

République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement supérieur et de la recherche Scientifique

**Université EL HADJ LAKHDAR de Batna**  
**Faculté des sciences**  
**Département d'agronomie**

# MEMOIRE

**Pour l'obtention du diplôme de MAGISTER**  
**en Sciences Agronomiques**

**Option : Agrotechnie**

**Présenté par :**  
M<sup>r</sup>. ZEMOURA Abd El Kader

**ETUDE COMPARATIVE DE QUELQUES METHODES**  
**DE DOSAGE DU PHOSPHORE ASSIMILABLE DES**  
**SOLS CALCAIRES EN REGION SEMI-ARIDE**  
**(W. DE BATNA)**

**Soutenu le :**

**Devant la commission d'examen :**

Dr. A. Halitim	Prof. Université de Batna	Président
Dr M/T. Halilat	M.C. Université de Ouargla	Rapporteur
Dr R. Bensaïd	M.C. Université de Batna	Examineur
Dr B. Hamdi Aïssa	M.C. Université de Ouargla	Examineur

Année 2005

# *Dédicaces*

*Je dédie ce modeste travail*

*À mon âme sœur et bien aimée épouse Nassira*

*À la bougie qui a éclairé mon chemin depuis ma naissance, à celle dont j'ai prononcé le premier mot, source de ma vie et de mon bonheur, à ma mère Que Dieu ait son âme et l'héberge dans son vaste paradis.*

*À mon père, que je n'oublierai jamais et qui aurait été comblé de bonheur, s'il était encore de ce monde. Que Dieu ait son âme et l'abrite dans son immense paradis.*

*À mes frères et sœurs Abdallâh, Belgacem, Naziha, Hakim, Nassira, Malek, Moustafa, Moussa, Hassene ainsi qu'à ma belle sœur Houria et ma belle mère Aicha.*

*À mes amis.*

*À tous ceux que j'aime.*

*Avec mes meilleurs vœux de bonheur de santé et de prospérité*

***BAKI***

## AVANT-PROPOS

---

---

*Avant tout, je remercie **Dieu Tout Puissant** qui m'a donné la force et la foi et de m'avoir permis d'arriver à ce stade là.*

*Au terme de cette étude, je tiens à adresser ma profonde reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont soutenue, aidée et encouragée tout au long de ce travail.*

*Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à **M<sup>r</sup> HALILAT Mohamed Tahar maître de conférences et chef du département des sciences agronomiques à l'université de OUARGLA** qui a assuré la direction scientifique du sujet ; comme je le remercie aussi pour son encadrement, sa disponibilité, son aide efficace, les précieux conseils et les réflexions avisées qu'il m'a apportés.*

*Je remercie vivement et sincèrement **M<sup>r</sup> HALITIM Amor professeur au département d'agronomie et président du conseil scientifique de la faculté des sciences à l'université de BATNA** pour l'honneur qu'il me fait en acceptant de présider le Jury et qui m'a inspiré le sujet .*

*J'exprime ma gratitude à **M<sup>r</sup> BENS Aid Rabah maître de conférences au département d'agronomie à l'université de BATNA** d'avoir accepté d'examiner ce travail .*

*J'exprime ma gratitude à **M<sup>r</sup> HAMD AISSA Baelhadj maître de conférences au département des sciences agronomiques à l'université de OUARGLA** d'avoir accepté d'examiner ce travail.*

*Tout particulièrement, j'adresse mes remerciements à **M<sup>r</sup> BENSID Zoubeir mon collègue et ami** pour son aide et sa disponibilité.*

*Très nombreux sont les gens qui, de près ou de loin, ont participé à la réalisation de ce travail. Tout en m'excusant auprès d'eux de ne pas les citer, je leur exprime ma vive reconnaissance.*

# SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

RESUME

INTRODUCTION GENERALE

## **PREMIERE PARTIE : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE**

**Chapitre I** : Etat des connaissances sur les formes et la mobilité du phosphore

**Chapitre II** : Le statut phosphorique en sols calcaires

**Chapitre III** : Méthodes de dosage du phosphore assimilable.

## **DEUXIEME PARTIE : ETUDE EXPERIMENTALE**

**Chapitre IV** : Caractéristiques de la zone d'étude

**Chapitre V** : Matériel et méthodes

**Chapitre VI** : Résultats et discussions

Conclusion

## **CONCLUSION GENERALE**

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## **LISTE DES TABLEAUX**

## **LISTE DES FIGURES**

## **TABLE DES MATIERES**

## **ANNEXES**

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau n°:	Intitulé du tableau	Page
1	Valeurs moyennes des abondances du phosphore	6
2	Les degrés d'oxydation du phosphore	8
3	Abondance du phosphore dans les principaux silicates	13
4	Minéraux de la famille des plumbogummitesf	14
5	Principaux groupements fonctionnels à la surface des particules constitutives des sols	17
6	Phytodisponibilité , solubilité et extractabilité du P. ajouté massivement sous forme de phosphate naturel de Gafsa ou de T.S.P. dans deux dispositifs expérimentaux de plein champ .	44
7	Type d'effervescence en fonction de la teneur en $\text{CaCO}_3$	49
8	Variation du p.H. en fonction du rapport $\text{CaCO}_3/ \text{H}_2\text{CO}_3$	52
9	Différents composés de phosphates de calcium	62
10	Relations entre les éléments nutritifs	63
11	Caractéristiques physico-chimiques et biologiques des sols étudiés .	97
12	Humidité équivalente des sols étudiés.	103
13	Teneurs des six sols en phosphore assimilable (ppm) déterminées par les trois méthodes et résultats des essais en pots de végétation	108
14	Analyse de la variance a deux facteurs en randomisation totale	114
15	Classement des groupes homogènes pour le facteur 1 : sol	114
16	Classement des groupes homogènes pour le facteur 2 : agents d'extraction ( méthodes d'extraction et de dosage).	115
17	Corrélation multiple entre Phosphore assimilable extrait par trois méthodes d'extraction , matière sèche (g) et P.EXP (en % de MS).	116

## LISTE DES FIGURES

Figure n°:	Intitulé de la figure	Page
1	Le phosphore dans la classification de Mendeleïev	7
2	Structures des phosphores blancs , rouges et noirs	8
3	Quelques exemples d'oxacides de phosphore	9
4	Stabilité des oxacides de phosphore selon les conditions du p.H	10
5	Synthèse bibliographique sur les effets d'un sevrage en P. sur la physiologie d'un peuplement de maïs durant 16 jours	24
6	Ratios d'activité pour des concentrations en phosphore contrôlées par des phosphates de calcium dans un sol calcaire	26
7	Représentation simplifiée des mécanismes physico-chimiques et (micro)biologiques impliqués dans le système racine-solution-sol	29
8	Répartition dans des sols cultivés de régions tempérées des formes minérales , organiques et microbiennes du P. de 26 sols cultivés pendant plusieurs décennies .	39
9	Ordre de grandeur des stocks et des flux de P. ( en kg P.ha <sup>-1</sup> an <sup>-1</sup> ) dans une parcelle de grandes cultures sous climat tempéré.	40
10	Représentation schématique de la distribution de quelques domaines pédologiques dans le Nord de l'Algérie .	54
11	Relation entre les différents paramètres pédologiques .	55
12	Diagramme de solubilité de divers composés de Ca , Fe et Al de phosphates calculés pour une concentration en Ca de 1.10 <sup>-3</sup> M	61
13	Rôle protecteur du CaCO <sub>3</sub> vis-à-vis des ions phosphoriques	64
14	Liaison phosphore argile par pont calcique	65
15	Cycle du phosphore en sol calcaire	67
16a	Carte de limites administratives de la wilaya de Batna (1/1000000)	89
16b	Carte situant la région d'étude "Batna"(1/1000000)	90
17	Carte géologique des Aurès (1/200000)	91
18	Diagramme Omrothermique de GAUSSEN de Batna	93
19	Climagramme d'EMBERGER de Batna (1983/2003)	95

20	Dispositif expérimental.	105
21	Teneurs des sols étudiés en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog)	107
22	Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du taux de calcaire total .	110
23	Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du taux de calcaire actif .	110
24	Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du pH	112
25	Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du taux de la matière organique,	112
26	Corrélation P. JORET-HEBERT / MS (g)	117
27	Corrélation P. OLSEN / MS (g)	117
28	Corrélation P. TRUOG / MS (g)	117
29	Corrélation P. JORET-HEBERT / P. exporté par la plante	118
30	Corrélation P. OLSEN / P. exporté par la plante	118
31	Corrélation P. TRUOG / P. exporté par la plante	118

## INTRODUCTION GENERALE

Le phosphore est un des éléments constitutifs majeurs des tissus végétaux comme ceux des animaux. Il joue un rôle important dans la synthèse et le métabolisme des glucides et se concentre dans les organes reproducteurs ( Mathieu et Pieltain, 2003). Il joue également un rôle primordial dans la nutrition des plantes. C'est en effet un constituant de l'acide nucléique, support de l'hérédité. Par ailleurs, il participe activement à la synthèse de la matière organique, à la formation des divers tissus végétaux et aux mécanismes de transfert (Gros, 1979).

Une présence insuffisante dans le milieu où le végétal puise son alimentation minérale se traduit le plus souvent par des retards de croissance, un moindre développement, des accidents végétaux et bien sûr une faible production. Les plantes utilisent les phosphates dont la liaison est la moins forte avec le sol (Fardeau, 1993).

Le phosphore est donc nécessaire à la plante surtout en début de végétation et dans les jeunes organes. Lors de la croissance de la plante, l'azote donne le volume de l'organe et le phosphore la vigueur. Il est aussi un constituant du noyau cellulaire. A mesure que le végétal approche de sa maturité, le phosphore quitte les organes végétatifs pour aller s'accumuler dans les organes de réserve et en particulier dans les graines. En outre, son rôle dans la photosynthèse est fondamental, ce processus ne pouvant s'accomplir sans la participation de cet élément dans les réactions biochimiques. Aussi voit-on l'importance de la connaissance de la quantité et de l'état du phosphore dans le sol.

Les analyses du phosphore des sols sont presque toujours destinées à l'estimation des quantités disponibles pour les plantes et ont pour objectif la gestion d'une fertilisation phosphatée optimale ( Mathieu et Pieltain, 2003).

En Algérie, les sols calcaires ont fait l'objet de nombreuses études ponctuelles ou de synthèse. Nous citons à titre d'exemple, celles menées par Pouget (1980), Djili (1983), Halitim et al. ( 1983), Bock (1984), Halitim (1988) et Ayache (1996) . Il ressort des travaux de ces auteurs que les sols qui contiennent du calcaire en quantité plus ou moins élevée dans un ou plusieurs de leurs horizons, sauf exception , se distribuent d'une manière plus ou moins homogène sur l'ensemble du Nord de

l'Algérie. Ils peuvent être, dans beaucoup de cas, des sols à profils calcaires différenciés, particulièrement dans les étages bio-climatiques semi-aride et aride.

Djili (2000) a mis en évidence dans quelle mesure la distribution du calcaire à l'échelle du Nord de l'Algérie est influencée par l'une des principales composantes du climat actuelle, à savoir la pluviométrie annuelle. La rareté des précipitations accentue en effet le phénomène de remontées capillaires ce qui engendre des dépôts notamment ceux du calcaire.

L'estimation du phosphore assimilable des sols, c'est-à-dire du phosphore du sol susceptible d'être prélevé par les végétaux, est une recherche qui mobilise l'attention des agronomes depuis plus de 100 ans (Daubeny, 1845 ; Deharain, 1881).

En analyse de routine, pour extraire du phosphore assimilable, on fait appel à des agents chimiques d'extraction (Gachon, 1969 a et b; Gachon, 1963) dont l'agressivité et/ou la force ionique sont souvent sans commune mesure avec celles rencontrées dans la rhizosphère.

Les réactifs utilisés pour l'extraction du phosphore assimilable, atteignant davantage l'une ou l'autre forme de l'acide phosphorique, visent à déterminer le stock de  $P_2O_5$  faiblement lié au sol et susceptible de contribuer assez rapidement à l'alimentation de la plante. Chaque type de sol, pour lequel la répartition de  $P_2O_5$  entre les diverses fractions peut différer, réagira à sa manière au contact d'un réactif (Admont et al., 1986).

Tout le phosphore du sol n'est pas assimilable par la plante. Comment alors caractériser l'aptitude d'un sol à satisfaire les besoins nutritifs des végétaux ? Ceci impliquerait, d'une part un maximum de connaissances du mécanisme qui régit le comportement de cet élément nutritif dans le sol, et d'autre part disposer de références suffisantes au niveau de la plante afin d'interpréter correctement le résultat. Le dosage du phosphore assimilable dans le sol pose beaucoup de problèmes à cause de ses différentes combinaisons plus ou moins solubles vis à vis de la plante (Gervy, 1970). Ainsi le phosphore est lié au fer et à l'aluminium dans les sols acides, au calcium en sols calcaires (Buckman et Brady, 1965) ; la phase stable est une forme quelconque du minéral apatitique ou de phosphates de calcium insolubles (Boischoit, 1968). De plus, il y a une réserve de phosphates plus ou moins abondante, liée aux minéraux du sol qui ne joue pratiquement aucun rôle dans la

nutrition des plantes (Gervy, 1970).. Pour cela, plusieurs méthodes ont été proposées par les différentes stations agronomiques, toutes sélectives à l'égard d'un certain réactif qui agit sur des formes bien déterminées (Ansiaux, 1977) et n'agit pas sur d'autres formes.

Ces méthodes de dosage du phosphore dit assimilable diffèrent suivant les pays et les laboratoires où elles sont utilisées. Parmi les méthodes les plus utilisées dans le monde en sols calcaires et sols alcalins celles souvent citées sont les méthodes de JORET-HEBERT, d'OLSEN et de TRUOG qui ont fait l'objet de notre étude comparative. Mais avec l'avancée de la recherche dans le domaine d'analyse du phosphore du sol, la méthode d'OLSEN semble gagner du terrain du fait que le réactif bicarbonique employé comme agent extractant extrait le phosphore ayant une nature physico-chimique similaire à celle du phosphore prélevé par le végétal (Boniface et al., 1988). En dépit de cela, en Algérie la méthode la plus employée est celle de JORET-HEBERT.

C'est dans cette perspective que s'inscrit notre recherche qui porte essentiellement sur une étude comparative des trois méthodes chimiques habituellement employées (JORET-HEBERT, OLSEN et TRUOG) et ce dans le but de déterminer le taux de phosphore assimilable de quelques sols calcaires de la région d'Ichemoul situé au sud-est de la wilaya de BATNA (Aurès). En outre, pour tester la corrélation entre la quantité du phosphore assimilable et la quantité du phosphore prélevé par le végétal nous avons employé une culture en pots de végétation en choisissant le Ray-grass d'Italie.

Pour ce faire, nous avons établi la démarche suivante en scindant le travail en parties complémentaires :

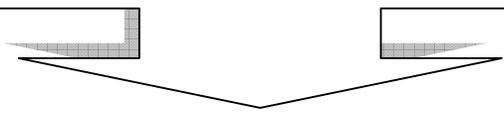
- Dans la première partie, nous présentons une synthèse bibliographique développée en trois "03" chapitres sur le phosphore dans le sol, son origine et ses différentes formes et aussi les facteurs et processus physiques, chimiques et biologiques, régissant son comportement et enfin le phosphore assimilable du sol ainsi que les conditions du milieu qui influencent son comportement en sol calcaire et les méthodes chimiques du dosage de cet élément les plus utilisées dans les sols calcaires.

- La seconde partie dans laquelle nous avons localisé et représenté la zone d'étude en faisant ressortir les conditions climatiques.

- La troisième partie a été consacrée à la présentation détaillée du matériel sol et végétal, les techniques d'analyse employées ainsi que le dispositif expérimental et le modèle statistique adoptés.

- Enfin une dernière partie a porté sur les résultats et leur interprétation.

***PREMIERE PARTIE  
ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE***

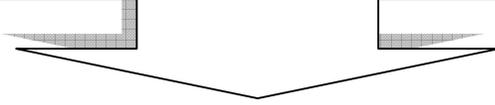


***Chapitre I : Etat des connaissances sur les formes et la mobilité du phosphore***

***Chapitre II : Dynamique du phosphore en sols calcaires***

***Chapitre III : Méthodes de dosage du phosphore assimilable.***

***DEUXIEME PARTIE  
ETUDE EXPERIMENTALE***



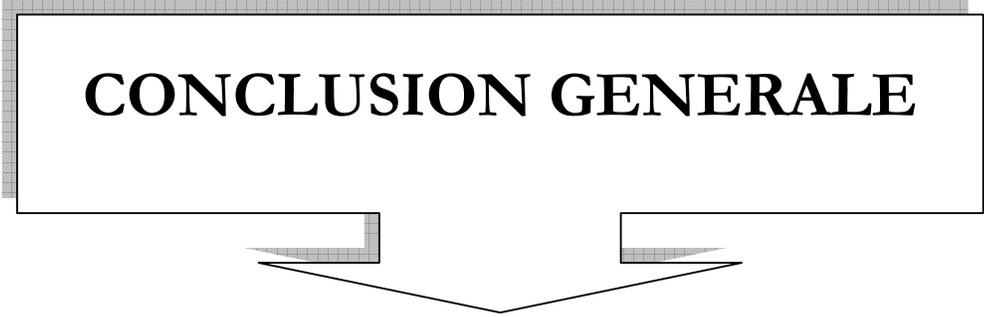
***Chapitre IV : ZONE D'ETUDE***

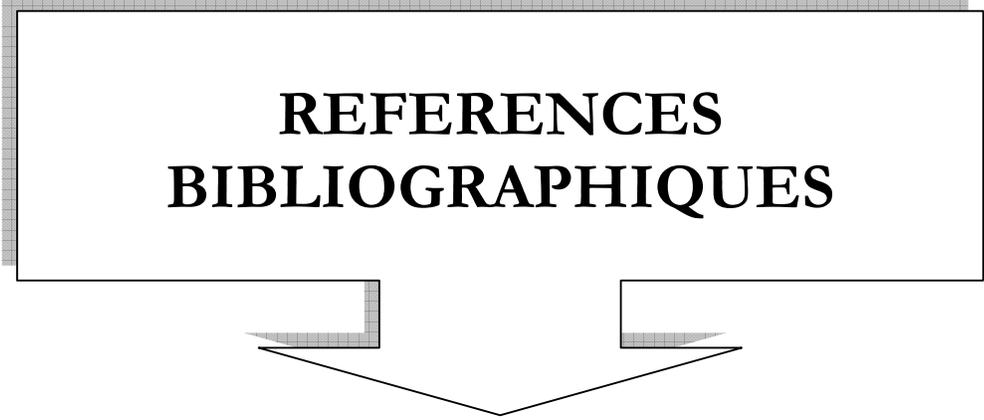
***Chapitre V : MATERIEL ET METHODES***

***Chapitre VI : RESULTATS ET DISCUSSIONS***

***CONCLUSION***

# **CONCLUSION GENERALE**





**REFERENCES  
BIBLIOGRAPHIQUES**

# ANNEXES

**Chapitre I**  
**ETAT DES CONNAISSANCES SUR**  
**LES FORMES ET LA MOBILITE**  
**DU PHOSPHORE**

# 1-Généralités sur le phosphore et ses caractéristiques chimiques

## 1.1. Points de repère

La découverte du phosphore remonte à 1669, On la doit à l'alchimiste hambourgeois Hennig Brandt (... -1669). C'est probablement le seul élément isolé initialement dans de la matière organique animale<sup>1</sup>, puis végétale (Greenwood et al., 1984). Il n'a été identifié dans l'apatite qu'en 1779 par Torben Bergman (1735-1784) et Joseph Louis Proust (1754-1826). Le procédé de Brandt fut amélioré par Robert Boyle (1627-1691). La variété allotropique du phosphore qu'il synthétisait était le « phosphore blanc ». La surface d'un cristal de phosphore blanc s'oxyde lentement en présence de vapeur d'eau, produisant une chimiluminescence. Robert Boyle s'inspira de cette observation pour nommer l'élément : « aerial nocticula ». Le terme de phosphore (du grec Phos: lumière et Phoros :qui apporte) s'imposa rapidement (Vanden Bossche ,1999) .

Le phosphore est le 11<sup>ème</sup> élément, par ordre d'abondance, dans les roches crustales. Sa concentration moyenne y est évaluée à 1120ppm selon Greenwood et al (1984). Vidal (1994) donne une concentration de 380ppm pour la croûte continentale moyenne. Il y a donc enrichissement par rapport aux 48ppm dans le manteau primitif (Anderson, 1989). Cox (1989) propose une compilation de valeurs légèrement différentes présentée au tableau 1.

La schiebersite ainsi que la perryite, phosphures de formules respectives (Fe, Ni)<sub>3</sub>P et (Ni,Fe)<sub>5</sub>(Si,P)<sub>2</sub>, ont été observées dans les sidérites <sup>2</sup> (Reed, 1968). Cependant, les minéraux phosphatés terrestres connus ne comportent que des orthophosphates (degré d'oxydation du phosphore : V). Près de 200 espèces minérales ont été recensées. Cependant, la famille des apatites est la mieux représentée. Il s'agit de minéraux de formule idéale : 3Ca<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>.CaX<sub>2</sub>. Les plus courants sont : l'hydroxy-apatite (X=OH), la fluoroapatite (X=F) et la chloroapatite (X=Cl). Les principales réserves mondiales de phosphates (environ 5,7 10<sup>9</sup> tonnes P) sont constituées de phosphorite, roche phosphatée constituée essentiellement de fluoroapatite.

---

1. H. Brandt aurait isolé le phosphore par concentration et réduction d'urine.

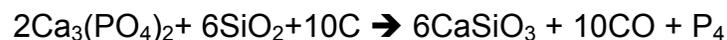
2. Météorites constituées essentiellement d'un alliage de fer et de nickel.

**Tableau 1** : Valeurs moyennes des abondances du phosphore selon Cox (1989)

	Abondance en ppb	
	En poids	En atomes
Univers	7000	300
Soleil	7000	300
Météorites carbonatées	1 100 000	700 000
Roches crustales	1 000 000	700 000
Eau de mer	70	14
Eau douce	20	0,6
Corps humain	11 000 000	2 200 000

## 1.2. Caractéristiques chimiques

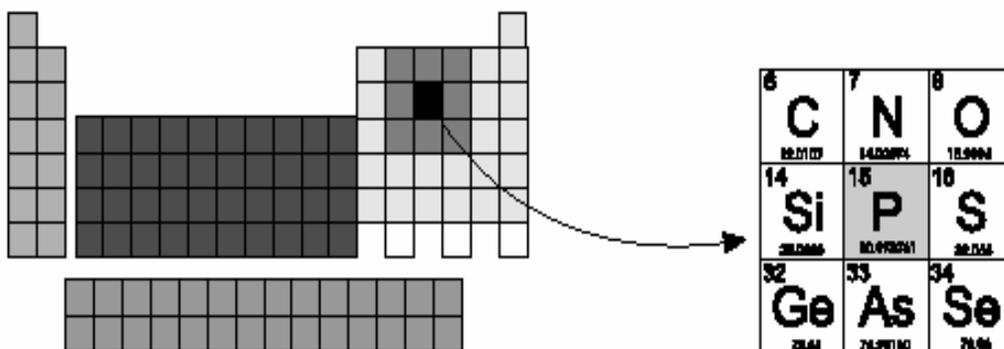
Le phosphore est un élément du groupe 15 (VA) dans la classification périodique des éléments (figure 1). Il est donc trivalent à l'état fondamental. Cependant la molécule de  $\text{PCl}_5$  est souvent citée comme exemple d'exception à la règle de l'octet dans le modèle de Lewis (Bernard, 1994). Pour en expliquer l'existence, on invoque une modification de la structure électronique fondamentale. Ce phénomène n'est possible qu'à partir des éléments de la troisième période. On parle alors « d'expansion de l'octet » dans le modèle de Lewis. Le procédé industriel de fabrication produit du tétraédro-tétraphosphore suivant la réaction:



Il y a au moins 8 variétés allotropiques de phosphore pur selon le degré de caténation (Liebau et al., 1970). Le phosphore blanc (A cubique, B hexagonal) est constitué de tétraèdres  $\text{P}_4$  (figure 2). Le phosphore noir orthorhombique ou rhomboédrique est constitué de feuillets plissés associés entre eux. Le phosphore rouge est constitué de chaînes de tétraèdres polymérisés. Moins réactif que le phosphore blanc et non-toxique, il est utilisé par l'industrie.

La modification de la structure électronique fondamentale explique aussi les nombreux degrés d'oxydation possibles de l'élément (tableau 2). Ainsi, de nombreuses classes de composés du phosphore sont synthétisées.

Les phosphures sont des composés binaires entre un métal et le phosphore.



**Figure 1** : Le phosphore dans la classification de Mendeleïev.

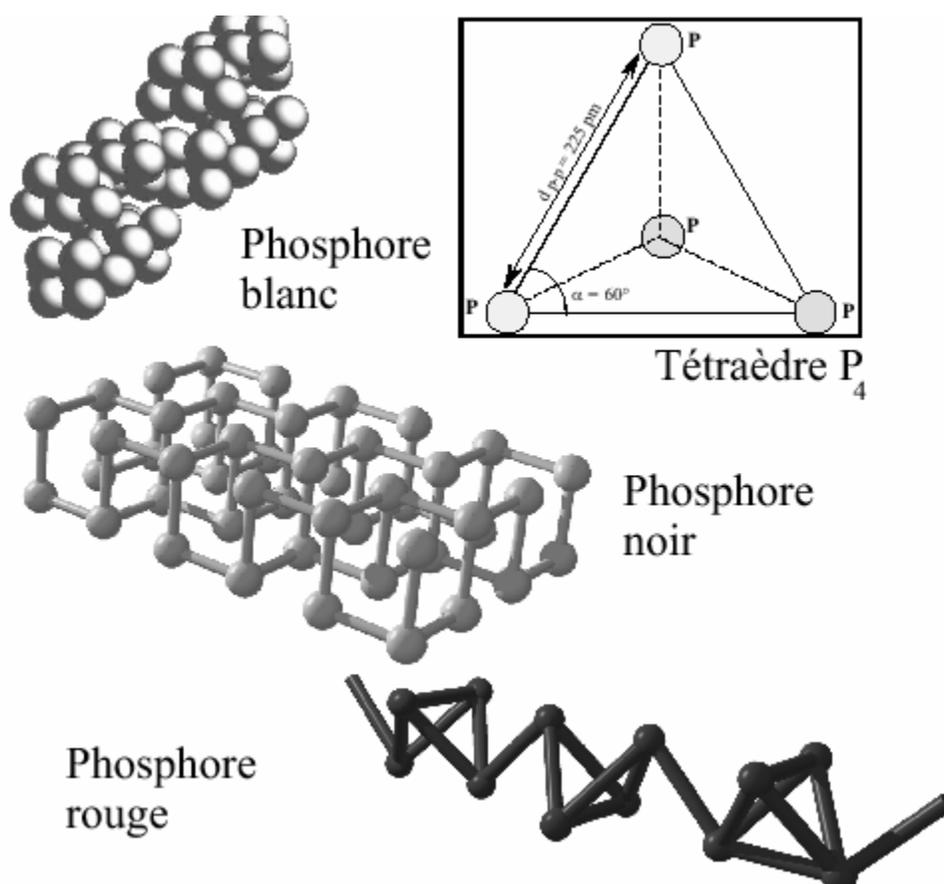
- Les phosphines ont pour formule  $P_nH_{n+2}$  où  $n \in [1;6]$ . Le plus connu de ces composés est  $PH_3$ , poison violent. Il est utilisé industriellement pour réaliser l'hydrophosphorylation de l'acide formique.
- Les halogénures sont des associations avec les halogènes, sous les formes  $P_2X_4, PX_3$  et  $PX_5$  ainsi que  $PX_2Y$  et  $PX_2Y_3$ . Les plus importants :  $PCl_3$  et  $PCl_5$ , sont largement employés dans l'industrie chimique. Ils servent notamment à la fabrication de pesticides.
- Les Oxohalogénures de phosphore illustrent la propension du phosphore (III) à s'oxyder en phosphore (V), en présence d'oxygène. Ainsi  $PCl_3$  forme rapidement  $POCl_3$  à l'air.
- Les oxydes, sulfures et oxosulfures de phosphore comptent parmi les composés les plus importants (Greenwood et al., 1984).  $P_4O_{10}$  est employé comme agent déshydratant.
- Les oxacides de phosphore dont l'acide phosphorique constituent pour nous la classe la plus intéressante. Quelques aspects de la chimie de ces composés sont détaillés au paragraphe 1.3.
  - Les composés nitro-phosphorés dont les polyphosphazènes semblent avoir un intérêt dans l'industrie du plastique.

---

P : trivalent à l'état fondamental mais pentavalent en règle générale

**Tableau 2** : Les degrés d'oxydation du phosphore(VANDEN BOSSCHE ,1999).

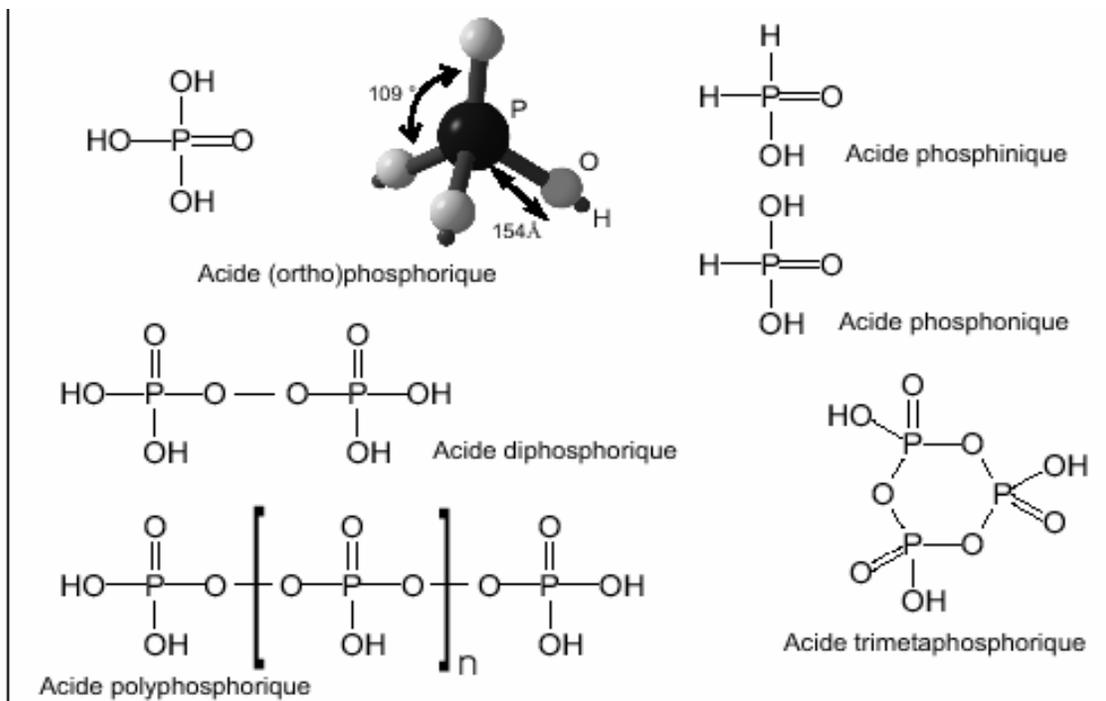
-III	-II	0	I	III	V
$P^{3-}$ Anion Phosphure	$P_2H_4$ Diphosphane	$P_4$ Tétraédro- tétraphosphore	$H(pH_2O_2)$ Acide phosphinique	$P_4O_6$ Hexaoxyde de tétraphosphore	$P_4O_{10}$ Décaoxyde de tétraphosphore
$pH_3$ Phosphine		$P_{\infty}$ Phosphore Rouge ou noir		$H_2(pHO_3)$ Acide phosphonique	$H_3PO_4$ Acide ortho Phosphorique



**Figure 2** : Structure des phosphores blancs, rouges et noirs (VANDEN BOSSCHE ,1999).

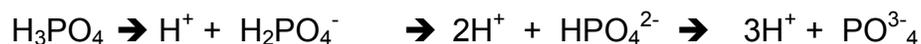
### 1.3. Les oxacides du phosphore et la chimie des phosphates

Les oxacides de phosphore sont plus nombreux que ceux de tous les autres éléments. Seul le silicium possède plus d'oxyanions que le phosphore (Greenwood et al., 1984). Tous les atomes de phosphore des oxacides ont une coordinence 4 et possèdent au moins une double liaison  $P=O$ . Le groupement  $PO_4^{3-}$  est appelé groupement phosphate.



**Figure 3** : Quelques exemples d'oxacides de phosphore(Vanden Bossche ,1999).

Dans les oxacides tous les groupements phosphates comportent un groupe P-OH ionisable et la caténation est le résultat de liaisons P-O-P ou P-P (figure 3). Ils comportent donc des liaisons P-O(-Me ou H) dont la distance moyenne varie entre 1,43Å et 1,56 Å, ainsi que des liaisons de type P-O-P, dont la distance est comprise entre 1,49 Å et 1,60 Å. Les acides poly-phosphoriques se dépolymérisent rapidement dans l'eau. Ainsi, l'acide phosphorique est la seule forme soluble du phosphore présente dans les eaux naturelles. La figure 4(a) montre en effet que seule la forme oxydée P(V) existe dans les conditions de stabilité de l'eau. L'acide phosphorique est un triacide. Il se dissocie selon la séquence suivante :



La figure 4-(b) illustre la prédominance relative de formes selon le pH, dans les conditions standard. Dans les sols non carbonatés, les formes H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup> et HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup> sont prédominantes (**Stumm & al, 1996**)

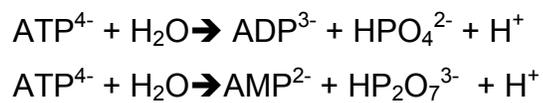
**Figure 4 :** (a) Stabilité des oxacides de phosphore selon les conditions de pH et le potentiel d'oxydo-réduction du milieu - Lindsay (1979); Stumm et al (1996).  
(b) Dissociation de l'acide phosphorique dans l'eau à 25°C et 1 atm.

#### 1.4. Le phosphore dans le règne vivant

Le phosphore est le cinquième élément composant la matière vivante . Chez les animaux supérieurs, il entre dans la composition des os et des dents. L'émail dentaire est formé d'hydroxyapatite  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ . Il peut se transformer par « fluoruration » en fluoroapatite  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , plus résistante. Les os seraient formés d'une solution solide d'hydroxyapatite et de dahlite  $(\text{Ca},\text{Na})_5(\text{PO}_4,\text{CO}_3)_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ .

Le phosphore est surtout un composant essentiel de la matière organique. Il entre notamment dans la composition des acides nucléiques : ADN et ARN, qui forment le patrimoine génétique des cellules. Un brin d'ADN est constitué d'un polymère de diesters de phosphates(Williams et al, 1997). Le phosphore y représente environ 11 % du poids de la molécule.

