) des particules composant le sol.

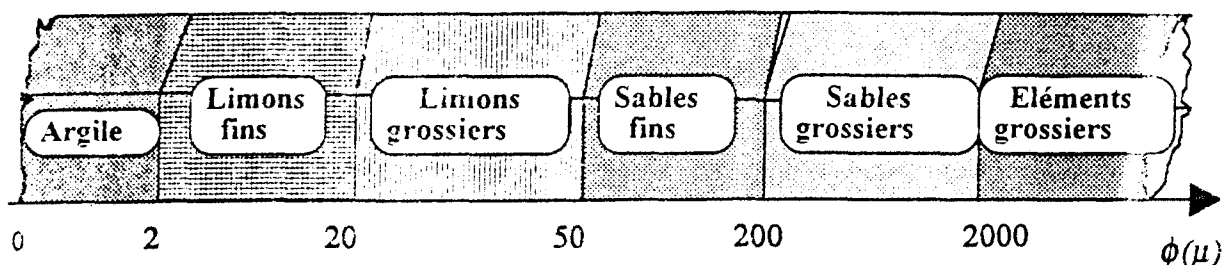


Figure 11 : Les classes texturales de la granulométrie.

Les éléments grossiers s'apprécient selon des normes qui permettent d'évaluer leur impact sur la qualité des sols.

6.1.2 LA FRACTION ORGANIQUE

Contrairement à la fraction minérale, la fraction organique n'est pas constituée de particules élémentaires dissociables selon leurs dimensions, mais d'un ensemble de substances, essentiellement caractérisées de manière qualitative par leur nature chimique.

D'où le rôle important qu'elle joue sur les propriétés physiques et chimiques du sol.

6.1.2.1 Détermination de la teneur en matière organique

Plusieurs méthodes sont utilisées :

- méthodes de perte au feu,
- méthodes chimiques,
- méthode de Turin,
- etc.

6.1.2.2 Types de matière organique (m. o.)

La fraction organique du sol peut être divisée en trois types de matériaux :

- La matière organique fraîche ou libre :

Les résidus, sécrétions et excréments de plantes et d'animaux peu décomposés, avec un rapport C/N élevé ≥ 30

- L'humus :

sous-produit amorphe de la minéralisation primaire de la m.o. fraîche, se caractérise par la couleur noire qu'il donne au sol et par un rapport C/N plus faible de l'ordre de 10 à 15.

- Les produits transitoires :

tous les termes de passage de la m.o. fraîche à l'humus stable. Ce sont essentiellement des molécules organiques dégradables (protéines, sucres, acides, etc.)

6.1.2.3 Evolution de la matière organique dans le sol et conséquences agronomiques

Le schéma de la figure 12 donne l'évolution générale de la matière organique dans le sol.

Remarque : L'humus est hydrophile : peut retenir jusqu'à 15 % de son poids (une quantité d'eau). Par conséquent l'humus joue un grand rôle dans l'économie de l'eau.

6.1.2.4 Importance agronomique de la M.O.

(1) Effet engrais :

L'humus contient des éléments assimilables (N, P, K, S,...) qu'il met à la disposition de la plante après la minéralisation secondaire.

Remarque : Le soufre est sous forme S; 50 % de P est sous forme organique.

(2) Cas de l'azote :

Par le processus de minéralisation, le sol peut fournir de l'azote assimilable jusqu'à une quantité de 30 à 150 kg/an/ha (90 % d'azote du sol est sous forme organique).

Et tout cela dépend bien sûr des conditions du milieu. Pour avoir une idée de cette fourniture d'azote, on définit un rapport $C/N = \frac{M. \text{ carbone}}{M. \text{ Azote}}$

Ainsi, lorsque :

- $C/N < 15$ (mais pas jusqu'à 0)
 \Rightarrow tendance \rightarrow la minéralisation (9, 10, 11, ...).
- $\frac{C}{N}$ entre 15 et 30, le carbone et l'azote sont en équilibre dans le sol.
- $\frac{C}{N} > 30 \Rightarrow$ immobilisation ou réorganisation de l'azote.

Remarque : Lorsqu'on ajoute de la paille dans le sol par exemple, il faut faire un complément d'azote de 12 à 13 kg Nm/tonne de paille enfouie pour aider les micro-organismes à transformer l'Norg apporté.

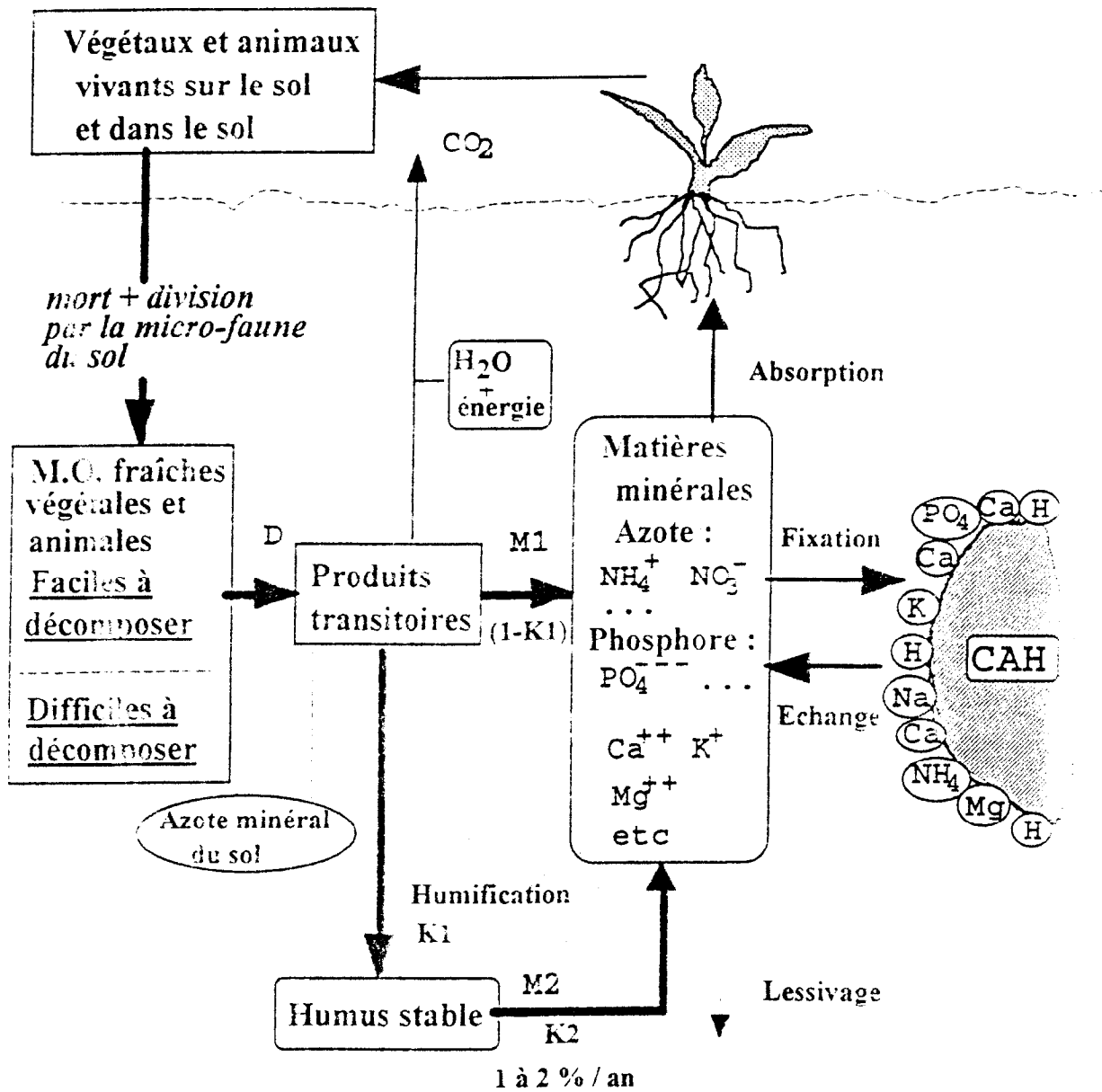
Norg = Azote organique

Nm = Azote minérale

(3) Action sur la structure du sol ou les propriétés physiques

Effet sur la structure du sol et sa stabilité structurale :

- augmentation de la perméabilité (conductivité hydraulique);
- augmentation de la capacité de rétention de l'eau par le sol.



Légende :

D = Décomposition

M1 = Minéralisation primaire

M2 = Minéralisation secondaire

K1 = Coefficient iso-humique

CAH = Complexe Argilo-Humique

M.O. = Matières Organiques

K2 = Coefficient de minéralisation secondaire

Figure 12 : Schéma général de l'évolution de la matière organique dans le sol.

(4) Rôle de support nutritif et énergétique des micro-organismes du sol

Remarques : quelques effets défavorables :

- *Création d'obstacles au passage des racines : lorsqu'il y a par exemple un mauvais enfouissement ou mauvaise décomposition de la M.O. la couche de débris joue un rôle de bouchon s'opposant au passage des racines.*
- Par conséquent, le volume exploité par les racines va diminuer.*
- *blocage de l'azote du sol, au détriment des plantes,*
- *au cours de la décomposition il peut y avoir libération des substances toxiques,*
- *développement des certains parasites.*

6.2 ORGANISATION DE LA PHASE SOLIDE

6.2.1 LA STRUCTURE DU SOL

6.2.1.1 Définition

La structure est le mode d'agencement ou d'assemblage des constituants du sol à un moment donné.

Les constituants du sol sont appelés agrégats ou éléments structuraux.

Contrairement à la texture, la structure est un paramètre dynamique, donc un état évolutif dans le temps.

6.2.1.2 Les principaux types de structure

La taille et la forme des éléments structuraux déterminent toute une gamme de structures types.

a) Les multiples formes et le classement

a1) La dimension des éléments structuraux

En fonction de la dimension, on distingue les éléments structuraux :

- *de très petite taille : $< 10^{-3} m$*
- *de petite taille : $\geq 10^{-3} m$*
- *de taille moyenne : $\geq 10^{-2} m$*
- *de grande taille : $\geq 10^{-1} m$.*

a2) La forme des éléments structuraux

On peut classer les différents types de structure en trois groupes (voir figure 13) :

- Les structures PARTICULAIRES :

Les éléments solides sont entassés sans aucune liaison, faute de colloïdes. Cela peut correspondre à l'absence de structure. C'est l'exemple des sables.

- les structures COMPACTES ou CONTINUES :

Les éléments sont noyés dans une masse d'argile dispersée et forment un seul bloc.

- les structures FRAGMENTAIRES :

Les constituants sont assemblés en agrégats et groupés en éléments structuraux plus ou moins gros, d'aspect allongé, anguleux, ou plus ou moins sphériques, offrant plus ou moins des facilités à la circulation de l'air et de l'eau.

Les angles vifs : sont dus à l'effet de retrait des colloïdes, qui entraîne une rupture des masses compactes.

Les angles arrondis : sont dus à l'effet de granulation résultant des actions d'usure variées :

- alternance dessiccation - humectation.
- action biologique de la flore et de la faune du sol.

b) L'état de structure influe sur la fertilité du sol

Comme on le verra dans la partie techniques de production agricole, la fertilité du sol est la résultante :

- des bonnes propriétés physiques du sol : aération, humidité, facilité de travail, etc.
- de ses propriétés chimiques : bon fonctionnement des mécanismes d'échange et de fixation des substances nutritives entre le sol et la plante,
- de ses bonnes propriétés biologiques : vie microbienne intense participant activement à la nutrition des plantes.

c) L'état de structure influe directement sur trois groupes de propriétés :

1 Les structures PARTICULIERES sont défavorables par leur manque de colloïdes :

- éléments grossiers : sol filtrant,
- éléments fins : tendance à la battance, sol peu filtrant et sensible à l'érosion.

2 Les structures COMPACTES sont nuisibles :

- manque de perméabilité à l'air et à l'eau : sol asphyxiant et activité biologique réduite,
- grande résistance à la pénétration des racines,
- difficulté de travail tant en période humide qu'en période sèche.

3 Parmi les structures FRAGMENTAIRES, la structure GRUMELEUSE est à rechercher :

- les éléments sableux sont réunis en agrégats par un complexe argilo-humique suffisamment abondant et flocculé,
- lors du travail du sol, ils forment de petites mottes ou grumeaux de taille moyenne et aux bords arrondis.

LES TYPES DE STRUCTURE se distinguent par leur forme et leur taille, observés à l'œil et appréciés au doigt, lors de l'examen du profil.
(D'après G. MONNIER, dans Techniques Agricoles)

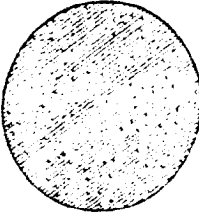

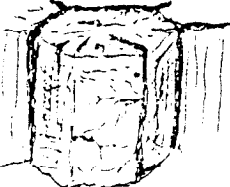

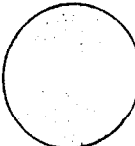

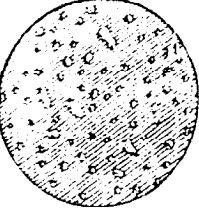
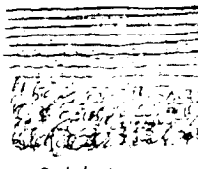

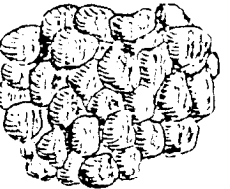
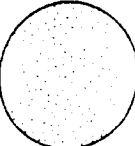
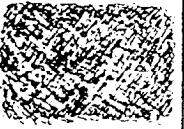
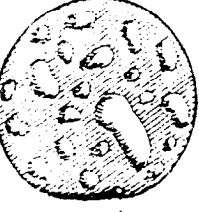
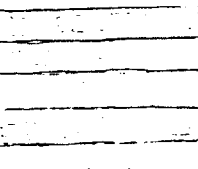
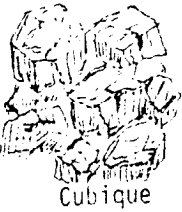
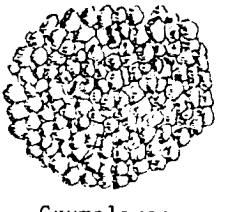
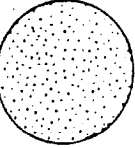



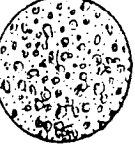

CONTINUES OU COMPACTES	FRAGMENTAIRES			PARTICULAIRES	
	FEUILLETEES	ANGULEUSES	SPHERIQUES	MINERALES	ORGANIQUES
 Type ciment	 Ecailleuse	 Prismatique	 Massive	<i>Selon grosseur</i>  Cendreuse	 Fibreuse
 Type grès	 Schisteuse	 Columnaire	 Nuciforme	 Poudreuse	 Feutrée
 Type poudingue	 Laminaire	 Cubique	 Grumeleuse	 Sableuse	 Feuilletée
	 En plaquettes	 Polyédrique		 Graveleuse	
				 Pierreuse	

Figure 13 : Les différentes classes de structure du sol (d'après SOLTNER, 1989).

Ce qui confère à cette structure de nombreux avantages parmi lesquels, on peut citer :

- *grande facilité de circulation de l'eau,*
- *bonne aération aux racines, aux microbes aérobies et aux animaux,*
- *facilité de pénétration des instruments de travail du sol et de culture,*
- *bonne germination,*
- *pénétration facile et profonde des racines, et une exploration maximale par celles-ci des ressources nutritives du sol.*

6.2.2 DYNAMIQUE OU GENESE DE LA STRUCTURE

6.2.2.1 Généralités

La formation ou la genèse de la structure est attribuée à deux paramètres :

- la floculation, et
- l'association des matériaux par un ciment.

6.2.2.2 Les facteurs affectant l'évolution structurale

La structure telle qu'on peut l'observer à un moment donné, ne se retrouve pas toujours : la structure n'est pas la même avant un semis et après la récolte. De nombreuses causes, naturelles et provoquées, peuvent entraîner l'évolution de la structure :

- les précipitations : principal agent d'évolution
 - destruction des agrégats suivie de la formation d'une croûte de battance.
 - lessivage du calcium en profondeur.
- les successions d'humidifications et de dessiccations du sol entraînant la division du sol par suite du gonflement - retrait de l'argile.
- les agents biologiques,
- l'effet des racines,
- l'effet de la matière organique,
- l'agriculteur par ses techniques culturales.

La structure du sol évolue. Cependant les mêmes actions, exercées sur des sols différents, peuvent provoquer des variations de structure plus ou moins grandes, d'où la notion de stabilité structurale.

6.2.2.3 Stabilité structurale

a) Définition - généralités :

C'est l'aptitude des terres à résister aux actions déstructurantes des agents climatiques.

Globalement, la sensibilité d'un sol aux mécanismes de déstructuration constitue un critère d'appréciation important de ses aptitudes sur le plan agricole.

L'état structural peut être défini à un instant donné. Il peut subir des modifications par des agents naturels (exemple : variation d'humidité), par des pratiques culturales (exemples : travail du sol, enracinement...).

La structure peut donc évoluer dans un sens favorable comme dans un sens de dégradation selon l'importance de ces facteurs.

La stabilité structurale est une caractéristique mesurable contrairement à la structure qui ne peut qu'être décrite qualitativement.

b) Evaluation de la stabilité structurale

Exemple : La méthode de Hénin basée sur l'indice d'instabilité structurale I_s .

Cet indice est défini à partir de l'analyse d'agrégats (cf. figure 14) :

$$I_s = \frac{\text{Fraction } \phi < 0,02 \text{ mm}}{\frac{\sum \text{agrégats de } \phi > 0,2 \text{ mm}}{3} - 0,90 Sg} \quad (12)$$

avec Sg = sables grossiers.

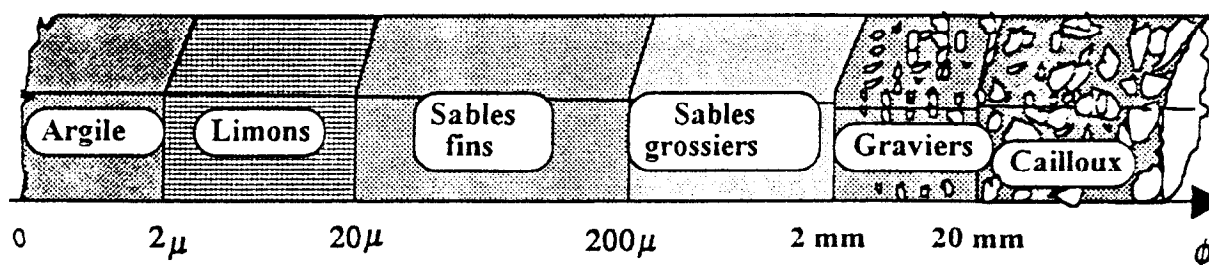


Figure 14 : L'échelle granulométrique d'ATTERBERG et internationale (1926) (d'après SOLTNER, 1989).

I_s est proportionnel à la sensibilité du sol aux phénomènes :

- d'éclatement, et
- de gonflement - dispersion.

I_s prend des valeurs comprises entre 0,1 et 100;

Il est généralement exprimé par la valeur de $\log_{10} (10 \times I_s)$ variant entre 0 et 3.

- $\log_{10} (10 \times I_s) = 0$: bonne stabilité structurale,
- $\log_{10} (10 \times I_s) = 3$: très mauvaise stabilité structurale.

Ordre de grandeurs :

Sols limoneux	1 à 2
Sols sodiques (ESP > 15 %)	2,5 à 3

ESP = pourcentage de sodium échangeable

$$ESP = \frac{N_a^+}{T - N_a^+} \quad \text{en m\acute{e}q / 100g} \quad (13)$$

c) Principaux agents de dégradation de la structure

- 1) l'impact des gouttes d'eau sur le sol (phénomène d'éclaboussure → voir cours de CES).
- 2) l'éclatement des agrégats sous l'effet d'une humectation rapide,
- 3) la dispersion des colloïdes,
- 4) le tassement en période humide,
- 5) l'effet de choc des outils.

d) Stabilisation ou méthodes de stabilisation de la structure

- 1) Protection contre les chocs des gouttes d'eau par le paillage par exemple,
- 2) lutte contre l'excès d'eau par le drainage,
- 3) éviter le travail du sol en période humide,
- 4) amendements organiques et humifères, etc.

CHAPITRE 7 : ETUDE PHYSICO-CHEMIQUE DU SOL

Faisant suite à l'étude physique du sol, support de la plante et intermédiaire entre celle-ci et le climat, l'étude physico-chimique montrera les mécanismes par lesquels le sol :

- régularise la composition des solutions nutritives destinées à la plante ;
- sert de milieu stable aux micro-organismes.

Les propriétés physico-chimiques du sol sont ainsi liées à la réserve des colloïdes.

7.1 PROPRIETES DE L'ARGILE

L'argile, colloïde minéral :

C'est une sorte de pâte ou de "colle" qui réunit les agrégats et construit la structure du sol.

L'argile, colloïde électronégatif

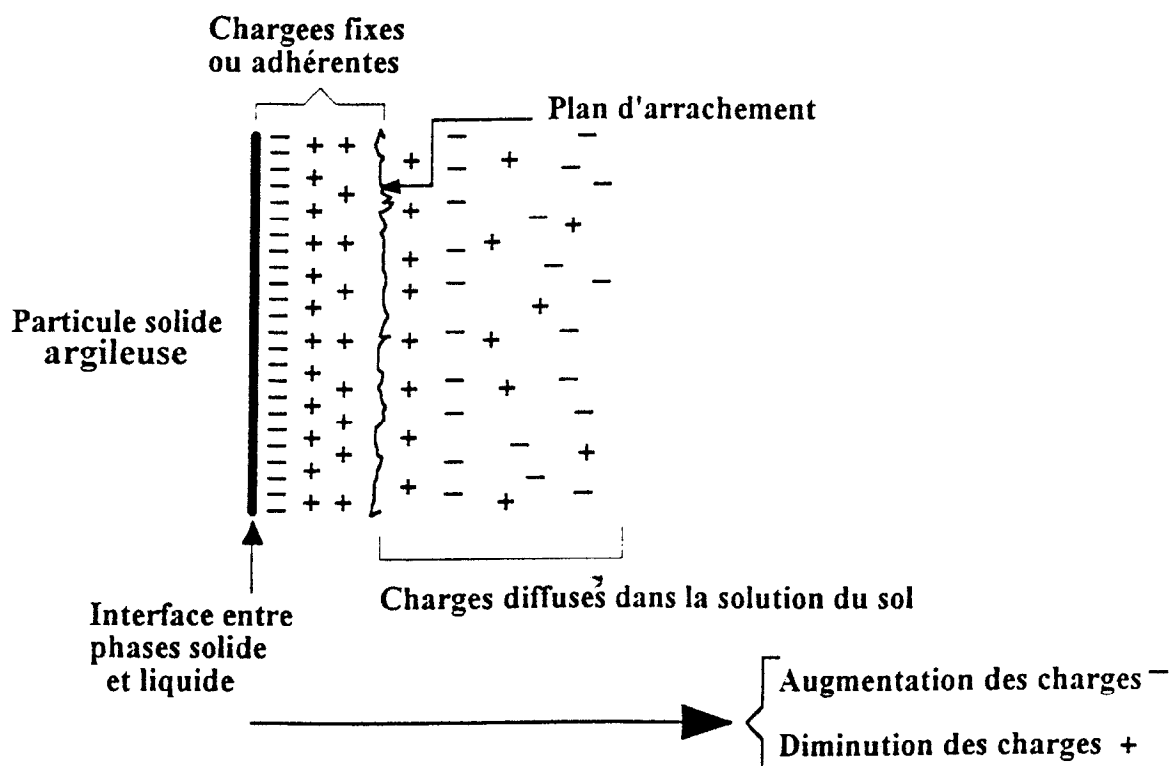


Figure 15 : Représentation schématique d'une particule d'argile dans la solution du sol.

Remarque : Tout comme l'argile, l'humus est également un colloïde électronégatif.

L'humus est hydrophile et retient plus d'eau que l'argile : jusqu'à 15 fois son poids.

L'argile et l'humus vont s'associer pour former ce qu'on appelle le complexe argilo-humique.

7.2 LE COMPLEXE ARGILO-HUMIQUE (CAH) ET SES PROPRIETES

7.2.1 LE COMPLEXE ARGILO-HUMIQUE (CAH)

Les micelles d'humus, électronégatives comme celles de l'argile, ne peuvent se fixer directement sur celles-ci. Pourtant l'argile et l'humus sont associés en un complexe; cette liaison étant rendue possible par trois procédés :

- par l'intermédiaire des ions Ca^{++} qui forment le *pont calcique* : c'est le mode de fixation le plus énergétique;

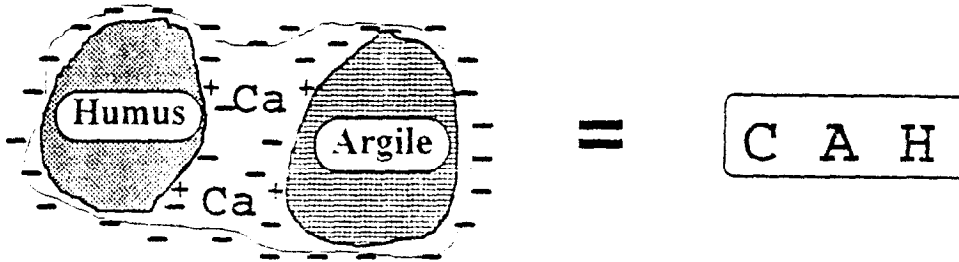


Figure 16 : Représentation schématique du complexe argilo-humique, montrant le pont calcique.