Le phosphore est aussi un composant de l'adénosine triphosphate (ADP) et de la nicotinamide adénine dinucléotide (NAD). Ces molécules jouent un rôle fondamental dans le métabolisme cellulaire. L'ATP est une molécule relativement instable. Son hydrolyse est une réaction exothermique et produit de l'adénosine di- ou mono-phosphate (ADP ou AMP). A 25°C et  $\text{pH}=7,4$ , les réactions sont les suivantes (Greenwood et al, 1984) :



L'ATP est un vecteur d'énergie dans la cellule. Son hydrolyse est associée à des centaines de réactions métaboliques. La NAD est une coenzyme des déshydrogénases. L'ensemble enzyme-NAD catalyse l'oxydation des substrats carbonés (Geneves, 1989). Les déshydrogénases à NAD sont ainsi impliquées dans toutes les dégradations cataboliques, telles que la respiration ou les fermentations (Williams et al, 1997).

Enfin, le groupement phosphate constitue la partie polaire des phospholipides. Ces molécules sont constituées d'un diester de phosphate et de deux chaînes carbonés. Le groupement  $\text{PO}_4$  est hydrophile. En revanche, les longues chaînes lipidiques sont hydrophobes. Les phospholipides sont ainsi, avec les protéines membranaires, les principaux constituants du plasmalemme cellulaire (Morel ,2002) .

## 2-Les formes du phosphore dans les sols

Le P dans le sol existe sous deux formes principales (minérale et organique) qui se répartissent selon deux phases : phase liquide (le P en solution) ; phase particulaire (le P lié à la phase solide). Entre les ions de la solution du sol et les ions maintenus à la surface des adsorbants existent des échanges constants qui aboutissent à un état d'équilibre. Lorsqu'une cause extérieure vient rompre cet équilibre (apport d'engrais, prélèvement par les racines), les modifications de concentration dans l'une ou l'autre phase du système provoquent un transfert vers l'autre phase. Le pouvoir tampon du sol correspond à l'aptitude du sol à s'opposer aux variations de concentration du P dans la solution du sol (Maire , 2005) .

La phase liquide ou les ions dissous dans la solution correspondent à une absence de liaison avec les constituants du sol (Jaillard et al., 1993). Pour le P, il est question d'ions phosphoriques  $\text{PO}_4^{3-}$  appellation générique désignant les divers ions issus de l'acide orthophosphorique. Sous la dénomination d'ions phosphates, on désigne deux formes d'ions :

$\text{H}_2\text{PO}_4^-$  et  $\text{HPO}_4^{2-}$  qui sont en équilibre, ce dernier fonction du pH. La concentration du P minéral dissous dans la solution est comprise entre 0.08 et 2.31mgP/l dans le contexte français (Morel et al., 2000), soit quelques dizaines à quelques centaines de gP/ha.

L'adsorption des ions phosphates à la surface de certaines particules (particules d'oxy-hydroxides de fer et d'aluminium, sels de calcium) résulte de différents mécanismes de fixation correspondant à des adsorptions physiques et chimiques mettant en jeu des liaisons de nature électrostatique entre les ions et les constituants solides (Jaillard et al., 1993).

### 2.1. Le phosphore minéral

Les concentrations en phosphore dans les sols s'échelonnent de  $100\text{mgkg}^{-1}$  P, pour les sols sableux du Sahel, à  $3000\text{mgkg}^{-1}$  P dans les cas extrêmes (Bonneau et al., 1994). Le phosphore du cycle géochimique naturel provient de l'altération des roches (Larsen, 1967). Il est présent en quantité variable dans les minéraux silicatés et, surtout, il entre dans la composition de près de 200 minéraux phosphatés.

**Tableau 3** : Abondance du phosphore dans les principaux silicates, selon Koritnig (1965).

Silicates	Concentration / ppm P	
	Moyenne	Intervalle de variation
Feldspaths	131	5 à 1 000
Amphiboles	77	24 à 180
Pyroxènes	81	18 à 630
Olivines	223	48 à 517
Micas	86	48 à 332
Grenats	185	41 à 560
Quartz	9	0,005 à 42
Calcédoine	32	23 à 47
Opale	62	31 à 173

Koritnig (1965) a calculé la teneur moyenne des silicates les plus courants à partir de 140 échantillons. Ses résultats sont repris dans le tableau 3.

Dans des plagioclases et des feldspaths alcalins, des concentrations d'environ 1000 ppm ont été observées (Ribbe et al., 1966). De même, Probert (1983) rapporte des concentrations de l'ordre de 500ppm pour des feldspaths potassiques de limons d'Adélaïde. Bennett et al. (1998) ont montré que des feldspaths riches en phosphore étaient fortement colonisés par des populations bactériennes, en milieu carencé en phosphore.

Le principal minéral phosphaté des sols est l'apatite  $3Ca_3(PO_4)_6.CaX_2$ , où X représente OH, F ou Cl . La fluoroapatite est la forme la mieux représentée dans les roches ignées et métamorphiques. Occasionnellement, Na et Mg peuvent se substituer à Ca. De même la substitution de certains groupements phosphates par des carbonates  $CO_3^{2-}$  conduit à de nombreuses apatites carbonatées. Dans un environnement calcaire, l'apatite est un minéral très stable et se présente souvent dans la taille des sables, ce qui la rend aisément reconnaissable (Frossard et al., 1995). Dans ce type de sol, l'apatite est à ce point prépondérante . En effet, c'est un minéral facile à synthétiser à basse température, en milieu alcalin. Dans les sols plus acides, l'apatite est fréquemment présente sous forme d'inclusions minérales (Norrish et al., 1983).

Dans les sols non carbonatés, à faible teneur en calcaire, de nombreux auteurs mettent en évidence une forte corrélation entre les teneurs en fer ou en aluminium et les teneurs en phosphore. Cette relation peut traduire l'adsorption du phosphore sur des

phases minérales plus ou moins bien cristallisées du fer et de l'aluminium. Cependant, l'existence de minéraux de phosphates de fer, d'aluminium ou de manganèse est mise en évidence dans de nombreux sols. Ainsi, Van Riemsdijk et al. (1975) illustrent les conditions de formation de la sterretite  $(Al(OH)_2)_2HPO_4H_2PO_4$ . De même Jonasson et al. (1988) évoquent la formation de tincite  $Fe_6(PO_4)_4(OH)_6 \cdot 7H_2O$  et Martin et al (1988) le griphite  $Fe_3Mn_2(PO_4)_2 \cdot 5H_2O$ . Enfin, Lindsay et al. (1989) proposent un modèle de formation de la strengite  $FePO_4 \cdot 2H_2O$  et de la variscite  $AlPO_4 \cdot 2H_2O$ . Ces différents auteurs considèrent généralement que ces phases minérales sont néoformées dans les sols. Le phosphore libéré dans le sol par les minéraux primaires, sous forme de phosphates solubles, réagirait initialement avec les oxy(-hydro)xydes de fer ou d'aluminium. Ensuite, la diffusion des phosphates au sein du réseau cristallin conduit à des composés cryptocristallins Fe-P ou Al-P, précurseurs des minéraux cités. Notons que certains auteurs ont mis en doute la possibilité de formation spontanée de strengite ou de variscite (Ryden et al., 1980; Norrish et al., 1983).

Norrish (1968) est le premier à avoir identifié des minéraux du groupe des plumbogummites (ou groupe de la crandallite) et à démontrer qu'ils étaient des minéraux secondaires. Ces minéraux ont ensuite été identifiés dans de nombreux sols. Ils sont généralement associés aux gisements de phosphorites, en Afrique et au Brésil. Le tableau 4 indique la formule des composants courants des plumbogummites.

**Tableau 4 :** Minéraux de la famille des plumbogummites, d'après Norrish (1968).

Minéral	Formule
Crandallite	$CaAl_3(PO_4)_3(OH)_5H_2O$
Goyazite	$SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O$
Gorceixite	$BaAl_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O$
Florencite	$CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$
Plumogummitite	$PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O$
Hindsdalite	$(Pb,Sr)Al_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$
Svanbergite	$SrAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$
Wouhouseite	$CaAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$
Alunite	$KAl_3(PO_4)_2(OH)_6$
Jarosite	$KFe_3(PO_4)_2(OH)_6$
Carphosiderite	$(H_3O) KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$

Par ailleurs, le phosphate semble contrôler la solubilité de certains métaux lourds. Il forme différentes classes de composés avec le zinc, le cuivre et notamment le plomb. Cette propriété est utilisée pour remédier à la pollution des sols au plomb, car les phosphates de plomb qui se forment rendent le plomb inaccessible aux plantes (Sauvé et al., 1997). Il s'associe aussi avec l'uranium sous forme d'uranyle-phosphates. Ces minéraux se forment rarement dans les sols naturels.

## **2.2. Le phosphore organique du sol**

La concentration en phosphore organique d'un sol peut varier de quelques traces dans les régions arides à quelques centaines de ppm dans les sols forestiers (Sanyal et al., 1991). Le phosphore organique peut constituer de 29 % à 65 % du phosphore total dans les horizons de surface (Harrison, 1987). Cependant, la nature du phosphore organique demeure mal connue en raison de sa propension à s'associer avec les autres constituants des sols, ce qui en gêne la séparation (Sanyal et al., 1991). Initialement, l'étude de cette fraction du phosphore des sols reposait sur des extractions chimiques. Ces méthodes n'autorisent pas l'identification de la nature des composés extraits. Elles permettent plutôt de qualifier le phosphore organique des sols en fonction de sa sensibilité ou sa résistance à différents extractants (Perrott et al., 1989). Le fractionnement du phosphore organique par extractions chimiques a aussi été employé en préalable à une séparation par chromatographie ou électrophorèse (Anderson, 1980). Mais c'est l'étude de la résonance magnétique nucléaire (RMN) du  $^{31}\text{P}$  qui a permis de progresser dans la caractérisation des formes du phosphore organique des sols (Newman et al., 1980; Tate, 1984; Condrón et al., 1985, 1990).

Le phosphore organique apparaît essentiellement associé aux acides fulviques de faible poids moléculaire (Condrón et al., 1989). Brannon et al, (1985) ont toutefois mis en évidence un mécanisme d'incorporation de phosphore organique dans des composés humiques de poids moléculaire élevé. Les premières études par RMN du  $^{31}\text{P}$  dans les sols ont montré que les inositols polyphosphates ainsi que des hexaphosphates de différents isomères d'inositol composaient la principale forme de phosphore organique dans les sols (Tate, 1984). Ces composés sont souvent désignés par le terme générique de phytines ou phytates. La phytine sensu stricto est en fait le sel

de Ca ou Mg d'hexamétaphosphate de myoinositol . Ces différents esters de phosphate d'inositol représenteraient de 15 % à 60 % du phosphore organique des sols (Tate et al., 1982). Les phospholipides, dont les phosphoglycérines, compteraient pour 0,5% à 7% du phosphore organique. Les acides nucléiques et leurs dérivés en représenteraient moins de 3% (Morel, 1996). La présence d'autres esters de phosphates notamment des sucres phosphatés (ribose-5-phosphate et glucose-6-phosphate ) a aussi été observée (Adams et al., 1989) .

Le phosphore organique peut provenir des déchets végétaux ou des microorganismes du sol. Selon Brookes et al. (1984), le phosphore microbien représenterait 2% à 24% du phosphore organique du sol. Les acides nucléiques et les phospholipides sont des composants de chaque cellule. Les phosphates d'inositol constituent, quant à eux, des réserves phosphorées (Frossard et al., 1995). Ils proviennent en majorité des plantes où ils sont accumulés dans les graines. Les diesters de phosphates sont plus facilement sujets à la minéralisation que les monoesters. C'est donc l'activité microbienne qui favorise la prédominance des inositols phosphates dans les sols. De plus, ces composés phosphorés, notamment les inositols phosphates présentent, à l'instar des phosphates, une affinité pour les surfaces d'argiles ou de sesquioxydes (Stewart et al., 1987; Ognalaga et al., 1994). Cette caractéristique contribue aussi à l'accumulation des « phytines » dans les horizons de surface des sols.

### **2.3. Le phosphore adsorbé sur les constituants des sols**

Dans la plupart des sols, les formes minérales recensées précédemment ne représentent qu'une partie du phosphore total présent dans le matériau. L'étude par microsonde montre que le phosphore est plus généralement dispersé dans la matrice. Il se trouve alors adsorbé à la surface des particules constitutives du sol : argiles, matières organiques, oxydes ou hydroxydes de fer ou d'aluminium. Les phénomènes d'adsorption et de désorption présentent des cinétiques rapides par rapport aux réactions de précipitation ou de dissolution. Pour cette raison, ils contrôlent les concentrations de phosphore dans la solution du sol et par conséquent, sa mobilité et sa bio-disponibilité (Vanden Bossche ,1999) .

### 2.3.1. Les mécanismes d'adsorption

L'adsorption est l'accumulation nette de matériel sur une interface. Généralement, il s'agit de l'interface entre une phase solide et une phase liquide. Ce type de réaction diffère de la précipitation (Sposito, 1989). La molécule qui s'accumule ainsi est l'adsorbat. La surface solide sur laquelle elle s'adsorbe est l'adsorbant.

Certains auteurs emploient le terme de sorption pour évoquer ces phénomènes. Ce terme a une signification plus large car il couvre les réactions rapides d'adsorption et de désorption ainsi que des phénomènes plus lents (Sposito, 1989; Frossard et al., 1995). En effet, l'adsorption rapide de phosphore sur les particules du sol est suivie de réactions plus lentes attribuées à une diffusion solide (Barrow, 1985) ou liquide (Sollins, 1991). La diffusion à l'état solide est une réaction endothermique (Barrow, 1985). Elle s'effectuerait par échange d'ions .

Le tableau 5 (partie gauche) recense les principaux groupements fonctionnels impliqués dans l'adsorption spécifique des sols. La plupart de ces groupements appartiennent à des molécules organiques. Ils apparaissent ainsi à la « surface » des molécules constitutives des substances humiques. Le groupement OH (alcool dans la matière organique, hydroxyle dans les constituants minéraux de sols) est aussi présent à la surface des oxydes de fer ou d'aluminium ainsi qu'en bordure des feuillets d'argiles. Le tableau 5 (partie droite) illustre les principaux modes de liaison spécifique sur les surfaces comportant des groupements OH. Dans le cas des ions phosphates, la liaison se constitue par un échange de ligands .

**Tableau 5 :** Principaux groupements fonctionnels à la surface des particules constitutives des sols d'après Sposito (1989) et réactions d'adsorption spécifiques sur les groupements hydroxyles d'après Schindler et Stumm (1987).

Groupements réactifs de surface		Réactions des groupements OH	
Nom des groupements	Formule structurale		
Carboxyle	—COOH	Acide base	
Carbonyl	—CO—	$S-OH+H^+ \leftrightarrow S-OH^{2+}$	
Amine	—NH <sub>2</sub>	$S-OH+H^+ \leftrightarrow S-O^+ + H_2O$	
Imidazole	Noyeau aromatique —OH	Adsorption de cations métalliques M <sup>2+</sup>	
Phénolique	Noyeau aromatique —NH	$S-OH+M^{2+} \leftrightarrow S-OM^{(z-1)+} + H^+$	
Alcool ou Hydroxyle	—OH	$2S-OH+M^{2+} + H_2O \leftrightarrow (S-O)_2M^{(z-2)+} + 2H^+$	
Sulphydryl	—SH	$S-OH+M^{2+} + H_2O \leftrightarrow S-OM^{(z-2)+} + 2H^+$	
		Echange de ligands L-	
		$S-OH+L^- \leftrightarrow S-L+OH^-$	
		$2S-OH+L^- \leftrightarrow S_2-L^+ + OH^-$	

La charge de surface des particules constitutives du sol peut être permanente ou variable, dépendante du pH. Les charges permanentes s'observent à la surface des minéraux argileux ainsi que dans des oxydes mixtes ferroso-ferriques de type «rouilles vertes» (Trolard et al., 1997). Elles sont le reflet de substitutions isomorphiques hétérovalentes de cations au sein du réseau cristallin. Ainsi, dans les couches tétraédriques, certains ions  $\text{Si}^{4+}$  peuvent être remplacés par des ions trivalents, essentiellement  $\text{Al}^{3+}$ . De même, des cations  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  se substituent à  $\text{Al}^{3+}$  (Morel, 1996; Sposito, 1984; Stumm et al., 1996). Ces substitutions créent une charge permanente négative aussi appelée charge réticulaire ou inhérente. Elles sont caractéristiques des argiles 2/1 (illites, vermiculites, smectites). La charge réticulaire est compensée par des cations, adsorbés à la surface des feuillets (Duchaufour, 1995). Ces derniers contribuent à la capacité d'échange cationique des argiles (Uehara et al., 1980; Anderson et al., 1991). La charge réticulaire des argiles est donc toujours négative. Par conséquent, elle exerce un effet répulsif sur les ions phosphates.

Les charges variables s'observent notamment sur les surfaces d'oxy(-hydro)xydes de fer ou d'aluminium. Elles se forment à la surface de minéraux bien cristallisés mais aussi sur les phases colloïdales du fer et de l'aluminium. Ces dernières, du fait de leur importante surface spécifique présentent une réactivité importante. Les charges de surfaces variables apparaissent aussi sur les argiles. Elles se répartissent alors en bordure des feuillets (Sposito, 1989). Enfin, les substances organiques (souvent colloïdales) présentent aussi une charge de surface variable. Celle-ci est généralement négative dans les conditions de pH des sols (Lofts et al, 1998). Dans tous les cas la charge s'explique par le caractère amphotère des surfaces comportant des groupements OH,  $\text{NH}_3$  ou COOH. Ces dernières peuvent, en effet, se comporter comme des acides ou bases selon le pH (Schwertmann et al, 1991).

### **2.3.2. Les surfaces réactives vis à vis des ions phosphates**

#### **2.3.2.1. Les surfaces de carbonates de calcium.**

Le terme de sorption est parfois employé abusivement pour les sols calcaires (Vanden Bossche, 1999). Les surfaces de carbonates de calcium favorisent plutôt la nucléation et la croissance de phosphate de calcium. Freeman et al (1981) ainsi que

Syers et al (1989) ont montré ce phénomène par l'étude d'une surface de calcite au microscope électronique à balayage et par diffraction des rayons X. Ils ont mis en évidence la nucléation de monocalcium-phosphate MCP,  $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$  et de dicalcium-phosphate DCP,  $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$ . Ces phases minérales se transforment en dicalcium-phosphate dihydraté DCPD,  $\text{Ca}(\text{HPO}_4)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$  et lentement en octocalcium phosphate OCP,  $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{HPO}_4)_6\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ . Finalement ces différentes espèces sont des précurseurs de l'hydroxyapatite (Lindsay et al., 1989). Salingar et al (1994) ont confirmé la nucléation d'un précurseur des phosphates de calcium sur les surfaces de calcite par microscopie électronique à balayage. Ils ont montré, par spéciation de la solution qu'il s'agirait d'un composé  $\text{Ca-PO}_4\text{-CO}_3$ , pour lequel il propose un produit de solubilité:  $(\text{Ca}^{2+})^3(\text{HCO}_3^-)^3(\text{PO}_4^{3-}) = 10^{-28,36}$ .

L'adsorption sensu stricto sur la surface de calcite s'opère réellement. Mais elle correspond à une période très courte, avant la nucléation d'un phosphate de calcium qui s'apparente à de la croissance cristalline.

Carreira et al (1997) ont étudié la fixation du phosphore dans les sols calcaires (dolomitiques) méditerranéens. Le phosphore lié au calcium y était essentiellement composé d'apatite. Cependant, une partie du phosphore labile est apparue adsorbée sur les carbonates. Castro et al (1998) ont mené une étude similaire sur des vertisols et inceptisols d'Andalousie. Le phosphore y semblait contrôlé par une phase minérale du calcium, moins soluble que l'octocalcium-phosphate. Lors de l'apport d'engrais, celle ci apparaissait après un certain temps de contact. Cette insolubilisation du phosphore semble favorisée par les plus fortes concentrations en phosphore. Enfin, dans des sols calcaires de l'ouest australien, Samadi et al (1998) ont montré que le phosphore des engrais se répartissait entre les oxydes d'aluminium (29 % du P) et de fer (13 %) et formaient du dicalcium phosphate (28 %) de l'octocalcium phosphate (26 %) ainsi que de l'hydroxyapatite (13 %).

### **2.3.2.2. Les surfaces d'oxy(-hydro)xydes de fer ou d'aluminium.**

Dés 1975, Prafitt et al. ont montré par spectroscopie infrarouge que l'adsorption du phosphore sur les surfaces d'oxy(-hydro)xydes de fer résultait d'une ou de deux liaisons covalentes. Depuis, d'innombrables études ont été conduites pour modéliser

l'adsorption des ions sur ces minéraux (Goldberg et al, 1984; Lindsay et al., 1989; Syers et al, 1989; Barrow et al., 1990; Pierzynski, 1991; Fardeau et al, 1992).

Les auteurs qui abordent l'adsorption sous l'angle (( mécanistique )) s'accordent pour décrire l'adsorption du phosphore comme un échange de ligands (voir tableau 5). L'adsorption est plus importante sur la goethite que sur l'hématite. Ce résultat traduit une meilleure accessibilité des groupements OH mono coordonnés sur les faces de la goethite (Torrent et al., 1990).

L'adsorption sur les oxydes d'aluminium (gibbsite) est expliquée par des phénomènes similaires : la formations de complexes . Ces derniers ont notamment été observés indirectement par Kyle et al. (1975) ainsi que Prafitt et al. (1977). Lorsque les concentrations en phosphate dans la solution dépassent 30 ppm, l'adsorption est remplacée par des réactions de précipitation. Il se forme alors un phosphate d'aluminium.

### **2.3.2.3. Les surfaces d'argiles**

L'adsorption spécifique sur les argiles peut se faire par échange de ligand, uniquement sur les bords des feuillets d'argile (Madrid et al., 1991). Des complexes de sphère interne se formeraient aussi sur les surfaces d'argiles à charge permanente, par l'intermédiaire de cations polyvalents (Morel, 1996). Kodama et al (1975) ont, par ailleurs, montré que des phosphates pouvaient être incorporés entre des feuillets de montmorillonite sous forme de phosphates d'aluminium hydratés.

Ces modes d'adsorption semblent relativement mineurs comparativement à l'adsorption sur les oxy(-hydro)xydes de fer ou d'aluminium (Mc Laughlin et al., 1981). Toutefois, sur des argiles 1/1 telle la kaolinite, Schwertmann et al (1992) ont établi que l'adsorption de phosphore était proportionnelle à la surface spécifique. En fait, dans les sols, les argiles sont généralement associées aux oxy(-hydro)xydes. Ces derniers forment des revêtements pelliculaires à la surface des minéraux silicatés du sol (Hendershot et al, 1983). Cette pellicule confère à l'ensemble une charge de surface variable et une forte propension à fixer les phosphates (Perrott et al., 1974).

#### **2.3.2.4. La matière organique.**

L'adsorption directe du phosphore sur la matière organique des sols est rarement évoquée dans la littérature. En revanche, la matière organique forme des complexes stables avec les cations métalliques du sol : Fe, Al et dans une moindre mesure Ca. Ces complexes sont appelés organométalliques (Levesque et al., 1969; Haynes, 1984; Bloom, 1981; Gerke et al., 1992). Ces assemblages forment des colloïdes réactifs à l'égard des groupements phosphates. Le mode de liaison invoqué par ces auteurs, est la formation de complexes HA-Metal-PO<sub>4</sub>. Ainsi, lorsque le phosphore d'un sol semble lié à la matière organique, il y a souvent une excellente corrélation entre le pouvoir fixateur de celle-ci et sa concentration en Al ou Fe (Martin et al., 1957). Ainsi, Bloom (1981) indique que la rétention des phosphates dans les sols acides riches en matière organique est le fait de complexes organométalliques alumineux. De même, Negrin et al. (1996) ont découvert, dans des andosols des Canaries, que la désorption de phosphore était en partie contrôlée par la formation de complexes solubles Al-P-acide fulvique.

Cependant, la matière organique lorsqu'elle est dissoute joue aussi un rôle compétiteur vis à vis de l'adsorption des phosphates sur les oxy(-hydroxydes de fer ou d'aluminium et éventuellement sur les argiles (Hue, 1991). La littérature sur cet aspect est abondante. Cependant, elle diverge quant à la nature des sites occupés respectivement par les phosphates et la matière organique. En fait, les résultats semblent varier selon la nature des molécules organiques et des surfaces d'oxydes considérées ainsi que les conditions expérimentales (pH, concentrations relatives en P et matière organique dans la solution). Ainsi, Frossard et al. (1986) ont mis en évidence la libération de phosphates sous l'influence de glucose et de xanthane, dans des sols ferrallitiques brésiliens. Geelhoed et al. (1998) montrent que l'adsorption de citrate par la goethite est fortement influencée par un apport de phosphate, à pH légèrement acide. En revanche, le phosphate adsorbé est moins facilement désorbé par un apport de citrate. Dans les andosols, le phosphore est essentiellement adsorbé sur des oxy(-hydroxydes d'aluminium. Beck et al. (1999) ont montré par des essais sur colonne que l'adsorption de phosphore y provoquait une solubilisation de matière organique. Nilsson et al. (1996), ont cherché à interpréter la compétition entre phosphate et phthalate vis à

vis de l'adsorption sur la goethite. Ils emploient un modèle où le phthalate forme des complexes de sphère externe. Ainsi, le phthalate n'a que peu d'effet sur l'adsorption de phosphate. En revanche, la concentration en phosphate qui modifie la force ionique de la solution affecte l'adsorption du phthalate. Des expériences réalisées sur un complexe aluminium-hydroxysulfate par Violante et al. (1996) illustrent une compétition entre phosphate et oxalate. Cependant, l'effet plus important des phosphates sur la libération de sulfates reflète une disparité des sites d'adsorption. Enfin, Lan et al. (1995) montrent que dans certains cas la libération du phosphore sous l'action de la matière organique s'accompagne d'une solubilisation de l'aluminium. La création de complexes avec des anions organiques favorise, en effet, la dissolution des oxy(-hydro)xydes. Ce phénomène se produit naturellement dans les sols. Ils s'agit de la complexolyse (Duchaufour, 1995).

### **3-Mobilité et bio-disponibilité du phosphore dans les sols**

#### **3.1. Teneurs en phosphore dans la solution des sols et besoins des plantes**

La production de 1 g de matière sèche par une plante requiert un prélèvement d'environ 3mgP (Fardeau et al., 1994). Pour le même poids, une plante de région tempérée utilise près de 300 ml d'eau dont l'essentiel est restitué à l'atmosphère par évapotranspiration. Or la concentration moyenne de la solution du sol est de  $0,25\text{mgL}^{-1}$  P (Morel, 1996). Dans ces conditions, l'apport de phosphore lié au flux de masse (ou convection) n'est que de 0,075mgP, soit 2,5% des besoins de la plante. La nutrition des plantes en phosphore suppose donc un mécanisme de prélèvement actif par la racine (éventuellement les mycorhizes). Il y a, par conséquent, un gradient de concentration en phosphore dans la solution du sol, à proximité des racines. Ce gradient est le moteur d'une diffusion depuis les zones non rhizosphériques vers les racines. Ainsi, c'est ce flux diffusif de phosphore qui assure l'essentiel des besoins de la plante.

En période de montaison et d'épiaison, un maïs peut prélever  $2\text{ kg ha}^{-1}\text{ j}^{-1}$  P (Sommelier et al., 1996). Avec une concentration de  $0,25\text{mg L}^{-1}$  P dans la solution du sol et une humidité du sol de 25% poids, le phosphore en solution des 20 premiers centimètres de terre arable représente environ  $0,2\text{ kg ha}^{-1}$  P. La diffusion du phosphore atteindrait ainsi un flux quotidien 10 fois supérieur à la quantité présente dans la solution.

Le prélèvement des plantes doit être compensé par la libération de phosphore dans la solution. Il y a ainsi transfert depuis la phase solide vers la solution (Fardeau et al., 1994). Les mécanismes impliqués (dissolution, désorption) conditionnent la nutrition des végétaux .

### **3.1.1. Forme et fonction du P dans la plante :**

Au niveau de la plante, le P se répartit entre un pool métabolique, situé dans le cytoplasme et les chloroplastes et un pool non métabolique dit de réserve, sous forme inorganique au sein des vacuoles (Maire , 2005) . Ses rôles métaboliques sont :

- i) Structural, entrant dans la constitution de phospholipides et acides nucléiques ;
- ii) Energétique par le haut potentiel que le phosphoryle confère à certaines molécules (ATP) ;
- iii) Régulateur des voies métaboliques par sa répartition entre chloroplaste et cytoplasme.

### **3.1.2. La croissance des peuplements sous déficience en P :**

Rodriguez et al (1998), montrent qu'une carence en P modérée n'affecte pas les caractéristiques photosynthétiques des feuilles. A des niveaux de carence en P plus sévères, d'autres auteurs montrent que les processus fins de la photosynthèse peuvent être affectés (Rao et al., 1989 ; Freeden et al., 1989).

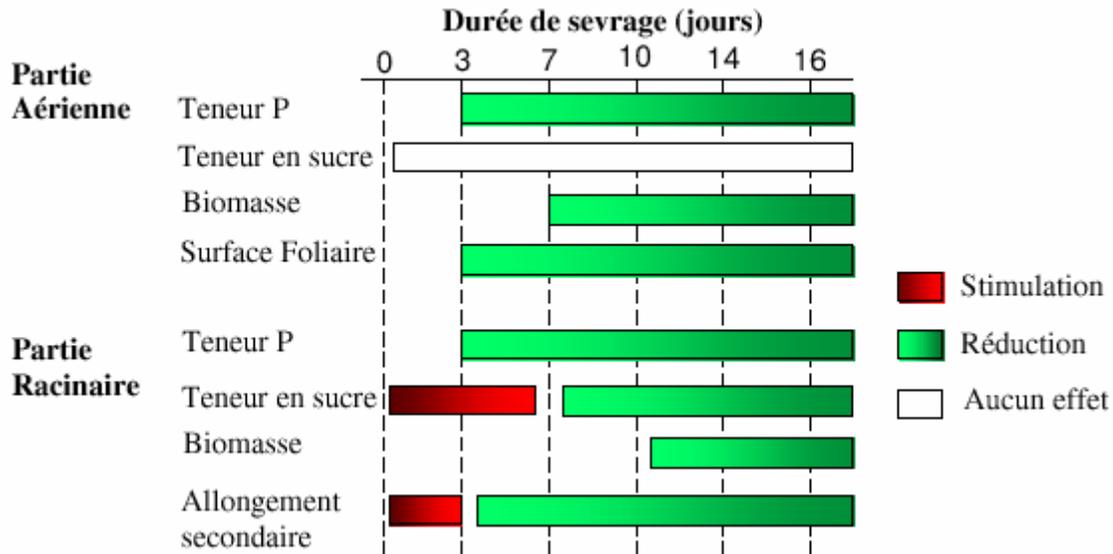
Selon Plénet et al., (2000) la déficience en P ne modifie pas la capacité des plantes à transformer le PARa (rayonnement photosynthétiquement actif absorbé) en matière sèche, le coefficient de conversion du rayonnement en biomasse ou RUE (Radiation Use Efficiency).

Des recherches récentes ont permis de comprendre comment une déficience en P (figure 5) pouvait affecter la croissance de la plante. La première variable touchée, consécutivement, à la diminution de la teneur en P dans la plante est la surface foliaire. Cependant, au niveau du méristème foliaire, zone de croissance de la feuille, on ne constate aucun effet sur la teneur en sucre. Cela laisse supposer un effet direct de la carence en P sur la croissance foliaire. Pour les parties racinaires, la diminution en P va,

---

Les besoins des plantes en phosphore ne peuvent être assurés par le seul flux de convection. La nutrition phosphorée des végétaux nécessite un prélèvement actif au niveau de la racine ainsi qu'un transfert permanent de la phase solide à la solution du sol.

contrairement aux feuilles, avoir un effet positif sur la teneur en sucres solubles des apex. On constate, en temps court, une augmentation de l'allongement des racines secondaires concomitant à celle de la teneur en sucre. Cela semble traduire une allocation préférentielle du carbone vers les racines. Par contre en temps long, la moindre surface foliaire, diminuant l'offre en carbone, se traduit par une diminution de ces variables et de la biomasse aérienne et racinaire (Maire , 2005) .



**Figure 5 :** Synthèse bibliographique sur les effets d'un sevrage en P sur la physiologie d'un peuplement de maïs durant 16 jours ( Maire,2005 ).

**Ainsi, plusieurs auteurs ( Assuero, 2004 ; Etchebest, 2000 ; Mollier, 1999 , 2000 ; Plénet, 2000 a, b ;Rodriguez, 1998 a, b, c. ) ont pu montrer l'effet direct d'une déficience en P sur la croissance foliaire et l'effet indirect via le cycle du carbone sur le système racinaire incluant une augmentation du root / shoot avant d'affecter la photosynthèse et l'efficience de conversion du rayonnement en biomasse.**

### 3.2. Dissolution et précipitation

Le phosphore du sol en l'absence d'apport anthropique provient initialement de l'altération des roches. La dissolution des minéraux silicatés joue un rôle mineur. La dissolution de l'apatite est généralement considérée comme la première étape du cycle du phosphore .

Dans le cas de l'hydroxy-apatite, la réaction s'écrit :



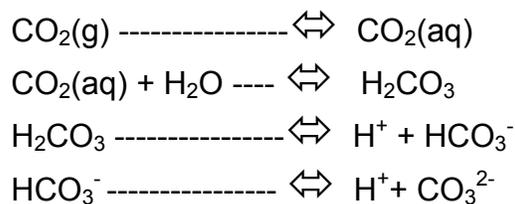
Cette réaction requiert une source de protons. Ceux-ci peuvent provenir du sol, sur les substrats acides. Mais ils sont aussi émis dans le sol par les racines qui compensent ainsi l'excès de cations ( $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $NH_4^+$ ) prélevés dans la solution du sol. Ce mécanisme est décrit comme la «pompe à protons» des racines (Gobat et al., 1998).

La dissolution peut aussi être favorisée par l'activité enzymatique des micro-organismes du sol ou des champignons mycorhiziens. La vitesse de dissolution de l'apatite en milieu acide dépend de l'accessibilité des particules ainsi que de leur morphologie (Kirk et al., 1986). Elle est aussi accrue par le taux de substitution de  $PO_4$  par  $CO_3$  (Mc Clellan et al., 1980).