- par l'intermédiaire du fer (Fe^{+++}), liaison moins énergétique que celle du calcium;
- par fixation directe de l'humus sur certaines charges positives de l'argile : les charges dues par exemple à l'échange des ions OH^- fixés sur les Al^{+++} des feuillets d'argile.

7.2.2 LES PROPRIETES DU CAH

7.2.2.1 Pouvoir absorbant du CAH

a) Définition

Le complexe argilo-humique, tout comme l'argile et l'humus, peut retenir à sa surface, des cations provenant de la solution du sol. C'est pour cela que le CAH est encore appelé complexe absorbant.

b) Valeurs caractéristiques du CAH

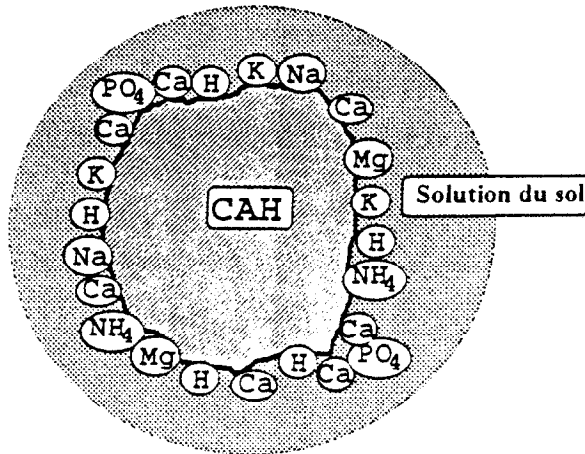
Ces valeurs caractéristiques du complexe absorbant concernent son importance et sa saturation.

b1) La capacité totale d'échange (T) ou capacité d'échange cationique (C.E.C)

C'est la quantité maximale de cations de toutes sortes qu'un poids déterminé de sol (habituellement 100 g) est capable de retenir.

On l'exprime en milliéquivalents (meq) par 100 g de terre.

La CEC d'un sol est stable, puisqu'elle dépend du taux et de la nature des colloïdes de ce sol, et que celle-ci ne peut beaucoup varier. Elle est élevée pour les sols argileux et humifères et faibles pour les sols sableux.



Le pouvoir absorbant est donc la propriété que possède le CAH de retenir à sa surface des cations provenant de la solution du sol.

Figure 17 : Illustration schématique du pouvoir absorbant du CAH.

Types de colloïdes	CEC (meq/100 g)
Kaolinite	3 à 15
Illite	10 à 40
Montmorillonite	80 à 150
Matières organiques peu humifiées	100
Composés humiques	300 à 500

Tableau 2 : Quelques ordres de grandeurs de la CEC pour différents types de colloïdes.

b2) La somme des bases échangeables (S) :

C'est la quantité de cations métalliques échangeables fixés sur le complexe à un moment donné.

On l'exprime également en meq/100 g de terre.

La différence T-S représente donc la quantité d'ions H⁺ fixés. C'est l'insaturation du complexe, et elle correspond à l'acidité de réserve du sol.

b3) Le taux de saturation (V) :

C'est le rapport somme des bases échangeables capacité totale d'échange.

On l'exprime en % :

$$V = \frac{S}{T} \times 100 \quad (14)$$

Ce taux est variable d'un sol à l'autre, et pour un même sol, d'une année à l'autre.

En effet, toute cause capable d'apporter ou au contraire d'enlever des cations métalliques au complexe le fait varier.

$$V = f \begin{cases} - \text{la richesse de la roche - mère en cations métalliques,} \\ - \text{de la fréquence et de l'importance des apports de cations (surtout Ca)} \\ - \text{de l'importance du lessivage, donc du climat, et de la perméabilité du sol.} \end{cases}$$

Remarque : Le taux de saturation des sols de culture, dont l'état calcique est entretenu par des apports réguliers de calcium, peut varier entre 40 et 70 %.

c) Floculation - dispersion

Les colloïdes peuvent être dispersés ou floculés.

c1) Définitions

- **Floculation :** elle se produit quand les ions positifs absorbés sont refoulés par les ions positifs du liquide (par suite de l'augmentation du nombre de ceux-ci), vers les charges négatives de l'argile (ou du complexe) qu'ils neutralisent.

Cela se produit par exemple lorsqu'on ajoute du sel de calcium (nitrate de calcium par exemple : $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ ou de la chaux $\text{Ca}(\text{OH})_2$ dans une solution d'argile

- **Dispersion :** elle est obtenue lorsque les ions positifs s'écartent des charges négatives de l'argile. Il suffit pour cela d'éliminer du liquide les ions positifs floculants. On obtient alors l'état dispersé ou peptisé.

Cela se produit par exemple lorsqu'on ajoute de la soude NaOH dans une solution d'argile.

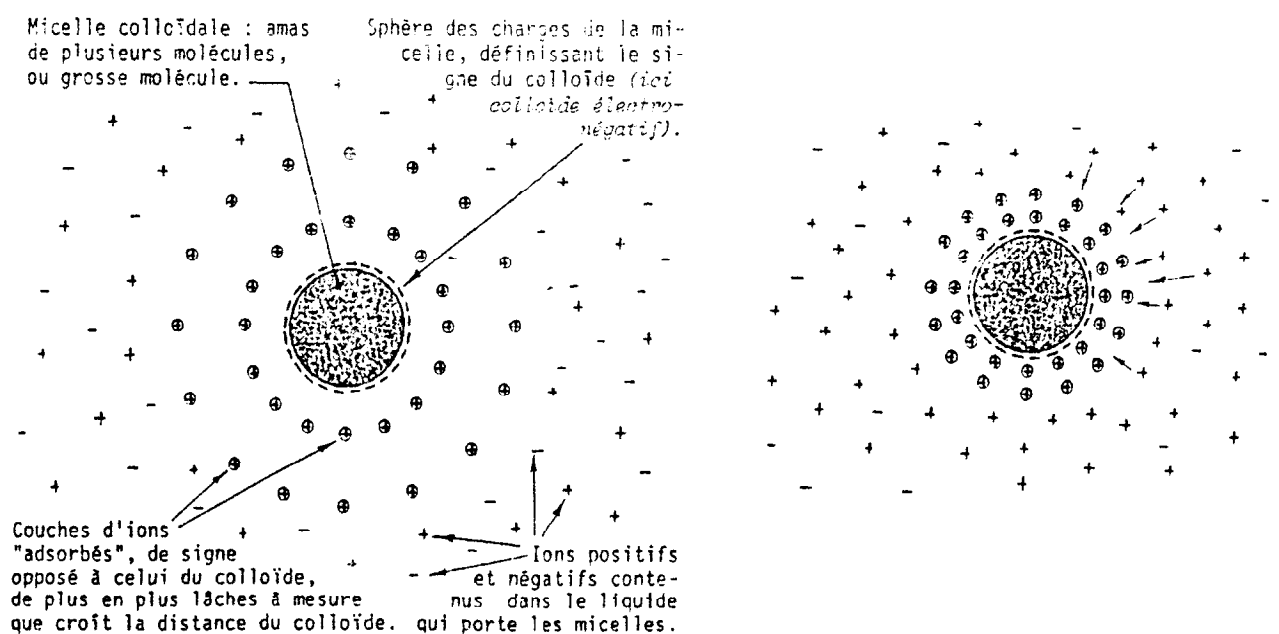


Figure 18 : Floculation-dispersion

c2) Conséquences

- (1) Dans l'état dispersé, l'argile et l'eau forment un mélange homogène et ne peuvent se séparer : la structure du sol se dégrade et physiquement le sol devient compact. Ce qui correspond à un état nuisible
- (2) Dans l'état floculé au contraire, les micelles argileuses se regroupent, s'agglutinent, et se séparent aisément de l'eau : les agrégats sont maintenus soudés entre eux et la structure du sol va ainsi résister aux actions de dégradation par l'eau : on aura un sol meuble et aéré. Ce qui correspond à un bon état.

7.3 IMPORTANCES AGRONOMIQUES DE CES PROPRIETES

7.3.1 L'ACTION DES ACIDES ET DES BASES

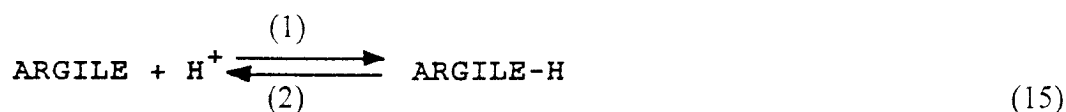
Les acides, libérant des ions H^+ positifs, provoquent la floculation des colloïdes.

Exemple : HCl.

Les bases au contraire, libérant des ions OH^- provoquent la dispersion des colloïdes.

Exemple : NaOH.

Les deux processus peuvent être résumés sous la réaction suivante :



Si l'on augmente la quantité d'ion H^+ (par un apport d'acide), l'équilibre se déplace dans le sens (1) : l'argile flocule.

Si au contraire l'on apporte des ions OH^- (apport d'une base), l'équilibre se déplace dans le sens (2) : l'argile disperse.

Mais comment expliquer qu'en présence de soude ($NaOH$) l'argile disperse alors qu'elle flocule en présence de chaux ($Ca(OH)_2$) ?

C'est que :

- $NaOH$ = base forte \rightarrow se dissocie fortement et apporte beaucoup d'ions OH^- qui maintiennent les cations éloignés des micelles : l'argile disperse.
- $Ca(OH)_2$ au contraire = base faible \rightarrow peu dissociée et n'apporte que peu d'ion OH^- , et les cations Ca^{++} qu'elle apporte floculent l'argile.

7.3.2 LE POUVOIR FLOCCULANT DES DIFFERENTS CATIONS

7.3.2.1 *Le calcium :*

C'est l'ion flocculant par excellence, utilisé dans la technique du "chaulage" ou des "amendements calcaires" (cf. cours de Production Agricole).

Deux observations soulignent son pouvoir flocculant :

- la clarté des eaux des rivières dans les régions calcaires, due à la flocculation des boues argileuses.
- l'utilisation de la chaux pour clarifier les eaux des puits récemment creusés.

7.3.2.2 *Le magnésium*

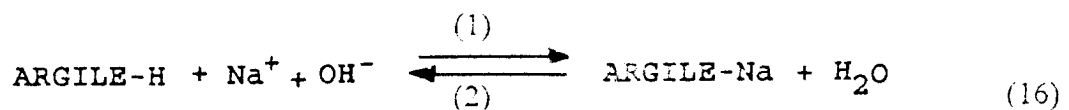
Souvent associé au calcium, aura une action analogue, bien que moins énergique. Sa prédominance dans un sol serait même défavorable à l'état de l'argile, en l'absence de calcium ; mais dans les sols, le calcium est pratiquement toujours plus abondant que le magnésium.

7.3.2.3 *Le sodium :*

Pose le cas des sols salés récupérés sur la mer : *les polders*.

- En présence d'eau salée, l'argile est flocculée par l'excès de sodium. C'est ce qui fait que les boues d'un fleuve précipitent au contact de l'eau de mer : l'eau se clarifie et l'estuaire s'envase (1).
- Mais en présence d'eau douce (pluies ou irrigation des polders), l'argile sodique est fortement dissociée. Le sodium agit sur l'eau pour former de la soude, base forte très dissociée. La quantité d'ions OH^- s'élève, ce qui rend le milieu alcalin (pH 8 à 9) et l'argile disperse (2).

La réaction s'écrit :



Un des moyens d'améliorer ces sols est d'éliminer le sodium et de le remplacer par du calcium. On y parvient par le drainage et par des apports de plâtre (sulfate de calcium CaSO_4).

Le sodium a donc une action dispersante sur l'argile. C'est pourquoi on évitera l'emploi des engrais sodiques (nitrates de sodes, sylvinite) dans les sols argileux.

7.3.2.4 *Le Potassium :*

Il a un pouvoir flocculant aussi faible que celui du sodium. Son abondance dans un sol, en l'absence de calcium, disperse l'argile.

7.3.2.5 Les ions H^+ :

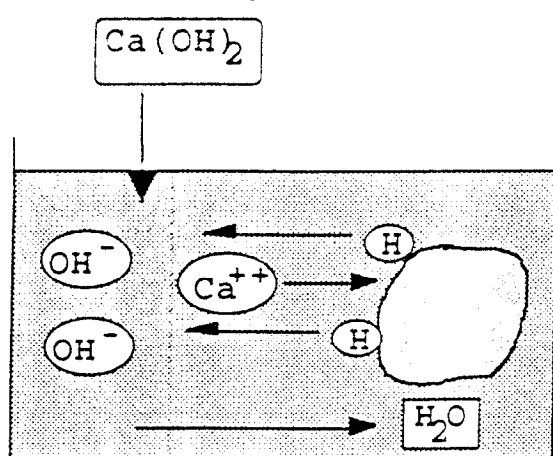
Ils flocculeraient l'argile. Mais en sols acides (riches en ions H^+) l'humification est ralentie et mauvaise, et, faute d'humus, la flocculation de l'argile est insuffisante pour assurer la stabilité des agrégats terreux donnant ainsi au sol une mauvaise structure.

C'est l'une des raisons pour lesquelles il sera nécessaire de remplacer ces ions H^+ en excès par des ions Ca^{++} apportés par exemple par les amendements calcaires qui permettent, entre autres, d'améliorer la structure du sol (cf. cours de Production Agricole).

7.3.3 LE MECANISME D'ECHANGE DES CATIONS

7.3.3.1 Exemples d'échange de cations

(1) La figure 19 montre un exemple d'échange entre les ions H^+ et les cations Ca^{++}

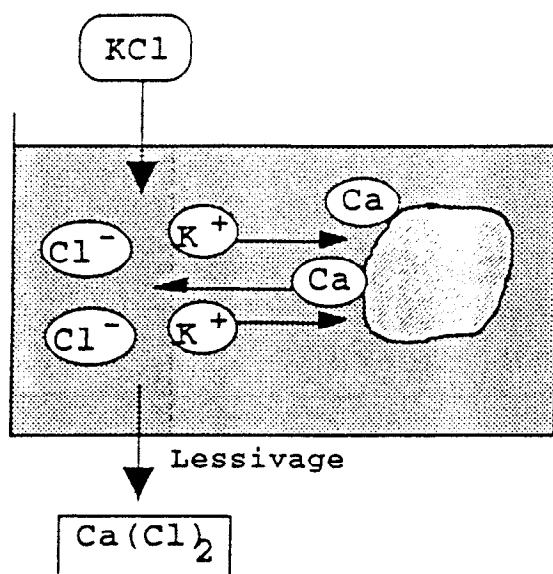


⇒ La neutralisation d'ions H^+ fait baisser l'acidité du sol.

⇒ Les amendements calcaires permettent de lutter contre l'acidité du sol.

Figure 19 : Remplacement d'ions H^+ par des cations Ca^{++} sur le complexe.

(2) La figure 20 montre l'exemple d'échange des cations Ca^{++} contre des cations K^+



⇒ Le chlorure de potassium, et tous les engrais potassiques, ont une action décalcifiante. Il sera donc nécessaire de recharger régulièrement le sol en calcium.

Figure 20 : Remplacement des cations Ca^{++} fixés sur le complexe par des cations K^+ apportés dans la solution.

7.3.4 LES LOIS DE L'ÉCHANGE DES CATIONS

7.3.4.1 1^{ère} loi :

Pour un même sol, la somme des cations retenus par le complexe est constante. La somme des cations libres dans la solution est variable, mais sa composition reflète celle du complexe (figure 21).

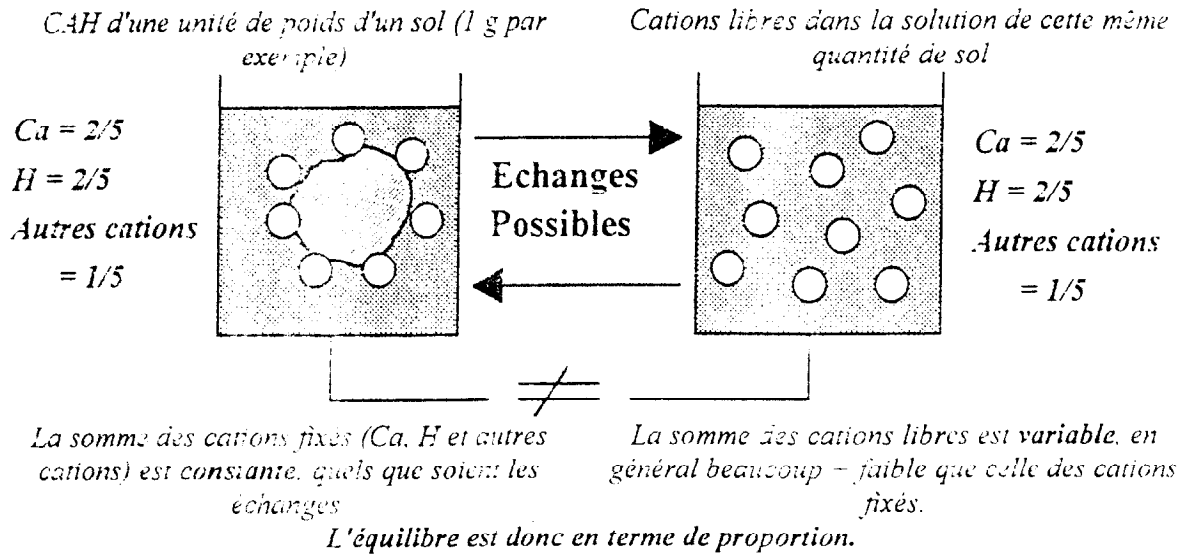


Figure 21 : Illustration de la 1^{ère} loi d'échange de cations entre la solution et le complexe.

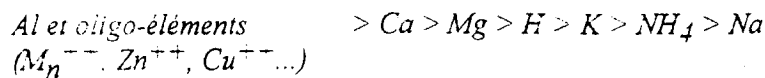
Par conséquent, quand l'équilibre s'établit, la proportion des ions en solution est le reflet des ions fixés sur le complexe.

7.3.4.2 2^{ème} loi :

Pour un cation donné, un équilibre s'établit entre les cations fixés sur le complexe et les cations libres dans la solution du sol. Mais l'équilibre ne signifie pas égalité (cf. figure 22).

7.3.5 LA FIXATION SELECTIVE DES IONS

- L'intensité avec laquelle les ions sont retenus est en général la suivante, par ordre d'absorption décroissante. Cet ordre est fonction de leur noyau d'hydratation :



Pour l'humus, c'est l'ion H^+ qui est fixé avec la plus grande intensité.

- L'intensité de fixation dépend de l'état de saturation du complexe.

Plus un ion est en abondance sur le complexe, moins il est retenu et inversement.

Remarque : cas particulier du sodium : moins le complexe en contient, moins il le retient ; plus le complexe en est saturé, plus il est difficile de l'en extraire.

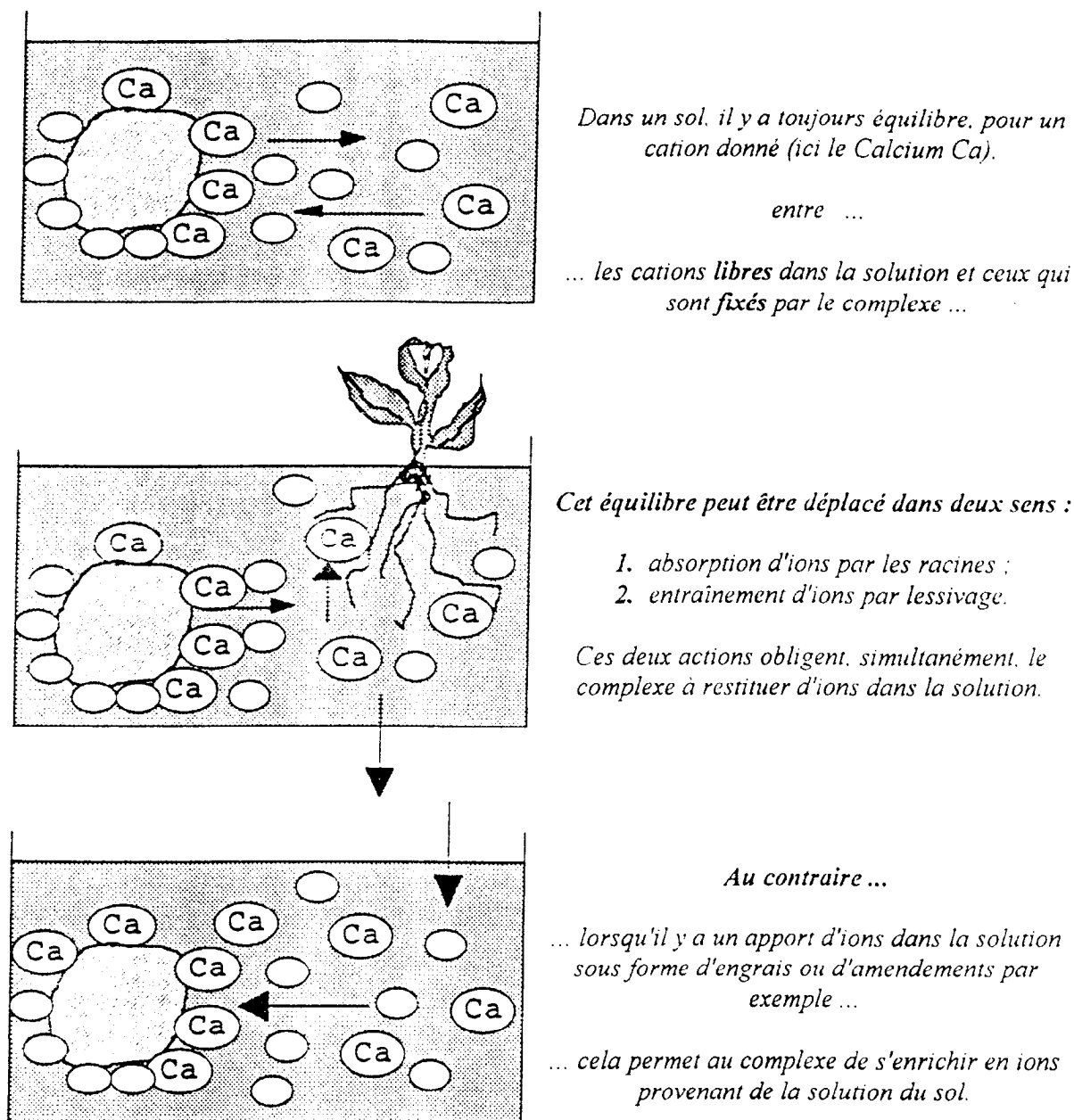


Figure 22 : Illustration de la 2^{ème} loi d'échange de cations entre la solution et le complexe.

- L'intensité de fixation varie, pour chaque cation, avec la dilution de la solution.

Les ions bivalents, Ca^{++} et Mg^{++} , sont d'autant plus énergiquement fixés que la solution est diluée.

Les ions monovalents au contraire, K^+ , Na^+ , NH_4^+ , sont d'autant plus énergiquement fixés que la solution est concentrée.

C'est ce qui explique par exemple qu'en climat chaud et sec, le sodium soit fixé énergiquement. En cas d'irrigation, il tend à remonter par migration ascendante (dominante sous de tel climat) et s'accumuler dans les horizons de surface. C'est le phénomène de salinisation stérilisant le sol. On y remédie entre autre en

submergeant le sol de temps en temps et en éliminant l'eau de percolation par drainage.

Exemples :

- 1) les sols de la vallée du fleuve Sénégal ;
- 2) le "mal de sel" qui menace une bonne moitié des terres irrigables d'Egypte, depuis que le haut barrage d'Assouan a supprimé les crues annuelles et permet de maintenir constant le niveau d'eau dans les canaux.

7.4 LA REACTION DU SOL ; LE PH ET SES VARIATIONS

7.4.1 LE PH ET LA REACTION DU SOL

Comme tous les corps, le sol présente une réaction : acide, neutre ou basique.

On sait que le pH d'une solution varie de 0 à 14 en fonction de l'abondance des cations H^+ dans cette solution.

Mais la réaction d'un sol ne concerne pas que sa solution. Elle est aussi fonction de son complexe sur lequel sont fixés les ions H^+ pouvant s'échanger avec les cations métalliques existant dans la solution.

La figure 23 explique ces phénomènes.

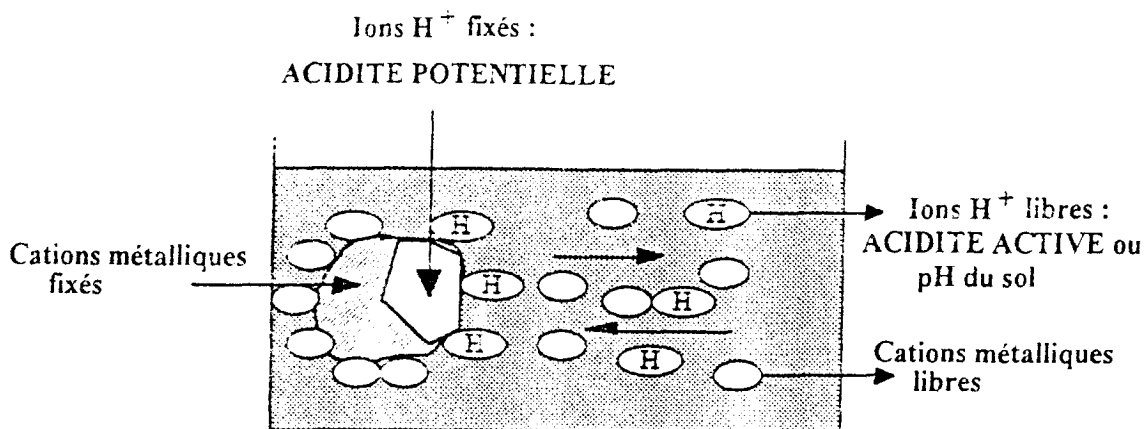


Figure 23 : *Le pH et la réaction du sol.*

le pH d'un sol est donc la mesure de la quantité d'ions H^+ libres dans sa solution.

Il représente la réaction de la solution du sol, ou acidité active du sol, (ou acidité "actuelle"; ou encore acidité "réelle").

Ces ions H^+ sont en EQUILIBRE avec les ions H^+ fixés sur le complexe.

Les ions H^+ fixés représentent l'acidité potentielle du sol (ou acidité "totale", ou de "réserve", ou de titration).

Du fait de cet équilibre, on peut dire que :

Le pH renseigne approximativement sur l'acidité potentielle du sol.

Mais il existe un moyen de mieux connaître l'importance de cette acidité de réserve (figure suivante).

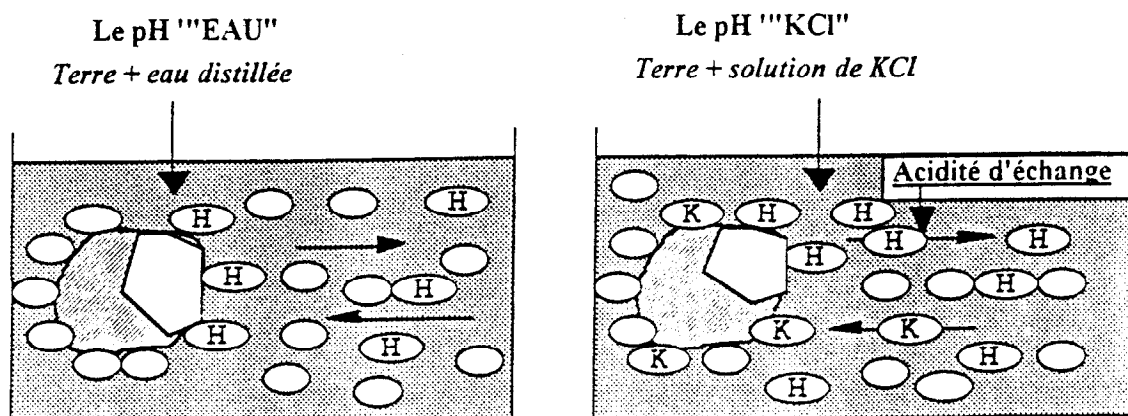


Figure 24 : Les deux mesures du pH.

Le pH KCl est donc plus acide que le pH eau :

Les ions K^+ , en prenant sur le complexe la place d'ions H^+ , font apparaître une acidité d'échange d'autant plus forte que l'acidité potentielle est élevée.

pH eau - pH KCl	Acidité potentielle
1	forte
1/2	moyenne
< 1/2	faible

Tableau 3 : Ordre de grandeurs de l'acidité potentielle du sol en fonction de la différence entre ses deux types de pH.

7.4.2 VARIATION DU pH : LE POUVOIR TAMPON DU SOL

Le pouvoir tampon du sol est la propriété qu'il possède de s'opposer aux variations du pH. Cette propriété est liée à l'existence du CAH.

La figure 25 donne une illustration de cette liaison, entre le pouvoir tampon et la texture du sol, autrement dit entre le pouvoir tampon et la richesse de ce sol en CAH. Dans le cas de figure, le sol humifère contient plus de CAH que le sol argileux et lui-même plus que le sol sableux.

Une même quantité d'amendement calcaïque apporté entraînera une remontée du pH plus forte en terre sableuse qu'en terre argileuse :

On dira donc par exemple qu'un sol sableux est beaucoup moins tamponné qu'un sol argileux ou, qu'un sol argileux résiste mieux à la variation du pH qu'un sol sableux.

On verra dans le cours de Production Agricole, l'importance de l'application de ce paramètre.

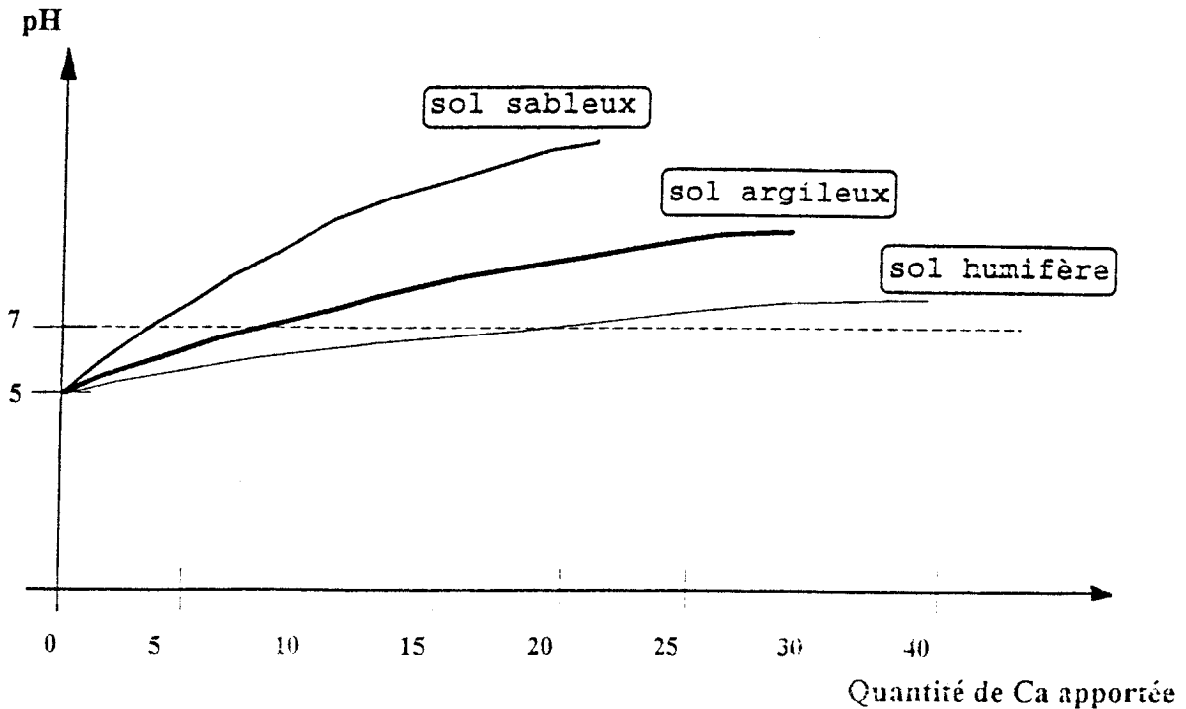


Figure 25 : *Pouvoir tampon et texture du sol.*

7.4.3 ACTIONS DU PH SUR LE SOL

Un sol acide présente de nombreux inconvénients :

- les ions H^+ étant les plus nombreux sur le complexe argilo-humique, celui-ci manque de calcium et les colloïdes du sol ont tendance à se disperser :

la structure se dégrade facilement et toutes les propriétés physiques sont touchées (le sol est plus difficile à travailler, il est moins bien aéré et moins perméable, il se réchauffe plus difficilement).

- le manque de Ca^{++} fait que les phénomènes d'échanges avec le complexe absorbant se font mal :

les autres cations utiles sont moins fixés et le phosphore est moins facilement utilisables par la plante (le pont calcique n'existe pas). Les pertes d'éléments utiles par lessivage sont plus importantes. L'alimentation minérale de la plante est perturbée.

Un sol trop basique est également défavorable :

l'excès de Ca^{++} bloque l'utilisation par la plante des autres éléments qui, étant présents en petite quantité par rapport au calcium, sont trop énergiquement retenus (le potassium, le fer, le manganèse, le cuivre, le zinc, en particulier, sont ainsi bloqués).

⇒ C'est au voisinage de la neutralité que les différentes propriétés du sol peuvent le mieux s'exprimer.

Troisième partie :

L'EAU DANS LE SOL ET INTERETS POUR L'AGRICULTURE

L'eau est une substance indispensable à la vie dont les principaux rôles au niveau de la plante et au niveau du sol sont :

- | | | |
|------------------------|---|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| au niveau de la plante | { | <ul style="list-style-type: none"> - permet de maintenir la vie de la plante par la turgescence, - intervient dans les chaînes de métabolismes, - permet la dissolution des produits fertilisants - véhicule les éléments nutritifs |
| au niveau du sol | { | <p>l'eau est le siège de toutes les transformations
biochimiques et physico – chimiques
conférant ainsi au sol un caractère de
dynamisme et d'évolution</p> |

L'eau est donc le principal agent de la fluctuation des rendements des différentes cultures, par sa mauvaise répartition, son insuffisance ou son excès. Toutes les interventions de l'agriculteur agissent directement sur le comportement de l'eau dans le sol. Les techniques culturales bien conduites permettent en effet :

- de favoriser la pénétration de l'eau dans le sol et d'en retenir le maximum (rôle du labour et du couvert végétal),
- d'éliminer l'excès d'eau (rôle des amendements et de l'assainissement),
- d'économiser l'eau emmagasinée en culture sèche (rôle du paillage, du couvert végétal, d'élimination des mauvaises herbes, etc.),
- d'améliorer l'utilisation de l'eau, en culture irriguée (rôle des brise-vent, des techniques de labour, des amendements, etc.).

Nous étudierons en détail, dans cette partie, les méthodes de mesures d'humidité et de succion, l'utilisations souvent faite de ces paramètres, la dynamique de l'eau en milieu non saturée et ses principales applications agronomiques.

CHAPITRE 8 : NOTIONS DU TAUX D'HUMIDITE ET METHODES DE DETERMINATION

L'humidité du sol s'exprime par la quantité d'eau contenue dans l'unité de volume (humidité volumique θ_v) ou de poids (humidité pondérale θ_p ou massique θ_m) de sol. Si d_a est la densité apparente sèche du sol, on a la relation :

$$\theta_v = \theta_p \times d_a$$

8.1 METHODE DIRECTE : METHODE GRAVIMETRIQUE

Elle consiste à mesurer la perte de poids d'un échantillon de terre jusqu'à l'obtention d'un poids constant. Cela se fait par évaporation de l'eau à partir d'un échantillon de sol. Cette évaporation est assurée par la chaleur.

Expérimentalement, l'évaporation est réalisée grâce à un séchage à l'étuve (à 105 °C) pendant :

- 4 à 6 heures pour les sols sableux, et
- 18 à 24 heures pour les sols à texture fine (argile par exemple).

L'eau contenue dans l'échantillon n'est cependant pas évaporée en totalité à 105 °C, mais seulement la fraction intéressant l'activité biologique. Par ailleurs, cette température permet de préserver la matière organique du sol, car si la température est supérieure à 105 °C, celle-ci se détruit.

Si M_h est la masse de l'échantillon humide et M_s celle de l'échantillon sec,

$$\theta_p = \frac{M_h - M_s}{M_s} \times 100 = \text{humidité pondérale pour 100 g de sol sec.} \quad (17)$$

Inconvénient majeur :

c'est une méthode destructive : l'échantillon de sol prélevé ne peut être remis en place. Et si cette méthode est utilisée pour une longue durée, une campagne entière par exemple, sur une même parcelle, le nombre de trous à réaliser devient important. Ce qui contribue à la destruction du sol en place.

8.2 METHODES INDIRECTES

8.2.1 LA CONDUCTIMETRIE (appelée aussi méthode de Boyoucos et Mick)

Si on applique une tension alternative aux bornes de deux électrodes placées dans le sol, on obtient un circuit équivalent à un condensateur avec pertes que l'on peut schématiser par une capacité C et une résistance R mises en parallèle et dont l'impédance Z est :

$$Z = \frac{R}{\sqrt{1 + R^2 C^2 \omega^2}} \quad (18)$$

R et C dépendent de l'humidité du sol. Pour des raisons techniques, la précision de la mesure est bonne sur R en basse fréquence et sur C en haute fréquence (au-delà de 100 MHz).

On va donc suivre selon le cas, la variation de ces deux paramètres en fonction de l'humidité du sol.

La mesure de résistivité est basée sur le même principe.

Elle consiste en effet en l'utilisation d'un bloc de gypse poreux, en équilibre hydrique avec le sol, dans lequel on plonge deux électrodes reliés à un conductimètre pour mesurer la conductivité électrique ou un micromètre pour mesurer la résistivité (cf. figure 26).

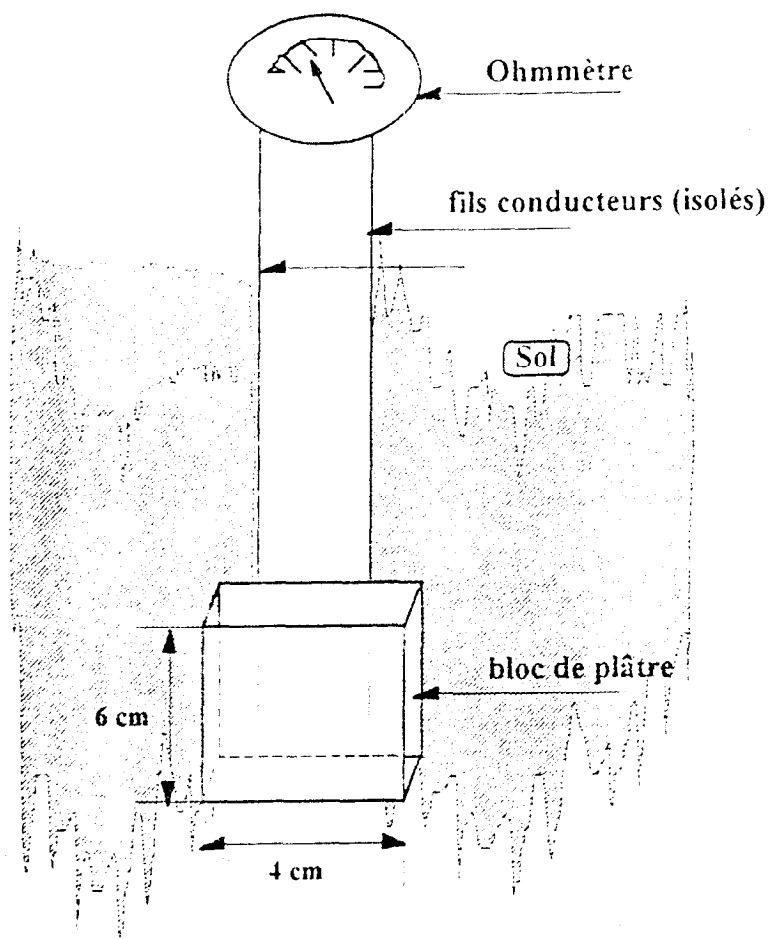


Figure 26 : *Le conductimètre de Boyoucas et Mick.*

Cette méthode nécessite un étalonnage préalable par la méthode gravimétrique (cf. figure 27).

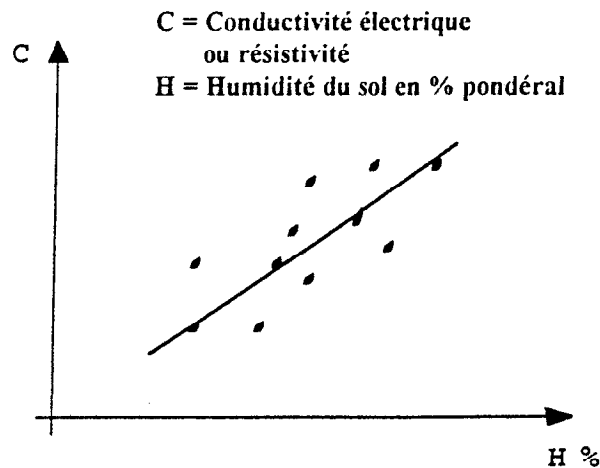


Figure 27 : Exemple de droite d'étalonnage pour la méthode conductimétrique.

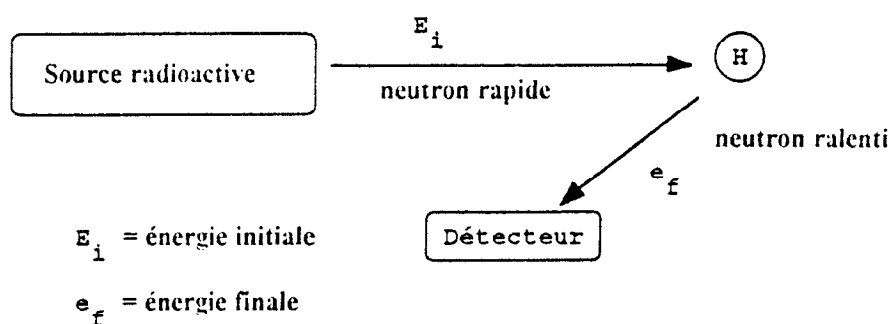
8.2.2 METHODES RADIOACTIVE OU NEUTRONIQUE

8.2.2.1 Principe :

Elle utilise le ralentissement des neutrons labiles diffusés dans le sol, après émission d'une source radioactive, généralement du Radium (Ra) ou du Bérélium (Be).

Elle est basée sur le fait que l'*hydrogène* est l'élément qui participe le plus activement au ralentissement des neutrons. Or, dans le sol, la plupart des ions H^+ proviennent de l'eau. Il existe donc une relation étroite entre la quantité de neutrons ralentis et réfléchis vers la source et le taux d'humidité du sol.

En effet, on peut schématiquement représenter la perte d'énergie due à ce ralentissement de la manière suivante :



Cette perte d'énergie dépend de la masse atomique du noyau. Elle est exprimé sous la forme :

$$perte\ d'\bar{e} = y = \frac{e_f}{E_i} = \frac{A^2 + 1}{(A + 1)^2} \quad (19)$$

A est la masse atomique de l'élément considéré.

Or, l'hydrogène possède la plus faible masse atomique ($A = 1$) ce qui donne :

$$e_f = \frac{1}{2} E_i \quad (20)$$

Cette méthode a également besoin d'un calibrage pour l'étalonnage et pour un sol donné.

Cet étalonnage est fait à l'aide de mesures simultanées réalisées par la méthode gravimétrique d'une part, et par la méthode neutronique d'autre part. On obtient ainsi les valeurs de l'humidité gravimétrique, ramenée à l'humidité volumique par le biais de la densité apparente sèche (d_a) du sol et le nombre de comptage N . Ce qui permet de tracer les courbes d'étalonnage (cf. figure 28) que l'on utilise par la suite pour les mesures d'humidité neutronique sur le sol considéré.

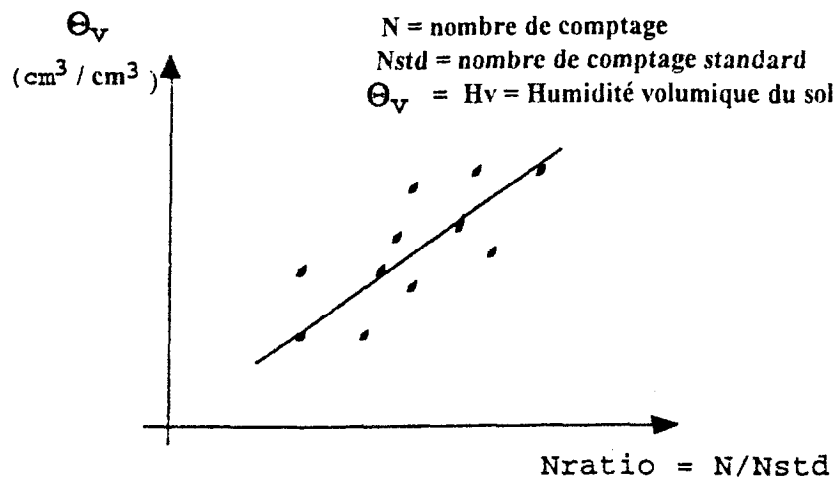


Figure 28 : Exemple de courbe d'étalonnage pour la mesure d'humidité neutronique.

$$\theta_v = d_a \times \theta_m$$

avec d_a = densité apparente sèche du sol

$\theta_m = H_p$ = humidité pondérale ou gravimétrique.

Remarque : Compte tenu de la présence du paramètre d_a , l'étalonnage est propre à un sol donné et ne peut être utilisé pour un autre de nature différente.

8.2.2.2 Sonde à neutrons et procédure de mesure

La sonde à neutrons est composée de trois principaux éléments (cf. figure 29) :

- la source de neutrons,
- le détecteur, et
- le capteur.

Les neutrons émis par la source sont envoyés dans le volume de sol environnant (sphère d'influence). La rencontre entre ceux-ci et les protons d'hydrogène produit un choc qui est renvoyé au détecteur et transmis au capteur à l'aide du câble de liaison. C'est le nombre de ces

chocs, produits pendant un intervalle de temps donné, qui constitue le nombre de comptage N qui s'affiche sur le tableau de lecture.

Le détecteur et la source sont introduits dans un tube d'accès en aluminium ou en PVC préalablement installé dans le sol.

Le diamètre de la sphère d'influence est d'autant plus faible que le sol est humide et inversement.

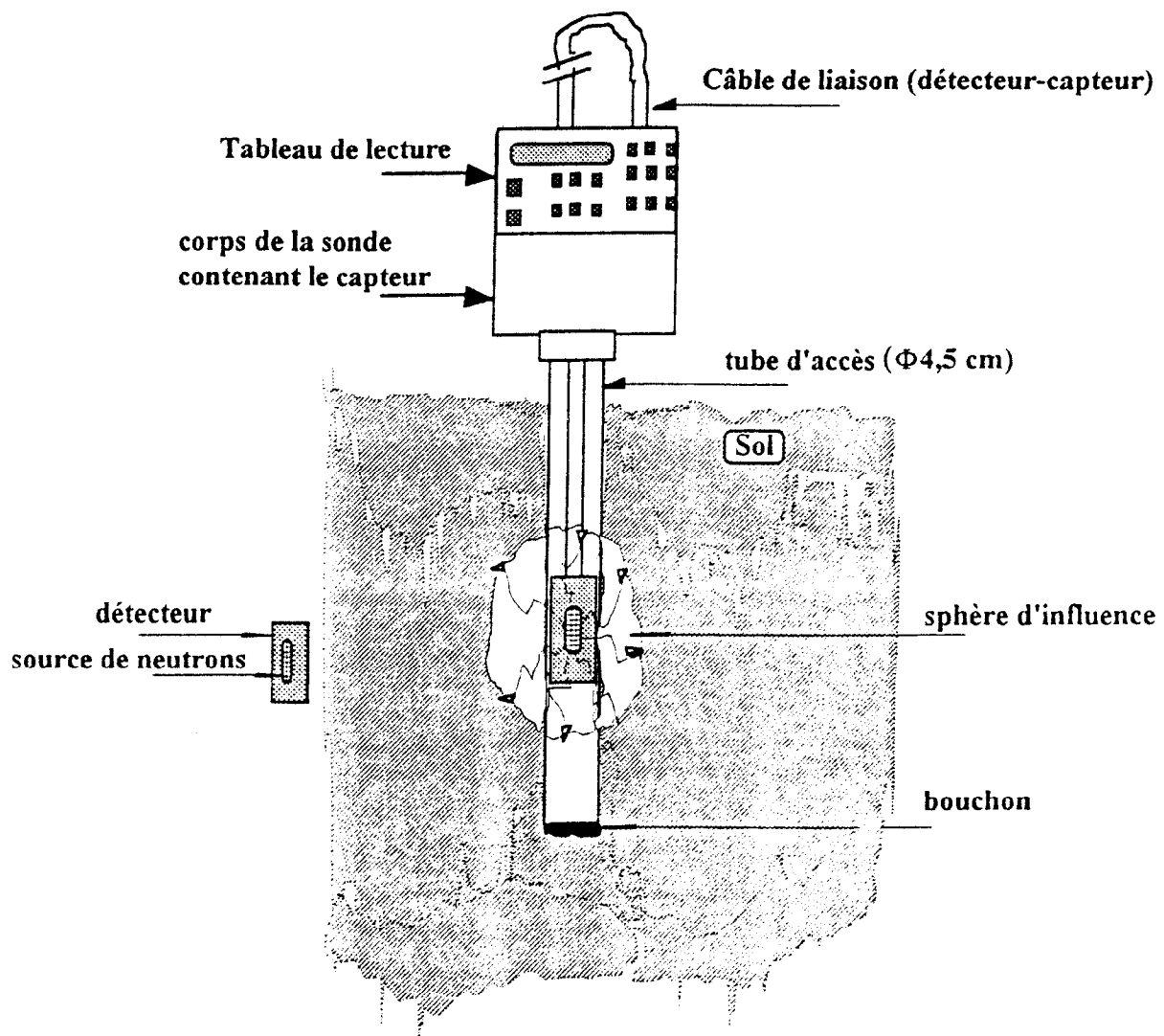


Figure 29 : Schéma d'une sonde à neutrons.

8.2.2.3 Avantages de la méthode

- Cette méthode est non destructive, une fois que l'étalonnage est réalisé,
- Elle permet d'obtenir une bonne précision de mesure (lorsque l'étalonnage est bien fait),
- Elle assure une rapidité de mesure.

8.2.2.4 Inconvénients

On peut noter trois principaux inconvénients :

- le coût de l'appareillage : une sonde à neutrons type CPN coûte entre 2 et 3 Millions de Francs CFA (en 1994),
- son encombrement et son poids, et
- la faible sensibilité à la surface du sol.

Remarque : La sonde à neutrons contient des éléments radioactifs. Son utilisation nécessite un respect scrupuleux des prescriptions du constructeur, notamment pour les faibles profondeurs (entre 10 et 40 cm), l'on doit se tenir à une distance de plus de trois mètres entre le déclenchement de la mesure et son affichage.

8.3 PROFILS HYDRIQUES ET STOCK HYDRIQUE

Les résultats de mesures de teneur en eau effectuées à différentes profondeurs, et à un instant donné, à l'aide de la sonde à neutrons par exemple, permettent de tracer un profil hydrique $\theta(z)$.