Dans les sols calco-carbonatés, l'efficacité de la fertilisation phosphatée est conditionnée par la précipitation des phosphates de calcium. L'adsorption initiale de phosphore sur les surfaces de calcite est suivie de la formation de brushite (ou dicalcium phosphate dihydrate). Selon le degré d'humidité du sol, celle-ci se transforme alors successivement en monetite (ou dicalcium phosphate), en octacalcium phosphate et finalement en hydroxyapatite (Lindsay et al., 1989). Dans ce contexte, on peut faire l'hypothèse que l'activité du calcium en solution est régulée par la dissolution de la calcite :



Par ailleurs, dans un système ouvert, la concentration en ions carbonates dissous est le résultat des équilibres suivants :



En d'autre termes, pour un pH donné, la concentration des ions  $CO_3^{2-}$  se déduit de la pression partielle en  $CO_2$  dans le gaz en équilibre avec la solution (atmosphère ou phase gazeuse du sol). La figure 6 reprend le ratio d'activité des ions phosphates pour les différentes espèces minérales de phosphates de calcium, en considérant une pression partielle en  $CO_2$  de  $10^{-3,52}$  atm. Cette valeur de pression partielle, correspondant à celle de l'atmosphère, peut être prise en compte pour la surface d'un sol.

---

Le phosphore naturellement présent dans les sols provient généralement de la dissolution acide de l'apatite.

**Figure 6 :** Ratios d'activité pour des concentrations en phosphore contrôlées par des phosphates de calcium dans un sol calcaire. L'activité des ions phosphates est assimilée à leur concentration et (Pt) représente la concentration total d'ions phosphates dissous. La concentration en calcium est déterminée pour chaque pH en considérant un milieu ouvert où les concentrations en CO<sub>2</sub> dissous sont en équilibre avec l'atmosphère, et un contrôle par la formation de calcite. Les données thermodynamiques employées sont issues des compilations réalisées par Lindsay et al. (1989); Sposito (1989).

Ce type de graphique explique les différentes phases de cristallisations. Il s'interprète en effet selon la règle de Gay-Lussac Ostwald qui précise que :

« Si l'état initial d'un système (sol) est tel que plusieurs phases solides sont susceptibles de se former avec un ion donné, la première phase solide qui se formera sera celle pour laquelle le ratio d'activité est le plus proche de l'état initial. Ensuite les autres phases solides apparaîtront par ordre de ratios d'activité croissants, avec un taux de formation décroissant lorsque les ratios d'activité augmentent . »

Ces calculs de solubilité sont utiles pour expliquer la formation de nouvelles espèces minérales à proximité des grains de fertilisants. Les fertilisants minéraux tels les superphosphates, dont le monocalcium phosphate est le composant essentiel, sont en effet très solubles. Les concentrations en phosphores sont alors élevées : selon le type de fertilisant, la concentration en ions phosphates dans la solution proche des grains peut atteindre 1,5M à 6M et la concentration des cations associés 10M à 12M (Sanyal et al, 1991). Le pH de la solution peut, quant à lui, varier de 1 à 10 (Sample et al., 1980).

Cependant, ce type d'approche ne se fonde que sur des données thermodynamiques. Elle néglige l'importance des cinétiques de réactions. Pour cette raison, elle s'avère mal adaptée aux sols où les équilibres observés sont généralement métastables(Sanyal et al, 1991). Dans le cas du phosphore notamment, la vitesse de dissolution des phosphates de fer, d'aluminium ou de calcium est faible. Ainsi, Murrmann et al (1969) ont montré que la variscite ou la fluoroapatite ne contrôlaient probablement pas les concentrations en phosphore dans des sols respectivement acides ou alcalins. Mc Laughlin et al (1978) font les mêmes objections quant au rôle des phosphates de fer. En fait, de nombreux auteurs montrent que les concentrations de la solution des sols reflètent souvent une sursaturation par rapport aux phases minérales susceptibles de contrôler les concentrations des ions phosphates. Ce constat indiquerait qu'en ce qui concerne le phosphore au moins, les teneurs de la solution du sol sont gouvernées par d'autres phases solides que les phases bien cristallisées ou par des réactions de surface (Bache, 1964; Ryden et al., 1980). Ainsi, Harrison et al (1987) affirment qu'en aucun cas les produits d'activité ionique ne sauraient être employés pour prédire qu'une phase minérale contrôlait l'activité du phosphore dans la solution d'un sol.

### **3.3. Le caractère « assimilable » du phosphore et la notion de « bio-disponibilité »**

#### **3.3.1. Les stratégies d'absorption et de rétention du phosphore utilisées par les plantes**

Ainsi plusieurs mécanismes permettent l'absorption du phosphore par les plantes:

- **L'interception racinaire** désigne l'absorption des éléments nutritifs par la racine (et les mycorhizes) lors de sa croissance, sans qu'aucun déplacement d'ion ne soit mis en jeu. Dans le cas du phosphore, cet apport n'excède pas 1 % des besoins de la plante (Barber, 1984) .

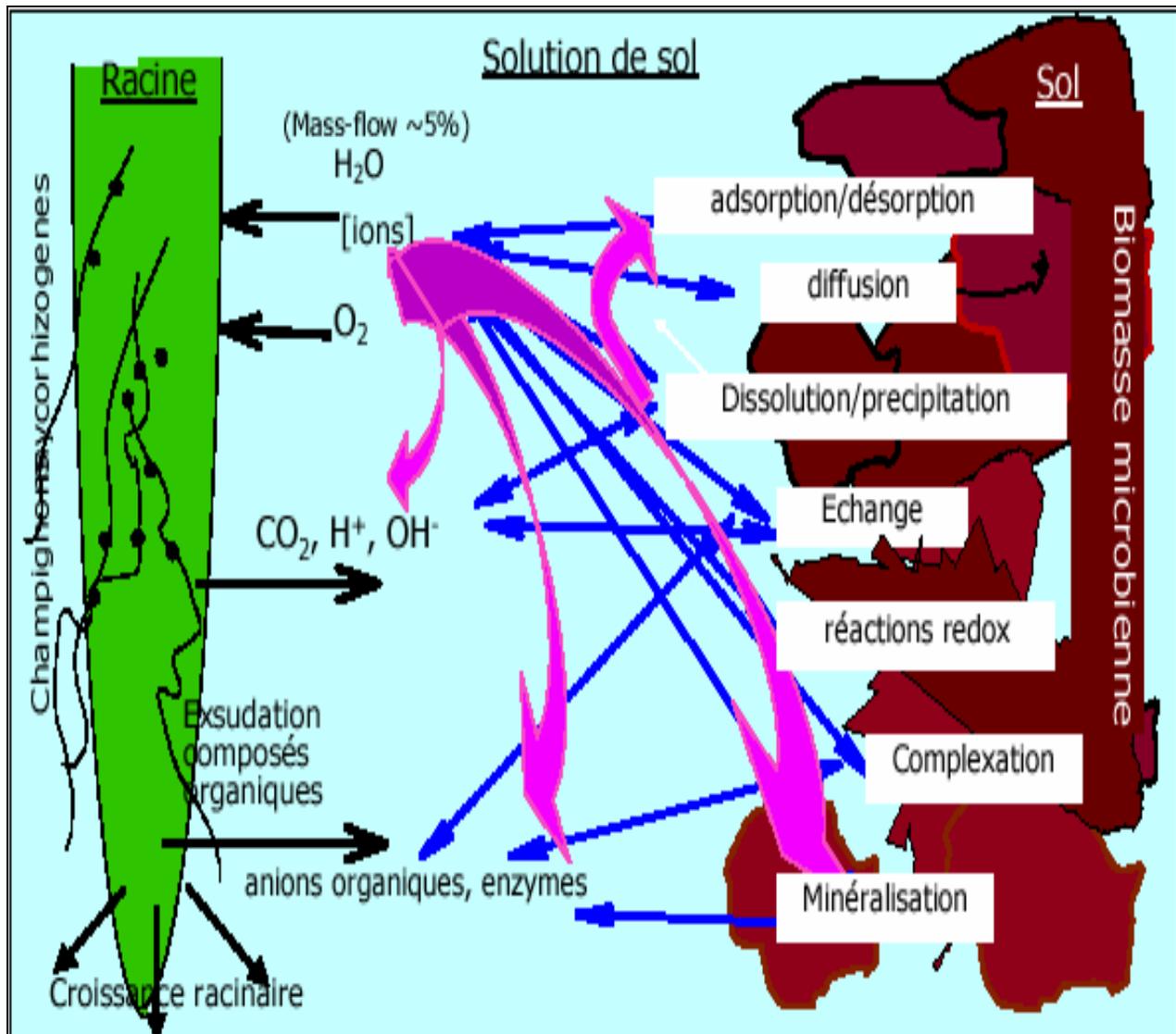
- **Le flux de masse** ou « advection<sup>3</sup> » est le flux lié à l'absorption d'eau par la plante qui compense ainsi l'évapotranspiration. Le flux d'advection du phosphore ne représente également qu'une faible fraction du phosphore assimilé par la plante (Fardeau, 1981).

- **La diffusion** désigne le mouvement des ions dans la solution, engendré par un gradient de concentration. Dans le cas du phosphore, le prélèvement actif par les racines et, le cas échéant, les mycorhizes entretiennent ce gradient. Ainsi, la diffusion associée à la libération conjointe du phosphore lié à la fraction solide du sol, assure l'essentiel des besoins de la plante.

Dans le cas du phosphore minéral du sol, la libération du phosphore dans la solution fait intervenir la dissolution et la désorption. Elle est favorisée par l'excrétion de protons par la racine, mais aussi par la libération d'acides organiques ( Fig 7 ). En effet, environ 10 % du carbone assimilé par les plantes est libéré dans la rhizosphère sous forme d'exsudats capables de complexer les ions métalliques (Gobat et al., 1998). Ainsi, les plantes adaptées à des sols carencés en phosphore (colza, lupin, choux) émettent des quantités importantes de citrate dans la solution du sol, ce qui a pour effet de favoriser la dissolution de l'apatite (Sommelier et al., 1996). Dans le cas du phosphore organique, la libération est favorisée par l'action enzymatique. En effet, les enzymes excrétées dans le sol par les racines, les mycorhizes et la faune bactérienne comptent une large gamme de composés capables d'hydrolyser les molécules organiques riches en phosphore. Les principales enzymes répertoriées pour ce type d'action sont les phosphatases acides ou alcalines, les phytases et les phosphomonoestérases (Vanden Bossche , 1999) .

---

<sup>3</sup>-De nombreux auteurs parlent plutôt du flux de convection .Mais ce terme est impropre .Il désigne,en physique,les mouvements qui s'opèrent dans un système fermé où le liquide est susceptible de « revenir à son point de départ ».



**Figure 7:** Représentation simplifiée des mécanismes physico-chimiques et (micro)biologiques impliqués dans le système racine-solution-sol ( Morel ,2002 ).

On peut distinguer:

- Des réactions déterminant et contrôlant le transfert des ions P entre le sol et la solution (flèches bleues);
- Des mécanismes inhérents au fonctionnement des racines (flèches noires)
- Des interactions (flèche violette) entre les réactions sol-solution et les mécanismes mis en oeuvre par les racines, des interactions entre des mécanismes racinaires, des interactions entre les réactions sol-solution.

### **3.3.2. Mécanismes régulant l'absorption de P dans le système sol-plante-intrants**

#### **3.3.2.1. Les états du phosphore dans le sol**

Le phosphore des sols cultivés est généralement sous forme de groupement phosphate ( $\text{PO}_4$ ). Par la suite, P désignera donc phosphate. La biogéochimie du P est extrêmement complexe non seulement à cause du nombre et de la nature des formes minérales et organiques rencontrées dans les phases liquide et solide du sol mais également pour les différences de processus chimiques, physiques et biologiques intervenant dans leurs transformations dans les conditions naturelles (Morel , 2002) .

##### **• Phosphates en solution**

Le P dissous peut être sous forme d'espèces ioniques libres ou complexées, minérales et organiques. Compte tenu du pH de la solution de sol, généralement compris entre 4.5 et 8.2, les deux espèces ioniques sont principalement  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  et  $\text{HPO}_4^{2-}$  qui peuvent former des complexes avec des cations et des molécules organiques. Des composés organiques contenant du P et des polyphosphates ont également été identifiés en solution (Morel , 2002) .

##### **• Phosphates de la phase solide**

La spéciation du P inorganique de la phase solide est plus complexe. Schématiquement, on peut distinguer sur la phase solide des minéraux phosphatés plus ou moins cristallisés et les groupements phosphates adsorbés aux constituants du sol.

Plusieurs centaines de minéraux phosphatés ont été dénombrés dans les sols, la plupart contenant du calcium, du fer et/ou de l'aluminium (Nriagu, 1984 ; Lindsay et al., 1989). Dans les sols ces minéraux n'existent pas en l'état mais sous des formes plus ou moins amorphes et substituées souvent difficilement identifiables même par des techniques d'analyse fine (Bertrand et al., 2001). L'utilisation de la microanalyse X couplée à la microscopie électronique a ainsi montré la complexité de la composition chimique de quelques phosphates (Vanden Bossche, 1999).

Contrairement à d'autres anions, comme les ions sulfate, chlorure et nitrate qui sont associés aux constituants du sol principalement par des liaisons d'énergie faible et

réversible, les ions P peuvent réagir énergiquement avec les oxydes-hydroxydes de fer (goethite et ferrihydrite) et d'aluminium et carbonates de calcium. Les ions P sont adsorbés sur ces diverses surfaces minérales par des liaisons plus ou moins énergiques. Dans les conditions de pH les plus fréquentes pour les sols tropicaux, la surface des composés d'aluminium et de fer sont chargées positivement (Morel , 2002) . La réaction des ions P sur ces oxydes est donc aisée ,conduisant à la formation en surface de complexe par échange de ligand avec un groupement hydroxyle (Robert, 1996 ; Torrent, 1997).

Ce partage du P inorganique du sol en deux catégories, minéraux phosphatés et groupements P adsorbés, est schématique et simplificatrice. Dans la réalité, il existe un continuum entre ces deux catégories de composés depuis le P adsorbé en surface plus ou moins énergiquement et des phosphates précipités plus ou moins cristallisés (Torrent, 1997) voire du P enfermé dans la phase solide. Le P associé à du carbonate de calcium en suspension peut être considéré comme totalement adsorbé (puisque'il passe rapidement et complètement en solution) lorsque la concentration des ions P en solution est faible. Par contre, lorsque la concentration des ions P en solution augmente, il y a apparition en surface de complexe ternaire calcium-carbonate-phosphate (Avnimelech, 1980) puis de précipités de phosphates de calcium (dicalcium phosphate, octocalcium phosphate et hydroxyapatite) ayant une solubilité de plus en plus faible (Cole et al., 1953; Arvieu, 1980 ; Arvieu et al, 1974 ; Freeman and al, 1981). La distribution de P à la surface de la calcite est hétérogène et sous forme agrégée ; elle témoigne de la précipitation (Bertrand et al., 2001). La conséquence est que la proportion de P associé au carbonate de calcium passe de plus en plus lentement dans la solution à cause de la nature de plus en plus énergique des liaisons entre le P et le calcium carbonates (Figure 4).

#### • **Composés organiques**

Il existe également une grande variété de composés organiques contenant du phosphore: ARN, ADN, phospholipides, sucres phosphatés, phytates (Morel , 2002)

### **3.3.2.2. Les réactions chimiques, physiques et biologiques à l'interface sol-solution**

Compte tenu de la diversité des formes de P dans le sol, un grand nombre de réactions chimiques, physiques et biologiques régulent les transferts d'ions P à l'interface sol-solution (Figure 7). Il s'agit des réactions d'échange d'ions, d'adsorption et de désorption, de précipitation et de dissolution, de diffusion intra-particulaire, de minéralisation, d'oxydo-réduction, acido-basiques, cette liste n'étant pas limitative (Morel, 2002). Ces réactions peuvent libérer des ions P depuis la phase solide vers la solution ou, au contraire, soustraire des ions P de la solution au profit de la phase solide.

Quelques tentatives ont été réalisées pour identifier la prédominance de tel ou tel mécanisme dans la réactivité des sols vis-à-vis des espèces en solution. La précipitation-dissolution de composés minéraux phosphatés est l'un des premiers à avoir été évoqué et étudié (Cole et al., 1953). La prise en considération d'autres mécanismes, l'adsorption et la diffusion, s'est rapidement révélée essentielle pour décrire les réactions entre les ions P en solution et les constituants du sol. Des recherches approfondies n'ont cependant pas permis de hiérarchiser ces mécanismes de régulation du transfert sol-solution des ions phosphate (Fardeau, 1981). Le nombre et la nature des constituants du sol réagissant avec les ions P, le nombre et la nature plus ou moins amorphe des minéraux phosphatés, fonction tous les deux des conditions physico-chimiques dans les sols, et l'impossibilité d'identifier et de quantifier précisément toutes ces différentes formes rend difficile et délicate l'établissement de relations mécanistes entre spéciation et phytodisponibilité du P du sol.

### **3.3.2.3. Des mécanismes de mobilisation du P par la racine à l'interface racine-solution**

Les recherches effectuées tout particulièrement ces 2 dernières décennies ont montré la multitude et l'interactivité des mécanismes mis en œuvre par les racines pour mobiliser le P du sol. Dans la rhizosphère, volume de sol qui entoure la racine et qui est directement influencée par l'activité des racines, des mécanismes physiques, chimiques (Hinsinger, 1998) et biologiques (Lemanceau et al, 1998) peuvent conduire à la mobilisation des ions P dissous et du P de la phase solide du sol. La rhizosphère est le

volume de sol où s'exerce à la fois des mécanismes physiques, chimiques et (micro)biologiques déterminant et contrôlant le transfert des ions P entre le sol et la solution et des mécanismes physiques, chimiques et (micro)biologiques capables de mobiliser des ions P lors du fonctionnement du système sol-solution-plante (Morel , 2002).

L'effet rhizosphérique est déterminé en partie par la libération de composés organiques, appelée rhizodéposition, qui stimule le développement de la microflore. Sa localisation se déplace avec la croissance racinaire et a principalement lieu dans la partie apicale ou subapicale des racines. D'autres microorganismes du sol, les champignons mycorhizogènes du sol ont été particulièrement étudiés du fait, en particulier, de leur importance dans le prélèvement de P du sol (Plenchette, 1991).

Sans vouloir dresser une liste exhaustive de l'ensemble des mécanismes impliqués dans le fonctionnement du système sol-plante pendant la période de prélèvement par les racines, Morel (2002) distingue des processus de nature très différente :

- La vitesse de mise en place des surfaces de prélèvements, racines et hyphes des champignons mycorhizogènes du sol ;
- Le flux de convection de l'eau du sol (mass-flow) associé à la transpiration des cultures;
- L'abaissement de la concentration des ions P à la surface de la racine suite à son absorption conduisant à la création d'un gradient entre cette surface, la solution de sol et les constituants du sol ;
- Le déplacement des ions P par diffusion dans la solution de sol suite à l'existence de ce gradient de concentration des ions P ;
- Les gradients de concentration d'autres ions, qui peuvent mobiliser, par échange et désorption, du P adsorbé sur la phase solide voire immobiliser ces mêmes ions par précipitation, par exemple de phosphates calciques au niveau de la racine, et dans la microflore associée racine ;

- Les dissolutions de phosphates précipités par modification du pH et/ou des propriétés redox et autres réactions de complexation par exsudation de composés organiques ;
- La production d'enzymes (phosphatases, phytases) par les racines et les microorganismes capables de dégrader des composés organiques et libérer ainsi des ions P dans la solution.

La rhizosphère est donc un lieu d'échanges importants entre le sol, la solution de sol, la racine et la microflore qui détermine une modification des équilibres ioniques et gazeux et une augmentation de la concentration en composés organiques (Lemanceau et Heulin, 1998).

#### **3.3.2.4. Interaction entre les différents mécanismes**

A cet inventaire des mécanismes s'exprimant soit à l'interface sol-solution soit à l'interface racine-solution de sol, il faut encore ajouter un degré de complexité supplémentaire (Morel , 2002) . En effet, tous ces mécanismes coexistent et interagissent entre eux (Figure 7). L'expression d'un mécanisme donné peut être affecté par l'existence d'un autre. Parmi les interactions les plus connues, on peut citer celle entre la disponibilité du P du sol et la croissance de la culture (Plénet et al., 2000), la mise en place et la croissance des parties aériennes et des racines de la culture et l'activité des champignons mycorrhizogènes du sol (Plenchette, 1991). En conditions d'alimentation en P déficiente, la plante réagit en modifiant la part de la biomasse allouée aux racines (Mollier et al ; 1999) ce qui se traduit par une réduction de la croissance foliaire et une stimulation temporaire du développement du système racinaire (Pellerin et al., 2000). Comme la vitesse de croissance des racines est la première variable explicative du prélèvement de P (Barber, 1984), la fraction du P du sol susceptible d'être prélevé par la racine est le résultat de deux effets, l'un direct propre à la disponibilité du P du sol et l'autre indirect relatif à l'interaction de la phytodisponibilité du P du sol sur la mise en place des capteurs de P. Cet effet indirect peut être positif, nul ou négatif suivant la phytodisponibilité du P du sol (Morel et al, 1990 ; Guivarch, 2001). Ainsi, l'ajout de P en sol déficient en P augmente, parfois de façon spectaculaire, le prélèvement du P natif du sol par stimulation de l'élongation des racines (Morel , 2002). Au contraire, en sol ayant un statut P élevé, le prélèvement de P natif du sol

peut-être sensiblement diminué par un apport supplémentaire de P à cause peut-être d'une réduction de l'élongation des racines (Römer et al., 1988).

### **3.3.3. Les mycorhizes**

Les mycorhizes sont des partenaires fongiques symbiotiques de la plante. Le schéma de base est le suivant : la plante, organisme autotrophe, fournit des sucres au champignon et celui-ci contribue à l'alimentation de la plante en sels minéraux.

Dans le cas du phosphore, la nutrition des plantes peut être limitée par la diffusion et la cinétique de libération des ions adsorbés sur les particules constitutives du sol. La morphologie du système racinaire devient alors un facteur déterminant qui conditionne les possibilités de croissance de l'arbre. Toute augmentation de la surface racinaire, en particulier par l'intermédiaire des hyphes ectomycorhiziens associés, permettra d'améliorer les conditions d'alimentation en phosphate. En fait, dans les sols carencés en phosphore, le principal bénéfice de l'association mycorhizienne est l'amélioration de l'alimentation phosphorée (Vanden Bossche , 1999).

### **3.3.4. La notion de phosphore assimilable**

Depuis les travaux de J. Von Liebig, J. B. Boussingault et J. B. Lawes (cf. introduction), les agronomes se sont préoccupés de la caractérisation du phosphore du sol. Leur objectif était d'établir un diagnostic du comportement des cultures, d'élaborer un pronostic sur la fertilité phosphorée d'un sol et des recommandations en matière de fertilisation. Il est rapidement apparu que certaines formes du phosphore étaient difficilement accessibles aux plantes (phosphore apatitique). La notion de phosphore assimilable a alors été définie pour désigner la fraction de phosphore susceptible d'être absorbée par les racines (Vanden Bossche , 1999) .

Ainsi, dans un premier temps, on s'est efforcé de corréler la production agricole à une quantité de phosphore dit « assimilable » extrait par un réactif chimique. La littérature relative à la détermination du phosphore assimilable est très abondante. En effet, cette notion semble trop approximative pour être appliquée au problème de la mobilité potentielle du phosphore dans l'environnement. Notons simplement que l'idée était de simuler au mieux l'action « dissolvante » des racines. Parmi les protocoles les

plus utilisés en sols calcaires on retiendra : la méthode d'Olsen (1954) de Joret-Hébert (1954) et celle de Truog (1930).

L'estimation du phosphore assimilable constitue un outil utile pour raisonner la fertilisation phosphatée des grandes cultures. Cependant, en dépit des multiples tentatives pour déterminer un extractant qui caractérise parfaitement les interactions entre sol et plantes, ce type d'approche expérimentale reste imprécis. Il est en effet illusoire de chercher un réactif universel en raison de la complexité des relations entre les teneurs en solution et les nombreuses formes solides du phosphore du sol (Fardeau et al., 1988).

### **3.3.5. La bio-disponibilité du phosphore**

En raison des insuffisances de la notion de phosphore assimilable, il est apparu nécessaire de prendre en compte les interactions entre les composantes organiques et minérales du phosphore du sol, les teneurs en solution et l'activité des racines et des microorganismes. La contribution d'un compartiment du phosphore du sol à l'alimentation de la plante, compte tenu de toutes ces interactions, en détermine la « bio-disponibilité » (Vanden Bossche , 1999).

Le phosphore est prélevé sur toute la surface des racines (Barber, 1995) sous forme d'ions phosphates dissous dans la solution du sol,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  ou  $\text{HPO}_4^{2-}$ . La concentration en  $\text{PO}_4$  à l'intérieur des racines étant supérieure à celle de la solution du sol, l'absorption se réalise contre le gradient électrochimique nécessitant un transport actif. On entend par biodisponibilité du P, la fraction du P susceptible d'être prélevé par la plante. L'évaluation quantitative et mécaniste de cette fraction devient délicate lorsqu'on s'intéresse à la diversité des formes de P ajoutée à la multiplicité, la diversité et l'interactivité des mécanismes impliqués dans la régulation du transfert des ions P dans le système sol-solution-racine (Maire , 2005) . Parmi ces mécanismes, on peut distinguer par ordre d'importance:

**a)** L'abaissement de la concentration des ions P à la surface de la racine suite à son absorption conduisant à la création d'un gradient entre cette surface, la solution du sol et sa phase solide.

**b)** Le déplacement des ions P par diffusion dans la solution du sol suite à l'existence de ce gradient de concentration (Jungk, 1984). Il est important de souligner que la distance

sur laquelle se fait cette diffusion est très faible (quelques millimètres selon Claassen et *al.*, 1981);

**c)** La vitesse de mise en place des surfaces de prélèvement, racines, poils racinaires et hyphes mycorhiziens. Les endomycorhizes (pour le maïs) contribuent à améliorer la disponibilité du P en augmentant la surface de contact entre la racine et le sol mais également en mettant à la disposition de la plante des formes de P généralement mal utilisées par les végétaux supérieurs (phytates et polyphosphates);

**d)** Le flux de convection de l'eau du sol (mass flow) associé à la transpiration des cultures. Ce transport est considéré négligeable (Jungk et al, 1997) compte tenu de la faible concentration du P dans la solution ;

**e)** Les dissolutions de P précipité par modification du pH et/ou des propriétés rédox et autres réactions de complexation par exsudation de composés organiques. Par exemple, le prélèvement d'un excès de charges cationiques conduit la plante, par osmorégulation, à excréter des protons, susceptibles de solubiliser du P non disponible pour la plante;

**f)** La production d'enzymes (phosphatases, phytase) par les racines et les micro-organismes capable de dégrader des composés organiques et libérer ainsi des ions P dans la solution.

De par l'ensemble de ces phénomènes, il est illusoire de pouvoir séparer un pool de P biodisponible d'un pool non disponible par de simples extractions chimiques. Néanmoins, on peut avancer que la quantité de P biodisponible est caractérisée, à la fois, par la concentration induite en solution et le sens et l'intensité de la variation de cette concentration en fonction des facteurs pédoclimatiques et des variations de ces facteurs imposées par les organismes vivant et notamment la plante (Schneider et Morel, 2000). En s'appuyant sur la modélisation et des techniques appropriées pour estimer le P biodisponible du sol, il devient possible d'approcher l'équilibre existant entre cette quantité et la concentration de l'élément dans la solution et confirmer les processus déterminants dans le prélèvement. Le principe est d'imposer à cet équilibre l'effet du prélèvement par la plante puis de suivre le transfert des ions P entre le sol et la solution (techniques de sorption/désorption et de dilution et traçage isotopique).

**L'ensemble des résultats tend à montrer que le mécanisme majeur de mobilisation du P du sol par les racines pendant le prélèvement est la diffusion des ions phosphates à l'interface sol solution et permet de considérer que les ions P diffusibles du sol sont la source majeure de P absorbé par les racines.**

Il semblerait, également, que le P apatitique et le P organique n'interviendrait pas de manière significative dans la mobilisation du P par les racines dans les sols cultivés de longue date sous grande culture. (Morel, 2002).

**La fraction biodisponible du P du sol est la somme du P dissous et de la fraction du P minéral susceptible de passer en solution sous l'effet d'un gradient de concentration.**

### **3.3.6. Identification de la fraction phytodisponible du P du sol**

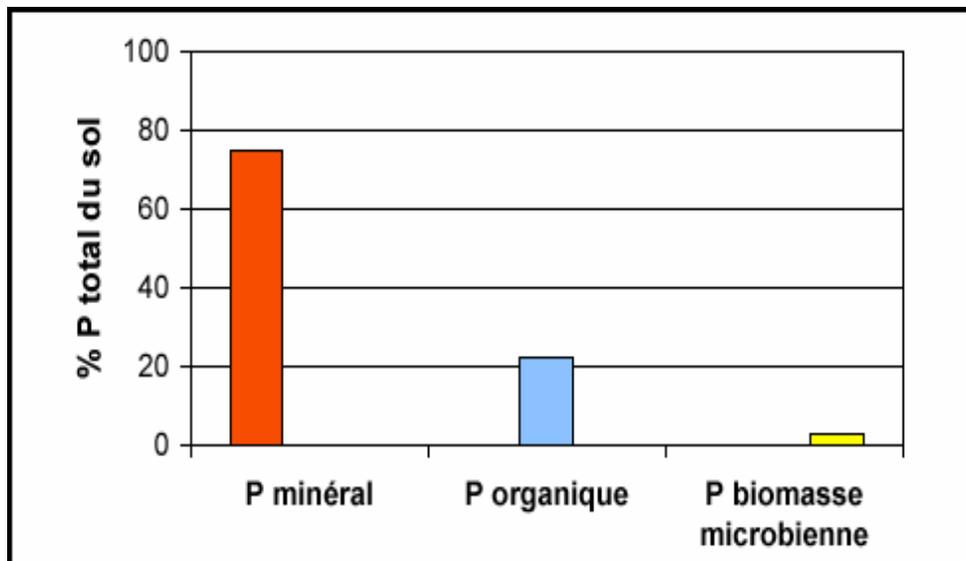
#### **3.3.6.1. Ions phosphate en solution**

Les plantes prélèvent les ions phosphates dissous dans la solution de sol. La concentration des ions P dans la solution de suspension de sol (1g :10 ml) est généralement comprise entre 0,05 et 2 mg P L<sup>-1</sup> et peut atteindre 4 à 5 mg P L<sup>-1</sup> dans des sols d'exploitations d'élevage intensif à forts excédents structurels (Morel et al, 1997) . En supposant que ces valeurs s'appliquent à des conditions optimales d'humidité de plein champ (par exemple, 30 % d'humidité dans 3500 t de terre ha<sup>-1</sup>), la quantité d'ions phosphate présents dans la solution de sol au champ peut donc varier de quelques dizaines de grammes par hectare à plusieurs kilogrammes de P. En moyenne, le P prélevé annuellement par une culture est de l'ordre de 45 kg P ha<sup>-1</sup> (Figure 9). En considérant qu'il y a 0,4 mg P L<sup>-1</sup> en solution, il y a à un instant donné environ 400 g de P dissous soit environ 1% du P prélevé sur la durée du cycle. La phase solide du sol doit donc libérer environ 99% du P prélevé lors d'un cycle saisonnier et constitue donc la principale source de P pour la racine.

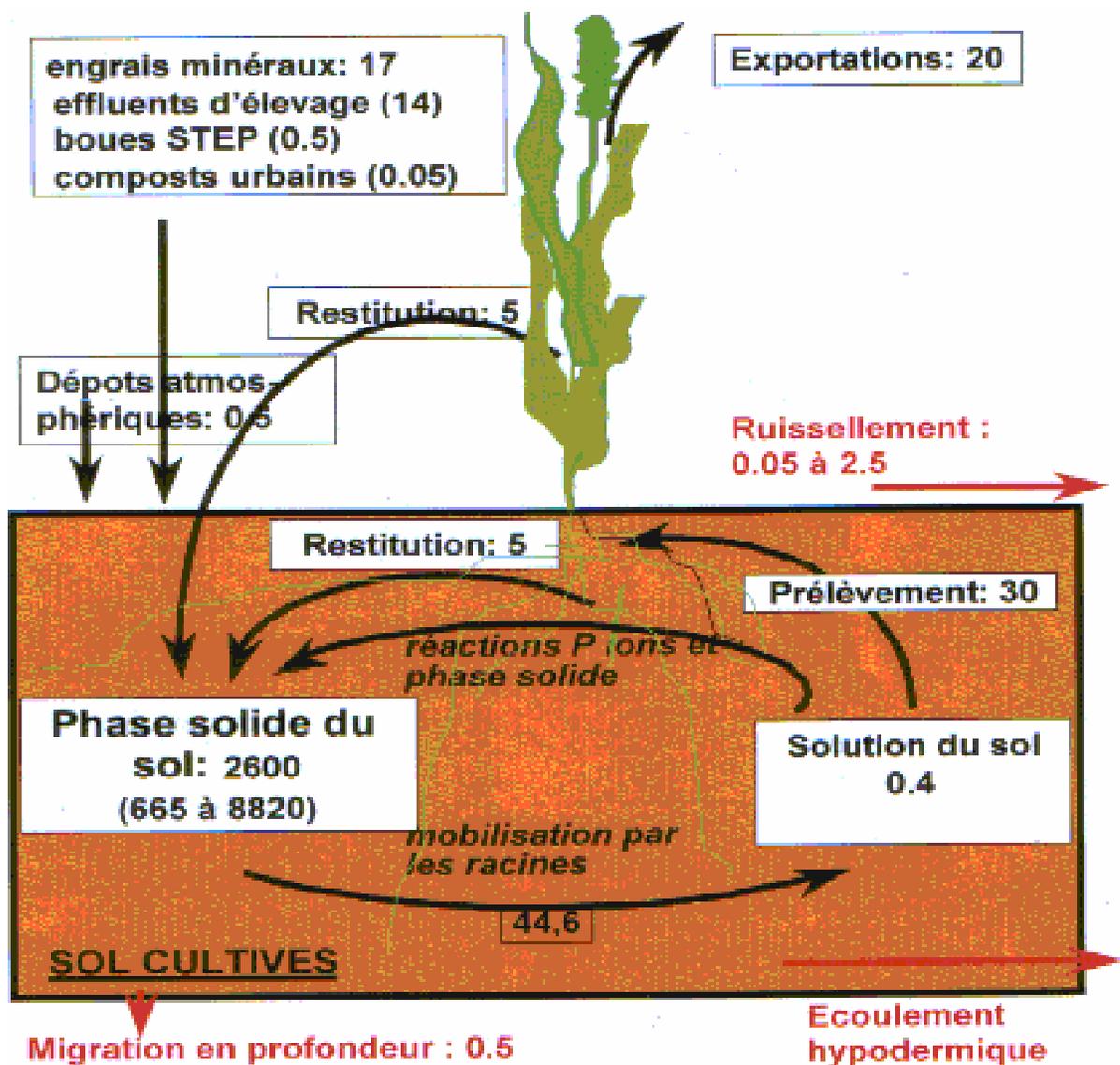
#### **3.3.6.2. P de la phase solide**

Un premier niveau d'analyse élémentaire consiste à étudier la répartition de la quantité totale de P du sol entre le P minéral, le P organique et le P de la biomasse microbienne (Figure 8). Dans les sols de grande culture, cultivés depuis plusieurs décennies, de l'ordre de 75% du P est sous forme minérale, plus de 20% sous forme

organique et le complément dans la biomasse microbienne du sol. Cette première observation pourrait signifier que la fraction phytodisponible du P du sol provient pour l'essentiel du P minéral. Ce serait oublier qu'entre les stocks de P dans le sol et le prélèvement de P par la racine des plantes cultivées, il y a l'ensemble des mécanismes évoqués précédemment. Une simple teneur même élevée n'est pas synonyme de forte participation à la nutrition phosphatée des plantes. Pour tenter d'affiner ce premier niveau d'analyse, la contribution au prélèvement de P par la culture de chacune des composantes minérale, organique et microbienne du P du sol a été estimée.