θ est variable dans l'espace et dans le temps. Cette variabilité peut être décrite localement par un profil hydrique présentant graphiquement la distribution des teneurs en eau le long d'une verticale (Figure 30).

La surface décrite par un profil hydrique réalisé à un instant donné représente une lame d'eau (en m ou en mm d'eau) de hauteur, appelée stock hydrique S et définie par la relation suivante :

$$S = \int_{z_0}^0 \theta(z) dz \quad [m] \quad (21)$$

La surface comprise entre deux profils hydriques successifs, représente un volume d'eau par unité de surface. Ce volume d'eau, exprimé en mm ou m de hauteur d'eau, est appelé variation de stock hydrique (ΔS) entre les deux instants de mesure t_1 et t_2 (Figure 31).

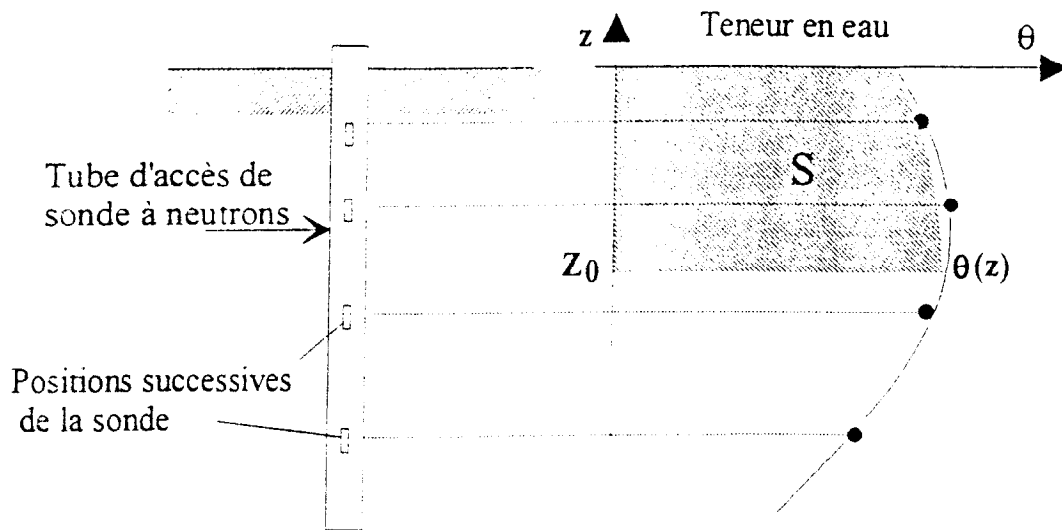


Figure 30 : Détermination expérimentale du profil hydrique (d'après MUSY et SOUTTER, 1991).

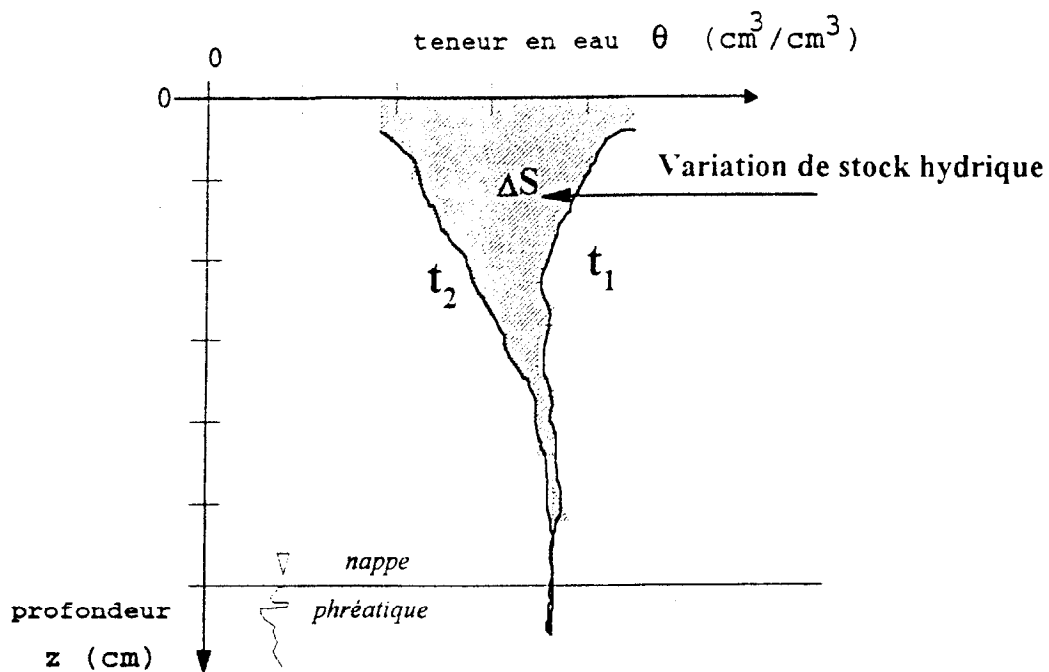


Figure 31 : Exemple de profils hydriques mesurés à deux instants différents (t_1 et t_2).

CHAPITRE 9 : NOTIONS DE POTENTIEL ET DE pF, MESURES DE SUCCION

9.1 GENERALITES

La dynamique de la phase liquide résulte de l'action de divers champs de forces auxquels elle est soumise :

- forces de gravité (eau de gravité)
- forces de capillarité (eau capillaire), et
- forces d'adsorption (eau d'adsorption ou eau hygroscopique).

Cette dynamique de la phase liquide d'un sol constitue un processus naturel spontané. Elle s'effectue dans le sens des énergies décroissantes et le taux de cette décroissance constitue le moteur du phénomène. On définit ainsi le terme :

Energie de l'eau du sol :

L'énergie de l'eau est essentiellement potentielle. L'énergie cinétique est généralement négligée car les déplacements de l'eau dans le sol sont lents.

Cette énergie potentielle E est donc constituée de la somme de deux composantes :

$$E = E_g + E_p \quad (22)$$

$E_g =$ *Energie potentielle de gravité*

$E_p =$ *Energie potentielle de pression (forces de submersion, d'adsorption, de capillarité, etc.).*

9.2 POTENTIEL DE PRESSION - POTENTIEL DE GRAVITE

9.2.1 LE POTENTIEL DE PRESSION

L'ensemble de la phase liquide du sol est soumis à la pression atmosphérique. Son état de pression peut toutefois varier autour de cette valeur selon les forces auxquelles elle est soumise. Aussi, distingue-t-on :

- la solution du sol située au-dessous d'une surface d'eau libre avec une pression hydrostatique supérieure à la pression atmosphérique (P_{at}), et
- la solution du sol, située au-dessus d'une surface d'eau libre, soumise à des forces de capillarité et d'adsorption qui la lient au sol au point de faire chuter sa pression au-dessous de la P_{at} avec $P < P_{at}$ (cf. figure 32).

D'où le choix de la pression atmosphérique P_{at} , comme pression de référence.

Le sol est ainsi divisé en 2 zones :

9.2.1.1 zone saturée :

C'est la zone située au-dessous de la surface d'une nappe phréatique :

Dans cette zone, le potentiel de pression correspond à la pression hydrostatique exercée en un point du sol par la colonne d'eau qui le surmonte :

Cette pression correspond à ce qu'on appelle *potentiel de pression hydrostatique*. Ce potentiel, exprimé en énergie relative/unité de volume, s'écrit :

$$E_p = \varnothing_p = P_w = \rho_w g h > 0 \quad [P_a] \equiv [J/m^3] \quad (23)$$

h est la profondeur de submersion et s'exprime en mètre.

9.2.1.2 Zone non saturée :

C'est la zone située au-dessus de la surface d'eau libre

Dans cette zone, les forces d'adhésion et de capillarité attirent et retiennent l'eau du sol. Il en résulte un abaissement de son énergie potentielle au-dessous de celle de l'eau libre. Le *potentiel de pression matricielle* est donc négatif et s'écrit :

$$E_p = \varnothing_p = P_w = \rho_w g h < 0 \quad [P_a] \equiv [J/m^3] \quad (24)$$

Et en considérant que la phase liquide soit homogène et incompressible, on écrit simplement, en terme d'énergie relative par unité de poids :

$$E_p = h \quad [J/N] \equiv [m] \quad (25)$$

Ce qui donne la notion de *charge de pression de l'eau du sol* (h) ou charge piézométrique (cf. Cours d'Hydrogéologie).

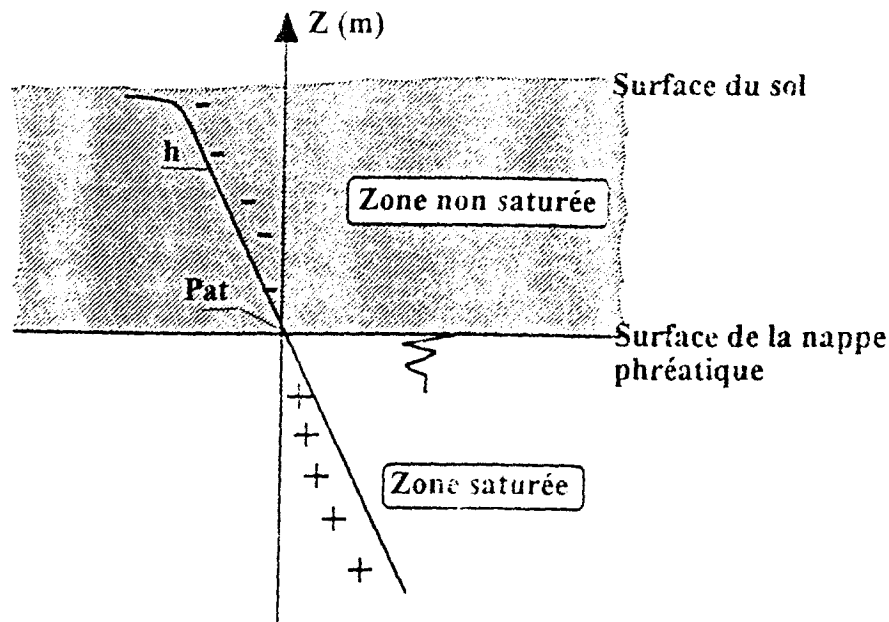


Figure 32 : Illustration des deux zones saturée et non saturée du sol.

Remarque : P_w = pression absolue de l'eau du sol :

– en non saturé : $P_w < P_{at}$

– en saturé : $P_w > P_{at}$

h = pression effective de l'eau du sol, en hauteur d'eau, par rapport à la pression atmosphérique, et s'exprime sous la forme du rapport :

$$h = \frac{P_w - P_{at}}{\rho_w g} \quad (26)$$

9.2.2 POTENTIEL DE GRAVITE :

Exprimé en terme d'énergie relative par unité de poids, le potentiel de gravité E_g s'écrit simplement :

$$E_g = \phi_g = z \quad [J/N] \equiv [m] \quad (27)$$

z correspond à la cote altimétrique. d'où la notion de charge de gravité qui est souvent utilisée.

9.2.3 NOTION DE pF

Du fait de la grandeur des forces de capillarité et d'adsorption, le potentiel de pression matricielle peut atteindre des valeurs négatives extrêmement importantes. Ainsi, il a été défini le terme de succion matricielle (Ψ) pour la zone non saturée qui s'écrit :

$$\Psi = -h \quad > 0 \quad (\text{en cm H}_2\text{O})$$

et par analogie au pH, le pF est définie comme étant le logarithme décimal de l'opposée de la charge de pression de l'eau du sol h , soit :

$$pF = \log_{10} (\Psi) = \log_{10} (-h) \quad h \text{ exprimée en centimètre colonne d'eau.} \quad (28)$$

9.3 EXPRESSION DU POTENTIEL TOTAL OU POTENTIEL HYDRAULIQUE

Le potentiel total (E) est la somme des deux composantes E_p et E_g et s'écrit :

$$E = \phi_t = E_p + E_g$$

D'après ce qui précède, cette expression donne :

– en terme d'énergie relative par unité de volume :

$$E = \rho_w g h + \rho_w g z \quad [J/m^3] \equiv [P_a] \quad (29)$$

– en terme d'énergie relative par unité de poids :

$$E = g h + g z \quad [J/kg] \quad (30)$$

– et en terme de hauteur équivalente par unité de poids :

$$E = h + z \quad [J/N] \equiv [m] \quad (31)$$

D'où la notion, généralement admise de charge hydraulique totale (H) :

$$E = H = h + z \quad [m] \quad (32)$$

9.4 MESURE DE SUCCION ET PROFILS DE CHARGE HYDRAULIQUE

9.4.1 MESURE DE SUCCION DE L'EAU DU SOL

La pression de l'eau du sol en milieu non saturé est mesurée au moyen de tensiomètres.

Le tensiomètre est constitué d'une coupelle poreuse surmontée d'un tube de faible diamètre. Le tout est rempli d'eau désaérée. La coupelle poreuse joue le rôle de filtre semi-perméable (perméable à l'eau mais non à l'air) : elle assure la continuité de la phase liquide entre le tensiomètre et le sol. Selon l'état énergétique de l'eau du sol on observe une migration de l'eau vers ou hors du tensiomètre. Les variations de pression qui en résultent sont enregistrées par le manomètre (cf. figure 33).

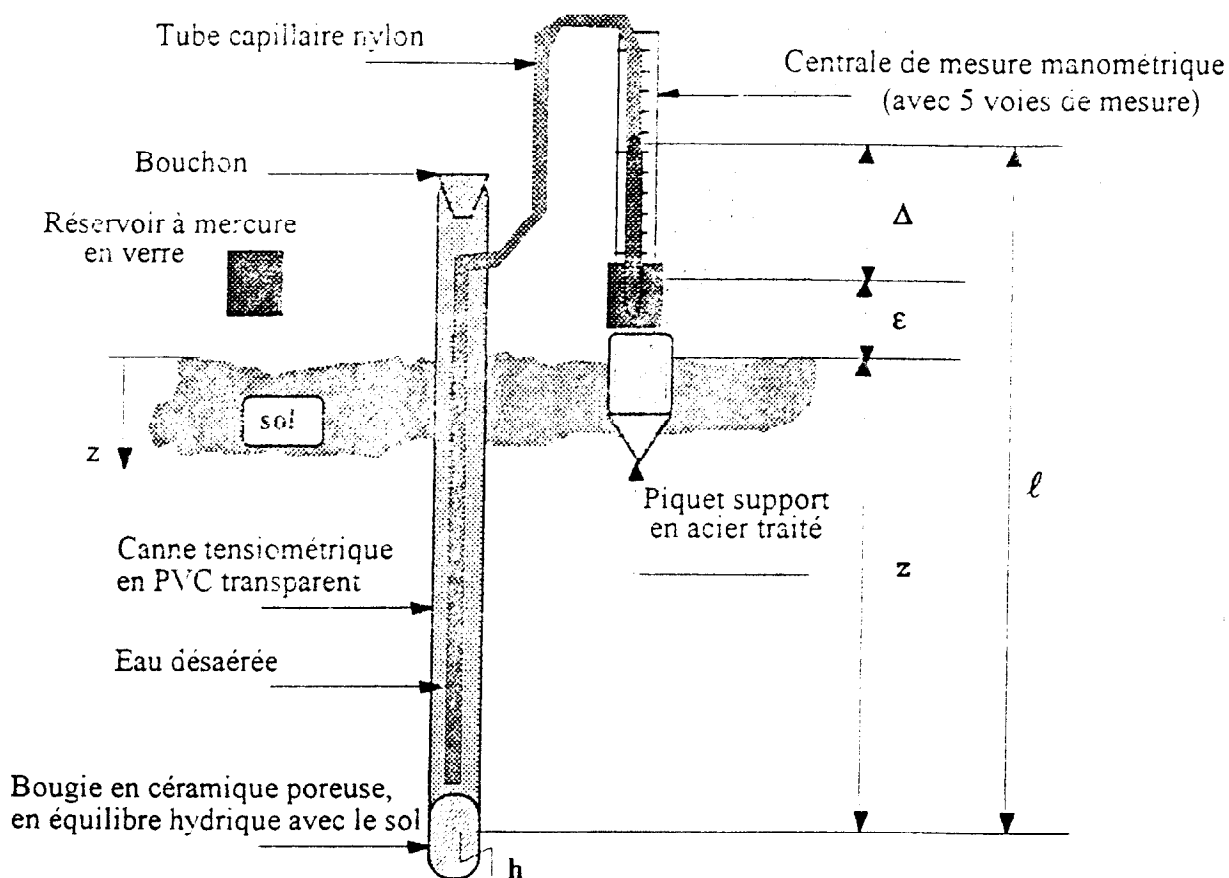


Figure 33 : Schéma d'un tensiomètre à manomètre de mercure.

Si on se réfère aux notations de la figure 33, on peut déduire la valeur des paramètres ci-après (à la profondeur z) :

- pression effective ou charge de pression de l'eau du sol h :

$$h = -13,6 \Delta + \ell$$

- succion de l'eau du sol $\Psi = 13,6 \Delta - \ell$

- charge hydraulique H :

$$H = -12,6 \Delta + \varepsilon$$

ℓ , Δ , ε et z sont exprimés en cm

h , Ψ et H sont exprimés en cm de colonne d'eau.

Remarque : Dans le cadre du pilotage de l'irrigation, le tensiomètre à manomètre de Bourdon (cf. figure 34) est le plus utilisé. Dans ce cas on n'a pas besoin d'une grande précision. Il est constitué des mêmes éléments et répond au même principe de fonctionnement.

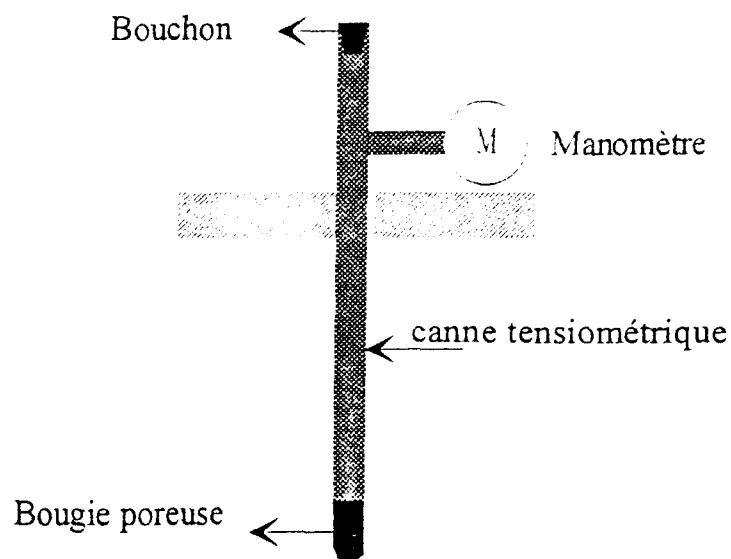


Figure 34 : Schéma d'un tensiomètre à manomètre de Bourdon.

9.4.2 PROFILS DE CHARGE HYDRAULIQUE

En plaçant plusieurs appareils à différentes profondeurs on peut tracer le profil de charge hydraulique (figure 35).

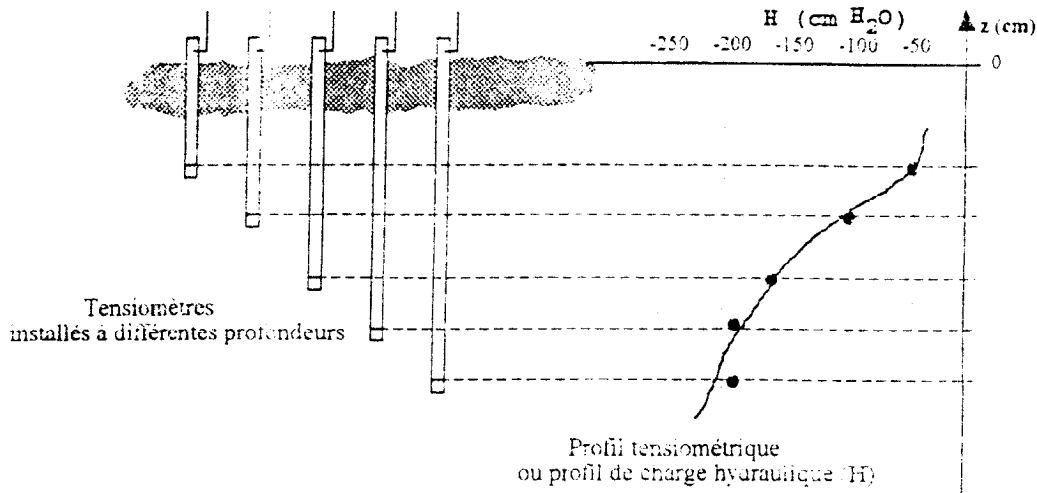


Figure 35 : Exemple de profils de charge hydraulique.

9.4.3 APPLICATION AU SENS DE L'ÉCOULEMENT DE L'EAU DANS LE SOL (d'après MERMOUD, 1981)

Sachant que l'écoulement se fait dans la direction des potentiels décroissants, les trois cas suivants peuvent se présenter :

- Le potentiel total diminue avec la profondeur. L'écoulement s'effectue dans la direction opposée à z , c'est-à-dire vers le bas, conformément à :

$$\frac{\partial H}{\partial z} > 0 \quad \Rightarrow \quad q < 0 \quad (33)$$

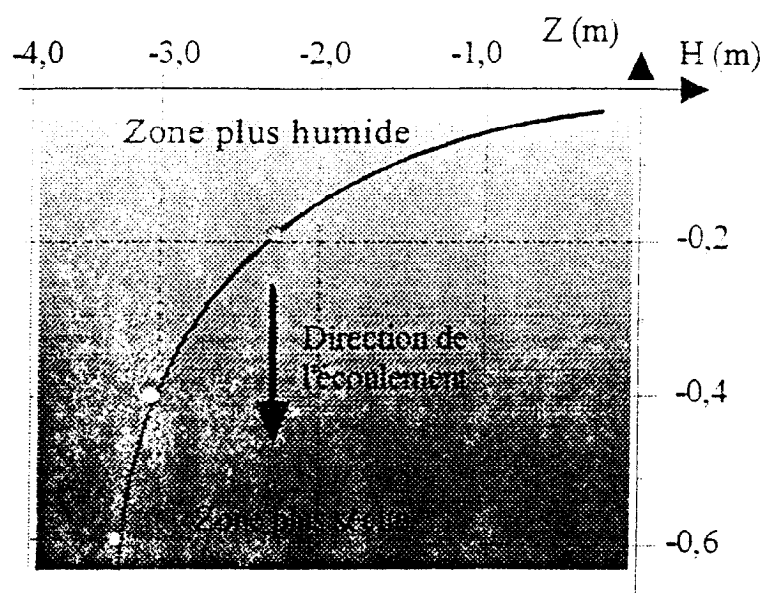


Figure 36 : Profil de charge totale - écoulement descendant.

- Le potentiel total augmente avec la profondeur. L'écoulement s'effectue dans la direction de z , c'est-à-dire vers le haut, conformément à :

$$\frac{\partial H}{\partial z} < 0 \quad \Rightarrow \quad q > 0 \quad (34)$$

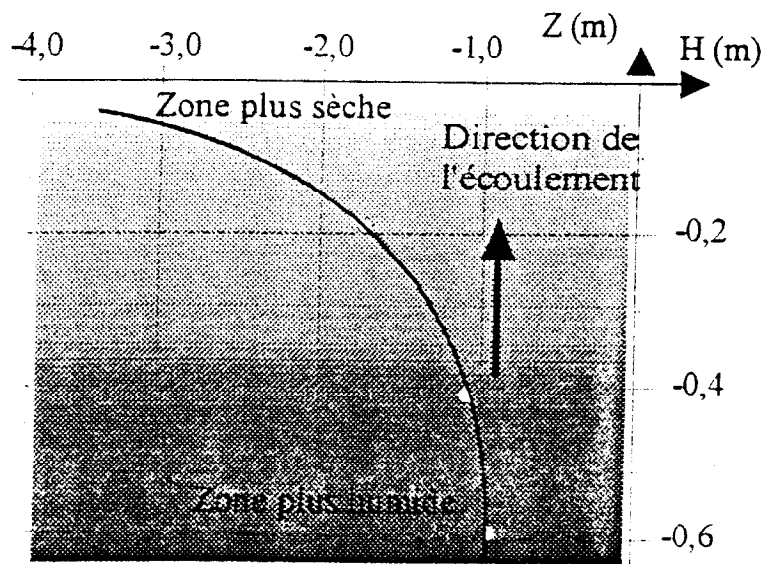


Figure 37 : Profil de charge totale - écoulement ascendant.

- La courbe de potentiel total présente un minimum à la cote $Z = Z_0$. Le flux est nul à cette profondeur. L'écoulement est ascendant au-dessus du plan de flux nul et descendant au-dessous.

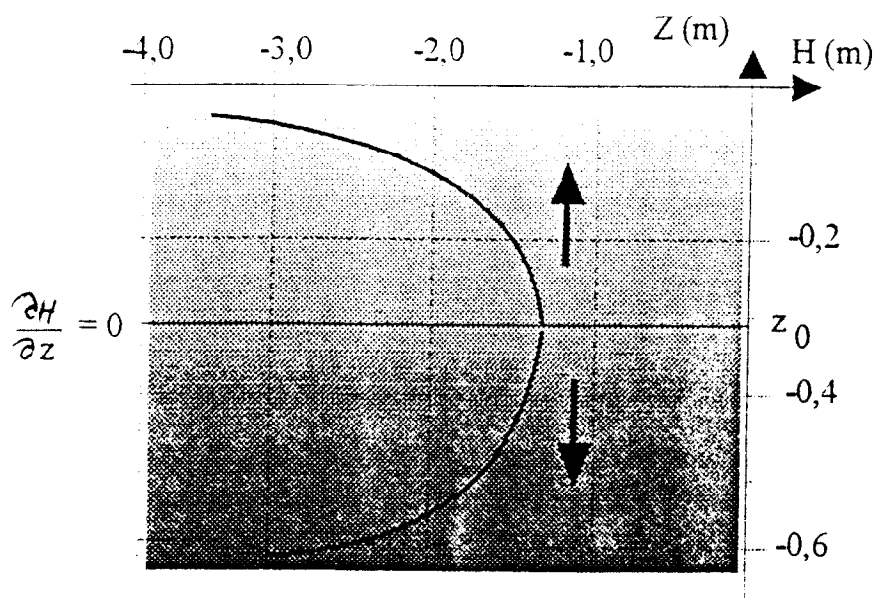


Figure 38 : Profil de charge totale - redistribution.