**Figure 8 :** Répartition dans des sols cultivés de régions tempérées des formes minérales, organiques et microbiennes. 26 sols cultivés pendant plusieurs décennies au Etas-Unis, Canada (Hedley et al., 1982 ; Tiessen et al., 1983 ; Wagar et al., 1986 ; Morel et al., 1996 , McKenzie et al., 1992), Angleterre (Brookes et al., 1982), Suisse (Oberson et al., 1993) et Australie (Dalal, 1997).



**Figure 9.** Ordre de grandeur des stocks et des flux de P (en kg P ha<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup>) dans une parcelle de grandes cultures sous climat tempéré. Ces valeurs sont une compilation de données publiées. L'apport de P sous forme d'engrais minéraux est la consommation moyenne nationale pendant la campagne 1998-99 ( Morel , 2002).

### 3.3.6.3. Fraction phytodisponible du P inorganique du sol

Le traçage isotopique est une méthode de choix pour quantifier et comparer l'origine du prélèvement d'un élément donné du sol par différentes espèces qu'elles soient ou non mycorhizées (Bolan, 1991 ; Morel et al, 1994). Dans cette méthode, on considère que les différents isotopes du P ( $^{31}\text{P}$ ,  $^{32}\text{P}$  et  $^{33}\text{P}$ ) ont des comportements strictement identiques et qu'il n'y a pas de discrimination isotopique durant les phénomènes étudiés que ce soit lors du prélèvement de P du sol par la plante ou pendant le transfert d'ions P entre le sol et la solution (Fardeau, 1981).

Quelques travaux ont montré l'identité de composition isotopique du P prélevé par différentes espèces cultivées, ray-grass, orge, soja, qu'elles soient ou non mycorhizées (Bolan, 1991 ; Morel et Plenchette, 1994) bien que les quantités prélevées varient parfois fortement . L'ensemble de résultats expérimentaux obtenus permet de conclure que dans les conditions de la pratique agricole courante les différentes espèces cultivées s'alimentent à partir de la même source de phosphore du sol. Cependant, il n'informe pas sur la nature de cette source (Morel , 2002) .

Pour ce faire, identifier la fraction du P phytodisponible du sol, deux études ont été réalisées en parallèle (Fardeau, 1981) : l'une sur le système sol-plante et l'autre sur le système sol-solution, toujours en utilisant le marquage et l'analyse de la dilution isotopique des ions P de la solution. La composition isotopique du P prélevé par une plante (ray-grass) a été mesurée après 2 et 3 mois de culture en pots dans des échantillons de sols ayant reçu des fertilisations croissantes de P . En parallèle, ils ont également déterminé la cinétique de la composition isotopique des ions P en solution dans une suspension de sol (rapport 1 g : 10 ml) à l'état stationnaire afin de quantifier le transfert par diffusion des ions P à l'interface sol-solution ( Morel , 2002 ) . Pour un sol donné, la composition isotopique du P prélevé sur une période de culture donnée ne diffère pas significativement de celle des ions P en solution déterminée sur la même période .

L'identité de composition isotopique à la fois des ions P en solution et du P prélevé par la plante a été confirmée et étendue à beaucoup d'autres systèmes sol-solution-plante-engrais . Cette approche a également été utilisée avec succès pour d'autres

éléments comme le potassium (Fardeau et al., 1979), le cadmium (Smolders et al., 1999; Gérard, 1999 ; Hutchinson et al., 2000), le nickel (Echevarria et al., 2000) ou le zinc (Sinaj et al., 1999). Ce résultat permet de conclure que :

a. d'une part l'origine du P prélevé est l'ensemble des ions P en solution et des groupements phosphate du sol qui diffusent à l'interface sol-solution. La fraction phytodisponible du P du sol est donc la somme du P dissous et de la fraction du P minéral du sol susceptible de passer en solution sous l'effet d'un gradient de concentration ;

b. et d'autre part, la méthode expérimentale utilisée, traçage et suivi de la dilution isotopique des ions P en solution dans une suspension de sol (1g : 10 ml eau distillée) à l'état stationnaire sans activité microbiologique ni modification des conditions chimiques, est parfaitement adaptée pour prévoir la phytodisponibilité du P du sol .

Ce résultat tend à montrer que le mécanisme majeur de mobilisation du P du sol par les racines pendant le prélèvement est la diffusion des ions phosphate à l'interface sol-solution et permet de considérer que les ions P diffusible du sol est la source majeure de P du sol absorbée par les racines. Compte tenu des conditions opératoires (pas de modifications physico-chimiques ni d'activité microbienne dans la suspension de sol), ce résultat laisse supposer que d'autres mécanismes, dissolution de minéraux phosphatés et minéralisation de P organique, n'interviendraient pas de manière significative dans la mobilisation du P par les racines dans les sols cultivés de longue date sous grande culture. Des études complémentaires ont donc été menées afin de préciser la contribution à la nutrition des plantes de quelques minéraux phosphatés, comme le P apatitique des phosphates naturels par exemple, et des autres composantes phosphatées du sol, comme le P organique et le P de la biomasse microbienne du sol ( Morel, 2002 ).

#### **3.3.6.4. Contribution à la nutrition des plantes de minéraux phosphatés**

Le prélèvement réel de P à partir de différent minéraux P a été mesuré dans des systèmes sol-plante et exprimé par rapport au prélèvement réel de P d'une forme soluble dans l'eau (le diammonium phosphate ou le triple-superphosphate) obtenu dans

les mêmes conditions de culture. ( Morel , 2002 ) . L'un est un phosphate de calcium de type apatitique; l'autre est un mélange de phosphate de calcium de type apatitique et de phosphate d'aluminium et de fer.

Le prélèvement relatif de P du phosphate naturel de Caroline du Nord augmente lorsque le pH du sol diminue, résultat en parfaite adéquation avec le diagramme de solubilité du phosphate apatitique. La valeur fertilisante du phosphate alumino-calcique, dont l'usage était recommandé en sol basique, est faible et indépendante du pH du sol.

Cet ensemble d'études confirme et précise que l'efficacité du P apatitique est étroitement dépendante de l'acidité du sol. En sol de pH neutre et basique, l'utilisation du P apatitique par la plante est faible et souvent proche du pourcent. Des effets rhizosphériques locaux et cumulés dans le temps, tel que l'excrétion de protons et/ou d'anions organiques (Hoffland et al., 1989 ;Staunton et al, 1996; Hinsinger, 1998; Kirk, 1999) par les racines pouvaient sur le long terme induire une dissolution significative du P de ces composés.

Afin de quantifier cet éventuel effet rhizosphérique. Des quantités massives de phosphate naturel de Gafsa (Tunisie), phosphate apatitique voisin du phosphate naturel de Caroline du Nord, ont été apportées pendant plusieurs années (Tableau 6). La phytodisponibilité du P des échantillons de sol fertilisés par des apports importants et répétés de phosphate naturel est non seulement inférieure à celle d'échantillon de sol ayant reçu les mêmes quantités de P soluble-eau mais surtout, elle est également inférieure à la phytodisponibilité du P du sol témoin qui n'a pas reçu de P( Morel, 2002).

Ces résultats, confirmés par l'étude de la solubilité et de l'extractabilité du P par la méthode Olsen (Tableau 6), indiquent que dans les conditions de plein champ, **la dissolution de phosphates minéraux, particulièrement peu solubles dans l'eau, peut probablement être négligée même après une longue période de 'maturation' dans le sol.**

Variables	Témoïn non fertilisé	TSP	Phosphate naturel	
Essai de Blesmes (Collaboration INRA-Laon, 1986). Apport de 100 kg P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ha <sup>-1</sup> an <sup>-1</sup> pendant 15 ans				
Phytodisponibilité : P prélevé par une culture de ray-grass (3 mois) mg P kg <sup>-1</sup> sol	15.3	22.2	13.5	
Solubilité : Cp* mg P L <sup>-1</sup>	0.16 0.34 0.13			
Extractabilité : P-Olsen mg P kg <sup>-1</sup>	19.2 28.8	14.4		
Dispositifs de l'INA-Paris-Grignon. Apport de 240 kg P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ha <sup>-1</sup> an <sup>-1</sup> pendant 4 ans après 1986 (Fardeau ,1991 ; communication personnelle)				
	Témoïn non fertilisé	TSP	Phosphate naturel	
Sans apport de P entre 1965 et 1986	Cp mg P L <sup>-1</sup>	0.04	0.47	0.03
Avec apport de P entre 1965 et 1986	Cp mg P L <sup>-1</sup>	0.31	1.11	0.29
<b>Tableau 6</b> : Phytodisponibilité, solubilité et extractabilité du P ajouté massivement sous forme de phosphate naturel de Gafsa ou de TSP dans deux dispositifs expérimentaux de plein champ. Comparaison avec un traitement témoin ne recevant aucun apport de P sur la même période. * Cp: concentration des ions P dans la solution filtrée (0.02µm) d'une suspension (1g :10 ml) de sol mise à l'équilibre pendant 16 h à 20°C (Morel , 2002).				

### 3.3.6.5. Contribution du P organique à la nutrition des plantes de grande culture

Dans les sols cultivés de longue date, le P organique représente en moyenne de l'ordre de 20 % du P du sol (Figure 8) alors que dans d'autres écosystèmes (prairies permanentes, forêts) le P organique peut représenter jusqu'à 80% du P total ( Morel , 2002 ) .

La minéralisation nette du P de la matière organique du sol (MOS) peut également être estimée en considérant la dégradation du carbone et le rapport C/P de la matière organique. Par exemple, en reprenant les données de Fardeau et al. (1988) relatives à des sols de parcelles de grande culture d'une exploitation , la teneur en carbone organique est de l'ordre de 1% (valeurs comprises entre 0.9 et 1.5%) avec des vitesses de minéralisation comprises entre 2.2 et 5% par an. En considérant un rapport C/P moyen de 100, ces 10 g C kg<sup>-1</sup> sol de la MOS représentent l'équivalent de 100 mg P-MOS kg<sup>-1</sup> sol. La libération nette annuelle de P par minéralisation varie donc entre 2.2 et 5 mg P kg<sup>-1</sup>. Comme dans les conditions du champ, seuls quelques pourcents d'un apport de P soluble-eau sont prélevés par la plante les mois suivants cet apport (Boniface et al., 1979; Morel, 1988), la contribution de la minéralisation du P organique du sol à la nutrition des plantes peut être estimée à environ 0.2 mg P kg<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup> (soit moins de 1 kg P ha<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup> qu'il faut comparer au 30 kg P ha<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup> prélevés en moyenne par les cultures (Figure 9).

En conclusion, malgré quelques évolutions significatives dans l'évaluation du flux brut et net du P minéralisé à partir des formes organiques, il subsiste néanmoins quelques incertitudes. Ces incertitudes ne permettent pas encore de disposer de méthodes suffisamment fiable et précise pour évaluer par exemple les conséquences de systèmes de culture différents sur le devenir à court et long terme du P organique des sols . En considérant la minéralisation annuelle nette du carbone et un rapport C/P moyen, la contribution du P minéralisé de la MOS peut être estimée à quelques pourcents pendant la période de prélèvement de P par la culture. **Par conséquent, la phytodisponibilité du P organique du sol peut, en première analyse, être négligée dans l'évaluation de la phytodisponibilité du P du sol ( Morel , 2002 ) .**

### 3.3.6.6. Libération du P contenu dans les produits organiques

De très nombreuses sources de matières organiques contenant du P sous forme minérale et organique, résidus végétaux divers, fumiers et lisiers, composts urbains et boues de stations d'épuration..., peuvent être enfouies dans les terres agricoles et participer temporairement à la nutrition des cultures. Des études, réalisées en pots de culture, ont d'ailleurs montré que l'utilisation à court terme du P apporté sous forme de résidus de végétaux (racines et parties aériennes de Ray-grass, paille de blé) est équivalente à celle d'une forme minérale soluble et qu'elle est contrôlée par le rapport C/N des résidus (Thibaud et al., 1989). La vitesse de décomposition des résidus organiques décroît lorsque le rapport C/N augmente (Friesen et al., 1997). La dégradation rapide des parois végétales permet de libérer le P minéral et le P organique facilement minéralisable. Cette libération rapide de P a d'ailleurs été confirmée dans les conditions du champ (Linères et al, 1990) en suivant, sur une année, le devenir du P contenu dans les résidus de récolte du maïs, laissé en surface pendant la période automnale et hivernale (5 mois), puis enfoui. Le devenir du P est étroitement lié à celui de l'azote des résidus. Presque 80% du P des résidus a été minéralisé avant le début de la période de prélèvement de P par la culture. Durant la période de prélèvement de P par la culture, seuls quelques pourcents du P restant sont minéralisés ce qui ne représente que quelques centaines de grammes de P. Compte tenu du coefficient d'utilisation du P apporté au champ, la fraction phytodisponible du P organique des résidus végétaux ne représente que quelques grammes des 45 kg P ha<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup> prélevé en moyenne par les cultures ( Morel C. , 2002 ). **En première approximation, la phytodisponibilité du P contenu dans les résidus de récolte peut donc être également négligée dans l'évaluation de la phytodisponibilité du P du sol.**

### 3.3.6.7. Phytodisponibilité du P de la biomasse microbienne du sol

Dans les sols de grande culture cultivés de longue date, le P de la biomasse microbienne ne représente que quelques pourcents du P total (Figure 8), équivalent à quelques dizaines de kilogrammes de P par hectare (Morel et al., 1996 ; Oberson et al., 1997). Les micro-organismes telluriques sont hétérotrophes pour le carbone et sont donc au repos jusqu'à ce qu'une source d'hydrates de carbone permette une reprise de leur activité. La rhizodéposition provenant des racines constitue un apport important

d'hydrates de carbone, estimé à environ 20% du carbone assimilé par la photosynthèse. La stimulation de la microflore dans la rhizosphère induit donc obligatoirement une immobilisation de P dans la biomasse microbienne. **Il est donc raisonnable de considérer la biomasse microbienne comme un compétiteur vis-à-vis des racines de la plante pendant la période d'absorption de P plutôt que comme une source de P.** Pour des boues peu stabilisées avec un C/N élevé le développement de la biomasse microbienne du sol induit une immobilisation nette de N et donc de P et une réduction de la phytodisponibilité du P de ces produits Guivarch (2001).

### **3.3.7. Bilan de la fraction phytodisponible du P du sol**

L'évaluation quantitative et mécaniste de la fraction phytodisponible du P du sol dans les systèmes sol-solution-plante dans les conditions du champ est délicate ( Morel, 2002 ) . La complexité de ces systèmes est grande par la multiplicité et la diversité des formes de P et par la multiplicité, la diversité et l'interactivité des mécanismes impliqués dans la régulation du transfert des ions P entre le sol et la solution puis entre la solution et la racine. L'étude de la mobilisation du P par les racines pose plusieurs problèmes méthodologiques :

- Les caractéristiques physiques, chimiques et (micro)biologiques du sol rhizosphérique sont largement conditionnées par la technique utilisée pour l'obtenir.
- Les évaluations du stock de P organique et des flux brut et net de minéralisation du P dans le sol ne sont pas suffisamment précises pour quantifier le rôle du P organique dans la nutrition des cultures.

**La fraction phytodisponible du P du sol a pour origine les ions P dissous et les groupements P de la phase solide du sol susceptibles de passer en solution. La quantification de cette fraction peut être faite dans des suspensions de sol (1 g sol : 10 ml eau désionisée) à l'état stationnaire en l'absence de modifications physico-chimiques et d'activité microbiologique.**

## **Chapitre II**

# **DYNAMIQUE DU PHOSPHORE DANS LES SOLS CALCAIRES**

## 1. Les sols calcaires :

Les sols calcaires sont très fréquents dans les régions méditerranéennes et désertiques . Notamment en Algérie, où on les rencontre aussi bien dans les régions semi-aride et arides ( Halitim , 1988 ) ; leur origine est due principalement à deux facteurs :

- Les roches : qui sont très fréquemment carbonatées et dolomitiques ou simplement riches en calcium.
- Les climats : souvent très arides, ainsi les régimes pluviométriques sont peu favorables à un entraînement profond ( lessivage ) du calcaire hors des sols.

La plupart des sols calcaires sont regroupés selon la classification CPCS (1967) parmi les sols peu évolués, calcimagnésiques, isohumiques et les sols fersiallitiques à réserves calciques ( Ruellan, 1976 ).

En Algérie, les sols calcaires ont fait l'objet de nombreuses études ponctuelles ou de synthèse. Il ressort que les sols contenant du calcaire dans un ou plusieurs de leurs horizons, sauf exception , se distribuent sur l'ensemble du Nord de l'Algérie. Ils peuvent être, dans beaucoup de cas , des sols à profils calcaires différenciés, particulièrement dans les étages bioclimatiques aride et semi-aride ( fig. 10 ) . Ainsi, le calcaire peut-il se trouver dans le sol sous trois formes principales:en concentration diffuse, en concentrations discontinues ( pseudo-mycelium , amas friables, nodules ) ou en concentrations continues ( encroûtements, croûtes, dalles, pellicules rubanées ) en fonction des facteurs du milieu (climat, roche, âge de la formation géomorphologique, topographie) et des conditions de genèse(Djili , 2000 ).

### 1.1. Définition d'un sol calcaire :

Un sol calcaire c'est un sol contenant du  $\text{CaCO}_3$  libre en quantité suffisante pour présenter une effervescence visible sous l'action d'HCl dilué à Froid. Le  $\text{CaCO}_3$  est souvent accompagné de  $\text{MgCO}_3$  (Lozet et al, 1990).

**Tableau 7** : Type d'effervescence en fonction de la teneur en  $\text{CaCO}_3$   
(Lozet et al, 1990)

Teneur	Réaction à l'HCl	$\text{CaCO}_3$ en %
Très faible	Décelable	< 2
Faible	Faible	2 – 10
Moyenne	Moyenne	10 – 25
Forte	Vive	25 – 50
Très forte	Très vive	> 50

A partir du tableau n°7 on en tire cinq (5) classes de sols calcaires :

C1 : sols très faiblement calcaires avec un taux de  $\text{CaCO}_3$  < 2%

C2 : sols faiblement calcaires avec un taux de  $\text{CaCO}_3$  de 2 à 10

C3 : sols moyennement calcaires avec un taux de  $\text{CaCO}_3$  de 10 à 25

C4 : sols fortement calcaires avec un taux de  $\text{CaCO}_3$  de 25 à 50

C5 : sols très fortement calcaires avec un taux de  $\text{CaCO}_3$  > 50

### 1. 2. Origine du calcaire dans le sol :

Le calcaire semble apparaître dans le sol suite à une altération de la roche mère sous-jacente qui au contact des solutions percolantes saturée en gaz carbonique dissout en  $\text{HCO}_3^-$  et de l'acide nitrique provenant de la nitrification de la matière organique va libérer du  $\text{Ca}^{++}$ .

La dissolution des carbonates et le transfert du calcium peut être suivi d'une précipitation de la calcite si la concentration en  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$  de l'eau dans le profil diminue ou à une précipitation lors de l'arrêt du drainage durant la période sèche. L'altération des roches calcaires va libérer progressivement différentes fractions, pierres, cailloux, graviers et sable grossier. Ceci est régit par les propriétés physiques de la roche principalement la porosité et la dureté (Duthil , 1973).

### 1.3. Classification des sols calcaires :

La classification et la dénomination des sols calcaires sont très variées.

- Dans le cadre de la classification française ( CPCS, 1967 ), ils sont pour la plus part regroupés parmi les sols peu évolués, les sols calcimagnésiques, les sols isohumiques, les sols fersialitiques à réserve calcique.

- Dans le cadre de la classification américaine (U.S.D.A., 1967) ce sont selon les cas, des inceptisols ( xerochrepts ). Des aridisols ( argids et orthides ) des mollisols ( Rendolls et Xérols ) des alfisols ( Xérolfs ).
- Dans le cadre de la légende de la carte mondiale des sols ( Dudal , 1968 in Ruellan , 1976 ) ce sont selon les cas : des fluvisols, des Rendzinas, des yermosols, des xérols, des castanozems, des cambisols ( Ruellan , 1976 ).

#### **1.4. Caractéristiques des sols calcaires :**

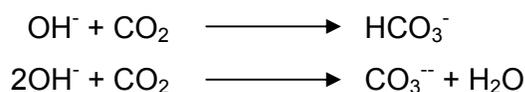
Les sols calcaires sont en général caractérisés par la présence d'un horizon d'accumulation du calcaire Bca qui peut être plus ou moins développé. Le calcaire peut se distribuer et s'individualiser de trois façons différentes :soit sous forme diffuse où il est sous forme de particules égales ou inférieurs à 1 mm ; soit en distribution discontinue où les principales formes sont pseudo-myceliums , amas friable ou nodules ; soit en concentration continue où l'horizon caractérisé par cette forme de calcaire est appelé encroûtement calcaire, sa teneur en carbonates est plus souvent supérieure à 60 % on en distingue les encroûtements non feuilletés ( Massifs ou nodulaires ) , les encroûtements feuilletés ( Croûtes ou dalles compactes) Et les encroûtements lamellaires ou pellicules rubanées.

#### **1.5. Mécanismes réglant le pH des sols calcaires :**

##### **1.5.1. Equilibre du système $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ :**

Le sol calcaire en particulier, doit être considéré comme un système dans lequel les équilibres géochimiques sont instables. Ces équilibres réglés en partie par les interfaces des phases solide/liquide/gaz sont en relation directe avec la dynamique de l'eau dans le sol et les cinétiques de dissolution du carbonate de calcium et du  $\text{CO}_2$  (Benabdi , 1993 ).

L'équilibre du système  $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  ne dépend que de la pression du  $\text{CO}_2$ , cette dernière constitue le seul paramètre de variation du pH et tamponne la solution dans le domaine des pH alcalins par formation des bicarbonates (Bonneau et al , 1979).



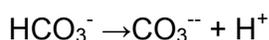
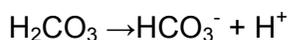
Le CO<sub>2</sub> consomme des OH<sup>-</sup> et freine aussi l'élévation du pH. La dissolution du CO<sub>2</sub> a donc des conséquences physico-chimiques, comme la variation du pH, mais aussi la dissolution du carbonate.

#### 1.5.1.1. La dissolution du CO<sub>2</sub> :

Une partie du CO<sub>2</sub> de la phase gazeuse est dissoute dans l'eau sous forme moléculaire. Le corps formé est l'acide carbonique :



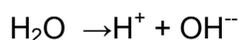
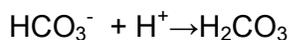
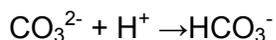
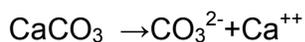
H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> s'ionise partiellement dans l'eau en ions HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> selon les réactions d'équilibre suivantes :



( Gallot et al, 1978 )

#### 1.5.1.2. La dissolution du carbonate de calcium ( CaCO<sub>3</sub> ):

Selon Gallot et al., (1978 ) la dissolution du CaCO<sub>3</sub> dans le système CaCO<sub>3</sub> – CO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O est caractérisée par une succession de réactions chimiques qui sont les suivantes :



#### 1.5.2. Facteur de variation du pH des sols calcaires :

Gallot et al ( 1978 ), se sont basés sur les résultats d'une expérimentation pour affirmer que la dissolution du CaCO<sub>3</sub> dans une solution entraîne une variation du pH (tab. 8) , ceci est fonction du rapport [CaCO<sub>3</sub>]/[H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>]. Le pH augmente lorsque la concentration en [H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>] diminue (tableau n°02 ).

**Tableau 8** : Variation du pH en fonction du rapport  $\text{CaCO}_3 / \text{H}_2\text{CO}_3$   
( Gallot et al , 1978 )

Sans phase solide ( $\text{CaCO}_3$ )			Présence de phase solide ( $\text{CaCO}_3$ )					
$\text{PCO}_2$ (atm)	$\text{H}_2\text{CO}_3$ moles/L	pH	$[\text{Ca}^{2+}]$ (mg/l)	$[\text{CaCO}_3]$ (mg/l)	$[\text{CaCO}_3]$ mole/l	$\frac{[\text{CaCO}_3]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]}$	$\text{Log} \frac{[\text{CaCO}_3]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]}$	pH
0	0	7	4	10	$10^{-4}$			9.9
$10^{-5.5}$	$10^{-7}$	6.7	4	10	$10^{-4}$	$10^3$	3	9.7
$10^{-4.5}$	$10^{-6}$	6.2	10	25	$10^{-3.6}$	$10^{2.4}$	2.4	9
$10^{-3.5}$	$10^{-3}$	5.7	10	40	$10^{-3.4}$	$10^{1.6}$	1.6	8.4

## 2. Les sols calcaires en Algérie

### 2.1. Localisation des sols calcaires en Algérie :

Les sols calcaires en Algérie sont localisés dans le nord du pays , où ils sont dans leur majorité faiblement à fortement calcaires. En dehors des conditions particulières de la pédogenèse, si les pluies sont importantes, les sols ne peuvent plus être calcaires même si la roche mère est calcaire (Djili, 2000). Toutefois les sols calcaires s'expriment mieux entre les isohyètes 270 et 500 mm ( fig. 10 ). Les sols les mieux pourvus en matière organiques se situent entre les isohyètes 400 et 600 mm, cette tranche pluviométrique coïncide aussi en partie avec le domaine des sols calcaires qui sont favorables à la conservation de la matière organique. Les taux de calcaire diminuent du sud vers le nord de l' Algérie, les fortes teneurs en calcaire se localisent préférentiellement dans les zones intérieures du pays.

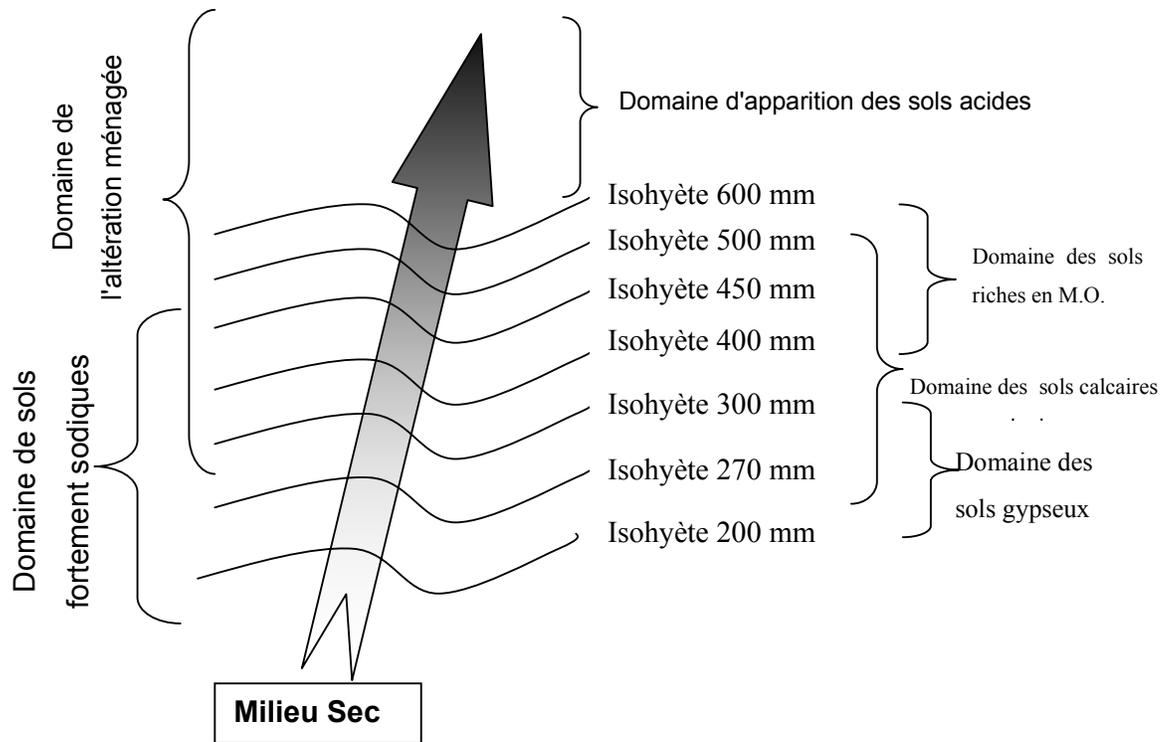
### 2.2. La spatialisation des taux de calcaire

L'étude menée par Djili ( 2000 ) a montrée que la longitude n'a pas d'effet significatif sur la répartition des taux de calcaire. En revanche, les taux de calcaire sont bien corrélés à la latitude ( fig.11 ) avec une tendance négative du sud vers le Nord . Les faibles teneurs en calcaire se distribuent préférentiellement dans la frange

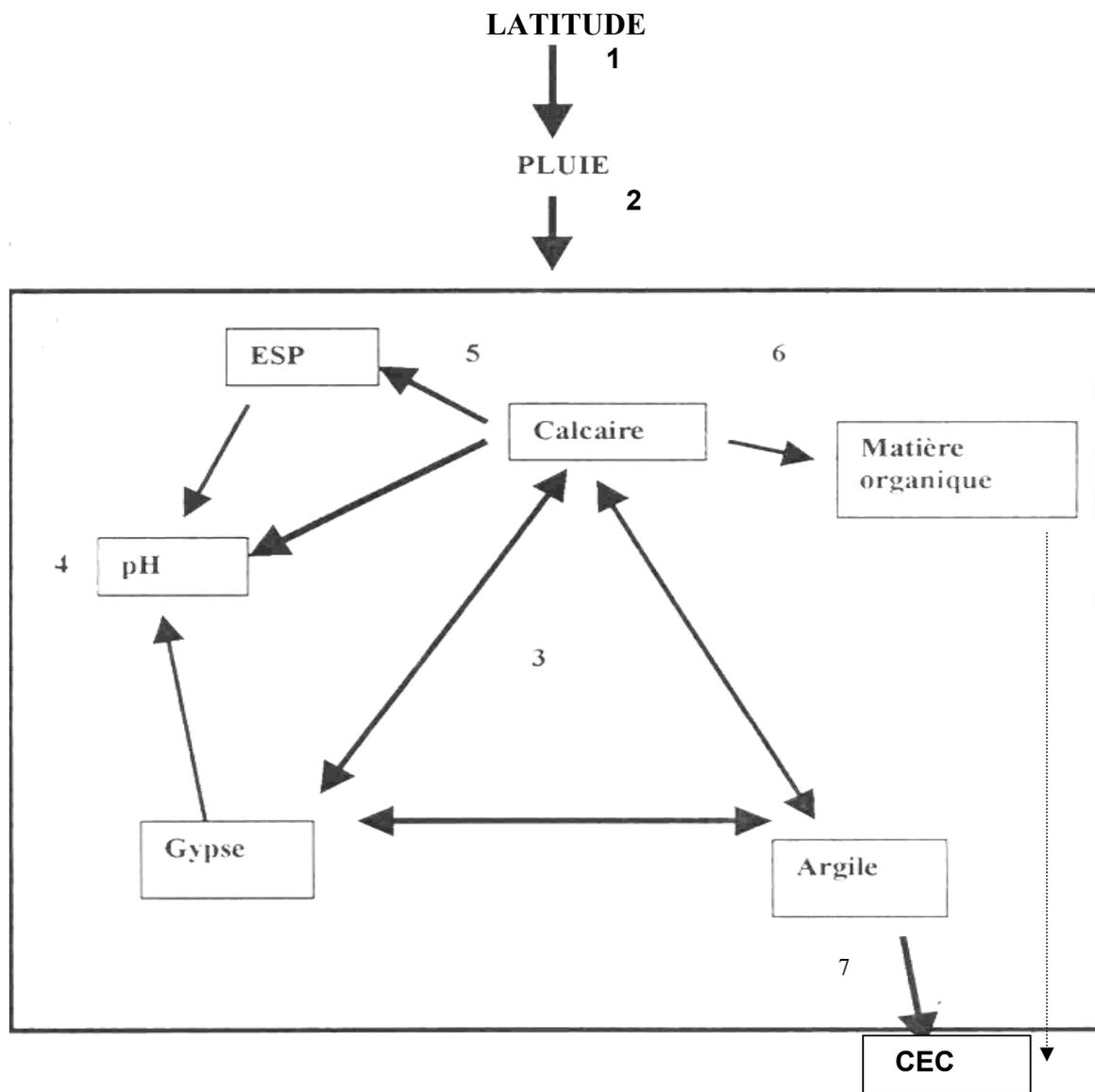
Nord du pays. Les forts taux en calcaire se localisent particulièrement dans les zones intérieures et correspondent aux régions steppiques et aux hauts plateaux. La distribution des formes du calcaire est analogue à celle de taux de cet élément .

Dans l'espace, les formes continues, quoi que relativement plus rares que les autres formes, se cottonent principalement dans les régions méridionales . Dans le profil, elles affectent surtout les horizons de profondeur ( $H_p$ ), un peu moins les horizons de sub-surface et rarement les horizons de surface. Les formes discontinues sont largement représentées et se distribuent aussi bien au Nord qu'au Sud . Elles sont les plus fréquentes dans les horizons médians ( $H_2$ ) et de profondeur des sols calcaires . La fréquence de la forme diffuse diminue du haut vers le bas du profil . De plus de 60% en surface , elle passe à environ 40% dans les horizons de sub-surface et à moins de 25% en profondeur. Ces résultats suggèrent que d'une façon globale, les taux de calcaire augmentent du Nord vers le Sud et du haut vers le bas du profil. La différenciation morphologique du calcaire suit la même voie.

## Milieu Humide



**Figure 10** : Représentation schématique de la distribution de quelques domaines pédologiques dans le Nord de l'Algérie ( Djili , 2000)



- Relation 1** : la latitude a une forte influence sur les auteurs des pluies.  
**Relation 2** : La pluie influence tous les paramètres sauf la CEC  
**Relation 3** : La relation entre le calcaire, le gypse et l'argile est d'ordre physique  
**Relation 4** : Le pH est contrôlé surtout par le calcaire et ensuite par le gypse et l'ESP.  
**Relation 5** : Le calcaire influence les valeurs de l'ESP.  
**Relation 6** : Le calcaire favorise la conservation de la matière organique.  
**Relation 7** : La CEC est particulièrement contrôlée par les argiles.