Cette situation se présente généralement à la suite d'une précipitation ou d'un arrosage, en l'absence de nappe phréatique ou dans le cas d'une nappe profonde. Deux processus se déroulent simultanément :

- une évaporation en surface, qui provoque un écoulement vers le haut, et
- une redistribution en profondeur, sous l'effet des gradients de charge de pression et de gravité. Au cours du temps, le plan de flux nul se déplace en général vers le bas et la courbe du profil de charge totale diminue progressivement.

CHAPITRE 10 : DYNAMIQUE DE L'EAU EN MILIEU NON SATURE

10.1 EQUATION GENERALE DU MOUVEMENT DE L'EAU EN MILIEU NON SATURE

On l'obtient en associant l'équation dynamique à la loi de continuité.

10.1.1 EQUATION DYNAMIQUE : GENERALISATION DE LA LOI DE DARCY EN MILIEU NON SATURE

10.1.1.1 Brefs rappels sur la loi de Darcy

La loi de Darcy a été établie en milieu saturé, où la teneur en eau est constante et la pression effective de l'eau du sol correspond à la profondeur de submersion (cf. & 9.2.1.1).

En effet, avec un dispositif analogue à celui de la figure 39, Darcy a défini expérimentalement la loi de circulation de l'eau à travers un massif poreux.

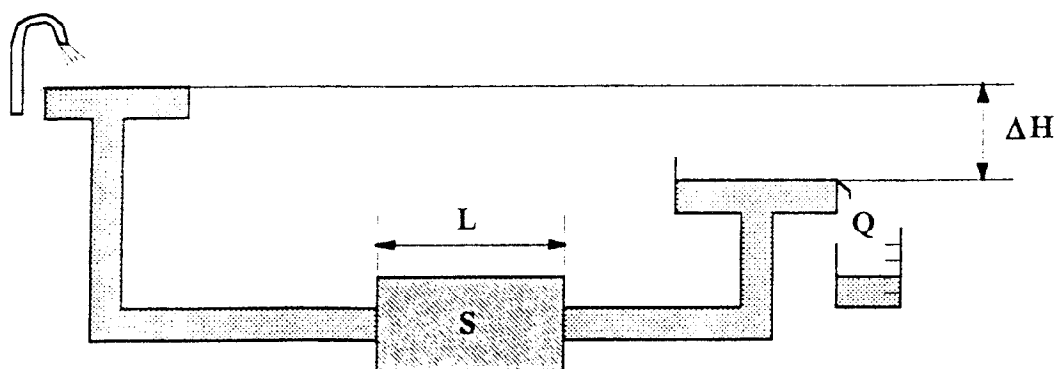


Figure 39 : Dispositif expérimental de Darcy.

Si Q est le débit d'eau à travers le massif poreux de longueur L et de section S , sous l'effet d'un gradient hydraulique ΔH , il a établi la relation de proportionnalité :

$$Q = K \times \frac{S \times \Delta H}{L} \quad [m^3 / s] \quad (35)$$

K est un coefficient intégrant les propriétés du sol et du liquide qui le traverse. Celui-ci étant en général l'eau, K est lié au sol et représente le coefficient d'infiltrabilité du sol, autrement et abusivement appelé perméabilité du sol.

- K s'exprime en hauteur d'eau par unité de temps (m/s);
- $\frac{\Delta H}{L}$ est souvent appelé gradient hydraulique et noté $\text{grad}H$;

Et par définition, la vitesse fictive d'écoulement s'exprime par le rapport du débit total Q (m^3/s) à la section S (m^2) du massif, soit sous la forme d'une *densité de flux* ou *flux par unité* de surface q , notions exprimant mieux la nature volumique du débit :

$$q = \frac{Q}{S} = K_s \times \frac{\Delta H}{L} \quad [m/s] \quad (36)$$

Et comme la direction de l'écoulement correspond plutôt à la direction du potentiel total H décroissant, cette expression devient :

$$q = -K \text{grad}H \quad (37)$$

où

q : est la densité de flux (quantité d'eau qui traverse une section unitaire par unité de temps) (LT^{-1}),

K : est la conductivité hydraulique à saturation (LT^{-1}), et

$\text{grad}H$: est le gradient hydraulique.

Le signe - exprime que q et $\text{grad}H$ varient en sens contraire.

Dans un système unidirectionnel vertical, l'équation (37) s'écrit :

$$q = -K \frac{dH}{dz} \quad (38)$$

10.1.1.2 Généralisation de la loi de Darcy aux milieux non saturés : loi dynamique

En milieu non saturé, la conductivité hydraulique n'est plus constante, mais elle varie avec la teneur en eau. Une diminution de l'humidité se traduit par une décroissance très rapide de la conductivité hydraulique :

$$K = K(\theta)$$

En outre la pression effective de l'eau du sol varie aussi avec l'humidité :

$$h = h(\theta)$$

La loi de Darcy, étendue aux milieux non saturés, s'écrit donc :

$$q = -K(\theta)\text{grad}H$$

ou, en se souvenant que $H = h - z$:

$$q = -K(\theta) \text{grad} [h(\theta) - z] \quad (39)$$

z : variable spatiale orientée positivement vers le bas (L)

En écoulement unidirectionnel vertical :

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} = -K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} [h(\theta) - z] \quad (40)$$

Mais, pour un écoulement non stationnaire (ou non permanent), l'équation dynamique (ou loi de Darcy) ne suffit pas à décrire les transferts puisqu'elle ne fait pas intervenir le temps, alors même que les paramètres de l'écoulement sont sujets à des variations temporelles. Il faut adjoindre à la loi de Darcy une relation supplémentaire : l'équation de continuité.

10.1.2 EQUATION DE CONTINUITÉ

En toute rigueur, l'équation de continuité s'obtient par application de la loi de conservation de la matière à un volume élémentaire de sol.

On peut aussi y parvenir par le raisonnement intuitif suivant :

Soit un petit volume de sol qui reçoit un flux d'eau q_1 et qui cède un flux d'eau q_2 (figure 40). Si le flux entrant diffère du flux sortant, le sol a nécessairement stocké ou cédé de l'eau, occasionnant ainsi une variation de teneur en eau $\Delta\theta$.

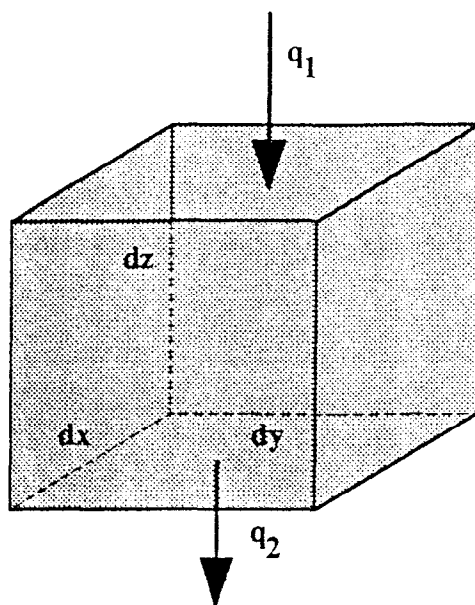


Figure 40 : Schéma d'un volume élémentaire de sol, montrant les flux entrant (q_1) et sortant (q_2).

La loi de conservation de la matière stipule que le taux d'emménagement ou de perte en eau par le sol $\Delta\theta/\Delta t$ correspond aux variations de flux entre l'entrée et la sortie $\Delta q/\Delta z$, soit :

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = - \frac{\Delta q}{\Delta z} \quad (\Delta q = q_2 - q_1) \quad (41)$$

Le signe négatif exprime que q et θ varient en sens contraire.

En passant à la limite, cette équation s'écrit :

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (42)$$

et en généralisant à trois dimensions :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \operatorname{div} q \quad (43)$$

La loi de continuité exprime donc que le régime de variations de la teneur en eau dans le temps est égal au régime de variations spatiales de flux.

10.1.3 EQUATION GENERALE DU MOUVEMENT DE L'EAU

L'association de l'équation dynamique (39) à la loi de continuité (43) donne l'équation générale du mouvement de l'eau en milieu non saturé :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \operatorname{div} [K(\theta) \operatorname{grad} H] \quad (44)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \operatorname{div} [K(\theta) \operatorname{grad} [h(\theta) - z]] \quad (45)$$

En écoulement unidirectionnel vertical :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left(\frac{\partial}{\partial z} \right) \left[K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} [h(\theta) - z] \right] \quad (46)$$

Cette équation (46) démontre clairement que l'écoulement de l'eau dans le sol non saturé dépend de deux caractéristiques du milieu, à savoir :

- la relation pression-teneur en eau : $h(\theta)$, et
- la relation conductivité hydraulique-teneur en eau : $K(\theta)$

Ces relations caractéristiques doivent être déterminées expérimentalement car elles dépendent de la texture et de la structure du sol. En général ce ne sont pas des fonctions univoques de l'humidité θ , particulièrement la courbe de succion $h(\theta)$.

Ce qui intéresse l'agronome se résume donc aux quatre questions suivantes :

- (1) Comment l'eau s'infiltré-t-elle dans le sol après une précipitation ou un arrosage ?
- (2) Une fois infiltrée, comment l'eau se redistribue-t-elle ensuite à l'intérieur du sol ?
- (3) Comment déterminer les relations et paramètres caractéristiques de ces deux processus (infiltration et redistribution) pour un sol donné ?
- (4) Quelles applications ou utilisations peut-on en faire sur l'alimentation de la plante ?

Le processus de l'infiltration de l'eau dans le sol et sa formulation analytique sont d'un grand intérêt pour l'activité agricole. En effet, de la capacité du sol à laisser infiltrer l'eau dépendent les possibilités de son stockage et de l'alimentation de la plante.

Nous allons donc voir successivement les principes de l'infiltration, notamment l'intérêt du phénomène, ses paramètres descriptifs, la capacité d'infiltration d'un sol, les méthodes de mesure du coefficient d'infiltration et enfin la formulation analytique de ce processus.

10.2 L'INFILTRATION

10.2.1 Principes de l'infiltration

10.2.1.1 Généralités

Le terme d'infiltration désigne le processus de pénétration de l'eau dans le sol. Ce processus est engendré par une modification des conditions de pression et de teneur en eau régnant à la surface du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse ou est soumis à submersion.

Le processus d'infiltration est conditionné par divers facteurs dont les plus significatifs relèvent d'une part du sol, par le biais de :

- ses caractéristiques hydrodynamiques,
- sa texture, et
- sa structure

et d'autre part des conditions spécifiques dans lesquelles se déroule le processus, à savoir :

- les conditions initiales, et
- le débit d'alimentation en eau.

L'évolution en surface de ce processus offre un intérêt particulier :

- sur le plan de l'hydrologie où il exerce une influence déterminante sur l'intensité du ruissellement, et
- dans le domaine agricole où sa propagation dans le sol et le processus de redistribution qui lui succède jouent un rôle de premier plan.

10.2.1.2 Paramètres descriptifs de l'infiltration

Le processus d'infiltration est caractérisé en surface, par :

- le flux d'eau pénétrant dans le sol : le régime d'infiltration $i(t)$;
- la lame d'eau infiltrée ou infiltration cumulative $I(t)$, qui s'exprime par l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration :

$$I(t) = \int_0^t i(t) dt \quad [m] \quad \text{et} \quad i(t) = \frac{dI(t)}{dt} \quad [m/s] \quad (47)$$

L'introduction d'eau dans le sol, par infiltration en surface, provoque une perturbation du profil hydrique. Celle-ci se propage en profondeur à mesure que le processus se poursuit. Elle se manifeste sur le profil hydrique par la présence (figure 41) :

- d'une zone de saturation située immédiatement sous la surface du sol, cette zone n'apparaît que lorsque l'infiltration se poursuit à saturation ;
- d'une zone de transmission : caractérisée par une teneur en eau uniforme ;
- d'une zone d'humidification qui voit la teneur en eau diminuer de plus en plus rapidement ; et
- d'un front d'humidification, de plus en plus abrupt, achevant la zone d'humidification.

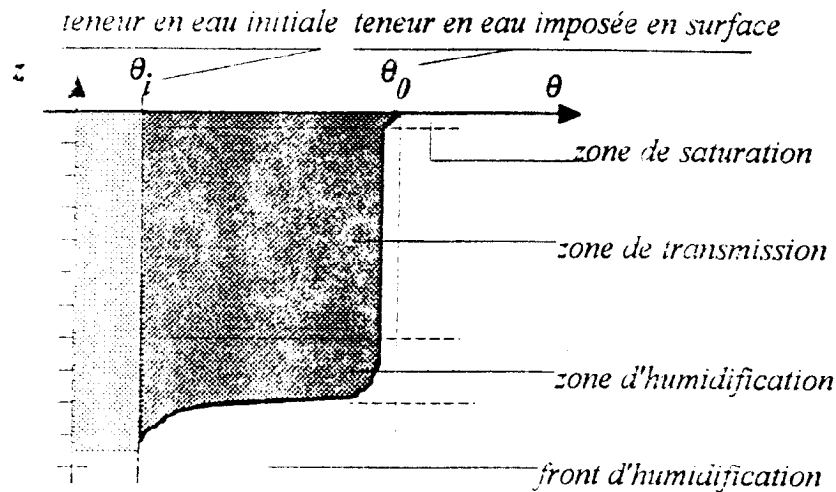


Figure 41 : Caractéristiques du profil hydrique au cours d'une infiltration (d'après MUSY et SOUTTER, 1991).

10.2.1.3 Capacité d'infiltration d'un sol

Le régime d'infiltration d'un sol dépend avant tout de son régime d'alimentation. Toutefois, la capacité d'absorption en eau du sol est limitée, si bien que lorsque le régime d'alimentation excède cette capacité, l'eau s'accumule en flaques à la surface du sol ou ruisselle selon la pente du terrain.

Ainsi, le régime d'infiltration est déterminé

- soit par le régime d'alimentation : lorsque ce dernier est inférieur à cette limite, l'eau s'infiltré aussi vite qu'elle est fournie,
- soit par la capacité d'infiltration elle-même : lorsque le régime d'alimentation lui est inférieur.

Dans ce dernier cas, on parle d'infiltration à capacité.

La capacité d'infiltration ou infiltration du sol est définie comme étant le flux maxima que le sol est en mesure d'absorber à travers sa surface, lorsque celle-ci est maintenue en contact avec de l'eau à pression atmosphérique.

A l'instar des autres processus d'écoulement d'eau dans les sols, le flux d'infiltration est régi par la loi de Darcy.

La modification brusque des conditions de pression régnant à la surface du sol, au début d'une précipitation ou d'une submersion, fait apparaître un gradient de pression très élevé portant sur les premiers centimètres du profil. Puis, à mesure que la zone mouillée se développe en profondeur, la distance sur laquelle agit la différence de pression augmente, diminuant ainsi l'intensité de ce gradient qui devient progressivement très faible, l'écoulement ne s'effectuant alors plus que sous l'effet du gradient unitaire de pesanteur (cf. figure 42). L'infiltration du sol se caractérise aussi par une décroissance progressive.

L'infiltration dépend ainsi :

- de la texture et de la structure du sol, et
- des conditions aux limites qui sont :
 - * la teneur en eau initiale du profil θ_c , et
 - * la teneur en eau imposée en surface θ_0 .

Ces deux valeurs déterminent en effet l'intensité initiale du gradient de pression (cf. figure 42).

Si l'on considère que la distance sur laquelle agit la différence de pression, soit dz , tend respectivement vers 0 et vers l'infini avec le temps, il apparaît que les paramètres décrivant le processus admettent les limites suivantes :

$$\begin{aligned} \lim_{t \rightarrow 0} i(t) &= \infty & \lim_{t \rightarrow \infty} i(t) &= K_s \\ \lim_{t \rightarrow 0} I(t) &= 0 & \lim_{t \rightarrow \infty} I(t) &= \infty \end{aligned} \quad (48)$$

Conséquences :

- la capacité d'infiltration du sol décroît très rapidement durant les premiers instants de l'infiltration;
- par la suite, le taux de décroissance diminue et elle tend asymptotiquement vers un régime constant appelé infiltration finale ou infiltration permanente, très proche de la valeur dite de conductivité hydraulique à saturation du sol (K_s);
- cette décroissance est due essentiellement à la diminution inéluctable du gradient de pression moyen, résultant de l'augmentation de la distance sur laquelle se répartit la différence globale de charge hydraulique (cf. figure 42);
- le laps de temps nécessaire pour atteindre la capacité d'infiltration est variable. Il est d'autant plus long que le sol est sec au départ (θ très faible) et que le régime d'alimentation est voisin de la conductivité hydraulique saturée K_s du sol (cf. figure 43).

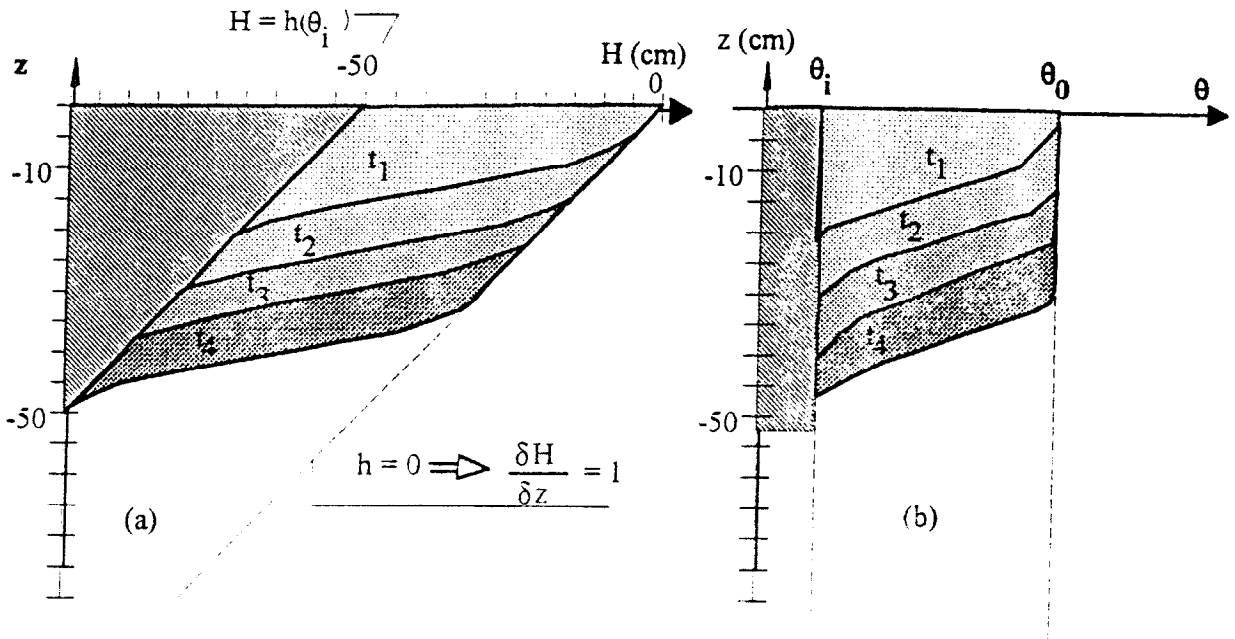


Figure 42 : Evolution (a) du profil de charge et (b) du profil hydrique au cours de l'infiltration (d'après MUSY et SOUTTER, 1991).

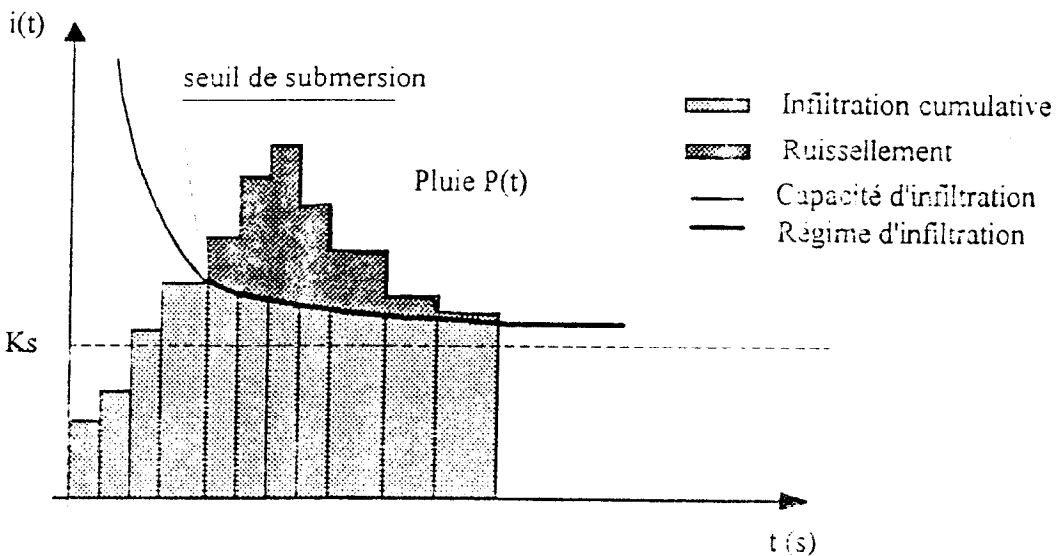


Figure 43 : Régime et capacité d'infiltration d'un sol (d'après MUSY et SOUTTER, 1991).

10.2.1.4 Infiltration horizontale et verticale

L'examen de l'équation générale des écoulements (45) montre que dans le cas de l'écoulement horizontal, le terme de gravité est absent et la capacité d'infiltration tend vers 0. Par ailleurs, si le régime d'alimentation est inférieure à la capacité d'infiltration, le régime d'infiltration final correspondra dans le cas vertical à la conductivité hydraulique non saturée $K(\theta)$ déterminée par la teneur en eau de la zone de transmission, et à 0 dans le cas horizontal (cf. figure 44).

En outre, lorsque l'infiltration se fait dans un sol initialement sec, les capacités d'infiltration en écoulements vertical et horizontal sont très proches au début du processus et ne se différencient que peu à peu par la suite.

C'est la raison pour laquelle le bulbe d'humectation, qui se développe lors d'une infiltration localisée, est initialement sphérique et se déforme à mesure que l'écoulement vertical prend le pas sur l'écoulement latéral (cf. figure 45).

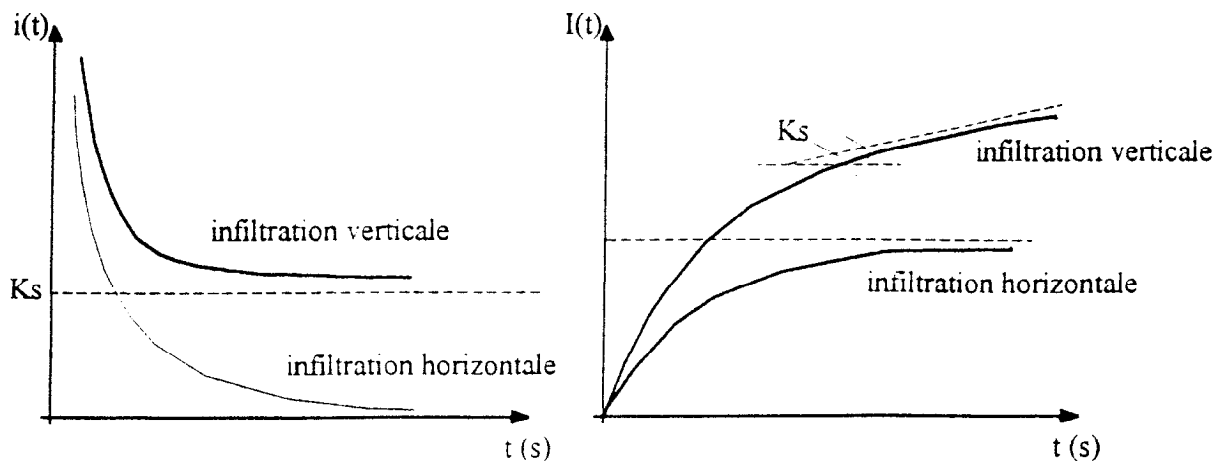


Figure 44 : Courbes comparées d'infiltration horizontale et verticale (d'après MUSY et SOUTTER, 1991).