**Figure 11.** : Relation entre les différents paramètres pédologiques ( Djili , 2000)

### **2.3. Influence des hauteurs de précipitation sur la répartition latérale et verticale des taux de calcaire**

Les distributions des taux de calcaire dans l'espace et dans le profil sont liées à la pluviométrie actuelle et donc au climat. En effet, une étude de Djili (2000) a pu faire ressortir une relation significative entre les hauteurs des pluies et les taux de calcaire dans le sol. Les plus fortes teneurs se situent dans la gamme pluviométrique comprise entre 270 mm et 500 mm et correspondent donc à l'étage semi-aride. Les différences des moyennes des taux de calcaire des horizons de même catégorie entre les trois zones pluviométriques sont significatives. Ces résultats suggèrent que la distribution du carbonate de calcium dans le profil est régie particulièrement par la pluviométrie annuelle. Dans l'étage aride ( $P < 300\text{mm}$ ), les teneurs en calcaire sont assez fortes et sont relativement homogènes dans le profil. Dans l'étage sub-humide /humide ( $P > 600\text{mm}$ ), les taux de calcaires sont relativement faibles, surtout au niveau des horizons de surface et de sub-surface. Ici, le calcaire a tendance à s'accumuler en profondeur. La comparaison des moyennes des taux de calcaire entre les trois catégories d'horizons a confirmé ce résultat. En revanche, c'est dans l'étage semi-aride ( $350 < P < 450\text{mm}$ ) que le calcaire se différencie le plus dans le profil (fig. 10). Les différences de moyennes des teneurs en cet élément entre les trois catégories d'horizons sont toujours significatives. L'accumulation du calcaire dans cette zone est très nette en profondeur. La morphologie du profil calcaire est donc tributaire de l'étage bioclimatique. Dans l'étage aride, le profil calcaire est relativement homogène. Dans l'étage semi-aride, les accumulations calcaires sont importantes et bien différenciées dans le profil. Dans l'étage sub-humide/humide, les sols sont relativement peu pourvus en calcaire surtout dans leurs horizons de surface et de sub-surface .

### **2.4. Spatialisation des formes du calcaire**

La distribution des taux et des formes du calcaire et leur spatialisation mettent en évidence que la dynamique du carbonate de calcium dans l'espace et dans le profil est régie par les hauteurs des pluies actuelles . Elles confirment donc que cette dynamique est un phénomène de pédogenèse récente dont l'intensité des processus est régie par la pluviométrie annuelle actuelle ( Djili , 2000) . Ces résultats rejoignent ceux de Ruellan (1979) , de Pouget (1980) et de Halitim (1988) qui ont mis l'accent sur la dynamique verticale et latérale du carbonate de calcium même dans les zones

arides dont la pluviosité annuelle oscille entre 100 et 200 mm . Cependant c'est entre les isohyètes 270 et 500 mm que le carbonate de calcium s'exprime et se différencie le plus dans le profil . Ici , les pluies seraient suffisantes pour provoquer la dissolution des roches mais restent incapables de lixivier entièrement le carbonate de calcium hors du profil à cause d'un régime des températures des sols qui est « thermic » et du régime de l'humidité « xéric » voire même aridic .

### **3. Cycle du Phosphore en sols calcaires :**

Plusieurs chercheurs ont étudié le problème du phosphore dans les sols calcaires, et ont montré que les solutions diluées de phosphate ne précipitent pas dans ce milieu, cependant elles donnent lieu à une fixation très rapide à la surface des grains de  $\text{CaCO}_3$ , cette fixation augmente avec la finesse de grain (Demolon,1968) .

Le pouvoir fixateur ( adsorption ) et l'insolubilisation sont considérés comme deux facteurs très importants de l'efficience des engrais phosphatés en milieu calcaire ( Duthil, 1976 ). Selon ce même auteur la fourniture d'ions  $\text{PO}_4^{3-}$  dans un milieu calcaire est assurée par l'apport d'engrais et la minéralisation de la matière organique d'origine végétale ou animale, les ions libérés dans le milieu se répartissent de la manière suivante :

1. Une partie reste à l'état dissout dans la solution du sol.
2. Une partie se fixe sur les divers sites d'adsorption affectés par le milieu ( calcaire, argile, matière organique ).
3. Et enfin une partie s'engage dans des réactions avec le calcium et le magnésium. Ces derniers se trouvent dans des proportions élevées à l'état libre et combiné en contribuant à l'élévation du pH, entraînant la précipitation de l'ion phosphorique (fig. n°15).

Il y a donc 2 principaux mécanismes : l'adsorption et l'insolubilisation du phosphate .

#### **3.1. L'adsorption :**

L'adsorption est fonction du pouvoir fixateur du sol. En sol calcaire ce pouvoir fixateur peut varier de 100 à 600 ppm pour porter la solution du sol au standard de 2mg/l ( Duthil, 1976 ). L'adsorption des ions ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) sur le calcaire est une réaction chimique de surface conduisant à la formation de germes superficiels des

phosphates calciques ( Arvieu, 1980 ). Ces derniers évoluent progressivement en hydroxylapatite ( $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ ) ou en phosphate octocalcique ( $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6$ ) (Morel, 1996 ).

Selon Soltner ( 1986 ), le calcaire peut également fixé les anions  $\text{PO}_4^{3-}$  sous forme assez facilement échangeable ou " auto diffusible " à condition que le pH ne soit pas trop élevé et que le sol soit riche en humus, et peut dans ce cas contribuer à la nutrition de la plante.

### 3.2. L'insolubilisation du phosphate :

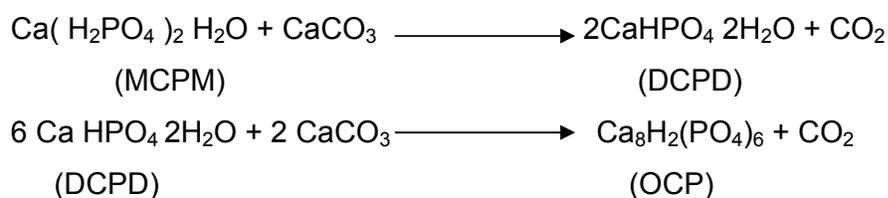
La séquence d'insolubilisation du phosphore est bien connue depuis les travaux d'Arvieu (1972 ), ainsi que dans ses travaux ultérieurs (1974, 1980).

Dans les sols non calcaires, les phosphates monocalciques peuvent demeurer sous cette forme en sols neutres ou légèrement acides, mais se transforment en phosphates de Fer et d'Aluminium dès que l'acidité augmente ( Morel, 1996 ).

Dans les sols calcaires, une première réaction transforme le phosphate monocalcique en phosphate dicalcique dihydraté ( Arvieu, 1972 ).

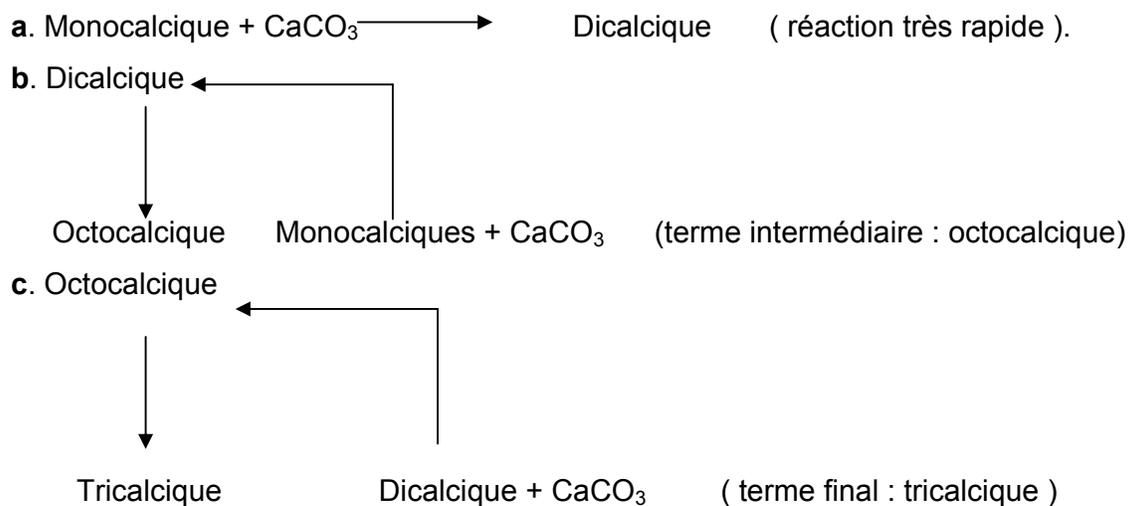
Le dicalcique n'est pas stable et évolue vers des formes plus riches en calcium et de moindre solubilité.

Il se forme en particulier un phosphate intermédiaire : l'octocalcique selon les réactions :

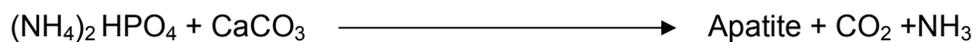


Ces deux étapes se produisent d'autant plus tôt et avec une vitesse d'autant plus grande que la température ou la quantité de  $\text{CaCO}_3$  mise en expérience sont plus élevées (Arvieu, 1974 ).

On peut admettre que le phosphate monocalcique réagit rapidement avec le calcaire en donnant un mélange de dicalcique, tricalcique et hydroxyapatite en proportion variable et suivant les schémas suivants :



La réaction (a) est une réaction très rapide, les réactions b et c sont lentes et retardées par l'abaissement de la température. La réaction de CaCO<sub>3</sub> sur le phosphate dicalcique dihydraté implique en effet l'hydrolyse de celui-ci, et aussi le phosphate octocalcique s'hydrolyse lentement à son tour avec dissolution du phosphore et formation d'apatite plus basique. Il est à noter que le dicalcique anhydre se transforme directement en hydroxylapatite. Avec le phosphate diammoniaque, Arvieu (1980) a pu constater que la précipitation des ions phosphoriques par réaction avec CaCO<sub>3</sub> est lente mais il y a précipitation directe d'apatite très cristallisée en une seule étape :



Le phosphate tricalcique peut encore évoluer vers des formes plus calciques de type apatitique ( Duthil, 1976 ).

Toutes ces apatites, obtenues en milieu calcaire sont carbonatées, c'est à dire qu'à leur surface ou dans leur structure des ions CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> viennent se substituer des ions PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>. Notons, fait important, que cette évolution du phosphate monocalcique est corrélative d'une perte sévère de solubilité ( Morel, 1996 ).

La précipitation du phosphore par le calcaire donne des phosphates de rapport Ca/P variable notamment le dicalcique, l'octocalcique, le tricalcique et l'hydroxylapatite ( Boisshot, 1968 ).

En menant une expérience sur le vieillissement du phosphore dans des sols calcaires, Gachon (1973) a trouvé que les phosphates solubles introduits dans ces sols se trouvent en majeure partie plus ou moins rapidement engagés dans des composés phosphocalciques de moins en moins solubles. Selon Duthil (1976), l'insolubilisation moyenne du phosphore en sol calcaire est de l'ordre de 30% des apports .

Enfin certains facteurs peuvent influencer la précipitation du phosphore en milieu calcaire :

\* Réactivité du calcaire : la réactivité chimique du carbonate dépend de la finesse de cristallisation, les particules fines possèdent un pouvoir d'adsorption plus élevé que les grossières ( Dibbe, 1973 ).

\* Présence d'ion  $Mg^{+}$  : Arvieu et Bouvier(1974) ont confirmé après leur étude concernant l'action des ions  $Mg^{2+}$  sur l'hydrolyse du phosphate dicalcique dihydraté et qui l'ont suivi par mesure du pH du milieu réactionnel que les ions  $Mg^{+2}$  modifient le processus d'hydrolyse du phosphate dicalcique dihydraté (DCPD).

- Soit en retardant ou inhibant cette réaction,

- Soit en modifiant son déroulement et provoquant l'apparition des composés nouveaux : phosphate trimagnésien.

\* La température et l'humidité : Une température élevée favorise la précipitation du phosphore et une humidité importante permet une mobilité plus grande des ions phosphatés.

\* Substances humiques : la présence de faible quantité d'acides humiques en solution empêche la transformation de phosphate dicalcique (DCPD) en phosphate octocalcique (OCP) donc l'humus inhibe la précipitation des apatites ( Schaefer, 1976 ). Si l'excès de  $Ca^{++}$  conduit à l'insolubilisation du phosphore, l'humus agit comme un antidote .

### **3.3. Précipitation des phosphates de calcium ( P-Ca ) :**

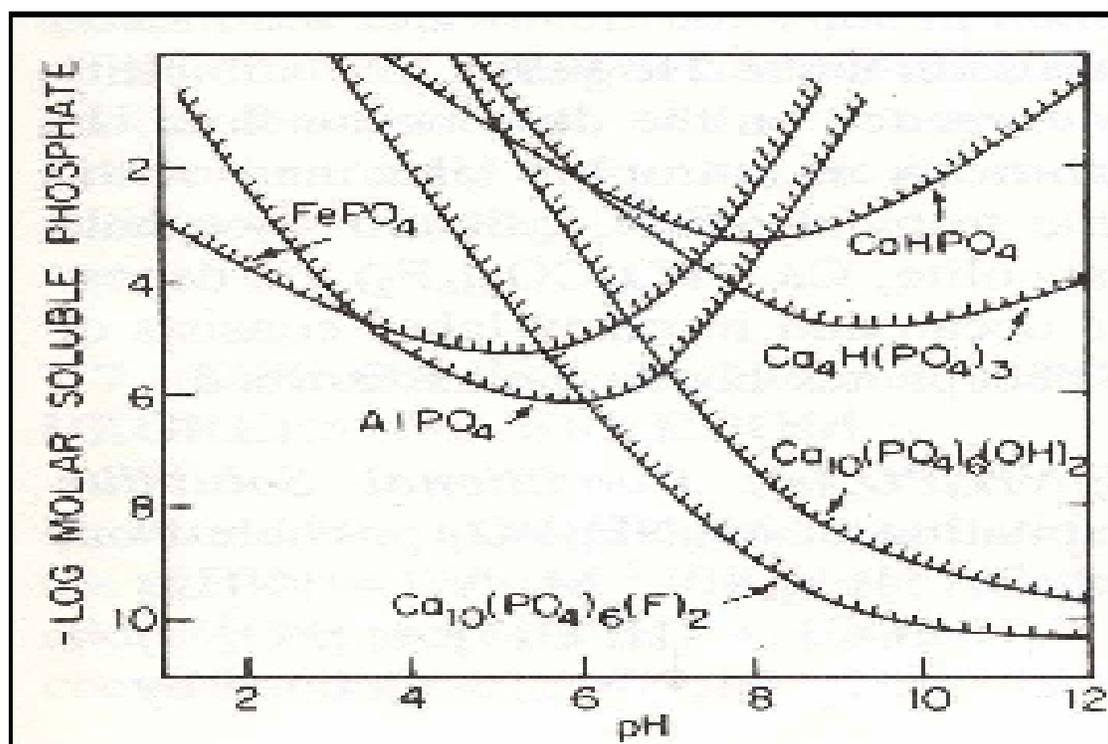
Parmi les différentes formes solides de phosphates de calcium ( tableau 9 ), les apatites sont les plus stables . Plusieurs substitutions isomorphiques sont possibles dont les formes les plus connues sont l'hydroxyapatite (HAP) ( $Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$ ) et la fluoroapatite (FAP) ( $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$ ) .

La phase initiale formée lors de la précipitation de phosphates de calcium dépend des caractéristiques de la solution. Zoltek (1974) rappelle que les formes

trouvées dans différentes études diffèrent énormément . La théorie de Ostwald-Gay Lussac, généralement admise , établit que la forme thermodynamique la moins stable, et donc la plus soluble est souvent la plus facilement précipitable. Dans ces conditions, l'ordre de formation de précipités de phosphates de calcium serait : phosphate dicalcique, phosphate tricalcique, phosphate octocalcique puis les apatites si des impuretés ne perturbent pas le système .

La précipitation de phosphates de calcium dépend fortement des conditions physico-chimique de la solution. Les p.H. basiques favorisent cette précipitation comme le montre la figure 10.

Plusieurs caractéristiques de la précipitation homogène de phosphates de calcium ont été montrées dans des travaux de Song et al ( 2001, 2002 ) . On le comprend par le calcul de l'indice de saturation vis-à-vis de l'HAP, le pH, la concentration en calcium et en phosphore de la solution initiale sont des facteurs contrôlant la précipitation .



**Fig 12** : Diagramme de solubilité de divers composés de Ca , Fe et Al de phosphates calculés pour une concentration en Ca de  $1.10^{-3}\text{M}$ (Stumm et al., 1996)

**Tableau 9** :Différents composés de phosphates de calcium ( Stumm et al.,1996)

	<b>Composé</b>	<b>Formule chimique</b>	<b>Ca/P</b>
<b>1</b>	Hydroxyapatite ( HAP )	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$	1.67
<b>2</b>	Fluoroapatite ( FAP )	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$	1.67
<b>3</b>	Phosphate octocalcique ( OCP )	$\text{Ca}_4\text{H}(\text{PO}_4)_3$	1.33
<b>4</b>	Phosphate tricalcique ( TCP )	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	1.5
<b>5</b>	Phosphate dicalcique ( DCP )	$\text{CaHPO}_4$	1
<b>6</b>	Phosphate monocalcique ( MCP )	$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$	0.5

### 3.4. Interaction de P avec les éléments minéraux :

Selon Clément (1990) , les éléments nutritifs sont susceptibles d'exercer les uns sur les autres des actions qui aboutissent soit à stimuler, soit à inhiber leur absorption par le végétal (Tableau 10) .

**Tableau 10** : Relation entre les éléments nutritifs (Loué, 1987)

	P	K	Ca	Mg	Fe	Na	Mn	Cu	Zn
P			B		P		B		B
K			A	A	S/B	A			
Ca	B	A		A	A	A	B	B	B
Mg	B	A	A			A			
Fe	P	S/B	A				A	A	A
Na		A	A	A					
Mn	B		B		A				A
Cu			B		A				
Zn	B		B		A		A		

**A** : Antagonisme

**B** : Blocage ou inhibition

**P** : Précipitation mutuelle

**S** : Synergie ou interaction positive

## Conclusion :

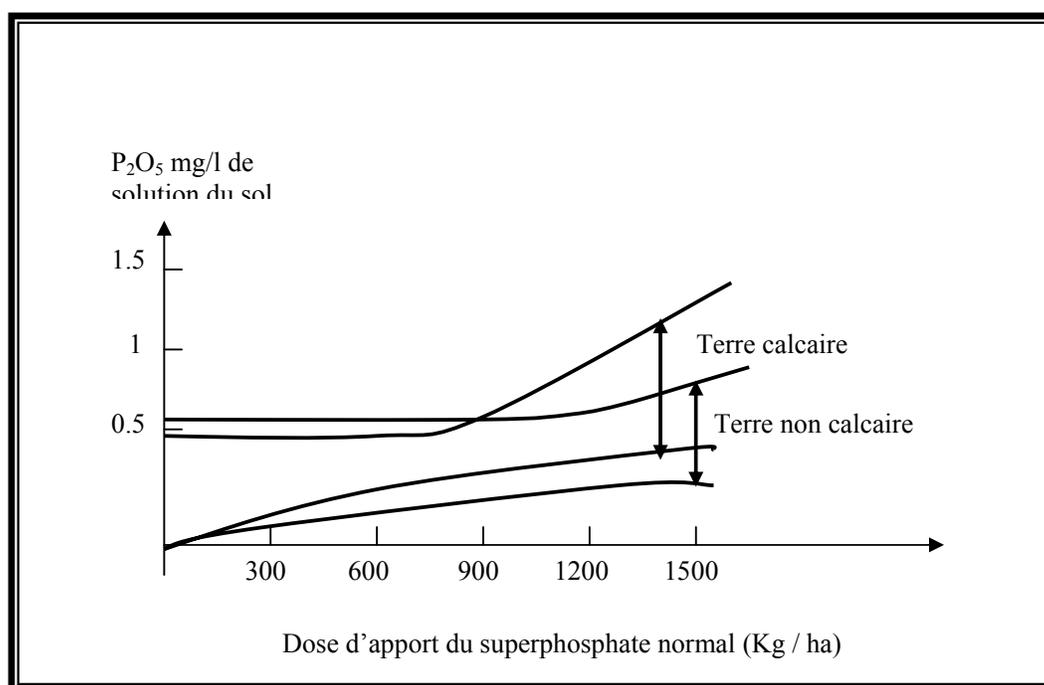
La dynamique du phosphore dans les sols calcaires est un problème extrêmement complexe

L'état du phosphore est certainement complexe à la suite des réactions du phosphore avec  $\text{CaCO}_3$ .

En effet, les phosphates introduits dans ces sols calcaires se trouvent en majeure partie plus ou moins rapidement engagés dans des composés phosphocalciques de moins en moins solubles ( Arvieu, 1980 ).

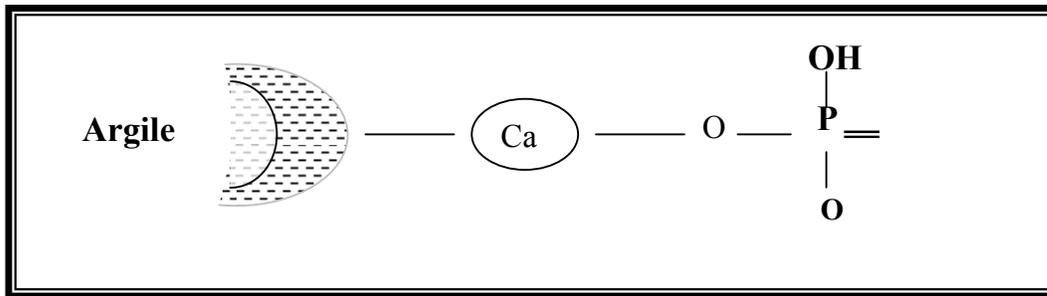
Le calcaire ( $\text{CaCO}_3$ ) exerce un rôle protecteur vis-à-vis des ions phosphoriques, contre leur adsorption énergétique par le fer libre et leur précipitation n'existe qu'à des pH élevés supérieur à 8 (Gervy, 1970).

La figure 11 représente : Le rôle protecteur du  $\text{CaCO}_3$  vis-à-vis des ions phosphoriques.



**Fig 13 :** Rôle protecteur du  $\text{CaCO}_3$  vis-à-vis des ions phosphoriques (Gervy, 1970)

En concentration faible le  $\text{CaCO}_3$  peut avoir un rôle positif. Effectivement il sert comme pont ( fig.14 ) pour la fixation d'ions phosphoriques qui restent, sous forme échangeable (Gervy, 1970).



**Fig 14 :** Liaison phosphore argile par pont calcique (Gervy, 1970)

Les ions phosphoriques électronégatifs, sont retenus dans le sol, sur le calcium, l'anion se transforme progressivement en phosphate calcique (Morel, 1996).

Le calcium est le principale cation d'échange dans le sol et permet le bon fonctionnement du pouvoir adsorbant, il agit favorablement sur la fixation du phosphore. Il favorise la vie microbienne en agissant sur les conditions de vie des micro-organismes et il accélère la décomposition des matières organiques (Eliard, 1979).

Dans les sols calcaires, l'évolution d'une partie des phosphates solubles vers des formes peu solubles ou insolubles conduit à prévoir des apports très supérieurs aux exportations par les récoltes (Morel, 1996).

Dans les sols carbonatés le  $\text{CaCO}_3$  ou le  $\text{Ca}^{+2}$  réagit avec les ions phosphoriques " $\text{HPO}_4^{-2}$ " et le fait précipiter sous une forme insoluble "tricalcique" (DIEHL, 1975).



Le calcaire est souvent présenté comme un véritable poison de l'acide phosphorique, qu'il rendait inefficace en le faisant rapidement évoluer vers les formes irrécupérables c'est la rétrodégradation, selon le schéma suivant :

Phosphate monocalcique :  $[\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2]$

Phosphate bicalcique :  $[\text{Ca}_2(\text{HPO}_4)_2]$

Phosphate tricalcique :  $[\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2]$

Phosphate octo-calcique :  $[\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6]$

Ce dernier pouvant encore évoluer en vieillissant vers les formes plus calciques de type apatitique (Conesa, 1969; Gervy, 1970).

La précipitation de phosphore n'existe qu'à des pH élevés. Ce précipite colloïdale est d'ailleurs facilement dissout dans l'eau chargée de CO<sub>2</sub>. Soit les acides humiques.

Le calcaire a une action floculante sur les colloïdes minéraux et organiques du sol, action nécessaire à l'établissement d'un état structural satisfaisant et stable, et permettant au sol de créer des réserves en éléments nutritifs.

Parmi les actions fâcheuses d'un excès de calcaire , le blocage éventuel d'oligo-éléments, provoquant des carences induites, et concernant les éléments Fe, B, Cu, Mn, Zn. Insolubilisation de la calcite au niveau des racines dont le fonctionnement se trouve perturbé, obstacle à la minéralisation de la matière organique par effet d'enrobage ( Morel, 1996).

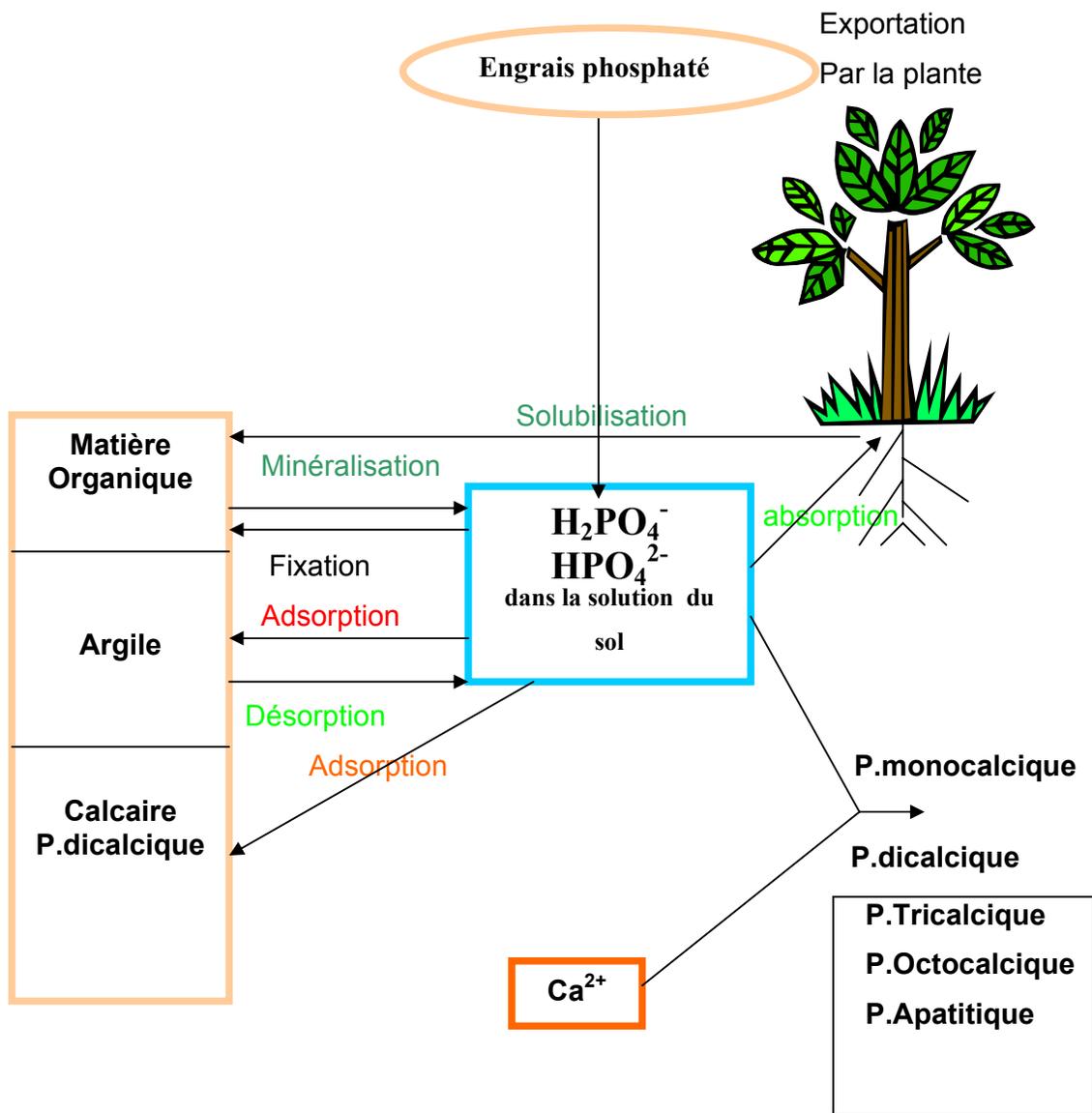


fig. 15 : Cycle du phosphore en sol calcaire (Duthil , 1976)

**Chapitre III**  
**METHODES DE DOSAGE**  
**DU PHOSPHORE**  
**ASSIMILABLE**

## **1. Le phosphore « assimilable » :**

La définition du phosphore « assimilable » ou bio-disponible est relativement facile dans son concept, c'est l'ensemble du phosphore d'un système sol-solution qui peut rejoindre la solution sous forme d'ions phosphate pendant un temps compatible avec les possibilités de prélèvement du végétal en croissance (Fardeau, 1997). Les différentes formes d'anions métabolisés par les végétaux se présentent sous les formes : ( $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ) ; les uns dissous dans la solution du sol, d'autres plus ou moins fortement adsorbés sur les surfaces externes des minéraux argileux et sur les surfaces sorbantes des oxyhydroxyde de fer et/ou d'aluminium et susceptibles d'être rapidement mobilisables vers la solution ( Mathieu et al., 2003).

Or, cette quantité de phosphore assimilable est très variable selon le pas de temps considéré comme nécessaire pour alimenter la plante (un jour, un mois, trois mois, etc.). L'utilisation d'ions phosphore marqués, initiée par Barbier (1954) et développée par Fardeau (1981, 1993) et Morel et al., (2000) a permis de montrer l'importance des cinétiques de transfert potentiel des ions phosphate de la phase solide vers la phase liquide ou vice-versa d'une part et de relativiser d'autre part la définition proposée, correspondant habituellement à un résultat de méthodes d'extraction chimique dont l'agressivité et/ou la force ionique sont souvent sans commune mesure avec celles rencontrées dans la rhizosphère .

Cela étant, pour une caractérisation complète du phosphore assimilable, les méthodes d'extractions chimiques, si elles ne peuvent nous fournir d'informations sur les paramètres intensité et capacité et/ou sur les cinétiques de transfert potentiel des ions phosphate, nous fournissent cependant un paramètre quantité selon les cas des extractants. Ce paramètre quantité, étroitement associé à l'expérimentation culturale, reste encore à ce jour un critère de valeur en matière de fertilisation phosphatée des sols agricoles.

## **2 – Les méthodes du dosage du phosphore assimilable :**

### **2.1. Généralités :**

La détermination du phosphore total est rarement demandée car elle présente très peu d'intérêt agronomique. D'après Fardeau et al. (1994), les teneurs totales varient largement suivant la nature du matériau parental : de 0,2 à 4 g de  $\text{P}_2\text{O}_5$  / kg pour la plupart des sols, de 3 à 10 g de  $\text{P}_2\text{O}_5$  / kg pour des sols développés sur roches

volcaniques ou à partir de certaines craies. Dans un bon nombre de cas, on observe de fortes corrélations entre le phosphore total et certains éléments traces métalliques (Cu, Ni, Pb, Zn, Cd et Ti selon les types de sols considérés) (Baize, 2000).

Cette analyse nécessite donc la transformation des formes relativement insolubles du phosphore vers des formes solubles compatibles avec les méthodes de dosage colorimétrique. Dès lors, le phosphore total est déterminé après une attaque énergétique à l'acide ou par fusion alcaline. Divers acides peuvent être utilisés: acide nitrique, acide perchlorique ou une combinaison de deux acides (fluorhydrique et perchlorique). Les résultats obtenus par la fusion alcaline sont supérieurs à ceux obtenus par attaque à l'acide et la fusion alcaline est généralement considérée comme la méthode la plus fiable ( Laurent et al., 1991).

Quant à l'estimation du phosphore « assimilable », elle est particulièrement délicate car on tente d'extraire par des agents chimiques les formes présumées biodisponibles et combinées dans le sol sous de multiples aspects.

Comment peut-on trouver un réactif susceptible de reproduire le mieux possible l'action d'extraction des racines, et convenable pour tous les types de sols et ceci d'autant plus depuis que l'on sait à présent combien la dynamique de cet élément dans le sol est complexe. Depuis plus d'un siècle, les chercheurs ont proposé plusieurs réactifs d'extraction et divers modes opératoires sans pouvoir retenir une seule méthode universelle satisfaisante dans une large majorité de cas (Espiau , 1994 ) .

Devant la multiplicité de ces méthodes, comme pour la plupart des analyses chimiques du sol, le choix sera surtout fait en fonction des propriétés du sol à analyser (sol calcaire, sol à pH neutre ou acide) et également en fonctions des données acquises ultérieurement (Banques de données) et servant de références pour l'interprétation.

Dans le choix des méthodes, trois tendances principales se dégagent : la première, la plus ancienne et la plus simple, a pour but d'extraire par dissolution plus ou moins sélective à l'aide de solutions conventionnelles les composés phosphorés contenus dans le sol ; la deuxième utilise toujours des solutions conventionnelles mais procède à un fractionnement des diverses formes minérales du phosphore, à savoir le phosphore soluble, puis le phosphore lié à l'aluminium, puis au fer, au

calcium et enfin au phosphore résiduel, créant ainsi une notion de compartiments susceptibles de représenter l'ensemble des formes du phosphore « assimilable » ; et la troisième se propose de caractériser le phosphore disponible en termes de cinétique de transfert entre phase solide et phase liquide en tenant compte du temps comme variable importante des facteurs de biodisponibilité (Fardeau et al., 1994 ; Morel *et al.*, 2000).

Dans la première tendance, la quantité extraite est évidemment variable selon la méthode utilisée. La concentration de l'échantillon extrait est calculée par comparaison avec une gamme connue (étalons) et mesurée par passage au spectrophotomètre.

Dans la quasi-totalité des méthodes par extraction, le dosage du phosphore est basé sur la formation et la réduction d'un complexe de l'acide orthophosphorique et de l'acide molybdique. La réduction du phospho-molybdate s'accompagne d'une coloration bleue dont l'intensité est proportionnelle à la quantité de phospho-molybdate réduit et par conséquent à la quantité de phosphore présent dans le milieu considéré.

Dans l'extraction , le rôle de facteurs physiques tels que :

- La durée de contact terre/solution d'extraction,
- Le genre et le degré d'agitation mécanique,
- La température d'extraction,

est extrêmement important. Étant donné que tous ces facteurs sont susceptibles de donner lieu à des variations du taux de phosphore extrait, il faut absolument que le procédé d'extraction soit *rigoureusement normalisé*. Ceci est également valable pour le procédé utilisant le fractionnement par phase successive (Mathieu C. et al., 2003).

## **2.2. Les principales méthodes pour doser le phosphore « assimilable » :**

### **2.2.1. Méthode Dyer (1894) :**

Cette méthode utilise comme solution d'extraction l'acide citrique à 2 % à pH = 2. Elle est reconnue satisfaisante pour les sols neutres ou acides (Colomb, 1982). On l'utilise aussi dans le cas des sols déjà enrichis par les engrais phosphatés. Cette méthode est largement utilisée dans les laboratoires commerciaux français. La quantité de phosphore extrait par cette méthode est aussi un des critères

pour différencier l'épipédon mollique et l'épipédon anthropique dans la *Soil Taxonomy*.

### **2.2.2. Méthode Bray et Kurtz n° 2 (1945) :**

Cette méthode extrait le phosphore en milieu acide ( $\text{HCl} + \text{NH}_4\text{F}$ , à  $\text{pH} = 1,5$ ) tout en complexant l'aluminium lié au phosphore. Cette méthode n'est guère utilisable pour les sols proches de la neutralité ( $\text{pH} = 6,5$  à  $7,5$ ) ou pour les sols déjà enrichis en phosphore par apport d'engrais. Elle est très utilisée pour les sols acides ( $\text{pH} = 5,5$ ) surtout s'ils sont riches en fer (sols ferrallitiques). Cette méthode est largement utilisée dans les pays anglophones.

### **2.2.3. Méthode Olsen (1954) :**

Cette méthode permet de déterminer le phosphore alcalino-soluble extrait par  $\text{NaHCO}_3$  à  $\text{pH} = 8,5$ . Initialement développée pour les sols calcaires, elle a aussi donné de bonnes caractérisations pour le phosphore disponible des sols non calcaires, par exemple les sols neutres ou légèrement acides (Morel *et al.*, 2000).

Aussi est-elle très utilisée en routine en France et en Angleterre pour ces types de sols. Cependant, pour les sols nettement acides et particulièrement pour les sols ferrallitiques, on lui préfère en France, la méthode Olsen modifiée Dabin et pour les sols nettement calcaires, la méthode Joret-Hébert. D'après Fardeau *et al.*, (1988), le phosphore extrait par cette méthode serait de nature plus voisine du phosphore isotopiquement échangeable que le phosphore contenu dans tout autre extrait, à l'exception cependant du cas des sols acides ; c'est celle qui, en général, extrait le moins de phosphore peu mobile.

### **2.2.4. Méthode Olsen modifiée Dabin(1976):**

Cette méthode permet d'extraire, par un mélange de bicarbonate de sodium et de fluorure d'ammonium à  $\text{pH} = 8,5$ , la totalité du phosphore soluble et du phosphore lié au calcium et à l'aluminium, une partie du phosphore lié au fer et certainement aussi un peu de phosphore organique.

Dans les sols contenant de très faibles quantités de phosphore extractible, comme les sols ferrallitiques, il semblerait que le réactif utilisé dans cette méthode puisse extraire plus de phosphore que dans le cas de la méthode Olsen simple (Dabin, 1967). Cette méthode est très utilisée en France et en Afrique francophone

et elle est recommandée pour les sols ferrallitiques mais également pour les sols à pH neutres et les sols calcaires.

#### **2.2.5. Méthode Joret-Hébert (1955):**

Cette méthode utilise l'extraction à froid par une solution d'oxalate d'ammonium à pH = 7, à la température de 20 °C et sous agitation bien définie. Le respect du pH = 7 doit être rigoureux, une variation du pH conduisant à une variation de la quantité dissoute de phosphore. Elle est largement utilisée en routine, en France, pour les sols calcaires contenant plus de 3 % de carbonate de calcium.

#### **2.2.6. Méthode Truog (1930) :**

La méthode est basée sur l'emploi d'un acide très dilué, acide sulfurique 0,001 N ; sa capacité est accrue par l'addition de sulfate d'ammonium à raison de 3g par litre qui tamponne la solution à pH 3. Le rapport prise d'essai/solution est de 1/200.

#### **2.2.7. Méthode Chang et Jackson (1957):**

Cette méthode réalise le fractionnement du phosphore minéral du sol sur une même prise d'essai par une succession de traitements avec des réactions choisies dans le but de solubiliser sélectivement diverses combinaisons particulières du phosphore et de connaître ainsi les différentes formes du phosphore existant dans le sol. Le chlorure d'ammonium extrait les formes les plus solubles de cet élément. Le fluorure d'ammonium est actif vis-à-vis des phosphates d'aluminium (fraction dite P-Al). La soude est destinée à faire passer en solution les phosphates ferriques (fraction dite P-Fe). L'acide sulfurique dissout les phosphates calciques (fraction dite P-Ca). Le citrate de sodium combiné à l'hydrosulfite de sodium attaque et solubilise les phosphates ferriques enrobés dans des précipités d'hydroxydes de fer et/ou d'alumine (fraction dite P-Fe soluble dans les réducteurs). Le fluorure d'ammonium agit de même sur les phosphates aluminiques libérés par le traitement précédent (fraction dite P-Al occlus).

Gachon (1972) utilisant cette méthode pour mesurer les quantités d'ions phosphoriques labiles extraites successivement par chacun des réactifs proposés après avoir soumis l'échantillon dans l'eau en présence de phosphore radioactif, estime que la méthode n'est pas mieux appropriée à fournir des critères d'interprétation de la fertilité phosphorique des sols que d'autres méthodes

traditionnelles d'extraction chimique ,et cela sans tenir compte de la somme de travail qu'elle exige .Toute fois la détermination du phosphore labile par dilution isotopique et incontestablement beaucoup plus instructive tout en étant plus facile .

D'autre part, l'utilisation de cette méthode n'est pas recommandée pour les sols ayant reçu d'importantes doses d'engrais phosphatés. En effet, les engrais vont former des réactions intermédiaires et on ne sait pas comment ils réagissent avec les réactifs utilisés pour le fractionnement. Il semble, entre autres, que le phosphore extrait par le fluorure d'ammonium provienne des produits de réaction avec les engrais phosphatés.

### **2.2.8. Méthode cinétique de désorption ( IMPHOS , 1980 ) :**

Cette méthode simule l'action des racines du végétal en utilisant une résine échangeuse d'anions. Le phosphore se présente dans la solution du sol sous forme anionique. On sait en outre qu'il se déplace très faiblement vers les racines par diffusion : la racine absorbe tout le phosphore ionique en solution dans un volume de sol correspondant au volume du chevelu radiculaire, dans les cinq jours qui suivent la pénétration de la racine dans la zone de sol considérée, à une distance n'excédant pas un millimètre autour de la racine.

C'est pourquoi la méthode utilisée avec les résines simule l'action des racines du végétal par désorption du phosphore à des temps différents d'agitation : 1/2 h, 1 h, 2 h, 4 h, 6 h, 24 h, 48 h, 72 h, 9 jours, 21 jours. Si on appelle  $Q_i$  la quantité de phosphore désorbée au temps  $t$ , on obtient des couples  $(Q_i, t_i)$  qui donnent l'allure de la désorption. Ces allures varient très largement d'un type de sol à l'autre et d'une manière générale,  $Q$  croît avec le temps  $t$  pour atteindre une valeur limite, le maximum n'étant pas toujours atteint en 21 jours. L'élution du phosphore adsorbé sur la résine est effectuée par l'acide sulfurique. Le phosphore élue est dosé par colorimétrie à 760 nm. Bien qu'apparemment, simple et intéressante dans son principe, cette méthode est très difficile à utiliser en routine et présente certaines faiblesses dans son fonctionnement (« relargage » d'autres anions qui interfèrent sur le dosage, maîtrise du pH de la suspension, etc.). Si bien qu'en matière de recherche la méthode est quasiment abandonnée pour être remplacée par des méthodes plus pertinentes concernant la relation sol/solution/racines, telles les méthodes d'électro-ultrafiltration et d'échanges isotopiques.

### 2.2.9. Méthode cinétique d'échanges isotopiques :

Cette méthode, initiée par Barbier dès 1971 puis développée ensuite par Fardeau et Morel , utilise les ions phosphates  $^{32}\text{PO}_4$  et  $^{33}\text{PO}_4$  . Elle permet l'analyse des cinétiques de transfert potentiel des ions phosphates de la phase solide vers la phase liquide et vice-versa.

Cette méthode permet ainsi de mesurer le nombre et la taille des compartiments présents intervenant dans les échanges sans avoir à extraire ces compartiments (schéma mamellaire).

Il a été aussi montré la différence de mobilité selon ces compartiments. Le phosphore « assimilable » se répartit entre des compartiments qui contiendraient des ions instantanément échangeables puis des quantités d'ions mobiles entre 1 minute à 1 jour, entre 1 jour à 3 mois, entre 3 mois et 1 an et en plus d'une année (Fardeau et al., 1994). Nous avons donc affaire à un ensemble très hétérogène qui nous conduit à nous poser des questions majeures en matière de fertilisation phosphatée sachant qu'une culture annuelle ne reste en place que quelques mois et ne prélève du phosphore que durant 3 à 4 mois. Bien qu'extrêmement intéressante par son aspect applicatif, cette méthode est restée du domaine de la recherche et ne sera probablement jamais utilisée en routine eu égard aux difficultés de manipulation qu'elle présente (Fardeau et al., 2001). Ceci n'empêche pas que la méthode nous apporte de très précieux enseignements sur les modalités de fertilisation phosphatée des milieux étudiés selon ce protocole.

Plus que pour d'autres types d'analyses, nous nous trouvons ici en présence d'une situation paradoxale particulière concernant l'analyse agronomique d'un élément majeur, à savoir :

– Que l'approche extractive standard, bien que très pénalisante eu égard à l'information recherchée, reste la seule approche analytique possible en routine ; que l'approche « échange isotopique » donnant accès à l'ensemble des facteurs du système (dont le facteur temps) ne peut se développer dans les laboratoires d'analyses en séries ou de faible capacité.

## **3.Méthodes de dosage détaillées du phosphore assimilable en sols calcaires :**

### **3.1. Méthode Olsen**

#### **3.1.1. Principe**

Le phosphore est extrait par agitation avec une solution d'hydrogénocarbonate de sodium à pH = 8,5. La solution alcaline d'hydrogénocarbonate peut abaisser la concentration des ions calcium par précipitation sous forme de carbonate de calcium et celle des ions aluminium et ferriques par précipitation sous forme d'hydroxydes. La concentration des ions phosphate augmente en conséquence et le phosphore «assimilable» peut être extrait de l'échantillon de terre par la solution d'hydrogénocarbonate de sodium et filtration (Dewis et al., 1984).

Cette solution d'extraction a tendance à dissoudre les matières organiques, elle donne parfois des extraits colorés. Aussi avant de procéder à la formation du bleu de molybdène, on utilise du charbon activé pour adsorber les matières organiques solubles (le carbone activé doit être exempt de phosphate et n'avoir aucune action sur les ions phosphate).

#### **3.1.2. Matériel**

- Fioles jaugées de 100,500,1000 et 2000 ml ;
- Bêchers de 600 et 800 ml;
- Eprouvettes de 100, 250, 500 et 1 000 ml;
- Pipettes à 1 trait de 5, 10, 25 et 40 ml;
- Micropipettes de 0,5 et 1 ml;
- Macropipette digitale de 1 à 10 ml ;
- Filtre plat avec dispositif pour filtration sous vide ;
- Bouteilles à agitation de 250 ml, 1 par échantillon ;
- Poire propipette ;
- Balance analytique à 0,1 mg ;
- Balance de précision à 0,001 g ;
- Bec bunsen + trépied + plaque isolante ;
- Agitateur-mélangeur rotatif ;
- pH-mètre ;

- Bain-marie ;
- Etuve ;
- Spectrophotomètre réglé à 660 nm, assurant une précision de 0,001 d'absorbance, équipé de cuves de 10 mm de trajet optique ;
- Réfrigérateur ;
- Pissette ;
- Thermomètre de 0 à 100 °C ;
- Papier absorbant ;
- Papier millimétré ;
- Papier filtre Whatman n° 40 diamètre 125 mm ou de qualité équivalente .

### **3.1.3.Réactifs**

#### **3.1.3.1.Eau déminéralisée**

#### **3.1.3.2. Solution d'hydroxyde de sodium (NaOH), 2 %**

Dissoudre 20 g d'hydroxyde de sodium p.a. dans une fiole jaugée de 1 000 ml contenant environ 800 ml d'eau déminéralisée (3.3.1.3.1). Ajuster au volume. Homogénéiser.

#### **3.1.3.3.Solution d'extraction (NaHCO<sub>3</sub>) 0,5 mol.L<sup>-1</sup>**

Dissoudre 42,01 g d'hydrogencarbonate de sodium p.a. séché une nuit à l'étuve, dans une fiole jaugée de 1 000 ml contenant environ 900 ml d'eau déminéraliser (3.3.1.3.1). ajuster au pH = 8.5 avec la solution d'hydroxyde de sodium (3.3.1.3.2) avant d'ajuster au volume. Homogénéisée. Prévoir des quantités suffisantes.

#### **3.1.3.4. Solution de molybdate d'ammonium ((NH<sub>4</sub>)<sub>6</sub> Mo<sub>7</sub> O<sub>24</sub> , 4 H<sub>2</sub>O), 2,5 % dans l'acide sulfurique (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) 5 mol.L<sup>-1</sup>**

Dissoudre 25 g de molybdate d'ammonium tétra hydraté dans une fiole jaugée de 1 000 ml contenant 300 ml d'eau déminéralisée (3.3.1.3.1) tiède. Laisser refroidir. *Ajouter lentement* 282 ml d'acide sulfurique (95 %, d = 1,83) et laisser refroidir. Ajuster au volume. Homogénéiser.

*Conserver au réfrigérateur. Ne pas utiliser une solution vieille de plus d'un mois.*

#### **3.1.3.5. Solution de chlorure stanneux (Sn Cl<sub>2</sub>, 2H<sub>2</sub>O), 1 %**

Dissoudre 1 g de cristaux de chlorure stanneux p.a. dans 40 ml d'acide

chlorhydrique concentré (37 %,  $d = 1,19$ ) dans une fiole jaugée de 100 ml contenant déjà 50 ml d'eau déminéralisée (3.3.1.3.1). Chauffer légèrement jusqu'à dissolution. Refroidir. Ajuster au volume. Homogénéiser.

**À préparer toutes les 4 heures** avec du chlorure stanneux frais. On ne doit pas employer de vieux stocks de chlorure stanneux avant de s'être assuré de leur concentration en ions stanneux. Le chlorure stanneux sert à faire apparaître la couleur bleue du molybdate.

#### **3.1.3.6. Charbon de bois, activé, purifié**

Avant usage, faire un test pour rechercher d'éventuelles traces de phosphore dans le charbon activé, en agitant 2 g de prise d'essai avec 40 à 50 ml de la solution d'extraction (3.3.1.3.3). Filtrer et ajouter 10 ml de la solution de molybdate (3.3.1.3.4). Agiter de nouveau. S'il y a formation de la couleur bleue du molybdène et que le test révèle la présence d'une quantité mesurable de phosphore, le stock de charbon doit être purifié.

Agiter alors ce stock avec une quantité suffisante de la solution d'extraction (3.3.1.3.3). Filtrer et laver soigneusement le charbon avec de l'eau déminéralisée (3.3.1.3.1). Répéter le test pour s'assurer de l'absence de phosphore. Sécher à l'étuve. Éviter d'employer des stocks de charbon fortement contaminés par des phosphates.

#### **3.1.3.7. Solution d'acide sulfurique ( $H_2SO_4$ ), 20 %**

Dans une fiole jaugée de 1 000 ml contenant environ 700 ml d'eau déminéralisée (3.3.1.3.1) verser très lentement 210 ml d'acide sulfurique p.a. (95 %,  $d = 1,83$ ). Ajuster au volume. Homogénéiser.

#### **3.1.3.8. Solution mère de phosphore (P) $50 \mu g \cdot mL^{-1}$**

Dissoudre 0,2197 g de potassium dihydrogénophosphate ( $KH_2PO_4$ ) (phosphate mono potassique)(préalablement séché à 105 °C durant une nuit). Dans une fiole jaugée de 100 ml contenant environ 600 ml d'eau déminéralisée (3.3.1.3.1). Ajouter 25 ml de la solution d'acide sulfurique (3.3.1.3.7). Ajuster au volume. Homogénéiser.

### 3.1.3.9. Solution fille de phosphore (P) 1 $\mu\text{g}\cdot\text{mL}^{-1}$

Pipeter 10 ml de la solution mère (3.3.1.3.8) et verser dans une fiole jaugée de 500 ml. Ajuster avec de l'eau déminéralisée (3.3.1.3.1). Homogénéiser.

### 3.1.3.10. Solutions étalons de phosphore (P)

Pipeter à la pipette respectivement 0, 5, 10, 15, 20 et 25 ml de la solution fille (3.3.1.3.9) et verser dans une série de fioles jaugées de 100 ml. Ajouter 5 ml de la solution d'extraction (3.3.1.3.3) puis 10 ml de la solution de molybdate (3.3.1.3.4) et agiter légèrement. Quand le dégagement de gaz carbonique s'arrête, ajuster avec de l'eau déminéralisée (3.3.1.3.1) et ajouter 0,5 ml de la solution de chlorure stanneux (3.3.1.3.5) et agiter par renversement. On obtient ainsi des solutions étalons de 0, 0.05, 0.10, 0.15, 0.20 et 0.25  $\text{pg}\cdot\text{ml}^{-1}$ . Attendre 15 min et passer au spectrophotomètre à 660 nm dans les 20 min qui suivent.

### 3.1.4. Mode opératoire

- Avant l'extraction, la solution d'extraction (3.3.1.3.3) doit être portée à 25 °C, au bain-marie.
- Peser 5 g de sol sec tamisé à 2 mm et le transférer dans une bouteille à agitation de 250 ml. Ajouter 100 ml de la solution d'extraction (3.3.1.3.3) et agiter 30 min.
- Filtrer dans une fiole de 100 ml.
- Si le filtrat n'est pas incolore, lui ajouter 1 g de charbon de bois (3.3.1.3.6), agiter 3 min et filtrer de nouveau.
- Faire un témoin avec le charbon de bois : 1 g de charbon (3.3.1.3.6) et 100 ml de la solution d'extraction.
- Prélever 10 ml de l'extrait et verser dans une fiole jaugée de 100 ml.

#### > Attention

Lorsqu'on doit prélever moins de 10 ml de l'extrait (teneurs élevées en phosphore), il faut compléter à 10 ml avec la solution d'extraction (3.3.1.3.3).

- Ajouter 10 ml d'eau déminéralisée (3.3.1.3.1) puis 10 ml de la solution de molybdate (3.3.1.3.4) et agiter légèrement.
- Quand le dégagement en gaz carbonique s'arrête, ajuster avec de l'eau déminéralisée (3.3.1.3.1), en ayant soin de bien laver le col de la fiole.
- Ajouter 0,5 ml de la solution de chlorure stanneux (3.3.1.3.5) et agiter par

Renversement .

- En prenant le témoin comme référence , ajuster à 0,00 l'absorbance du spectrophotomètre réglé à 660 nm .
- Attendre 15 min, puis passer au spectrophotomètre à 660 nm, lire l'intensité de la coloration bleue en absorbance.

### > Remarque

La coloration diminue d'intensité après 45 min, aussi faut-il ajouter le chlorure stanneux à des intervalles de temps ajustés d'une manière appropriée (chaque minute, par exemple) de manière à s'assurer que les lectures de l'intensité de la coloration bleue de molybdène, relatives à chaque échantillon, soient faites à environ 10 min de temps après l'addition de ce réactif, et dans tous les cas, à pas plus de 20 min.

### 3.1.5. Calculs

Après lecture au spectrophotomètre, préparer un graphique sur papier millimétré. L'axe des X étant l'absorbance et l'axe des Y la concentration de phosphore ( $\mu\text{g.mL}^{-1}$ ) dans les solutions étalons.

Tracer la droite d'étalonnage et déterminer à l'aide de cette droite la concentration ( $\text{pg.mL}^{-1}$ ) de phosphore contenu dans les échantillons

### Calcul

$$P(\mu\text{g.g}^{-1})=(K\times V)/(A\times S) = 2K$$

où K : microgrammes de phosphore déterminés sur la courbe d'étalonnage ( $\mu\text{g.ml}^{-1}$ ),

V : volume d'extraction en ml (100 ml),

A : aliquote prélevée en ml (10 ml),

S : poids de la prise de terre en g (5 g).

### 3.1.6. Interprétation :

Phosphore en ppm	Niveau
<15	Pauvre
15 à 30	Moyen
>30	Riche

## **3.2. Méthode Joret-Hébert**

### **3.2.1.Principe**

Le sol est agité à froid dans une solution aqueuse d'oxalate d'ammonium à pH = 7, à la température de 20 °C et sous agitation bien définie dans un rapport déterminée prise d'essai/solution. Le respect du pH doit être rigoureux, une variation du pH conduit à une variation de la quantité dissoute du phosphore. Le dosage se fait par spectrophotométrie à 825 nm du complexe phosphomolibdique réduit par l'acide ascorbique en milieu sulfurique à chaud.

### **3.2.2. Matériel**

- Flacons à agitation de 150 ml fermant hermétiquement, 1 par échantillon ;
- Fiole jaugée de 2 000 ml ;
- Fioles jaugées de 1 000 ml ;
- Fioles coniques de 100 ml, 1 par échantillon ;
- Béchers de 50, 500 et 1 000 ml ;
- Tubes à essai de Ø int. de 17 mm ;
- Eprouvettes de 250 et 500 ml ;
- Pipettes à 1 trait de 20 et 100 ml ;
- Pipettes graduées de 0 à 10 ml ;
- Pipettes de précision à 1 trait de 1 ml, 1 par échantillon ;
- Burette de 10 ml à 1/20 ;
- Burette de 10 ml à 1/10 ;
- Entonnoirs, 1 par échantillon ;
- Balance de précision à 0,001 g ;
- Balance analytique à 0,01 g ;
- pH-mètre ;
- Bain-marie ;
- Bec Bunsen + trépied et plaque isolante ;
- Etuve ;
- Agitateur mélangeur rotatif ;
- Agitateur vibrant type vortex ;
- Pissette ;
- Spectrophotomètre réglé à 825 nm, assurant une précision de 0,001

d'absorbance, équipé de cuves de 10 mm de trajet optique ;

- Papier millimétré ;
- Papier absorbant ;
- Papier filtre sans cendres (Whatman 540 ou 542).

### **3.2.3. Réactifs**

#### **3.2.3.1. Eau déminéralisée .**

#### **3.2.3.2. Solution d'ammoniaque (NH<sub>3</sub>) 0,1 mol.L<sup>-1</sup>**

Diluer 9,24 ml d'ammoniac p.a. (20 %, d = 0,92) dans une fiole jaugée de 1 000 ml contenant environ 500 ml d'eau déminéralisée (3.3.2.3.1). Ajuster au volume. Homogénéiser.

#### **3.2.3.3. Oxalate d'ammonium mono hydraté p.a. [(NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub> C<sub>2</sub> O<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O]**

#### **3.2.3.4. Solution d'extraction d'oxalate d'ammonium [(NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub> C<sub>2</sub> O<sub>4</sub> ,H<sub>2</sub>O] à pH = 7**

Dissoudre 28,48 g d'oxalate d'ammonium p.a. (3.3.2.3.3) dans un bécher de 1 000 ml contenant environ 600 ml d'eau déminéralisée (3.3.2.3.1) chaude à environ 80 °C. Verser dans une fiole jaugée de 2 000 ml, ajouter encore 500 ml d'eau déminéralisée si nécessaire pour dissoudre le produit et agiter. Laisser refroidir à 20 °C. Ajouter 850 ml d'eau déminéralisée. Ajuster à pH = 7 avec la solution d'ammoniaque (3.3.2.3.2). Ajuster au volume. Homogénéiser.

#### **3.2.3.5. Solution de molybdate d'ammonium ((NH<sub>4</sub>)<sub>6</sub> Mo<sub>7</sub> O<sub>24</sub>,4H<sub>2</sub>O) dans de l'acide sulfurique (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) 5 mol.L<sup>-1</sup>**

Dissoudre 37,5 g de molybdate d'ammonium tétra hydraté p.a. dans 200 ml d'eau déminéralisée (3.3.2.3.1) tiède (dissolution lente) et laisser refroidir.

Dans un autre bécher de 1 000 ml contenant environ 500 ml d'eau déminéralisée, introduire très lentement 282 ml d'acide sulfurique concentré (d = 1,84, 95 %) et laisser refroidir. Verser la solution d'acide sulfurique dans une fiole jaugée de 1 000 ml. Ajouter très lentement et en agitant constamment la solution de molybdate d'ammonium (3.3.2.3.5) à l'acide sulfurique. Ajuster au volume avec de l'eau déminéralisée (3.3.2.3.1). Homogénéiser.

Le réactif peut se conserver plusieurs années à l'abri de la lumière.

### **3.2.3.6. Solution d'acide sulfurique (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) à 5 mol.L<sup>-1</sup>**

En agitant et en refroidissant en permanence, verser doucement 282 ml d'acide sulfurique concentré p.a. (d = 1,83 ; 95 %) dans environ 500 ml d'eau déminéralisée dans une fiole jaugée de 1 000 ml. Refroidir à 20 °C. Ajuster avec de l'eau déminéralisée. Homogénéiser.

### **3.2.3.7. Solution de formol (HCHO) à 36 % ± 2 % et habituellement vendu avec 10 % de méthanol comme stabilisant**

#### **3.2.3.8. Réactif de coloration**

Ce réactif est à utiliser dans l'heure suivant sa préparation.

Dans une fiole jaugée de 1000 ml contenant 650 ml d'eau déminéralisée, dissoudre :

- 1 g d'acide ascorbique p.a. (C<sub>6</sub>H<sub>8</sub>O<sub>6</sub>) ;
- 50 mg de thiosulfate de sodium pentahydraté p.a. (Na<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>3</sub> , 5 H<sub>2</sub>O) pour prévenir l'interférence des arsénates (As<sup>5+</sup>) en les réduisant en arsénites (As<sup>3+</sup>);
- 50 ml de solution de formol (3.3.2.3.7) (en l'absence de formol le thiosulfate de sodium induirait un trouble à la solution).

Ajouter dans l'ordre :

- 100 ml de la solution d'acide sulfurique (3.3.2.3.6) ;
- 150 ml de la solution de molybdate (3.3.2.3.5).

Mélanger, le volume de ce mélange est d'environ 900 ml.

### **3.2.3.9. Solution mère de phosphore (P) 500 µg.mL<sup>-1</sup>**

Dissoudre 2,1965 g de potassium dihydrogénophosphate p.a. (KH<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>) (phosphate mono potassique) « préalablement séché à 105 °C durant une nuit» dans une fiole jaugée de 1 000 ml contenant environ 900 ml d'eau déminéralisée . Ajouter 2 gouttes de chloroforme ; celui-ci sert à conserver la solution. Ajuster au volume. Homogénéiser.

On peut également utiliser 2,873 g de di-sodium hydrogénophosphate à 2 molécules d'eau p. a. (Na<sub>2</sub>HPO<sub>4</sub> , 2 H<sub>2</sub>O) (phosphate disodique bi hydraté) ou se servir d'une solution étalon commercialisée prête à l'emploi (généralement 1 000 ng.mL<sup>-1</sup>).

### 3.2.3.10. Solutions étalons de phosphore (P)

Pipeter à la micropipette respectivement 0 ; 0,5 ; 1 et 2 ml de la solution mère (3.3.2.3.9) et verser dans une série de fioles jaugées de 100 ml. Ajouter 1,42 g d'oxalate d'ammonium p.a. (3.3.2.3.3). Ajuster avec de l'eau déminéralisée (3.3.2.3.1). Homogénéiser. On obtient ainsi des solutions étalons de 0 ; 2,5 ; 5 et 10  $\mu\text{g}.\text{ml}^{-1}$ .

Les solutions étalons doivent être conservées au réfrigérateur et régulièrement préparées.

### 3.2.4. Mode opératoire

- Dans un bécher de 50 ml, peser 4 g de sol sec tamisé à 2 mm et introduire la prise d'essai dans un flacon à agitation.
- Ajouter 100 ml de la solution d'extraction (3.3.2.3.4). Fermer hermétiquement le flacon.
- Sans attendre, agiter durant 2 h, à  $20\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , l'agitateur étant réglé à 35 tr/min.
- Filtrer aussitôt dans une fiole conique de 100 ml. L'extrait doit être limpide. En cas de doute, éliminer les premiers ml du filtrat. Dans les conditions de l'essai, la densité optique du filtrat doit être inférieure à 0,002.
- Effectuer un témoin dans les mêmes conditions, sans échantillon de sol.
- Dans des tubes à essai, introduire à la pipette de précision 1 ml
  - \* Du filtrat après extraction,
  - \* Du filtrat du témoin,
  - \* Des solutions étalons de phosphore (3.3.2.3.10).
- Dans chaque tube, ajouter en une seule fois et aussi vite que possible avec une pipette graduée 9 ml de réactif de coloration (3.3.2.3.8). Homogénéiser soigneusement par retournement ou avec un agitateur de type vortex, à condition que le tube soit assez large. On peut effectuer le mélange du réactif de coloration (3.3.2.3.8) et du filtrat (3.3.2.4) en utilisant des volumes différents de ceux donnés ci-dessus à condition que le rapport « volume du filtrat/volume du réactif » soit de 1/9.
- Attendre 30 min pour permettre l'action du thiosulfate de sodium puis chauffer dans un bain d'eau chaude :
  - \* Soit pendant 30 mn à  $75\text{ }^{\circ}\text{C}$  ;

\* Soit pendant 5 mn à 99 °C.

- Refroidir aussitôt à l'eau courante à 20 °C ± 5 °C.
- Homogénéiser soigneusement par retournement ou avec un agitateur type vortex, à condition que le tube soit assez large.
- En prenant le témoin comme référence, ajuster à 0,00 l'absorbance du spectrophotomètre réglé à 825 nm.
- Mesurer l'absorbance au spectrophotomètre à 825 nm pour les solutions étalons et les échantillons. Veiller à l'absence de contamination d'un échantillon à l'autre.
- Si nécessaire, diluer l'extrait avec la solution d'extraction (3.3.2.3.4) et recommencer le dosage des phosphates.

### 3.2.5. Calculs

Après la lecture au spectrophotomètre, préparer un graphique sur papier millimétré. L'axe des X étant l'absorbance et l'axe des Y la concentration de phosphore ( $\mu\text{g}.\text{mL}^{-1}$ ) des solutions étalons.

Tracer la droite d'étalonnage et déterminer à l'aide de cette droite la concentration ( $\mu\text{g}.\text{mL}^{-1}$ ) de phosphore contenu dans les échantillons.

### Calcul

$$P(\mu\text{g}.\text{g}^{-1}) = (C \times V) / (S) = 25C$$

où C : micro-grammes de phosphore déterminés sur la courbe d'étalonnage ( $\mu\text{g}.\text{mL}^{-1}$ ),

V : volume d'extraction en ml (100 ml),

S : poids de la prise de terre en g (4 g).

### 3.2.6. Interprétation :

Phosphore en ppm	Niveau
<100	Très faible
100 à 140	Faible
140 à 180	Médiocre
180 à 220	Normal
>220	Elevé

### **3.3. Méthode TRUOG**

#### **3.3.1.Principe**

La méthode est basée sur l'emploi d'un acide très dilué, acide sulfurique 0,001 N ; sa capacité est accrue par l'addition de sulfate d'ammonium à raison de 3g par litre qui tamponne la solution à pH 3. Le rapport prise d'essai/solution est de 1/200.

#### **3.3.2.Réactifs :**

**3.3.2.1. Sulfate d'ammonium :**  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  p.a.

**3.3.2.2.Acide sulfurique :**  $\text{H}_2\text{SO}_4$  solution à  $0,05\text{mol.L}^{-1}$

**3.3.2.3. Solution d'extraction :** A partir d'une solution d' $\text{H}_2\text{SO}_4$  0,05 N, prélever 20 ml et diluer dans un litre d'eau distillée. Ajouter 3g de sulfate d'ammonium pour tamponner le réactif à pH 3.

**3.3.2.4.Solution de molybdate d'ammonium  $(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_i\text{O}_{24},4\text{H}_2\text{O}$  dans de l'acide sulfurique  $(\text{H}_2\text{SO}_4)$   $5\text{mol.L}^{-1}$**

Dissoudre 37,5 g de molybdate d'ammonium tétrahydraté p.a. dans 200 ml d'eau déminéralisée tiède (dissolution lente) et laisser refroidir. Dans un autre bécher de 1 000 ml contenant environ 500 ml d'eau déminéralisée, *introduire très lentement* 282 ml d'acide sulfurique concentré ( $d = 1,84$ , 95%) et laisser refroidir. Verser la solution d'acide sulfurique dans une fiole jaugée de 1 000 ml. *Ajouter très lentement* et en agitant constamment la solution de molybdate d'ammonium à l'acide sulfurique. Ajuster au volume avec de l'eau déminéralisée . Homogénéiser.

Le réactif peut se conserver plusieurs années *à l'abri de la lumière.*

### **3.3.2.5. Acide ascorbique:**

### **3.3.2.6.Solution étalon :**

Dissoudre 0,1917g de  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  dans un litre d'eau distillée, 1 ml de cette solution correspond à 0,1mg de  $\text{P}_2\text{O}_5$ , soit 100 ppm de  $\text{P}_2\text{O}_5$ . A partir de cette solution, faire une autre solution à 5 ppm de  $\text{P}_2\text{O}_5$  en diluant 20 fois la première.

### **3.3.3. Mode opératoire :**

**3.3.3.1.** Peser , 1g de l'échantillon de terre préparé pour essai (terre fine), placer dans un flacon à agitation de 400 ml .

**3.3.3.2.** Ajouter à la prise d'essai 200 ml de la solution d'extraction ( $\text{H}_2\text{SO}_4$  0,001 N). Agiter pendant 2h sur un agitateur magnétique .

**3.3.3.3.** Filtrer aussitôt sur papier filtre (exempt de phosphore , à filtration lente , non plissé, de diamètre minimal 125mm) dans l'entonnoir ,au maximum 50ml de l'extrait, dans un flacon propre et sec , fermant hermétiquement , en rejetant les 1<sup>ers</sup> millilitres de filtrat.

**N.B :** Les opérations doivent se faire sans arrêt pour éviter la fixation secondaire de  $\text{P}_2\text{O}_5$  sur le sol.

### **3.3.3.4.Colorimétrie :**

Dans des tubes à essais de 20 ml verser :

7 ml de solution d'extrait de sol.

1 ml de réactif sulfomolybdique.

2 ml d'acide ascorbique.

Agiter, recouvrir les tubes d'une capsule de caoutchouc. Porter au bain marie à 25 °C pendant 10 mn. Opérer dans des conditions identiques avec la gamme étalon. Laisser refroidir.

Colorimétrie à 660 nm.