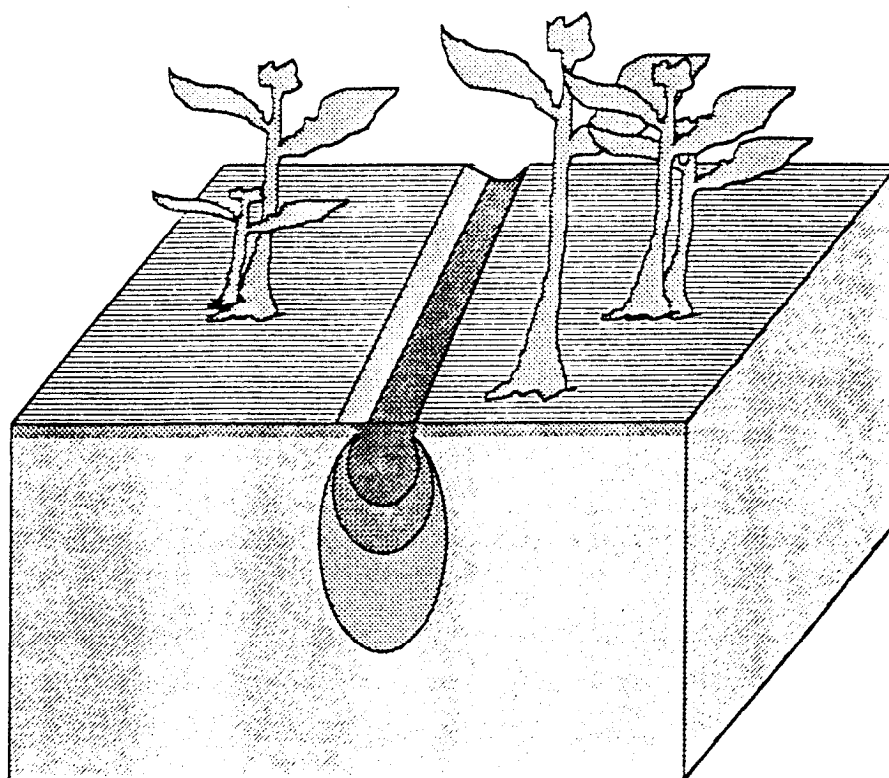
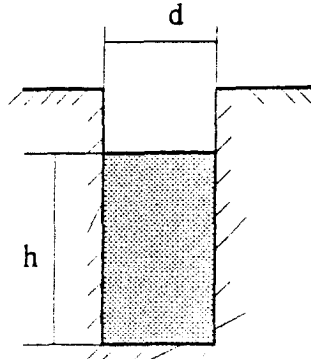


Figure 45 : Infiltration à partir d'un sillon dans un sol initialement sec (d'après MUSY et SOUTTER, 1991).

10.2.2 METHODES DE MESURE DU COEFFICIENT D'INFILTRATION : METHODES DE TERRAIN

Méthode du puits de Porcher



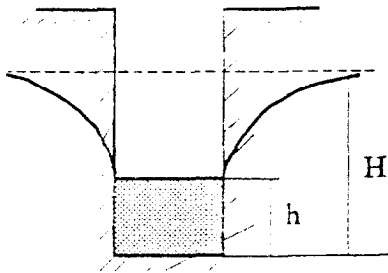
Un trou de diamètre d est rempli d'eau. On suit la diminution de la hauteur h en fonction du temps.

Si au temps t_1 , la hauteur est h_1 et au temps t_2 la hauteur est h_2 , K est obtenu par la relation :

Figure 46 : Dispositif de mesure de Porcher.

$$K = \frac{d}{4(t_2 - t_1)} 2,3 \log \frac{h_1 + \frac{d}{4}}{h_2 + \frac{d}{4}}$$

Méthode de Dupuit - Cas des sols hydromorphes



On abaisse par pompage, le niveau de la nappe et on mesure le temps nécessaire au retour du niveau initial dans le trou.

Figure 47 : Dispositif de mesure de Dupuit.

Méthode des piézomètres - Thiem modifiée par Guyon

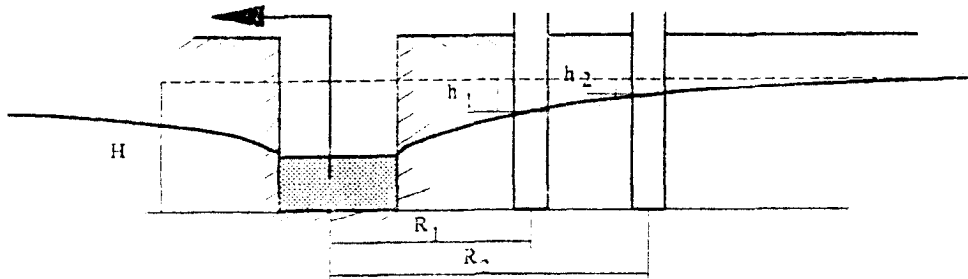


Figure 48 : Dispositif d'essai par la méthode du piézomètre.

On pompe l'eau dans le puits et on suit l'évolution de la nappe à l'aide du piézomètre.

Si q est le débit de la pompe à régime stabilisé, le coefficient K est obtenu par :

$$K = 0,732 \frac{q}{(2H - d_1 - d_2)(d_1 - d_2)} \log \frac{R_2}{R_1}$$

Méthode du double anneau

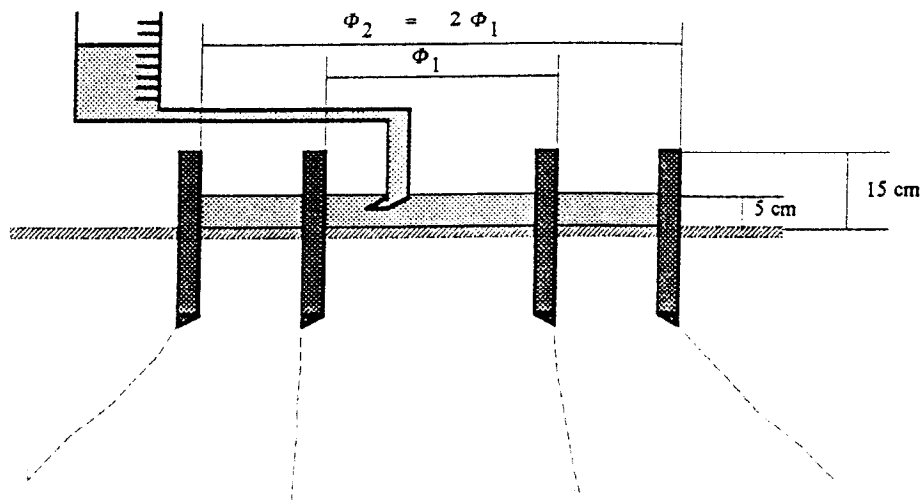


Figure 49 : Dispositif d'essai d'infiltration à double anneau.

On mesure la vitesse d'infiltration de l'eau sur une partie de sol délimitée par l'anneau intérieur.

L'anneau de garde assure un trajet vertical aux filets d'eau de l'anneau de mesure.

La mesure consiste à relever l'abaissement du niveau d'eau dans l'anneau intérieur en fonction du temps. Les couples (h, t) obtenus permettent d'établir la courbe $i(t)$ (cf. figures 42 et 43) et donc de déterminer la valeur de K_s du sol considéré.

10.2.3 FORMULATION ANALYTIQUE DU PROCESSUS D'INFILTRATION

De nombreuses études ont tenté de fournir une description analytique, de nature physico-empirique du processus d'infiltration. Toutefois, ces formulations constituent des approximations plus ou moins précises, selon des hypothèses parfois très simplificatrices introduites (cf. tableau 5).

Des lois empiriques ont donc été établies par divers auteurs pour donner une solution approchée, de nature analytique, du processus d'infiltration. Le tableau 5 ci-après résume les principales lois connues et utilisées dans la pratique (pour plus de détail, consulter des ouvrages spécialisés, notamment MUSY et SOUTTER, 1991 et HILLEL, 1974).

10.3 LA REDISTRIBUTION

Faisant suite à l'infiltration, le processus de redistribution de l'eau dans le sol est généralement régi par l'équation (46) et donc par les deux fonctions caractéristiques $K(\theta)$ et $h(\theta)$. L'objet de cette partie est de décrire de manière brève, les principes et les méthodes de détermination de la loi $K(\theta)$.

Auteur	Formulation analytique	Signification et détermination des paramètres	Conditions d'application
Kostiakov	$i(t) = \alpha t^{-\beta}$ $I(t) = \left(\frac{\alpha}{1-\beta} \right) t^{1-\beta}$	α = infiltrabilité initiale, $\alpha > 0$ $0 < \beta < 1$, β diffère selon la direction de l'infiltration α et β sont déterminés par régression sur des données d'infiltration cumulative.	Utilisable dans le cas de l'infiltration verticale, à la durée $t \leq \left(\frac{\alpha}{K_s} \right)^{\frac{1}{\beta}}$ où K_s = conductivité hydraulique à saturation
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) e^{-\gamma t}$ $I(t) = i_f t + \frac{i_0 - i_f}{\gamma} (1 - e^{-\gamma t})$	i_0 = infiltrabilité initiale; i_f = infiltrabilité finale. γ , déterminé par régression sur des données d'infiltration cumulative, diffère selon la direction de l'écoulement.	i_0 et i_f doivent être connues.
Philip	$i(t) = \frac{1}{2} s t^{-\frac{1}{2}} + A$ $I(t) = s t^{\frac{1}{2}} + At$	s = sorptivité, ou écoulement dans la direction horizontale, très importante dans les premières minutes de l'infiltration et très faible lorsque t tend vers l'infini (cf. figure 45). A = valeur finale de l'infiltrabilité (lorsque $t \rightarrow \infty$). Cependant, A n'est pas nécessairement égal à K_s . A et s sont déterminés par régression sur des données d'infiltration cumulative sous la forme : $\frac{I}{\sqrt{t}} = s + A\sqrt{t}$	Conditions aux limites $\theta = \theta_i$ pour $z \leq 0$ et $t = 0$ $\theta = \theta_0$ pour $z = 0$ et $t > 0$ Ce qui signifie que, le profil hydrique avant infiltration est presque constant et que, la lame d'eau en surface pendant l'infiltration (apport d'eau) est également presque constante.

Tableau 5 : Quelques lois empiriques donnant une solution approchée, de nature analytique, du processus d'infiltration.

10.3.1 GENERALITES

En effet, le processus d'infiltration cesse lorsque prend fin l'apport d'eau à la surface. Toutefois, les mouvements d'eau que ce processus a engendrés dans le sol ne s'arrêtent pas immédiatement et peuvent se poursuivre parfois sur une longue période. Ces mouvements se produisent sous l'effet de gradients de pression et de gravité qui subsistent après la fin de l'infiltration et peuvent être influencés par divers phénomènes, tels que l'évaporation ou l'absorption racinaire. Le processus de redistribution se traduit ainsi essentiellement par un transfert d'eau vers le bas entraînant la diminution de la teneur en eau des couches supérieures et l'augmentation de celles des couches inférieures. C'est donc la vitesse d'avancement de l'eau dans le sol au cours de ce processus de redistribution que l'on qualifie de *conductivité hydraulique* ($K(\theta)$), θ étant variable.

Par conséquent, de part la différence de la nature des processus qui les génèrent, *infiltrabilité* du sol ou *vitesse d'infiltration de l'eau* dans le sol, d'une part et *conductivité hydraulique* du sol, d'autre part, *sont des paramètres différents*.

Remarque : Quelques ordres de grandeur de l'infiltration stabilisée (K_s) en fonction de la texture du sol :

<i>Sol dit imperméable :</i>	<i>0,05 à 0,1 cm/h</i>
<i>Limon argileux peu perméable :</i>	<i>de 0,15 à 0,6 cm/h</i>
<i>Alluvions assez perméable :</i>	<i>de l'ordre de 2 cm/h</i>
<i>Alluvions perméables :</i>	<i>3 à 12 cm/h</i>
<i>Terre sableuse très perméable :</i>	<i>6 à 80 cm/h</i>

10.3.2 DETERMINATION DE $K(\theta)$ PAR LA METHODE DU DRAINAGE INTERNE

Il existe plusieurs méthodes pour la détermination de $K(\theta)$. La plus utilisée est celle du drainage interne.

Principe :

- infiltration préalable pour amener le sol à saturation
- couverture du sol pour empêcher l'évaporation ($q(0,t) = 0$)
- suivi du ressuyage par des mesures régulières et simultanées des profils hydriques et des profils de charge

Appareillage :

- voir figure 49.

Interprétation :

$$q_{z,t} = -K(\theta_{z,t}) \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right)_{z,t} \quad (49)$$

$$K(\theta_{z,t}) = - \frac{q_{z,t}}{(\partial H / \partial z)_{z,t}} \quad (50)$$

$$q_{z,t} = - \left| \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{z,t} \quad (51)$$

$\left(\frac{\partial H}{\partial z} \right)_{z,t}$: pente du profil de charge à la profondeur z et au temps t

Inconvénients :

- sols très perméables : drainage rapide et suivi des profils difficile
- ressuyage très lent aux faibles humidités

Avantages :

- pas de simulateur de pluie.

10.3.3 DETERMINATION DE K(θ) : METHODE PAR INFILTRATION A FLUX CONSTANT

Principe :

- On applique à la surface du sol un flux inférieur à la capacité d'infiltration maximale jusqu'à obtention d'un écoulement uniforme dans la zone de mesures

Mesures :

- flux appliqué i et humidité θ

Interprétation :

$$q = - K(\theta) \frac{dH}{dz} \quad (\text{Darcy})$$

$$K(\theta) = - \frac{q}{dH / dz} = - \frac{q}{\frac{dh}{dz} - 1} \quad (52)$$

En régime uniforme : h et θ sont constants et q = i

$$\text{Donc :} \quad K(\theta) = i \quad (53)$$

i : flux appliqué

θ : teneur en eau (mesurée)

Pour chaque valeur de i, on obtient un couple K(θ).

Inconvénients :

- durée de l'essai
- nécessité d'un simulateur de pluie
- risque de modification de l'état de surface du sol.

CHAPITRE 11 : APPLICATIONS AGRONOMIQUES

11.1 QUANTIFICATION DES FLUX DE PERCOLATION

11.1.1 A PARTIR DE L'EQUATION DE CONTINUITÉ (d'après MUSY ET SOUTTER, 1991)

La quantification des flux à l'aide de profils hydriques repose sur l'application de l'équation de continuité (43). Celle-ci lie en effet les flux entrant et sortant d'un volume de sol à la variation du stock d'eau qu'il contient, variation qui se manifeste dans l'évolution du profil hydrique. Soient deux profils hydriques mesurés aux temps t_1 et t_2 (cf. figure 31) et l'équation de continuité pour un écoulement vertical, la planche de la page 94 résume les différentes étapes du calcul de flux.

11.1.2 A L'AIDE DE LA LOI DYNAMIQUE OU LOI DE DARCY.

Très souvent dans la pratique, pour estimer le bilan hydrique sur une parcelle culturale, on a besoin de connaître le flux de percolation à la base du profil racinaire de la culture.

11.1.2.1 *Rappels sur le bilan hydrique sous culture pluviale*

Le bilan hydrique entre deux dates données est calculé à partir de l'équation de la conservation de la masse d'eau :

$$ETR = (P - R) \pm \Delta S \pm D$$

où ETR est l'évapotranspiration réelle de la culture, P la pluviométrie, R le ruissellement, ΔS la variation du stock hydrique du sol entre la surface et la cote z considérée, D le drainage ou remontée capillaire à la cote z .

11.1.2.2 *Estimation du drainage (D) sous la zone racinaire*

La principale difficulté, généralement rencontrée lors de l'utilisation de cette relation, est l'estimation du terme D qui nécessite la connaissance de la relation conductivité hydraulique-teneur en eau ($K(\theta)$) à la cote z . Cette cote correspond à la profondeur maximale des racines z_r , déterminée à partir des observations des profils racinaires sur le terrain.

Lorsque la loi $K(\theta)$ à z_r est connue et le gradient de charge hydraulique mesuré, le terme D est calculé à l'aide de la loi de DARCY:

$$D = \sum_i^n q_i \quad (\text{mm})$$

avec

$$q = -K(\theta)\text{grad}H \quad (\text{mm/j})$$

Quantification du flux à partir de l'équation de continuité

Equation de continuité :
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}$$

En intégrant au temps t, entre 2 profondeurs z_1 et z_2 :

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial q}{\partial z} dz$$

soit :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_1}^{z_2} \theta dz = - \left[q \right]_{z_1}^{z_2} = q_{z_1} - q_{z_2}$$

Variation temporelle
du stock entre z_1 et z_2

Différence de flux
entre z_1 et z_2

$$\frac{\partial S_{z_1-z_2}}{\partial t} = q_{z_2} - q_{z_1}$$

En terme de flux moyen entre 2 mesures aux temps t_1 et t_2 séparés de Δt :

$$q_{z_2} = q_{z_1} - \frac{\Delta S_{z_1-z_2}}{\Delta t}$$

Pour pouvoir estimer le flux moyen à une profondeur z_2 , il faut donc connaître :

- *le flux moyen à une cote quelconque z_1*
- *la variation du stock d'eau entre les profondeurs considérées et les temps t_1 et t_2 (profils hydriques).*

où q est le flux moyen journalier (mm/j), θ la mesure journalière de la teneur en eau (cm^3/cm^3), $K(\theta)$ la conductivité hydraulique moyenne journalière (mm/j), H la mesure journalière de la charge hydraulique (cm H_2O), $\text{grad}H$ le gradient de charge hydraulique moyen journalier, et n le nombre de jours de l'intervalle de temps considéré.

11.2 LES DIFFERENTS ETATS (OU FORMES) DE L'EAU DANS LE SOL

L'eau du sol peut se trouver sous les trois états (ou formes) présentés à la figure 50.

(1) Eau hygroscopique

C'est l'eau qui est liée par des forces d'attraction moléculaire, autour des particules solides, appelées ici particule de terre. Ces forces de liaison sont tellement importantes qu'elles rendent cette eau inutilisable par les racines des plantes.

(2) Eau capillaire

C'est l'eau retenue dans les pores les plus fins du sol par les forces de rétention capillaire au contact eau-air.

S'il existe une nappe phréatique dans les sol, on distinguera :

- l'eau capillaire dite "*soutenue*", qui est la "continuité hydrique" avec la nappe ou frange capillaire;
- l'eau capillaire dite "*suspendue*", qui est au-dessus de la frange capillaire.

(3) Eau de gravité

C'est l'eau dite libre. Elle remplit les pores les plus gros, ou macroporosité du sol, par saturation. Elle s'écoule sous l'effet de la gravité, et parfois tellement vite qu'elle reste inutilisable par la plante.

Cette description montre bien que l'eau capillaire est généralement la seule qui soit vraiment utilisable par la plupart des plantes.

11.3 COURBES CARACTERISTIQUES DE L'HUMIDITE DU SOL ET TAUX D'HUMIDITE REMARQUABLES

Plus le sol est humide, moins la charge de pression h est élevée, et moins l'eau est retenue par le sol. C'est ce qu'illustrent la figure 50 ci-dessous et le transparent en annexe 1.

Cette courbe définit ainsi deux valeurs caractéristiques très importantes appelées **humidités remarquables du sol** :

- θ_{pF_p} : humidité au point de flétrissement permanent, et
- θ_{cc} : humidité à la capacité au champ ou humidité maximale.

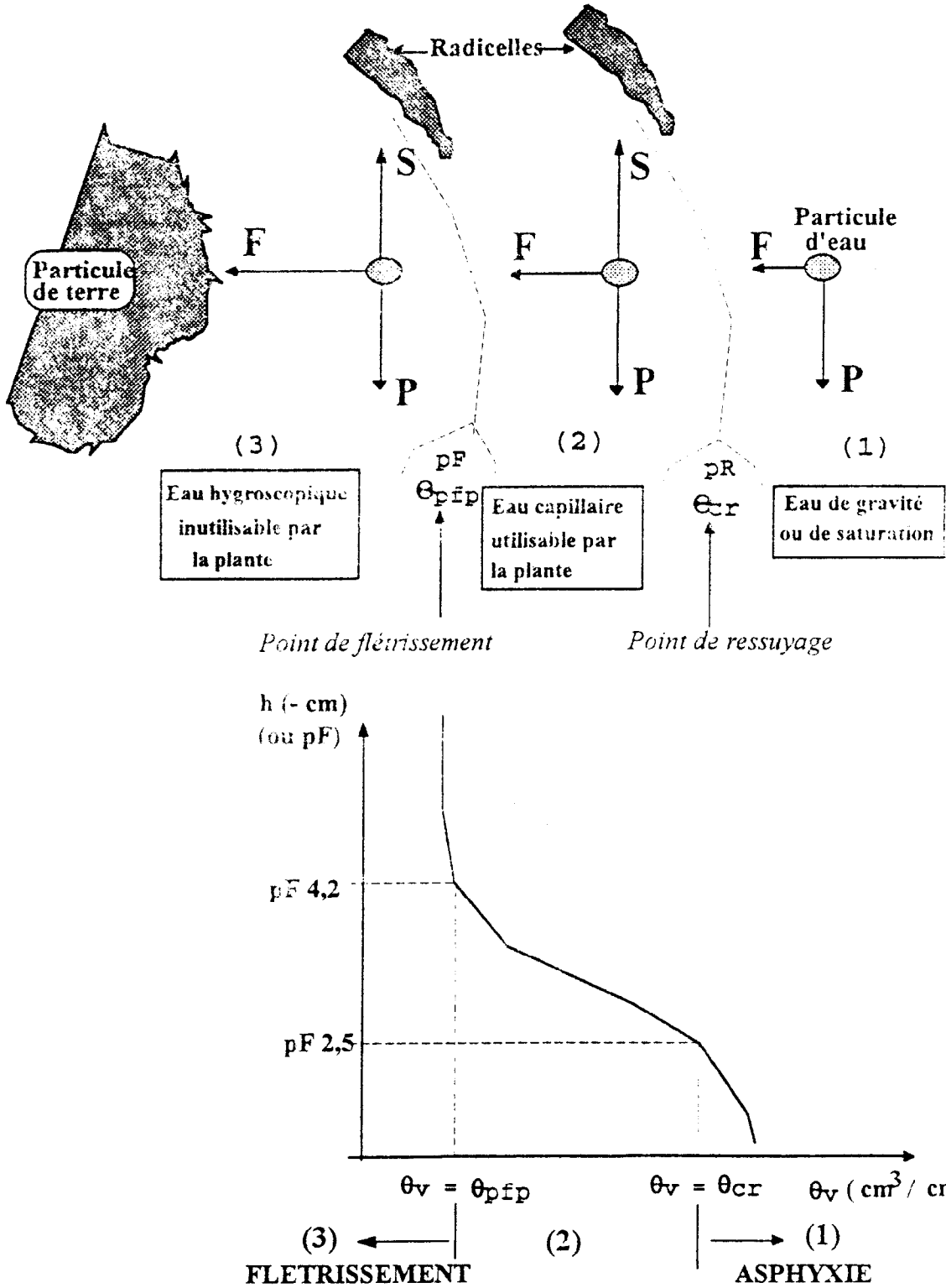


Figure 50 : Les différents états (ou formes) de l'eau dans le sol et allure générale de la courbe caractéristique de l'humidité du sol.

Taux d'humidité remarquables

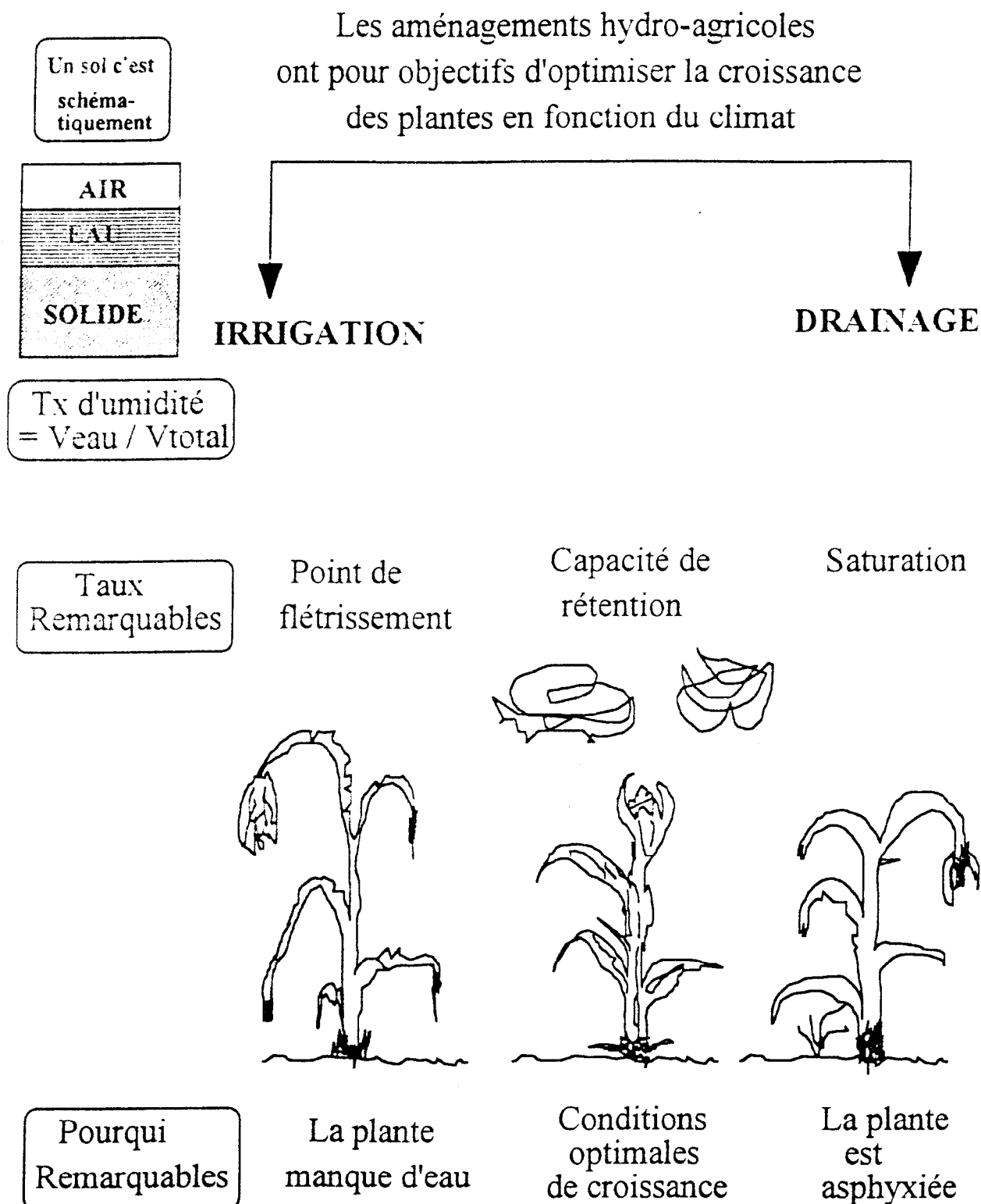


Figure 51 : Taux d'humidité remarquable et intérêt des aménagements hydroagricoles.

Les différents intervalles définis par ces taux d'humidité remarquables déterminent ainsi les trois états de l'eau du sol donnés à la figure 50, soit :

- (1) *eau de gravité* : $\theta_v > \theta_{cc}$ excès d'eau, sol saturé, asphyxie de la plante.
 (2) *eau capillaire* : $\theta_{pfp} < \theta_v \leq \theta_{cc}$ eau utilisable par la plante
 (3) *eau hygroscopique* : $\theta_v \leq \theta_{pfp}$ déficit en eau, sol sec, flétrissement de la plante.

Ces différents états remarquables sont illustrés par la figure 51 ci-dessous, montrant l'intérêt des aménagements hydroagricoles.

En agriculture, on doit en général être dans des conditions d'humidité du sol proche de θ_{cc} pour une production optimale.

11.4 RESERVES EN EAU SU SOL ET INTERETS EN IRRIGATION

Ces différentes réserves en eau sont présentées à la figure 52. On peut alors observer que :

A saturation,

$$\theta = (\text{porosité totale } (\varnothing) - fr) = \theta_s$$

avec fr = porosité résiduelle dans le cas où il y a des pores occlus.

Et comme $\theta_{cr} = \theta_{min}$ pour laquelle l'eau est susceptible de s'écouler par gravité,

alors, θ_{cr} = limite supérieure des apports/irrigation

= limite inférieure de l'eau qu'il est possible d'éliminer par drainage.

L'évaporation et les prélèvements des végétaux peuvent faire diminuer θ jusqu'à θ_{pft} , puis θ_{pfp} au-delà duquel les dégâts deviennent irréversibles.

Alors la fréquence et les doses d'irrigation sont ainsi conditionnées par θ_{pft} , θ_{pfp} , et θ_{cr} .

En effet, la teneur en eau représente un volume d'eau rapporté au volume apparent du sol (cf. figure 50), si bien que :

- θ indique les volumes d'eau disponibles dans le sol/unité de surface et sur une profondeur donnée.

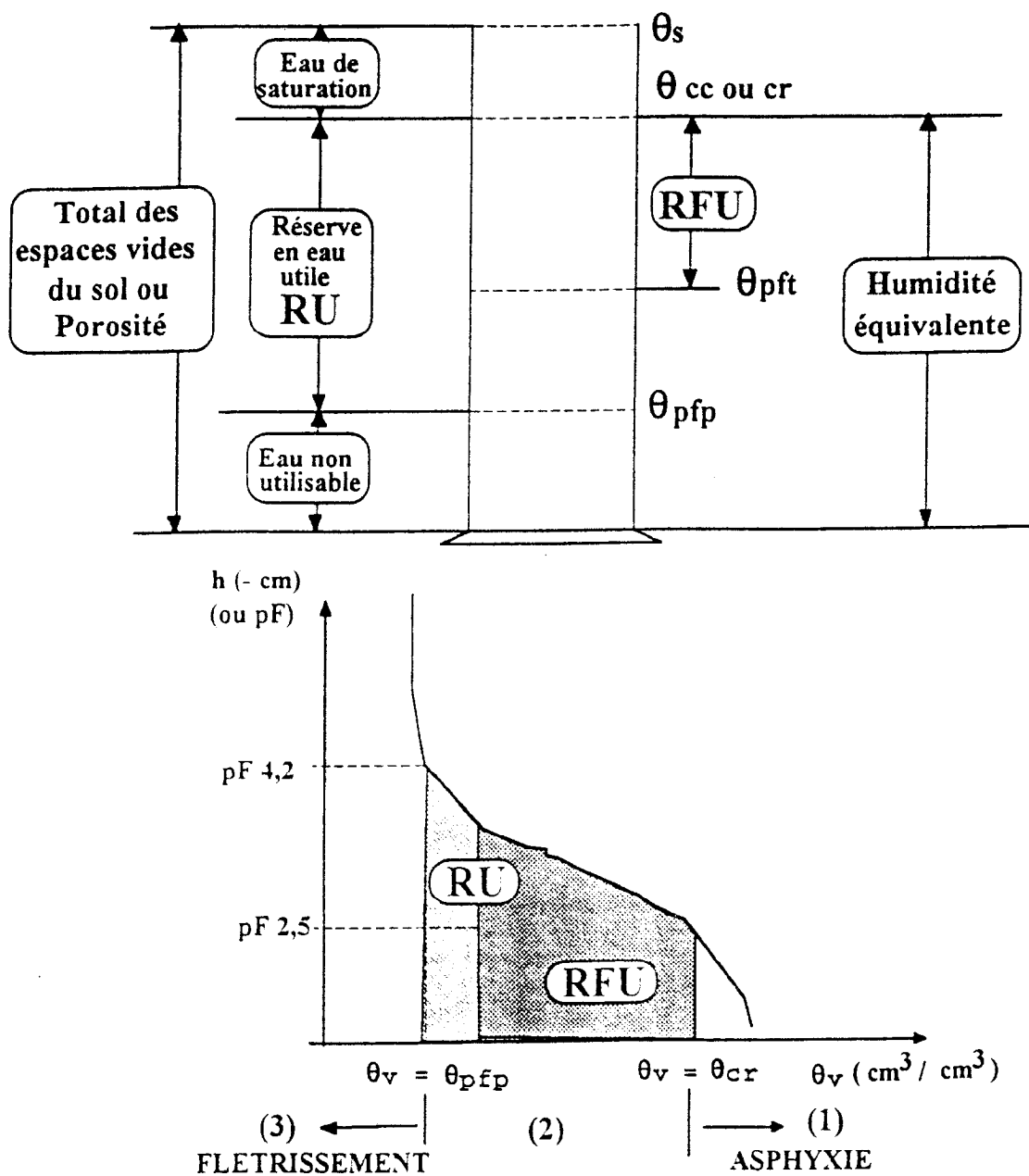
Par conséquent, la réserve utilisable (RU) par les plantes est ainsi définie par :

$$RU = \int_0^z (\theta_{max} - \theta_{fp}) dz = (\theta_{max} - \theta_{fp}) z \quad (m) \quad (54)$$

z = profondeur racinaire en m. La réserve facilement utilisable (RFU) par les plantes est définie par :

$$RFU = \int_0^z (\theta_{max} - \theta_{ft}) dz = (\theta_{max} - \theta_{ft}) z \quad (55)$$

θ_{ft} est l'humidité au point de flétrissement temporaire.



RU et RFU sont d'autant plus élevées que :

- le sol a une texture fine et une bonne teneur en humus,
- le sol est profond et que les cultures ont un enracinement plongeant,
- les pluies ont été abondantes et bien retenues.

$RFU = 1/2 \text{ à } 2/3 \text{ de } RU$
 $= 1/3 \text{ à } 1/4 \text{ de l'humidité équivalente (Hé)}$
 $= 3 \times Da \times Hé \times Zr$

Figure 52 : Illustration des réserves en eau du sol.

A un instant donné, **la réserve en eau facilement disponible** peut être déduite du profil hydrique correspondant, selon la relation :

$$R = \int_0^z [\theta(z) - \theta_f] dz = \int_0^z \theta(z) dz - \theta_f z \quad (m) \quad (56)$$

Par comparaison du besoin potentiel de la plante (ETM), exprimé en mm/j, et de la réserve maximale d'eau du sol, on estime alors **la dose et la fréquence des irrigations**.

D'une façon générale :

$$\theta_{\max} = f(\text{texture} + \text{structure du sol})$$

$$\theta_{pf} = f(\text{sol} + \text{végétal})$$

Ces deux taux d'humidité définissent entièrement les réserves en eau du sol, disponibles pour la plante.

Lors d'une irrigation excessive, destinée à un **lessivage volontaire des sels**, la quantité $(\theta_s - \theta_{\max})z$ est perdue pour la plante.

Dans la pratique les relations empiriques suivantes, déduites de l'expérience, sont souvent utilisées :

$$\theta_{fp} = \frac{1}{2} \theta_{\max} \quad \text{et} \quad \theta_f = \frac{2}{3} \theta_{\max} \quad (57)$$

$$\Rightarrow RU = \frac{1}{2} \theta_{\max} z \quad \text{et} \quad RFU = \frac{2}{3} RU = \frac{1}{3} \theta_{\max} z \quad (58)$$

Remarques :

- *L'établissement du bilan hydrique nécessite que l'on exprime la RU ou la RFU en mm pour pouvoir les comparer avec les précipitations et l'évapotranspiration, qui sont exprimées en mm de hauteur d'eau.*
- *Dans toutes ces relations, les humidités sont exprimées en $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Si les humidités sont données en g/g (humidité pondérale), on doit multiplier par la densité apparente d_a .*
- *Pour un sol non homogène (cf. figure 53) :*

$$RU = \sum_i^n (\theta_{\max} - \theta_{fp}) z_i \quad (59)$$

La connaissance des humidités remarquables, autrement dit de la réserve en eau du sol, est donc d'un intérêt capital en irrigation. En effet, le but de l'irrigation est de mettre la plante dans les meilleures conditions d'alimentation hydrique, en évitant au maximum les pertes d'eau par ruissellement et/ou par percolation profonde au-delà de la profondeur racinaire.

La dose et la fréquence des irrigations doivent donc respecter les caractéristiques hydrodynamiques, et de réserve en eau du sol.

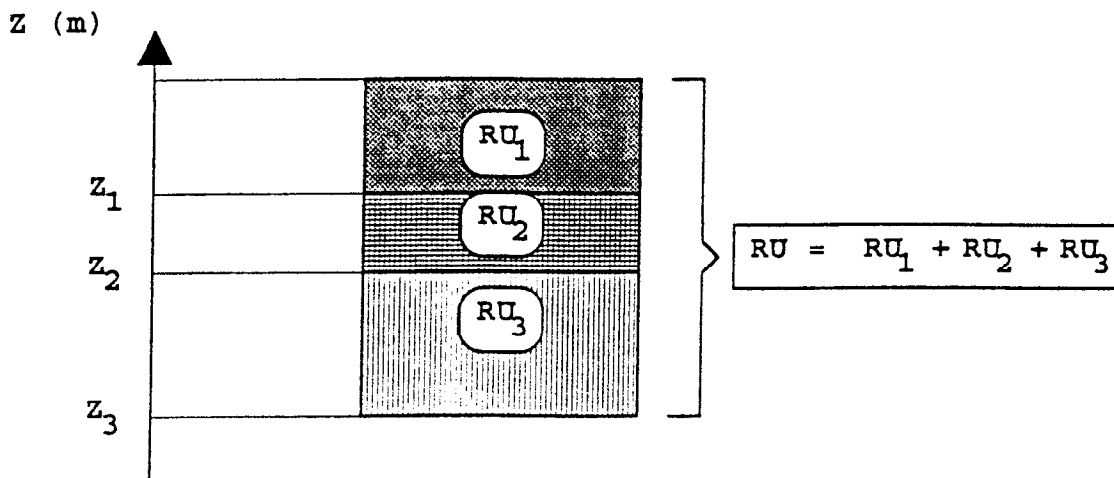


Figure 53 : représentation schématique d'un sol constitué de plusieurs horizons différents montrant les différentes composantes de la Réserve Utile (RU).

Infiltration de l'eau d'arrosage

Au début d'une irrigation, toute l'eau apportée s'infiltré dans le sol, mais il se peut qu'au bout d'un certain temps, apparaisse une lame d'eau en surface. Ce phénomène présente certains inconvénients :

- gâchage par destruction de la structure des horizons de surface,
- asphyxie,
- ruissellement et érosion dans les terrains en pente.

Ceci est du à la diminution du pouvoir infiltrant du sol, quand son humidité s'accroît (cf. figure 43). Ce phénomène est particulièrement sensible dans les irrigations par submersion.

Dans tous les cas, il devra être tenu compte de la capacité d'infiltration du sol pour l'établissement des intensités d'irrigation. L'état d'humidité initiale du sol ainsi que la présence d'une croûte de battance en surface affectent aussi la valeur de l'infiltrabilité du sol.

Pendant l'irrigation, un front d'humectation progresse dans le sol, amenant l'humidité de celui-ci à la saturation (cf. figure 50). Dans le cas d'une irrigation goutte à goutte, le profil hydrique a une forme particulière en "bulbe" (cf. figure 45).

A la fin de l'irrigation, l'eau continue à migrer dans le sol : c'est la phase de redistribution (cf. figure 54).

Conséquences :

- En irrigation par aspersion par exemple, l'intensité des asperseurs ne doit pas être supérieure à la conductivité hydraulique saturée du sol pour éviter toute perte par ruissellement à la surface du sol ;
- de même la fréquence d'irrigation doit être définie en fonction du rythme d'épuisement de la RU, voire de la RFU pour éviter le flétrissement de la plante ;

- tout comme l'apport d'eau ne doit pas être supérieure à la RU pour éviter toute perte par percolation à la base du profil racinaire ;
- etc.

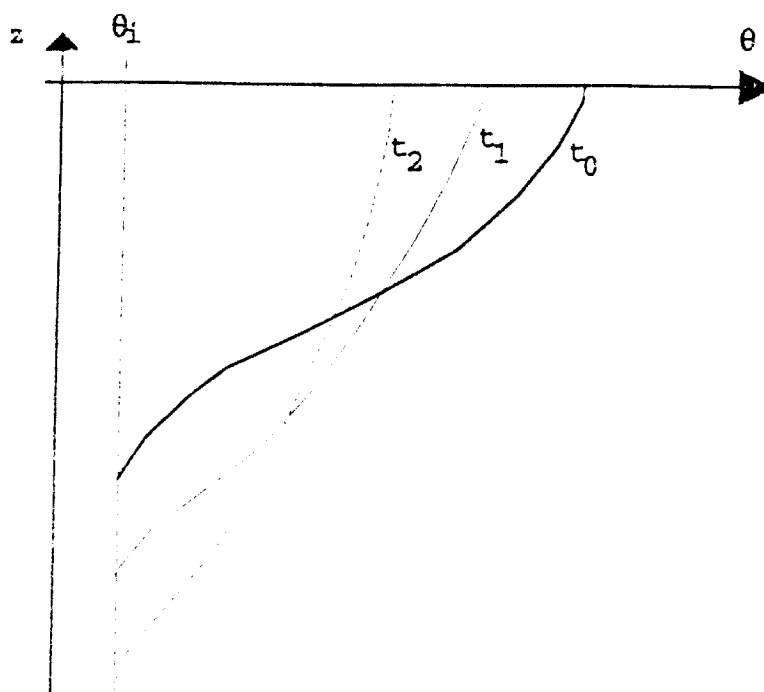


Figure 54 : Evolution des profils hydriques pendant le ressuyage (ou redistribution) suivant une irrigation ou une pluie.

11.5 RESERVE EN EAU ET TEXTURE DU SOL

La réserve en eau dépend étroitement de la texture du sol. En effet, RU sera d'autant plus importante que la micro porosité est grande, et celle-ci est d'autant plus importante que le sol est de texture fine.

Remarques :

- Comme le montre la figure 55, à humidité donnée, le pF est plus élevé pour un sol argileux que pour un sol sableux ($pF = \log_{10}(-h)$, avec h en cm d'eau) ;
- le pF est plus élevé si le sol est en voie de dessiccation que s'il est en période d'humidification, car cette relation pF en fonction de l'humidité du sol est marquée par ce qu'on appelle effet hystérésis ou phénomène d'hystérèse (cf. figure 56).

Type de sol	RU (%) (pour une même profondeur z)
Sols sableux	5 à 8
Sols limoneux	10 à 15
Sols argileux	$\cong 20$

Tableau 6 : Quelques ordres de grandeur de la RU de trois types de sols.

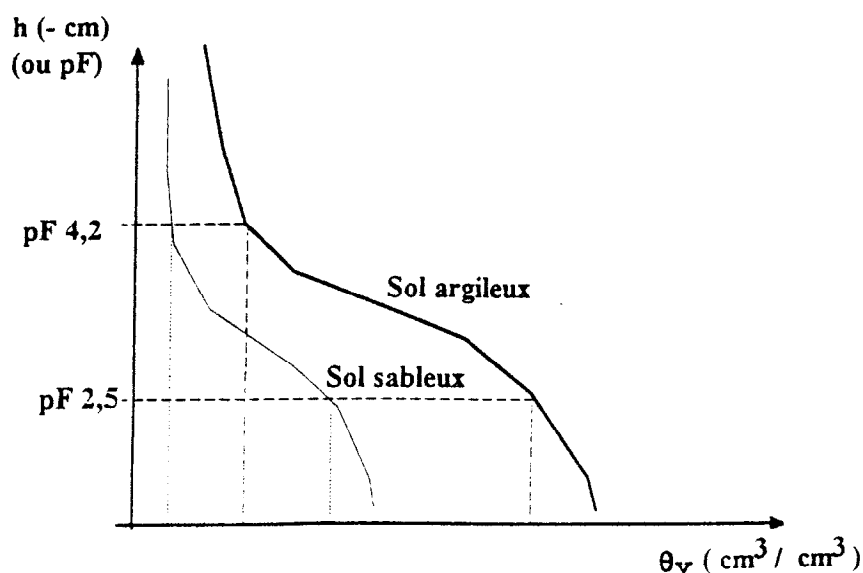


Figure 55 : Réserve en eau et texture du sol.

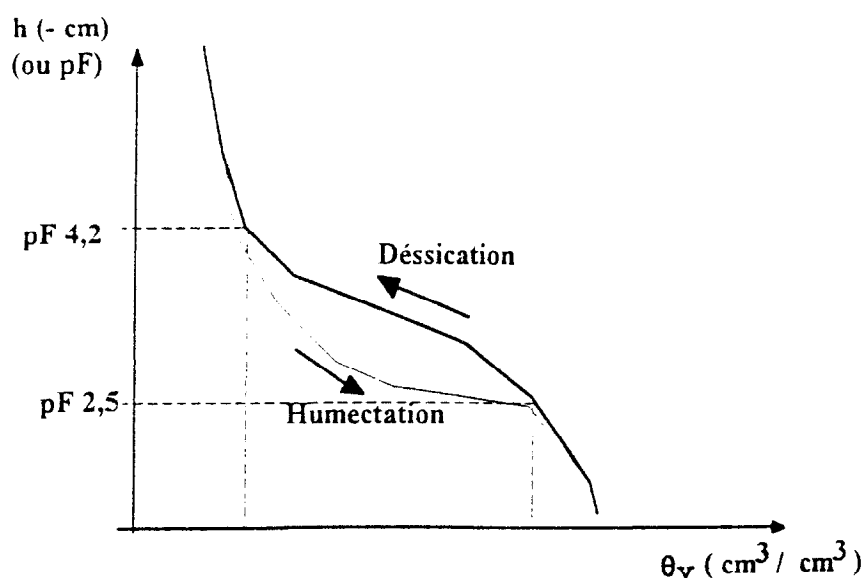


Figure 56 : Phénomène d'hystérèse.

11.6 LES MOUVEMENTS CAPILLAIRES

11.6.1 ASCENSION CAPILLAIRE

Il s'agit d'un mouvement d'eau dans le sens vertical, sous l'action des forces capillaires, et de bas vers le haut du profil de sol.

La hauteur de remontée capillaire varie avec la texture du sol.

Quelques ordres de grandeur :

Sable grossier :	# 38 cm
sable fin :	# 77 cm
limon fin :	# 93 cm

11.6.2 EVAPORATION

Un sol humide et nu exposé à l'action des éléments atmosphériques perd de l'eau sous forme gazeuse par évaporation.

Cela suppose donc que le degré hygroscopique de l'air est suffisamment bas pour maintenir le déséquilibre de tension de vapeur entre l'atmosphère et le sol.

La perte en eau des couches superficielles par évaporation se poursuit dans la mesure où l'eau remonte des couches inférieures supposées plus humides par ascension capillaire selon la loi des gradients :

$$q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (60)$$

avec q le débit unitaire (LT^{-1}) circulant entre 2 points séparés de x ,

D la diffusivité de l'eau (L^2T^{-1})

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (61)$$

$\frac{\partial \theta}{\partial x}$ est le gradient d'humidité, et

$\frac{d\psi}{d\theta}$ est le gradient de succion matricielle qui peut être développée sous la forme :

$$\frac{d\psi}{d\theta} = \frac{d\psi}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

11.6.3 APPLICATIONS AGRONOMIQUES

Il existe quelques techniques culturales qui visent l'économie de l'eau à la parcelle ou l'amélioration de l'infiltration et du stockage de l'eau par le sol. Parmi ces techniques, on peut citer :

a) Le binage

Il vise la réduction de l'évaporation directe du sol par :

- l'interruption de capillarité ;
- l'obturation des fonds en sol fissuré.

b) Le "mulching" ou paillis

Il vise la réduction de l'évaporation directe du sol par le phénomène d'écran entre la surface du sol et l'atmosphère.

c) Le labour et le labour à billons cloisonnés

Ils visent l'augmentation de la porosité du sol et l'amélioration de l'infiltration et du stockage des eaux météoriques.

Par ce biais, on augmente la capacité de rétention du sol et donc on améliore sa réserve en eau utile.

d) La matière organique bien décomposée et bien enfouie

Elle joue le même rôle que le labour, en plus de son rôle d'apport d'éléments nutritifs à la plante.

CHAPITRE 12 : CIRCULATION DE L'EAU DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE

12.1 INTRODUCTION-GENERALITES

La circulation de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère constitue un ensemble de processus complexes dont la compréhension nécessite la prise en compte de phénomènes affectant des disciplines très variées.

Quand les échanges de matière et d'énergie peuvent être assimilés à des courants électriques, on peut écrire :

$$\text{Flux} = \text{différence de potentiel} / \text{Résistance.}$$

L'importance de la circulation de l'eau dépendra étroitement des résistances dans les systèmes et l'on observera une série de chutes de potentiel depuis le sol où le potentiel est le plus élevé (le moins négatif) jusqu'à l'atmosphère où le potentiel est le plus faible (le plus négatif).

La résistance, qui est inversement proportionnelle à la conductivité hydraulique du système sol-racine-feuilles, peut être définie comme étant l'ensemble des contraintes que l'eau doit vaincre avant de parvenir à son lieu de stockage ou de diffusion vers l'atmosphère.

La façon actuelle de concevoir le cycle de l'eau au champ est basée sur la reconnaissance du fait que le champ et toutes ses composantes - sol, plante et atmosphère, - constituent une entité physique unique et dynamique dans laquelle divers processus de circulation se déroulent d'une manière interdépendante comme les maillons d'une chaîne. Ce système unifié a été appelé "SPAC" (continuum sol-plante-atmosphère).

Dans ce système, si nous admettons que le concept de "potentiel hydrique" est valable et applicable aussi bien au sol, qu'à la plante et à l'atmosphère, le mouvement de l'eau s'établit à partir d'un niveau d'énergie élevé vers un autre moins élevé (MAHBOUBI, 1980).

L'eau présente dans le sol est absorbée par les racines et acheminée jusqu'aux tiges qui la véhiculent à leur tour jusqu'aux feuilles où elle est rejetée en partie, à l'état vapeur, dans l'atmosphère, à travers les stomates.

La notion de "SPAC" est donc basée sur la généralisation de potentiel hydrique.

12.2 LE PROCESSUS DE CIRCULATION DE L'EAU A TRAVERS LE SPAC

Pour caractériser physiquement le SPAC, il faut évaluer l'énergie potentielle de l'eau et sa variation avec la distance et dans le temps, le long du parcours entier du mouvement de l'eau. Le régime d'écoulement est, en tout point, inversement proportionnel à une résistance.

Cette résistance s'écrit

$$R = - \frac{\Delta \Psi}{j} \quad [j] = [s] \quad (62)$$

où $\Delta \Psi$ = gradient de charge hydraulique et q le flux.

On définit ainsi trois résistances correspondant à la trajectoire de l'eau à travers le SPAC (figure 57).

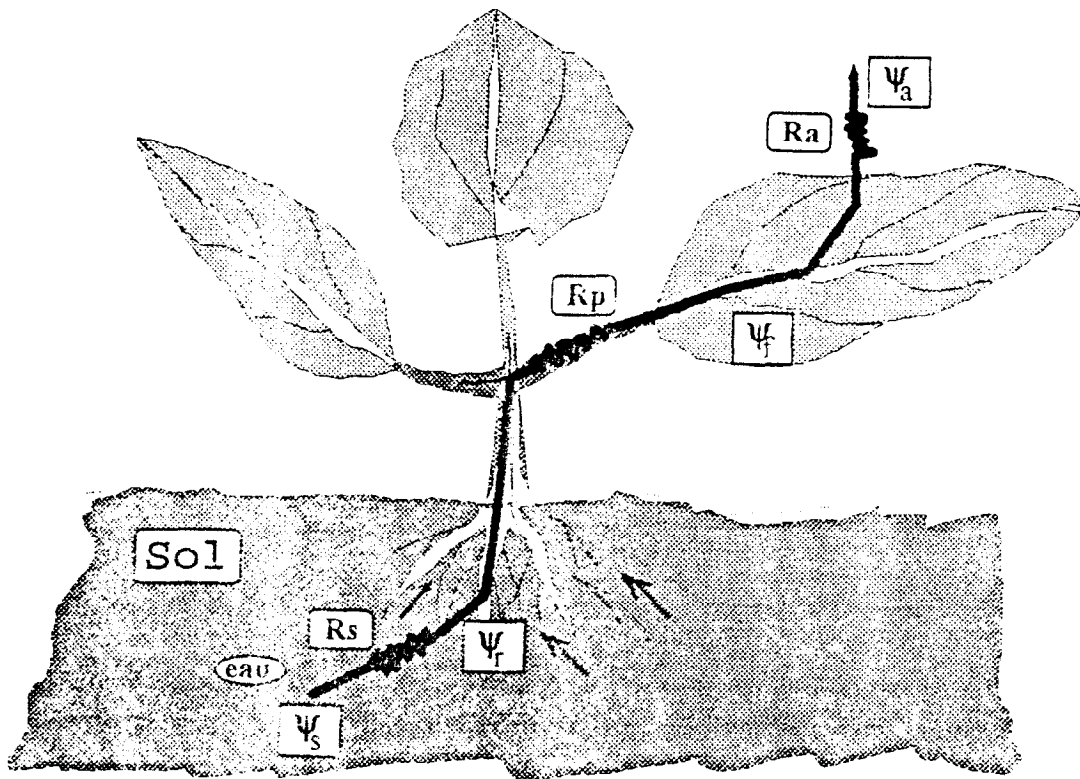


Figure 57 : Schéma présentant la trajectoire de l'eau à travers de SPAC.