### Gamme étalon :

Prendre 8 fioles de 200 ml et verser :  
1 – 2 – 5 – 7 – 10 - 15 ml de solution à 5 ppm dans les 6 premiers tubes, soit respectivement : 5 - 10 - 25 - 35 - 50 - 75 mg de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 1 - 2 ml de solution à 100 ppm dans les deux dernières, soit 100 - 200 mg de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans 200 ml. Compléter à 200 ml avec de la solution d'extraction.

### 3.3.4.Calculs :

$$P_2 O_5(ppm)=x \cdot \frac{V_1}{P} \cdot \frac{V_3}{V_2}=x \cdot \frac{200}{1} \cdot \frac{10}{7}=x \cdot \frac{2000}{14}$$

X = concentration lue sur le graphique .

V<sub>1</sub> = volume de l'extraction (200 ml ).

V<sub>2</sub> = volume colorimétré (10 ml).

P = poids de la prise de terre (1g) .

### 3.3.5. Interprétation :

Phosphore en ppm	Niveau
<20	Très pauvre
20 à 40	Pauvre
40 à 60	Moyen
60 à 80	Riche
>80	Très riche

**Chapitre IV**  
**ZONE D'ETUDE**

## **1-La zone d'étude :**

### **1.1. Localisation :**

Les échantillons ont été prélevés d'une plaine près d'un endroit dit «Vieux Médina»,situé au niveau de la commune d'Ichemoul. Cette dernière est elle-même située au Sud-Est du chef lieu de la wilaya de Batna, à une distance de 52 Km (Figure n° 16).Elle occupe une surface de 123,67 km<sup>2</sup>, limitée administrativement par les communes suivantes :

- Commune Foug-Toub au Nord;
- Commune d'Inoughissen au Sud;
- Commune d'Arris à l'Ouest;
- Commune de Yabous à l'Est.

### **1.2. Relief et géologie :**

La commune d'Ichemoul d'une altitude de 1040m est une zone principalement montagneuse située dans la chaîne des Aurès. Les terres des plaines s'étendent sur une surface de 1200 ha localisées surtout à Médina avec 625 ha, le Vieux Médina avec 400 ha et Tafrent-Kaïd avec 175 ha .Les bas-fonds occupent une superficie de 600 ha représentés par les terres fertiles situées sur les deux rives de Oued Labiod. Du point de vue géologique la zone se situe au niveau d'un cône de déjection torrentiel se trouvant entre djebel tabourirt et djebel Aoud , les sols des plaines datant du quaternaire sont composés essentiellement du calcaire, matériau prédominant à cause de la présence de reliefs qui datent du crétacé ( turonien cénomanien,albien,aptien et le barrémien).Les reliefs de la région se caractérisent par des calcaires , du grès et des passées de marnes (Figure n° 17 a ).

### **1.3. Caractéristiques climatiques de la région d'étude**

Une étude des caractéristiques climatiques de la station de Batna sur 20 ans (1983-2003) a permis de déduire les observations suivantes :

#### **1.3.1. La pluviométrie**

La pluviométrie moyenne annuelle enregistrée sur les 14 ans a été de 374.9 mm (annexe:1) . La répartition des pluies d'une année à l'autre et d'une saison à l'autre également est marquée par sa très grande irrégularité. Le maximum des précipitations est enregistré pendant le mois de mars est de 46.1 mm , par contre le minimum des précipitations est enregistré pendant le mois de juillet de 9.8 mm. Ainsi, près de 90 % des précipitations tombent en automne, en hiver et au printemps .

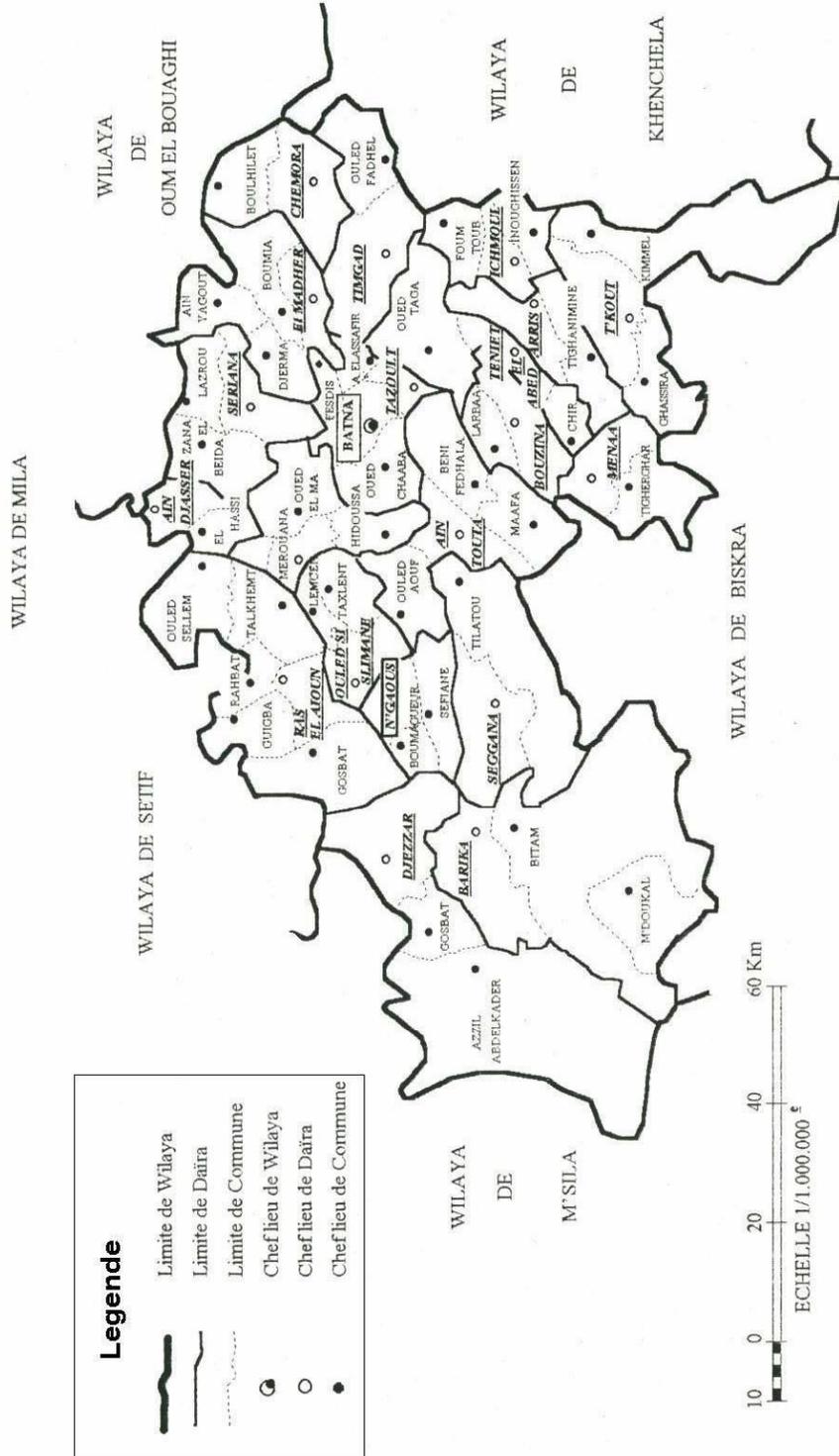
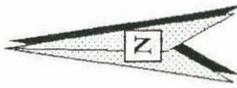
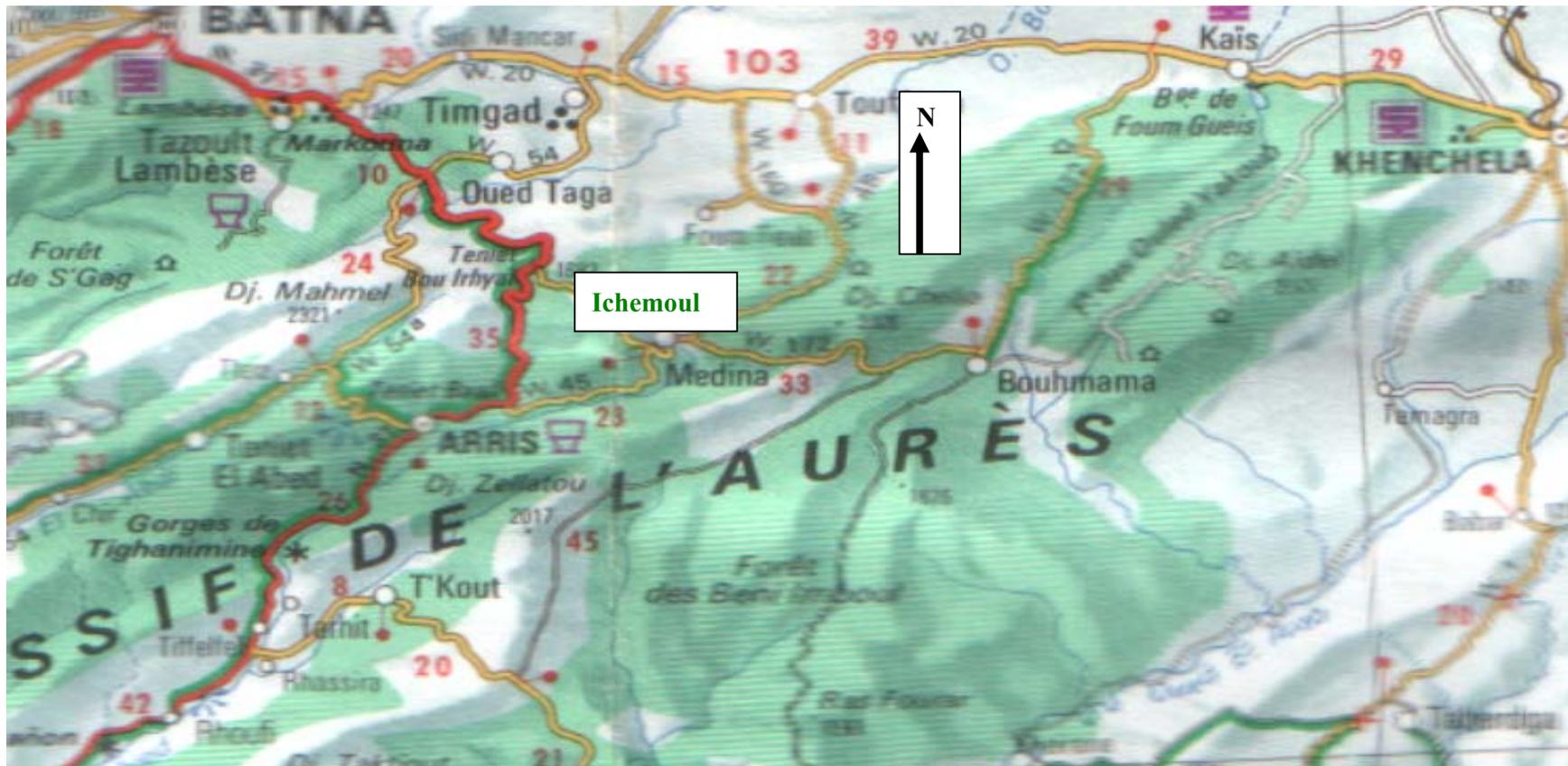
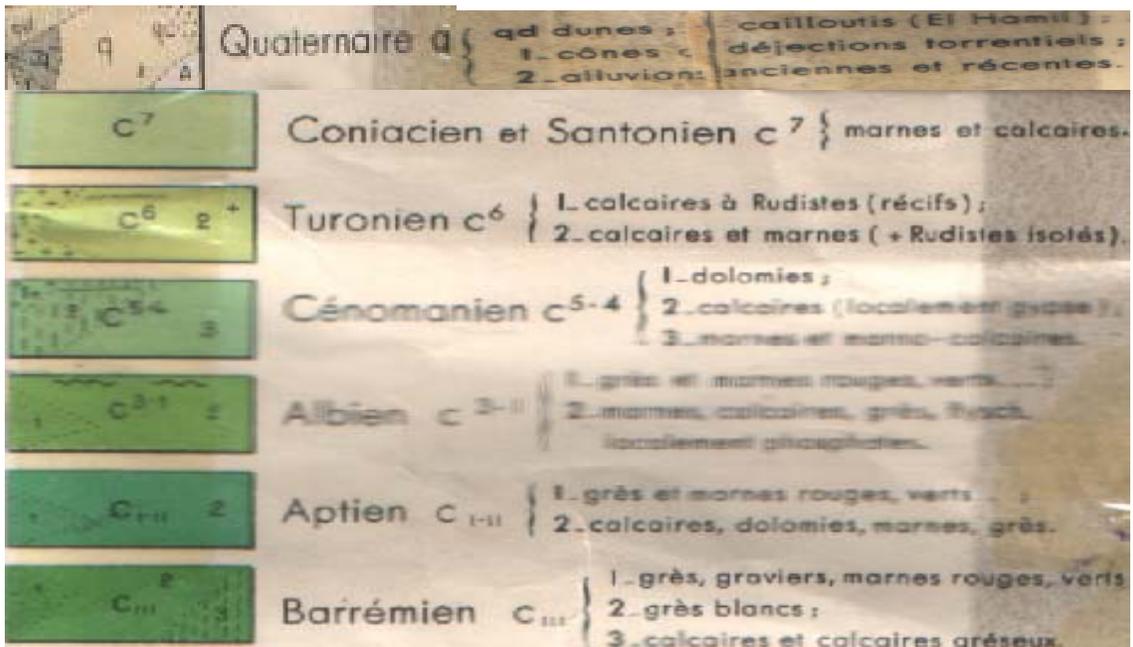
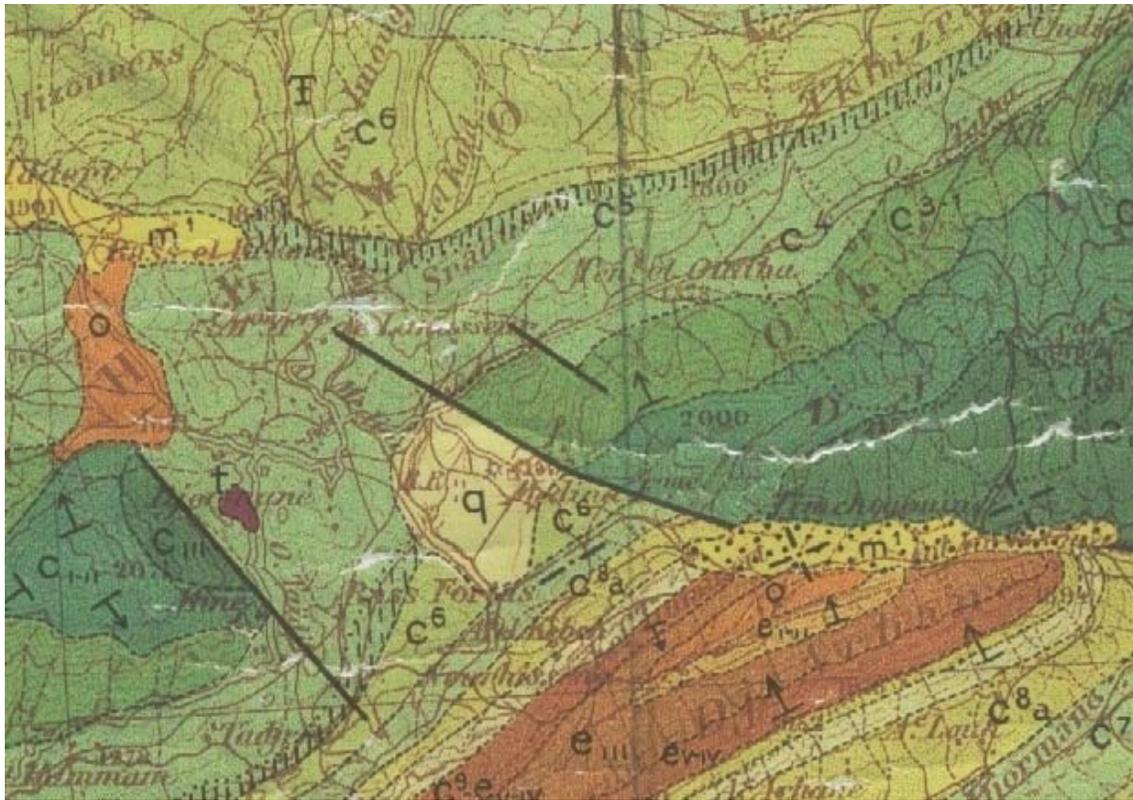


Figure N°11 : Limites administratives de la wilaya de Batna



**Figure 16b:** Situation de la zone d'ichemoul de BATNA ( échelle : 1/1000000)  
 (Editée par sonatrach , 1970)



**Fig.17 : Esquisse géologique des Aurès au 1/200000 ( Laffitte , 1939 )  
Montrant la zone d'étude Médina**

### **1.3.2. Les températures**

La température moyenne mensuelle du mois le plus froid (janvier) est de 4,7°C, et celle du mois le plus chaud ( août ) est de 23 °C. Aussi , l'examen de ces données révèle la présence de deux saisons contrastées (caractéristiques du climat méditerranéen) :

une saison froide ( 7 mois ) s'étalant d'octobre jusqu'à avril et une saison chaude ( 5 mois ) qui s'étale du mois de mai au mois de septembre ( annexe 1 ) .

### **1.3.3. Les vents**

Le vent , caractérisé par sa fréquence, son intensité et sa direction dominante, est un facteur météorologique non négligeable. Les vents les plus dominants sont de direction sud-ouest et ouest avec une vitesse moyenne de 3,3 m / s ( annexe 1 ), cette vitesse pouvant atteindre un maximum de 5 m/s au mois de juin.

En été, le sirocco qui est un vent sec et chaud, provoque une chute brutale de l'humidité et une augmentation de la température. Celui-ci est rare pendant les mois les plus froids, le maximum de fréquence a lieu généralement en juin - juillet, exerçant aussi une action desséchante .

### **1.3.4. Les gelées**

Par année , le nombre moyen de jours de gelées s'élève à 44 ( annexe1) ;décembre , janvier et février sont les mois où les gelées sont les plus fréquentes .

### **1.3.5. Diagramme ombrothermique de GAUSSEN**

Ce diagramme revêt un grand intérêt dans la mesure où il permet de définir facilement la durée de la saison sèche et de la période humide (Figure 18).

Les mois sont portés en abscisse, les précipitations et les températures mensuelles sont représentées en ordonnées.

L'intersection des deux courbes (pluviométrie "P" et température "2T") permet de définir :

- La période sèche lorsque  $P < 2 T$
- La période humide lorsque  $P > 2 T$

Dans le cas de notre étude, l'examen de la figure n° 18 permet de définir la période sèche qui s'étale du 15 mai au 15 septembre (4 mois) .

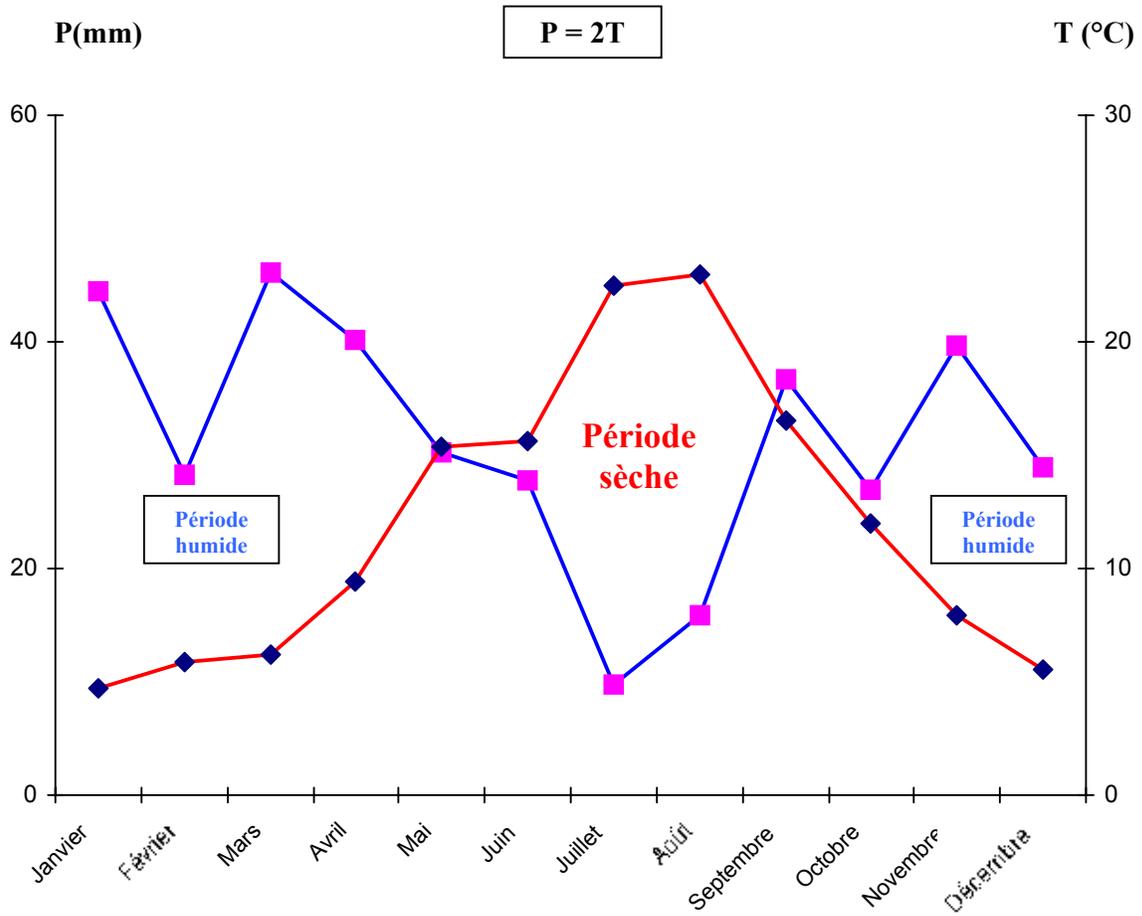


Figure 18: Diagramme ombrothermique de GAUSSEN de Batna (1983-2003)

### 1.3.6. Climagramme d'EMBERGER :

Le quotient pluviométrique d'Emberger spécifique au climat méditerranéen est un rapport entre les précipitations et les températures moyennes annuelles. Il permet une classification bioclimatique des milieux (Soltner, 1984).

Il est déterminé par la formule suivante :

**$Q = 3.43 \times P / (M - m)$**  où :

- Q : quotient pluviométrique en mm / °C,
- 3,43: constante relative à la région : Algérie-Maroc.
- M: température maximale du mois le plus chaud en °C.
- m : température minimale du mois le plus froid en °C.
- P: pluviométrie moyenne annuelle en mm.

Dans notre cas : P = 374,9 mm ; M = 30,2 °C et m = 1,1 °C (annexe1).

**Donc :**  $Q = 3,43 \times 374,9 / (30,2 - 1,1) = 44,19$

Après avoir reporté la valeur du quotient pluviométrique d'Emberger sur le climagramme, nous avons conclu que la région d'Ichemoul appartient à l'étage bioclimatique Semi-aride à hiver frais ( fig.n°19 ) .

$$Q = 3.43 \times P / (M - m)$$

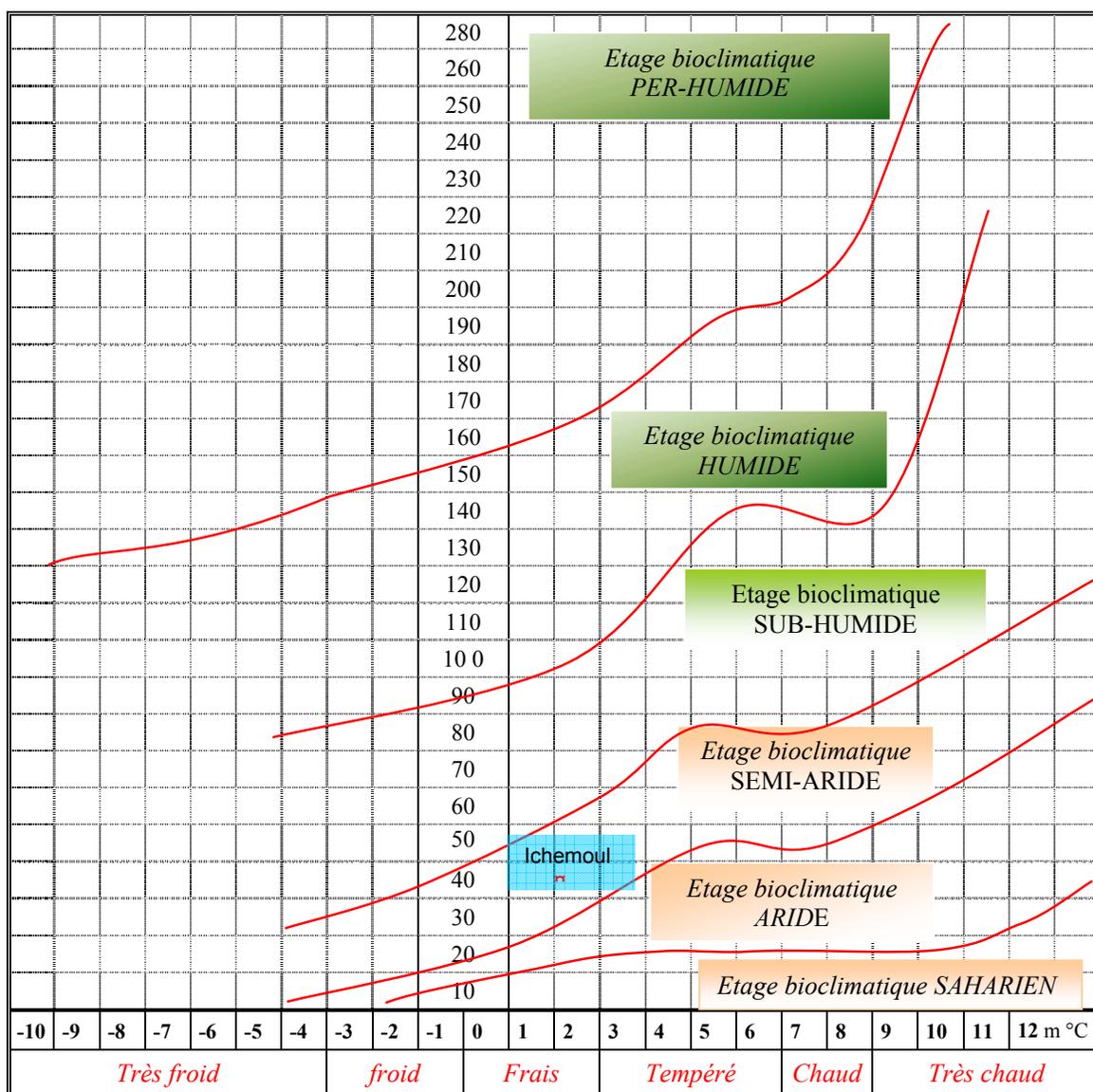


Figure 19 : Climagramme d'EMBERGER pour la région d'Ichemoul (1983-2003)

**Chapitre IV**  
**ZONE D'ETUDE**

## **1-La zone d'étude :**

### **1.1. Localisation :**

Les échantillons ont été prélevés d'une plaine près d'un endroit dit «Vieux Médina»,situé au niveau de la commune d'Ichemoul. Cette dernière est elle-même située au Sud-Est du chef lieu de la wilaya de Batna, à une distance de 52 Km (Figure n° 16).Elle occupe une surface de 123,67 km<sup>2</sup>, limitée administrativement par les communes suivantes :

- Commune Foug-Toub au Nord;
- Commune d'Inoughissen au Sud;
- Commune d'Arris à l'Ouest;
- Commune de Yabous à l'Est.

### **1.2. Relief et géologie :**

La commune d'Ichemoul d'une altitude de 1040m est une zone principalement montagneuse située dans la chaîne des Aurès. Les terres des plaines s'étendent sur une surface de 1200 ha localisées surtout à Médina avec 625 ha, le Vieux Médina avec 400 ha et Tafrent-Kaïd avec 175 ha .Les bas-fonds occupent une superficie de 600 ha représentés par les terres fertiles situées sur les deux rives de Oued Labiod. Du point de vue géologique la zone se situe au niveau d'un cône de déjection torrentiel se trouvant entre djebel tabourirt et djebel Aoud , les sols des plaines datant du quaternaire sont composés essentiellement du calcaire, matériau prédominant à cause de la présence de reliefs qui datent du crétacé ( turonien cénomanien,albien,aptien et le barrémien).Les reliefs de la région se caractérisent par des calcaires , du grès et des passées de marnes (Figure n° 17 a ).

### **1.3. Caractéristiques climatiques de la région d'étude**

Une étude des caractéristiques climatiques de la station de Batna sur 20 ans (1983-2003) a permis de déduire les observations suivantes :

#### **1.3.1. La pluviométrie**

La pluviométrie moyenne annuelle enregistrée sur les 14 ans a été de 374.9 mm (annexe:1) . La répartition des pluies d'une année à l'autre et d'une saison à l'autre également est marquée par sa très grande irrégularité. Le maximum des précipitations est enregistré pendant le mois de mars est de 46.1 mm , par contre le minimum des précipitations est enregistré pendant le mois de juillet de 9.8 mm. Ainsi, près de 90 % des précipitations tombent en automne, en hiver et au printemps .

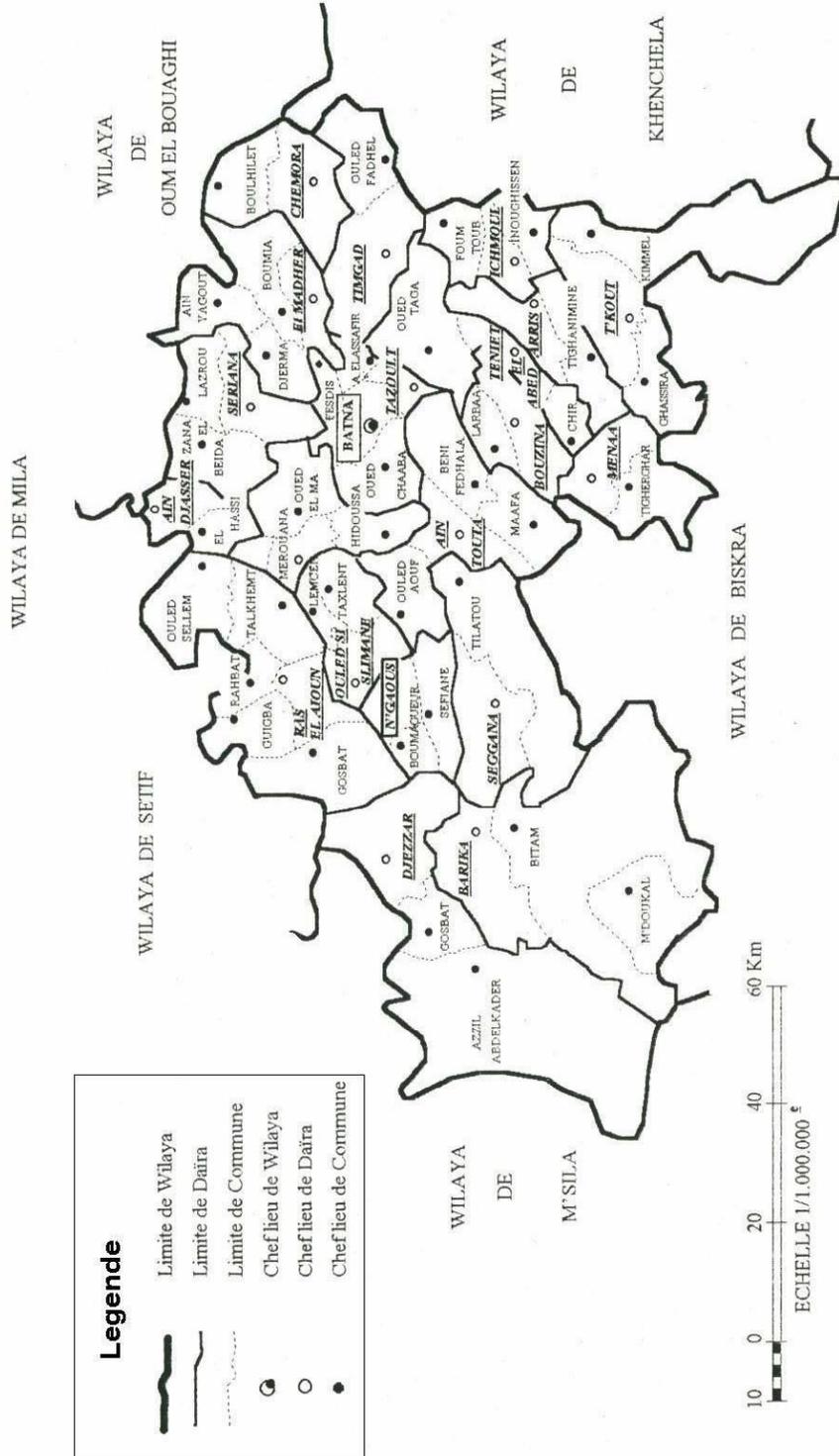
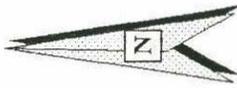
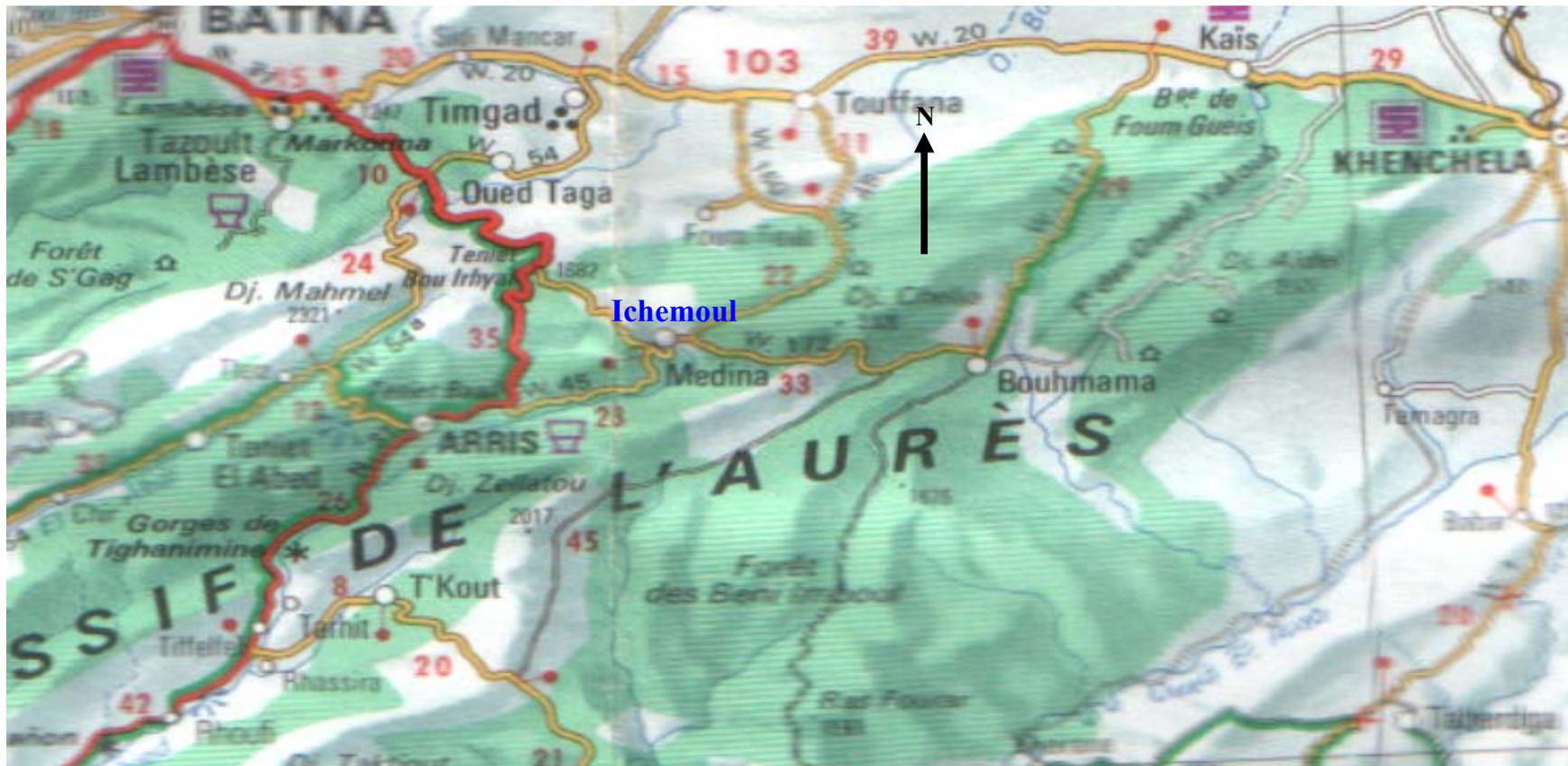