- (1) Résistance à l'écoulement de l'eau, du sol vers les racines (R_s),
- (2) Résistance à l'écoulement de l'eau, des racines vers les branches et les feuilles (R_p), et
- (3) Résistance à la diffusion de la vapeur d'eau des feuilles vers l'atmosphère, ou la transpiration (R_a).

Ψ_s , Ψ_r , Ψ_f et Ψ_a constituent le potentiel de l'eau respectivement dans le sol, à l'interface sol-racine, dans la feuille et dans l'atmosphère (air ambiant).

En considérant qu'il y a continuité entre le sol et l'atmosphère, ce qui suppose que la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère (eau de végétation) est très grande par rapport à la teneur en eau de la plante (c'est-à-dire le stock ou eau de constitution), le flux q est le même (écoulement permanent) du sol vers l'atmosphère (cf. & 4.4).

Ce qui permet d'écrire, à l'aide de la relation (62) :

$$q = - \frac{\psi_r - \psi_s}{R_s} = - \frac{\psi_f - \psi_r}{R_p} = - \frac{\psi_a - \psi_f}{R_a} \quad (63)$$

Soit

$$q = \frac{\psi_s - \psi_a}{R_s + R_p + R_a} \quad [mm / j] \quad (64)$$

Généralement :

$$R_a > R_s > R_p$$

La différence de potentiel entre le sol et l'atmosphère peut s'élever à des centaines de bars et, en climat aride, peut même dépasser 1000 bars (HILLEL, 1974).

L'égalité de l'équation (63) qui peut aussi s'écrire :

$$q = - \frac{\Delta\Phi_s}{R_s} = - \frac{\Delta\Phi_p}{R_p} = - \frac{\Delta\Phi_a}{R_a} \quad (65)$$

est vraie aussi longtemps que la plante ne flétrit pas, et que l'apport de radiation et de chaleur aux feuilles ne résulte qu'en un changement de phase. Ce qui laisse supposer un régime d'écoulement permanent à travers la plante. Cela signifie que le régime de transpiration est égal aux régimes de transfert à travers la plante, et d'extraction de l'eau du sol.

L'ordre de grandeur des accroissements de potentiel est de :

$$\Delta\Phi_s \approx \Delta\Phi_p \approx 10 \text{ bars, et}$$

$$\Delta\Phi_a \approx 500 \text{ bars.}$$

R_a (feuilles-atmosphère) est donc au moins 50 fois plus grande que R_s et R_p . R_a devient encore plus grande à midi pendant un jour de grande chaleur : demande climatique très forte entraînant une extraction racinaire limitée, même si le sol est humide, et les plantes souffrent.

12.3 CONSEQUENCES DE CE PROCESSUS

Le système racinaire d'une plante peut être étendu et pourrait arriver à une longueur de plusieurs kilomètres. L'eau doit parcourir en moyenne une grande distance dans le sol avant d'atteindre la surface de la racine la plus proche. Cette distance peut atteindre quelques centimètres suivant la densité racinaire et les propriétés du système sol-eau.

Résultat :

- Une modification du régime de transpiration n'influence guère le point de flétrissement d'un sol sableux, mais peut l'être très fortement dans un sol argileux.
- Aussi longtemps que le régime de transpiration imposé à la plante n'est pas trop élevé, que la conductivité hydraulique du sol est adéquate et que la densité racinaire est suffisante, la plante peut extraire l'eau du sol à un régime nécessaire au maintien de son activité normale.

12.3.3 INTERACTION ENTRE LA TENEUR EN EAU, LA SUCCION ET LA TRANSPIRATION

Lorsque les feuilles couvrent le sol et que la succion de l'eau du sol est relativement faible (sol proche de la capacité de rétention), le régime de transpiration se rapproche généralement du régime d'évapotranspiration potentielle déterminé par les facteurs météorologiques (cf. Cours de Climat et Besoins en Eau des Plantes).

Mais il peut arriver que, même dans les conditions d'humidité favorable du sol, la plante flétrisse parce que les facteurs météorologiques, notamment la demande évaporative de l'air, sont tels que la plante ne peut assurer la continuité de la transmission de l'eau vers l'atmosphère.

Conséquence :

La plante flétrit et meurt. Ce phénomène est appelé phénomène de "*débit limite*" très connu des irrigants dans les régions arides et chaudes (par exemple au Sahel).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- DUPRIEZ, H., DE LEENER, P. (1983).** Agriculture Tropicale en milieu paysan africain. Collection "Terre et vie, enda", Editions l'Harmattan, Dakar 1983, 280 p.
- ELIARD, J.-L. (1979).** Manuel d'Agriculture Générale, base de la production végétale, dans la collection "Les manuels professionnels agricoles". Editions J.-b. ballière, Paris 1979, 344 p.
- HILLEL, D. (1974).** L'eau et le sol Principes et processus physiques. Traduit de l'anglais par de **BACKER, L.W. (1988).** Collection PEDASUP 5, Louvain-la Neuve, 1988, 288 p.
- IBRAHIMA, A. (1991).** Notes de cours d'Agriculture. 1) Agriculture Générale 2) Production agricole. Polycop. de cours EIER, Ouagadougou, novembre 1991, version provisoire, 116 p.
- IBRAHIMA, A. (1993).** Amélioration des potentialités hydriques en cultures pluviales. Application à une culture de sorgho sur le site expérimental de Gampela (Burkina Faso). Thèse de Doctorat ès Sciences Techniques, N° 1110 (1993), EPFL, Lausanne, 136 p.
- MERMOUD, A. (1981).** Modélisation des écoulements. Application à l'étude des transferts nappe-sol-atmosphère. Détermination in situ des relations caractéristiques du sol. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Institut de Génie Rural. Lausanne 1981, IGR n° 159, p. 213-220.
- Ministère de la Coopération et du Développement (1991).** Memento de l'Agronome, quatrième édition dans la collection "Techniques rurales en Afrique". Paris, 1991.
- MUSY, A. et SOUTTER, A. (1991).** Physique du sol. Collection gérer l'environnement. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes. Lausanne, 1991, 335 p.
- MAHBOUBI, A. A. (1980).** Etude in-situ du bilan hydrique pour quelques graminées : extraction de l'eau par le système racinaire et résistance à la sécheresse. Thèse de Docteur-Ingénieur, USTL, Montpellier, juin 1980, 205 p.
- SOLTNER, D. (1990).** Les bases de la production végétale, Tome I Le sol. 18^e édition - 1990, dans la collection Sciences et Techniques Agricoles, Angers. 1990, 467 p.

EXERCICES D'APPLICATION

COURS D'AGRICULTURE GENERALE, T.D. N°1

Exercice 1 :

- a) Définir ce qu'on entend par structure du sol, texture du sol.
- b) Citer les facteurs qui influencent la croissance et l'activité de la faune tellurique.
- c) Citer les paramètres de production au niveau d'une plante en indiquant leur source.

Exercice 2 :

En quoi consistent la minéralisation et l'humification ?

Exercice 3 :

L'analyse granulométrique d'un sol a donné les résultats suivants :

Argile : 25 %; Limons : 20 % et sables : 45 %.

Quelle est la texture de ce sol ?

Exercice 4 :

Dans le but de caractériser le sol de son exploitation en vue d'une fertilisation, un agriculteur réalise un prélèvement d'échantillon de sol. Il obtient les caractéristiques suivantes :

$$M_{\text{humide}} = 260 \text{ g}, \quad V_t = 140 \text{ cm}^3, \quad V_{\text{air}} = 16 \% V_t \text{ et } D_r = 2.60 \text{ g/cm}^3$$

Calculer :

- a) l'humidité pondérale H_p (%)
- b) l'humidité volumique H_v (cm^3/cm^3)
- c) la densité apparente sèche d_a
- d) la porosité totale f (%)
- e) l'indice des vides E
- f) la masse de sol sur un hectare de cette exploitation pour une profondeur de 40 cm.

$$\text{On donne } \rho_{\text{eau}} = 1 \text{ g/cm}^3$$

Exercice 5 :

Calculer la masse volumique réelle ρ_s d'un sol d'après un échantillon de 87 g de sol sec que l'on place dans un pycnomètre à eau de 100 cm^3 de volume, sachant que la masse de l'eau et du sol dans le pycnomètre est de 151 g.

Exercice 6 :

- 6.1 Expliquer pourquoi en présence de la soude (NaOH) l'argile disperse alors qu'elle floccule en présence de la chaux éteinte (Ca(OH)_2).
- 6.2 Dans certaines régions, on utilise la chaux pour clarifier les eaux des puits récemment creusés. De même que dans les régions calcaires, les eaux des rivières sont souvent très claires.

Comment pouvez-vous expliquer ces phénomènes ?

- 6.3 Dans l'embouchure des fleuves à la mère, on peut constater que :
les boues du fleuve précipitent au contact de l'eau de mère et par conséquent l'eau se clarifie et l'estuaire s'envase.
Quelles explications peut-on donner à ce phénomène ?
- 6.4 En présence d'eau douce (pluie ou irrigation) les sols salés voient leur pH s'élever (pH entre 8 et 9). Ce qui les rend difficilement exploitables.
- 6.4.1 Comment peut-on expliquer ce phénomène ?
- 6.4.2. Par quel moyen peut-on améliorer ces sols et les rendre exploitables ?
- 6.5 Quels peuvent être, selon vous, les inconvénients :
– d'un sol acide ?
– d'un sol basique ?
Expliquez les conséquences agronomiques que ces inconvénients peuvent entraîner, en vous basant sur les ions H^+ et Ca^{++} .

Exercice 7 :

Parmi les éléments chimiques indispensables à la plante, lesquels sont retenus par les colloïdes du sol ?

Quels sont les deux principaux qui ne sont pas fixés ?

Exercice 8 :

Qu'entend-on par pouvoir tampon du sol ?

Montrer, en choisissant des exemples précis, que le pouvoir tampon varie en fonction de la nature des sols.

Quels sont les principaux facteurs de variation de pH du sol ?

Exercice 9 :

Un sol de 30 cm d'épaisseur, contient 2.5 % de matière organique humifiée, dont la teneur en azote organique est de 3 %. Le coefficient de minéralisation de cette matière organique humifiée est de 1.6 % par an.

Calculer la masse du sol ainsi concernée à l'hectare.

Quelle quantité d'azote sera libérée par minéralisation, par hectare et par an ? (la masse volumique du sol en place est de 1.65 g/cm^3).

Sous quelles formes cet azote minéral est-il libéré au profit des plantes ?

EXERCICE 10 :

Définir les termes suivants :

- 1 Qu'est ce que la capacité d'échange cationique d'un sol ? Est-elle variable ?
- 2 Qu'est ce que la somme des bases échangeables d'un sol ? Peut-on la modifier ? Comment ?
- 3 Qu'est ce que la texture d'un sol ? Peut-on la modifier ?
- 4 Qu'est ce que la structure d'un sol ? Peut-on l'améliorer ou la détruire ? Comment ?

- 5 Qu'est ce que la croissance végétative ? Quelle différence y a-t-il entre la croissance et le développement ?

Exercice 11 :

Sur un périmètre irrigué on a identifié les 2 types de sols suivants :

Sol 1 : ferrugineux tropical avec la **Kaolinite** comme type d'argile dominant,

Sol 2 : vertisol avec la **Monmorillonite** comme type d'argile dominant.

Le tableau 1 résume les principaux résultats d'analyse de sol obtenus sur ce périmètre.

Tableau 1 : *Résultats d'analyse de sol obtenus sur le périmètre.*

Paramètres analysés	Sol 1	Sol 2
CEC = capacité d'échange cationique (en méq/100g)	125	5
S = somme des bases échangeables (en méq/100g)	100	3
pH	7	6
τ = taux de matière organique (produits transitoires) (en % de la masse du sol)	0,5	1
K_1 = taux d'humification (en % de la masse totale des produits transitoires / an)	20	30
K_2 = coefficient de minéralisation secondaire (en % du stock d'humus / an)	1,5	2
α = teneur (en %) des produits transitoires en azote organique	0,5	1
β = teneur (en %) de l'humus en azote organique	1,5	2
ρ_s = masse volumique apparente du sol (en g/cm^3)	1,70	1,60

11.1

- Ces résultats (CEC et S) vous paraissent-ils cohérents ? Expliquez pourquoi.
- Calculer le taux de saturation en bases (V, en %) de chacun de ces sols.

- 11.2 Calculer la quantité totale d'azote libérée par minéralisation, par hectare et par an sur chacun des sols pour une profondeur de 25 cm.

COURS D'AGRICULTURE GENERALE, T.D. N°2

Exercice 1 :

Qu'entend-on par :

- point de ressuyage,
- point de flétrissement,
- capacité de rétention en eau,
- réserve utilisable, et
- réserve facilement utilisable par la plante ?

Exercice 2 :

Un sol a une teneur en eau volumique de 12 % sur une profondeur $z = 80$ cm.

Calculer la quantité d'eau à ajouter pour amener cette humidité à 27 %.

Exprimer le résultat en mm, en m^3/ha et en t/ha .

Exercice 3 :

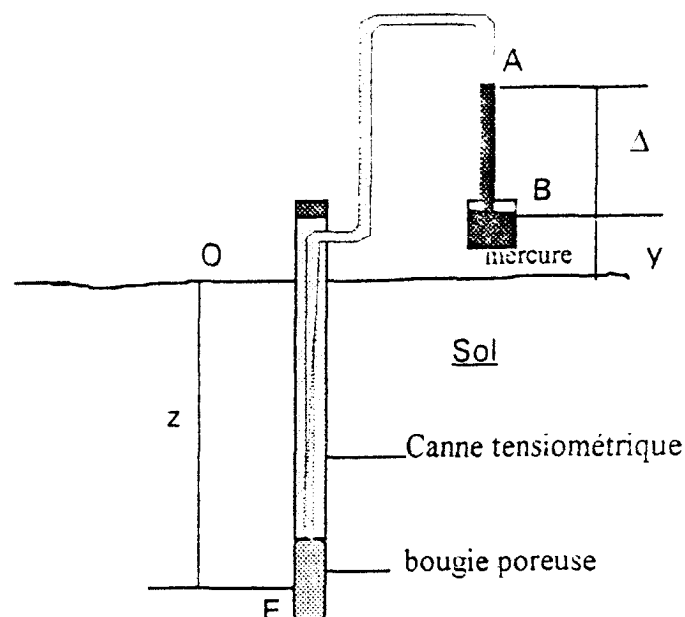
Les pF4.2 et pF2.5 correspondent respectivement au point de flétrissement permanent et à l'humidité à la capacité au champ du sol.

Calculer la succion qui correspond à chacun de ces pF. Exprimer le résultat en m colonne d'eau.

Exercice 4:

A partir des paramètres de la figure ci-dessous, établir l'égalité suivante :

$$H = - 12.6\Delta + y$$



Exercice 5 :

Dans un sol ayant un horizon homogène jusqu'à 40 cm, on a implanté trois tensiomètres : TA, TB et TC de telle sorte que les centres des bougies poreuses se situent aux profondeurs respectives de 10, 20 et 30 cm par rapport à la surface du sol.

Après équilibre, les manomètres à mercure ont indiqué respectivement les hauteurs de mercure suivantes : $\xi_A = 5.55$ cm, $\xi_B = 8.50$ cm et $\xi_C = 9.35$ cm.

- 5.1 Calculer la charge de pression de l'eau du sol correspondant à chaque situation (résultats en cm colonne d'eau et en mbars).
- 5.2 Sur un graphique représentant le profil de charge hydraulique correspondant, indiquer le sens et le régime de l'écoulement de l'eau dans les 30 premiers centimètres de ce sol.

On considère que la hauteur de la surface du mercure par rapport au sol est de 25 cm et que seule la charge hydraulique joue la force motrice.

Rappels : $\rho_{HG} = 13.6 \text{ g/cm}^3$ et $\rho_{eau} = 1 \text{ g/cm}^3$.

Exercice 6 :

A partir de l'équation de continuité ($\partial\theta/\partial t = -\partial q/\partial z$), établir la relation :

$$q_{z_2} = q_{z_1} - \frac{\Delta S_{z_1-z_2}}{\Delta t}$$

Avec q_{z_1} et q_{z_2} les flux moyens aux profondeurs respectives Z_1 et Z_2 , $\Delta S_{z_2-z_1}$ la variation du stock d'eau entre les profondeurs considérées et les temps t_1 et t_2 (profils hydriques).

Exercice 7 :

Soient deux sol A et B dont les caractéristiques hydriques sont les suivantes (tableau 1).

Tableau 1 : *Caractéristiques hydriques des sols A et B (les humidités sont données en % pondéral).*

	θ_{max}	θ_{pfp}	d_a
Sol A	25	15	1.65
Sol B	20	12	1.40

Les valeurs de ce tableau sont des valeurs moyennes sur une profondeur de 60 cm.

- 7.1 Calculer les réserves utilisables correspondant à chacun de ces sols.
Exprimer les résultats en mm, en m^3/ha et en t/ha .
- 7.2 Expliquer (cinq lignes maximum) ce que peut être la cause des différences entre les valeurs de la RU.

- 7.3 Imaginons que l'on sache à l'avance la perte en eau par évapotranspiration pour une période donnée et pour une culture en place. Cette perte se chiffre à 200 mm pour les deux sols.

La hauteur de pluie tombée pendant la même période est de 80 mm avec un ruissellement de $R = 15\%$ sur le sol A et $R = 5\%$ sur le sol B; On veut que la culture puise constamment son eau dans la RFU.

Calculer alors la quantité d'eau qu'il faut apporter pour alimenter cette RFU et le nombre de fois qu'il faut la renouveler sur chacun des sol.

On prendra $RFU = 2/3 RU$.

Exercice 8 :

Sur une parcelle irriguée de haricot vert, on suit l'évolution de l'humidité du sol par la méthode tensio-neutronique.

Le tableau 1 donnent les indications relevées aux instants t_1 (avant irrigation) et t_2 (après apport d'eau par irrigation) sur cette parcelle :

Tableau 1 : Relevés tensio-neutroniques obtenus aux instants t_1 et t_2 .

Profondeurs Z (en cm)		10	20	30	40	50	60	70	80
Relevés tensiométriques : (*) hauteur lue sur le manomètre (mbar)	t_1	-300	-250		-150		-100		
	t_2	-50	-50		-100		-150		
Relevés d'humidité volumique : θ_v (cm^3/cm^3)	t_1	0,12	0,13	0,14	0,18	0,20	0,22	0,22	0,22
	t_2	0,26	0,25	0,24	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22

(*) La hauteur lue correspond à la valeur de la charge hydraulique (H).

- 8.1 Calculer la charge de pression de l'eau du sol correspondant à chaque situation et pour chaque profondeur (résultats en mbars)
- 8.2 Sur un graphique représentant les profils de charge hydraulique correspondant, indiquer le sens et le régime de l'écoulement de l'eau dans les 60 premiers cm de ce sol aux temps t_1 et t_2
- 8.3 Tracer les profils hydriques correspondant aux temps t_1 et t_2
- 8.4 On suppose qu'entre t_1 et t_2 , il n'y a eu aucune perte d'eau et que le rehaussement des profils est dû uniquement à l'apport d'eau par irrigation. Déterminer la lame d'eau ainsi apportée (résultats en mm et en m^3/ha)
- 8.5 Les valeurs des humidités caractéristiques de ce sol sont données dans le tableau 2 suivant :

Tableau 2 : Valeurs d'humidités caractéristiques du sol considéré.

Horizon (cm)	00-20	20-40	40-60
θ_{cc} (% volumique)	26	27	30
θ_{pfp} (% volumique)	11	12	15

- 8.5.1 Calculer la Réserve Utile (RU) totale de ce sol sur 60 cm de profondeur
- 8.5.2 Représenter l'évolution de la RU du semis à la récolte du haricot sur le graphique de la figure 1, sachant que le jour du semis, $RU = 10$ mm.
- 8.5.3 Tracer l'évolution de la RFU sur le même graphique (prendre $RFU = 2/3 RU$)

8.5.4 Déterminer, graphiquement, les valeurs de :

- la RU au temps $t = 2,5$ mois
- la profondeur racinaire Z_r aux temps $t = 2,5$ mois et $t = 3,5$ mois
- la RFU au 4^{ème} mois

8.6 L'apport d'irrigation qui a été fait (cf. question 8.4) vous paraît-il raisonnable ? justifiez votre réponse.

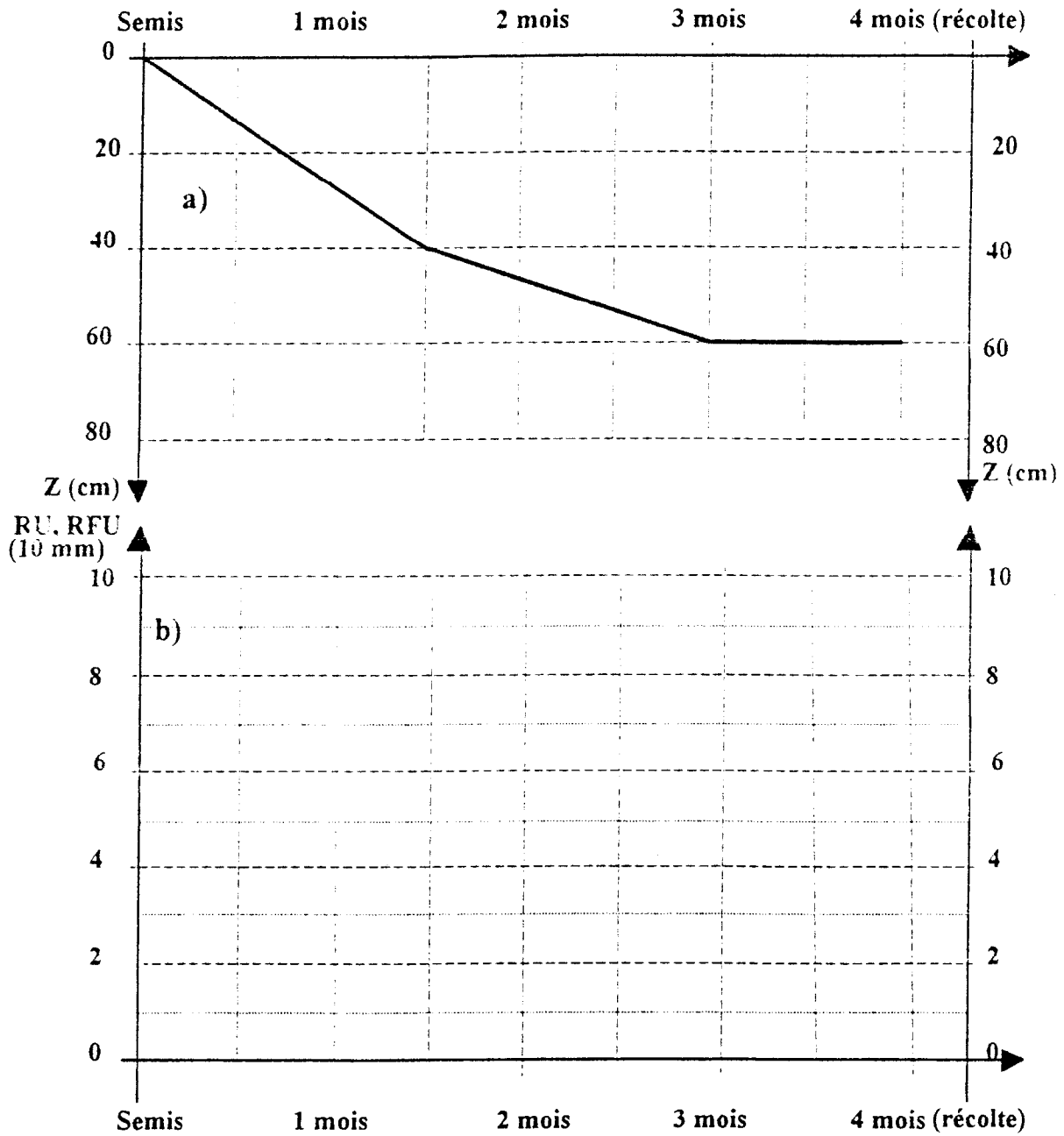


Figure 1 : a) Evolution du profil racinaire du haricot, du semis à la récolte;
b) Evolution correspondante des réserves en eau du sol.

ANNEXE

**COURBE CARACTERISTIQUE DE L'HUMIDITE DU SOL ET TAUX D'HUMIDITE
REMARQUABLE**