Figure N°11 : Limites administratives de la wilaya de Batna



**Figure 16b:** Situation de la zone d'ichemoul de BATNA ( échelle : 1/1000000)  
 (Editée par sonatrach , 1970)

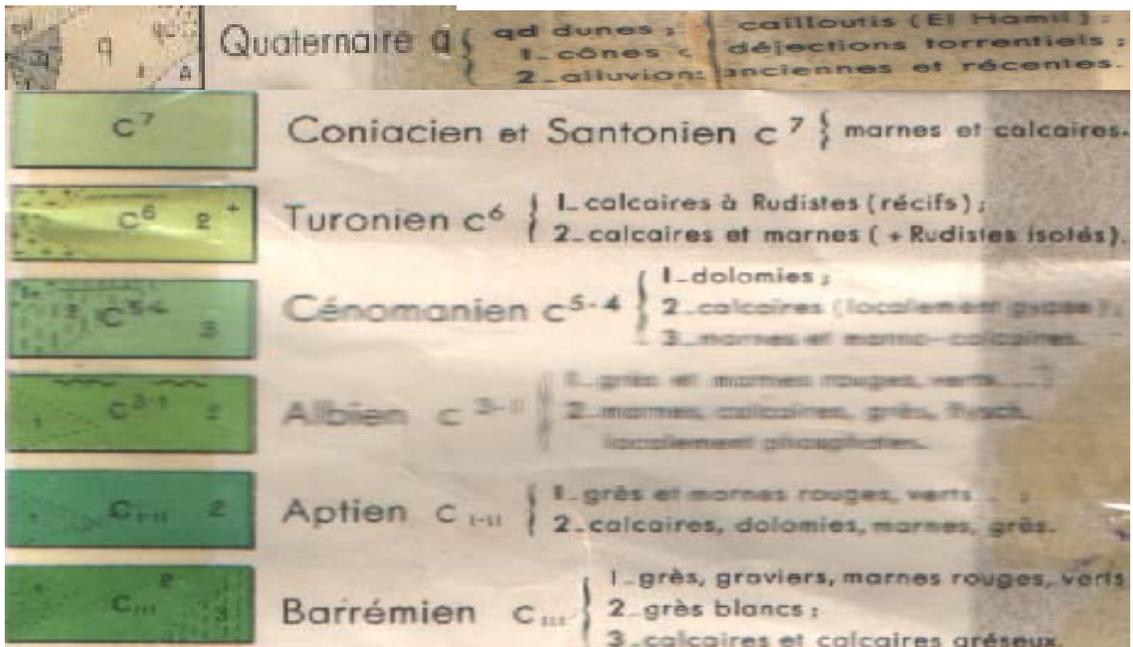
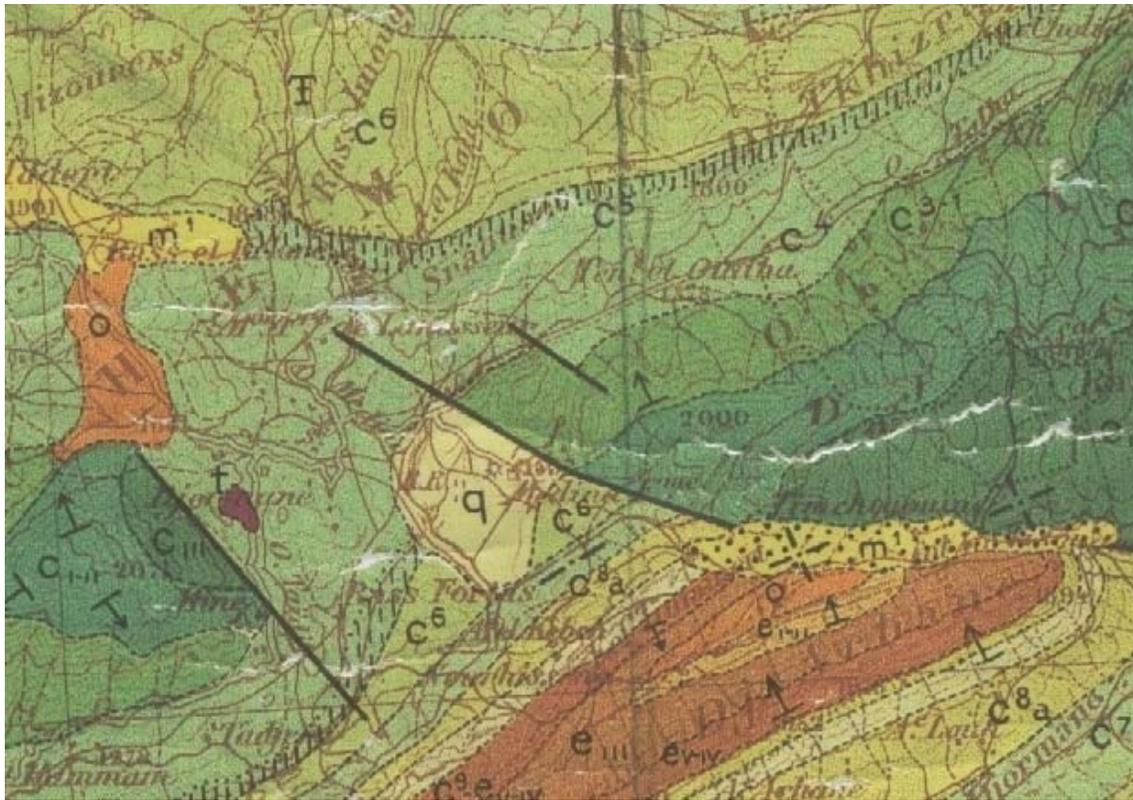


Fig.17 : Esquisse géologique des Aurès au 1/200000 ( Laffitte , 1939 )  
Montrant la zone d'étude Médina

### **1.3.2. Les températures**

La température moyenne mensuelle du mois le plus froid (janvier) est de 4,7°C, et celle du mois le plus chaud ( août ) est de 23 °C. Aussi , l'examen de ces données révèle la présence de deux saisons contrastées (caractéristiques du climat méditerranéen) :

une saison froide ( 7 mois ) s'étalant d'octobre jusqu'à avril et une saison chaude ( 5 mois ) qui s'étale du mois de mai au mois de septembre ( annexe 1 ) .

### **1.3.3. Les vents**

Le vent , caractérisé par sa fréquence, son intensité et sa direction dominante, est un facteur météorologique non négligeable. Les vents les plus dominants sont de direction sud-ouest et ouest avec une vitesse moyenne de 3,3 m / s ( annexe 1 ), cette vitesse pouvant atteindre un maximum de 5 m/s au mois de juin.

En été, le sirocco qui est un vent sec et chaud, provoque une chute brutale de l'humidité et une augmentation de la température. Celui-ci est rare pendant les mois les plus froids, le maximum de fréquence a lieu généralement en juin - juillet, exerçant aussi une action desséchante .

### **1.3.4. Les gelées**

Par année , le nombre moyen de jours de gelées s'élève à 44 ( annexe1) ;décembre , janvier et février sont les mois où les gelées sont les plus fréquentes .

### **1.3.5. Diagramme ombrothermique de GAUSSEN**

Ce diagramme revêt un grand intérêt dans la mesure où il permet de définir facilement la durée de la saison sèche et de la période humide (Figure 18).

Les mois sont portés en abscisse, les précipitations et les températures mensuelles sont représentées en ordonnées.

L'intersection des deux courbes (pluviométrie "P" et température "2T") permet de définir :

- La période sèche lorsque  $P < 2 T$
- La période humide lorsque  $P > 2 T$

Dans le cas de notre étude, l'examen de la figure n° 18 permet de définir la période sèche qui s'étale du 15 mai au 15 septembre (4 mois) .

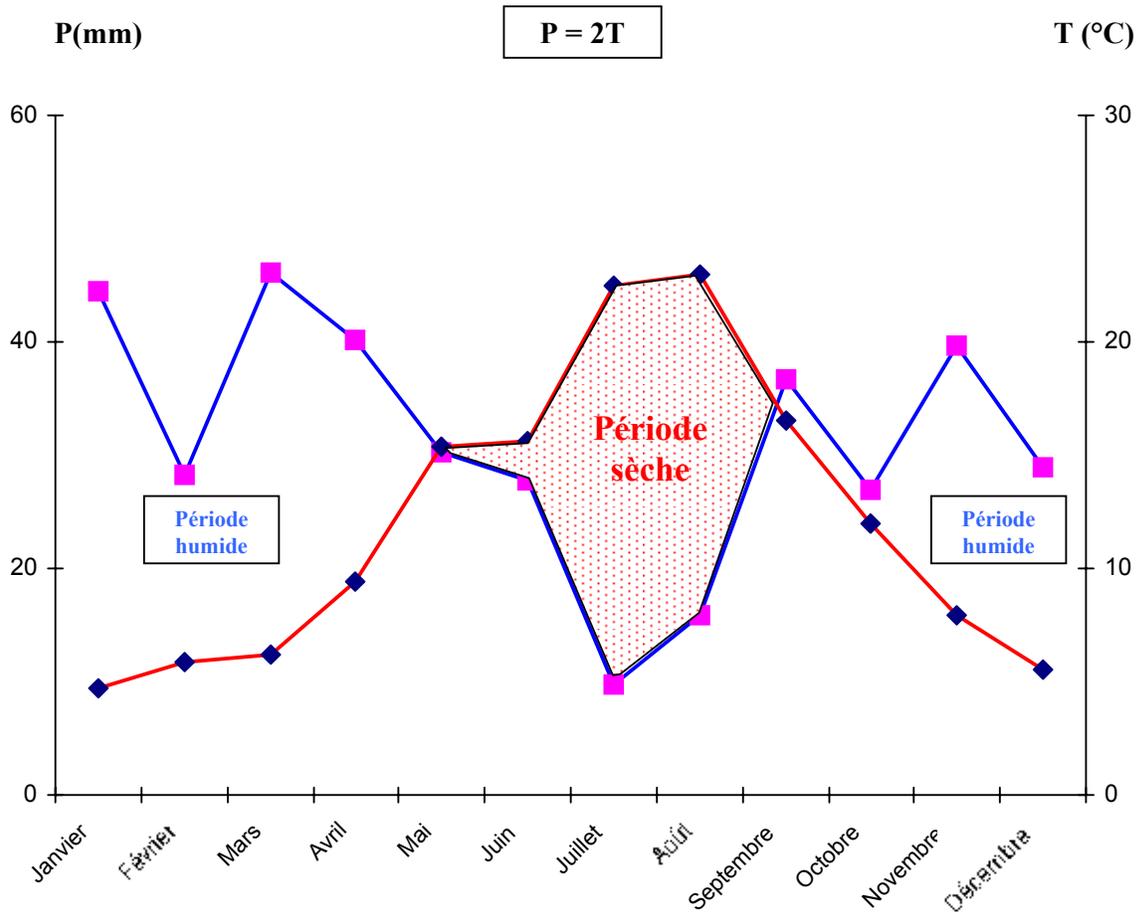


Figure 18: Diagramme ombrothermique de GAUSSEN de Batna (1983-2003)

### 1.3.6. Climagramme d'EMBERGER :

Le quotient pluviométrique d'Emberger spécifique au climat méditerranéen est un rapport entre les précipitations et les températures moyennes annuelles. Il permet une classification bioclimatique des milieux (Soltner, 1984).

Il est déterminé par la formule suivante :

**Q = 3.43 x P / (M - m)** où :

- Q : quotient pluviométrique en mm / °C,
- 3,43: constante relative à la région : Algérie-Maroc.
- M: température maximale du mois le plus chaud en °C.
- m : température minimale du mois le plus froid en °C.
- P: pluviométrie moyenne annuelle en mm.

Dans notre cas : P = 374,9 mm ; M = 30,2 °C et m = 1,1 °C (annexe1).

**Donc :** **Q = 3,43 x 374,9 / (30,2 - 1,1) = 44,19**

Après avoir reporté la valeur du quotient pluviométrique d'Emberger sur le climagramme, nous avons conclu que la région d'Ichemoul appartient à l'étage bioclimatique Semi-aride à hiver frais ( fig.n°19 ) .

$$Q = 3.43 \times P / (M - m)$$

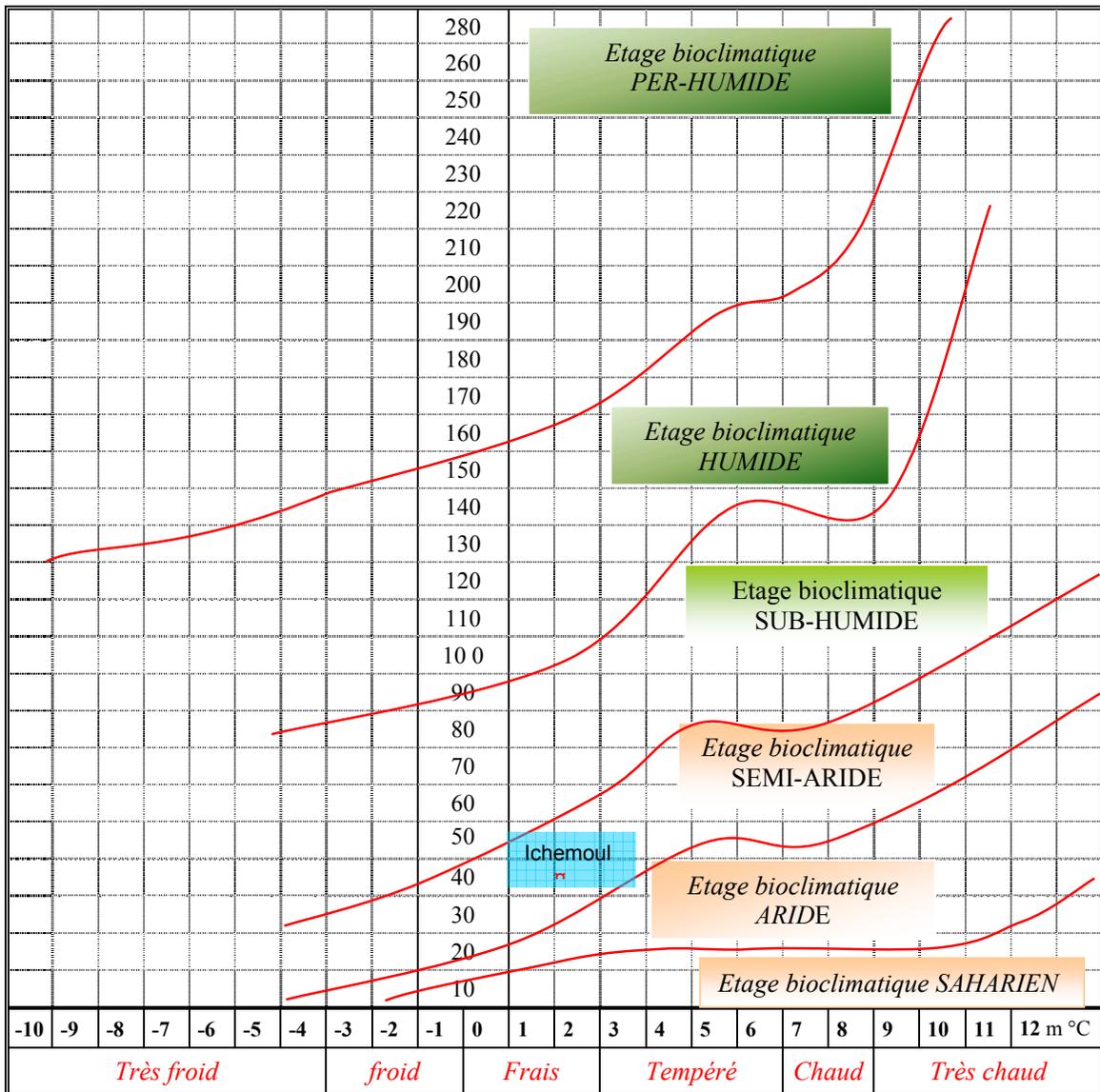


Figure 19 : Climagramme d'EMBERGER pour la région d'Ichemoul (1983-2003)

## **Chapitre V**

# **MATERIEL ET METHODES**

# 1. MATERIEL D'ETUDE:

## 1.1. Le sol :

Il s'agit de six sols calcaires prélevés au niveau de la plaine du vieux médina de la commune d'Ichemoul . Les caractéristiques physico-chimiques et biologiques des sols sont portées sur le tableau n°11

Les résultats analytiques ( tableau n° 11 ) révèlent que nos sols sont caractérisés par une texture fine argilo-limoneuse à limono-argileuse, un pH alcalin (8.01 à 8.3), une capacité d'échange cationique moyenne à très bonne ( 26 à 44.17még/100 g de sol) avec un rapport Ca/T supérieur à 60% pour tous les sols , Le rapport K/T fluctue entre 0.09 et 2% . Un taux de matière organique faible à normal (1.28 à 3.47 %), une teneur en azote total très faible à moyenne ( 0.06 à 0.17 % ), une teneur en potassium échangeable très faible à moyenne ( 0.025 à 0.8 még/100g de sol ) et un complexe saturé avec dominance de  $Ca^{++}$  . La salinité des sols est très faible ( 0.17 à 0.25 dS/m ) . En ce qui concerne le calcaire actif, nos sols présentent un taux nul (S1) à plus élevé (S4,S5,S6) .

Les sols étudiés correspondent à des sols calcaires, de texture argilo-limoneuse à limono-argileuse et moyennement riche à riche en matière organique.

## 1.2. La plante test :

La plante test utilisée est une culture fourragère de ray-grass d'Italie« Lolium-multiflorum »qui est une graminée bisannuelle . Elle a été choisie et retenue car elle a un cycle végétatif court et une aptitude de supporter une série de coupes . Présentant une faculté germinative très élevée : 90% ; pourcentage de graines cassées: 0% .

**Tableau 11.**Caractéristiques physico-chimiques et biologiques des sols étudiés

Sols		S1	S2	S3	S4	S5	S6
Granulométrie	A %	50.54	43.89	38.74	46.63	37.66	22.51
	LF %	17.65	22.34	27.94	20.72	21.31	33.87
	LG %	19.16	21.40	9.15	18.57	26.75	12.86
	SF %	2.34	3.66	15.93	7.25	6	20.69
	SG %	10.31	8.71	8.24	6.83	8.28	10.07
	Classe texturale	A	AL	AL	AL	LA	LA
Calcaire total %		2.1	16.94	26.63	32.50	41.11	67.35
Calcaire actif %		0	5.05	16.43	20.97	25.94	29.34
pH eau (1/2.5)		8.01	8.18	8.23	8.39	8.3	8.3
CE (25°C ,1/5) dS/m		0.20	0.19	0.21	0.25	0.17	0.19
Ca <sup>++</sup> méq/100 g		26.89	30	22.09	23.50	27.80	20.34
Mg <sup>++</sup> méq/100g		15.77	7.42	3.24	9.27	10.07	7.30
Na <sup>+</sup> méq/100 g		1.2	0.8	0.39	0.69	0.13	0.14
K <sup>+</sup> méq/100 g		0.37	0.78	0.28	0.54	0.80	0.025
CEC méq/100 g		44.17	39	26	34	38.8	28
Ca / T %		60.88	76.92	84.96	69.12	71.65	72.64
K / T %		0.84	2	1.08	1.59	2.06	0.09
Na/T %		2.72	2.05	1.50	2.03	0.33	0.50
Carbone organique %		2.02	1.9	1.68	1.52	1.41	0.74
M.O. %		3.47	3.27	2.89	2.62	2.43	1.28
N total %		0.173	0.163	0.140	0.130	0.121	0.064
C / N		11.67	11.65	11.85	11.69	11.65	11.56
Phosphore total ppm		1475.33	1041.39	979.24	843.04	877.09	963.31
P-soluble ppm		70.00	50.00	20.40	13.70	20.04	12.47
P-Al ppm		5.01	3.17	2.43	1.22	1.00	0.00
P-Fe ppm		31.44	34.44	31.44	14.43	35.48	37.00
P-Ca ppm		220.84	339.30	441.79	678.61	741.56	780.86

### **1.3. Les engrais :**

Nous avons utilisé dans notre étude deux types d'engrais :

- Ammonitrate 33.5%
- Le Sulfate de potassium 46.5%.

### **1.4. Les pots de végétations :**

On a utilisés des pots ordinaires en plastiques ayant une capacité d'un kg, de forme circulaire, perforés à la base et dont le diamètre est de 12cm, avec une hauteur de 12cm .

## **2. METHODES D'ETUDE:**

### **2.1. Les méthodes d'analyses physico-chimiques et biologiques du sol**

Il s'agit de méthodes courantes utilisées et reconnues au niveau international (Aubert , 1978) .

#### **2.1.1. La granulométrie :**

On a utilisé la méthode internationale de la pipette ROBINSON. Cela consiste en premier lieu à la destruction de la matière organique du sol en utilisant de l'eau oxygénée et à la dispersion des argiles par l'hexamétaphosphate de sodium. La détermination des différents fractions granulométriques du sol (argile, limon, sable) est réalisé en prélevant au moyen de la pipette (Argile, limon fin ) et par tamisage (Sable fin et sable grossier).

#### **2.1.2. La capacité de rétention en eau :**

La méthode BOUYOUCOS utilisée consiste à saturer le sol avec de l'eau et à le laisser ressuyer pendant 24 heures, par la suite on effectue une pesée à l'état humide et une autre à l'état sec (après passage à l'étuve température de 105°C). La différence de poids correspond à l'eau retenue par le sol c'est à dire à la capacité de rétention en eau de ce sol.

#### **2.1.3. Le pH eau :**

La mesure du pH a été réalisée par la méthode électrométrique à l'aide d'un pH mètre à l'électrode de verre , sur une suspension de terre fine avec un rapport sol/eau 1/2,5 .

#### **2.1.4. La conductivité électrique (CE) :**

Elle a été mesurée à l'aide d'un conductimètre et selon un rapport sol/eau = 1/5 . Elle est exprimée en dS/m

#### **2.1.5. Le calcaire total :**

On l'a déterminé au calcimètre de Bernard ; cette méthode consiste à décomposer les bicarbonates du sol par l'acide chlorhydrique (6N) et à mesurer le volume de gaz carbonique (CO<sub>2</sub>) dégagé selon la réaction suivante :



Puis on compare ce volume à un volume étalon dégagé par une quantité connue de CaCO<sub>3</sub> pur.

#### **2.1.6. Le carbone organique : méthode de Walkley et Black**

Le dosage du carbone organique été effectué par la méthode de Walkley et Black dont le principe est basé sur l'oxydation à froid du carbone organique de l'échantillon du sol par une solution de bichromate de potassium en excès (K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) en milieu sulfurique. L'excès du bichromate dans la réaction est dosé par une solution de sel de MOHR (réductrice), la quantité réduite est proportionnelle à la teneur en carbone organique . La matière organique est obtenue par la formule suivante : MO % = C % x 1.72 .

#### **2.1.7. L'azote total : méthode de Kjeldhal**

L'azote total du sol comprend l'azote organique et l'azote minéral , ce dernier représentant seulement 4 à 5% de l'azote total , de ce fait l'on peut confondre azote organique et azote total .Sa détermination a été effectuée par la méthode Kjeldhal qui consiste en une minéralisation de la matière organique à chaud par de l'acide sulfurique concentré H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> en présence de catalyseurs CuSO<sub>4</sub> et K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> . L'azote ammoniacal (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) produit est piégé, après une distillation dans la première solution d'acide borique 4 % . Nous dosons l'azote total après une titration de la solution d'acide borique ayant piégé l'ammonium (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) avec de l'acide sulfurique H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (0,05 N)

### **2.1.8. Le phosphore total : méthode d'attaque triacide**

Il s'agit d'attaquer 1g de sol par 15ml d'un mélange triacide ( 10ml d'acide nitrique, 4ml d'acide perchlorique et 1ml d'acide sulfurique ). Porter sur une plaque chauffante pendant une heure ou plus , après l'attaque compléter avec de l'HCl (5%) à 100ml .Le dosage du phosphore est réalisé par colorimétrie, après réduction du complexe phospho-molybdique qui s'accompagne d'une coloration bleue dont l'intensité est proportionnelle à la quantité du phospho-molybdate réduit et par conséquent à la teneur en phosphate présent dans le milieu .

### **2.1.9.Fractionnement du phosphore : Chang et Jackson ,1957 :**

Cette méthode réalise le fractionnement du phosphore minéral du sol sur une même prise d'essai ( 1g ) par une succession de traitements avec des réactions choisies dans le but de solubiliser sélectivement diverses combinaisons particulières du phosphore et de connaître ainsi les différentes formes du phosphore existant dans le sol. Le chlorure d'ammonium ( 1N ) extrait les formes les plus solubles de cet élément. Le fluorure d'ammonium ( 0.5 N) est actif vis-à-vis des phosphates d'aluminium (fraction dite P-Al). La soude ( 0.1N) est destinée à faire passer en solution les phosphates ferriques (fraction dite P-Fe). L'acide sulfurique ( 1N ) dissout les phosphates calciques (fraction dite P-Ca).

### **2.1.10. Le calcaire actif : Drouineau-Galet(1942)**

Le taux du calcaire actif est plus important à connaître que celui du calcaire total . C'est la forme de calcaire qui peut passer dans la solution du sol sous l'action de l'eau chargée de CO<sub>2</sub> et d'acides humiques (Gros , 1979). Sa détermination est faite selon la méthode Drouineau-Galet (1942), utilisant l'oxalate d'ammonium pour complexer le calcium sous forme d'oxalate de calcium insoluble. L'excès d'oxalate d'ammonium est dosé par le permanganate de potassium en milieu sulfurique .

### **2.1.11. Les bases échangeables :**

L'extraction des bases échangeables (Ca<sup>++</sup> , Mg<sup>++</sup> , K<sup>+</sup> , Na<sup>+</sup>) est faite à l'acétate d'ammonium (1N) à pH 7 pendant 30mn de centrifugation sur un échantillon de terre fine . Les éléments Ca<sup>++</sup> et Mg<sup>++</sup> sont dosés dans la solution filtrée par spectrophotométrie à absorption atomique et les éléments K<sup>+</sup> , Na<sup>+</sup> au photomètre à flamme .

### **2.1.12.Capacité d'échange cationique : méthode Metson**

Sa détermination est réalisée en saturant le sol à une solution d'acétate d'ammonium N à pH 7. Le  $\text{NH}_4^+$  en excès est éliminé par l'alcool éthylique, tandis que le  $\text{NH}_4^+$  fixé par le complexe adsorbant est déplacé par une solution de KCl N, puis dosé par distillation.

## **2.2.Méthodologie expérimentale :**

### **2.2.1.Objectif :**

L'objectif de l'étude c'est de faire ressortir une méthode d'appréciation de la fertilité phosphorique qui conviendrait le mieux en sols calcaires en comparant trois méthodes ( Joret-Hébert, Olsen et Truog ) généralement utilisées dans ces sols.

Pour cela on a pris six sols calcaires à taux de calcaire croissant ( 2.1%, 16.94%, 26.63%, 32.50%, 41.11%, 67.35% ), puis adopté des essais en pots de végétation avec une culture test de ray-grass, on a ensuite apporter en quantités adéquates tous les éléments essentiels à l'exception de l'élément nutritif étudié de sorte à éviter toute carence éventuelle en ces éléments. Les corrélations entre les résultats des essais en pots ( production de matière sèche et exportation de l'élément en question par la culture ) et les résultats d'analyses des sols serviront pour choisir la meilleure méthode d'analyse de ces sols .

### **2.2.2. Préparation des traitements et conditions expérimentales**

Les échantillon de sol ont été séchés à l'air libre, broyés et tamisés à 2 mm. Chaque pot a reçu une couche de sable de 2 cm avant d'être rempli d'un kg de sol. Après ça, les pots ont été laissés au repos pendant 3 mois après avoir été irrigués pour qu'ils puissent se stabiliser structurellement. L'essai a été réalisé dans des conditions de laboratoire sous température stable (22 à 25 °C), et une humidité constante (2/3 de la capacité de rétention en eau du sol). Ce sont là des conditions de température et d'humidité maximale pour une bonne activité biologique (Morel et al, 1981). La capacité de rétention correspondante à chaque traitement a été maintenue constante tout le long de la durée expérimentale et cela au moyen de pesage régulier. Les pots ont été bien exposés à la lumière quotidiennement et cela

par leur rotation dans tous les sens pour qu'ils puissent bénéficier des rayons solaires être tous dans les mêmes conditions .

### **2.2.3. La fertilisation :**

La bonne conduite de l'expérimentation, exige d'apporter en quantités adéquates les éléments essentiels ( N et K ) à l'exception de l'élément nutritif étudié (phosphore), de sorte à éviter toute carence éventuelle en ces éléments .

#### **2.2.3.1.L'engrais azoté :**

Nous avons enrichi nos sols en azote par l'apport d'ammonitrate ( $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ) 33.5% . La quantité nécessaire est de l'ordre de 2000ppm d'N ( Calvet et Villemin , 1986 ) .

De ce fait on a apporter 5.94g d' $\text{NH}_4\text{NO}_3$  en deux étapes, l'une ( 2.98 g ) avant le semis et la 2<sup>ème</sup> au début du tallage .

#### **2.2.3.2.L'engrais potassique :**

Nous avons enrichi nos sols en potassium par l'apport du sulfate de potassium ( $\text{K}_2\text{SO}_4$ ) 46.5% . La quantité nécessaire est de l'ordre de 250ppm d' $\text{K}_2\text{O}$  ( Calvet et Villemin , 1986 ) .

De ce fait on a apporter 0.53g d'  $\text{K}_2\text{SO}_4$  avant le semis comme engrais de fond .

### **2.2.4.Installation de la culture :**

Notre essai a été suivi pendant deux mois après le semis. Une dose de semis de l'ordre de 2g par pot de végétation a été réalisée à 3cm de profondeur répartie d'une façon homogène sur toute la surface du sol . les graines du ray-grass d'Italie présentant une faculté germinative très importante ( 90 % ) .La densité du semis plus ou moins importante nous permettra d'avoir une biomasse végétale suffisante .

### **2.2.5. Travaux de suivi du développement de la culture**

#### **2.2.5.1. Irrigation :**

Durant l'essai expérimental , nos échantillons ont été maintenus au 2/3 de leur humidité équivalente par l'eau distillée, deux (2) à trois (3) irrigations par semaine suivant les besoins de la plante en eau .La capacité de rétention correspondant à

chaque traitement est maintenue constante tout au long de la durée d'expérimentation et cela au moyen de pesage régulier. Les mesures de l'humidité équivalente des six sols sont confinés dans le tableau n°12.

**Tableau n°12** : Humidité équivalente des sols étudiés .

<b>Echantillon de sol</b>	<b>Humidité équivalente (%)</b>	<b>2/3 de l'humidité équivalente (%)</b>	<b>Eau d'irrigation à apporter (ml/kg sol)</b>
S1	54.44	36.29	362.90
S2	48.75	32.50	325.05
S3	45.17	30.11	301.11
S4	42.09	28.06	280.60
S5	39.72	26.48	264.80
S6	31.53	21.02	210.25

#### **2.2.5.2. Désherbage :**

Les essais ont été maintenus rigoureusement nus pendant toute la période de l'expérimentation et ceci par un désherbage manuelle de toute mauvaise herbe intruse à notre culture de ray-grass d'Italie .

#### **2.2.5.3.Coupes :**

Dans cette étude nous avons effectué trois coupes successives à 3cm de la surface du sol, 20 jours après la levée (1<sup>ère</sup> coupe); la 2<sup>ème</sup> coupe a été réalisée après 15 jours de la 1<sup>ère</sup> et enfin la dernière coupe a été effectuée 15 jours après la deuxième .

#### **2.2. 5.4. Mesures effectués :**

- Détermination de la quantité du phosphore assimilable des six sols calcaires , par trois méthodes de dosage : Joret-Hébert , Olsen et Truog .
- La mesure du taux de phosphore assimilable exporté par la plante dans les six sols calcaires .
- La mesure de la production de matière sèche de la partie aérienne des six sols calcaires .

#### **2.2.6. Dispositifs expérimental et statistique adoptés :**

L'expérimentation a été conduite dans des conditions de laboratoire (température et humidité ambiantes) dans des pots de végétation en plastique ayant

une capacité de 1 kg . On a introduit dans chaque pot une masse de sol d'un kg, l'essai comporte 6 traitements à 3 répétitions.

Le dispositif statistique adopté consiste à :

**a - De comparer l'effet de 3 agents d'extraction du phosphore assimilable ;**

Autrement dit comparer 3 méthodes de dosage du phosphore assimilable, celle de Joret-Hébert, celle d'Olsen et celle de Truog. Les sols ayant fait l'objet d'une étude statistique ont des niveaux de CaCO<sub>3</sub> total croissants. Ceci nous a conduit à tester l'hypothèse H<sub>0</sub> : selon laquelle il n'y a pas des différences significatives entre les moyennes obtenues entre les sols d'un côté et les agents d'extraction du phosphore assimilable d'un autre. Pour se faire nous avons employé le test de FISCHER-SNEDECOR ou une ANALYSE DE LA VARIANCE (ANOVA) à deux critères de classification.

Ce qui nous a permis de suggérer un modèle statistique du type **factoriel à deux facteurs en randomisation totale** ( fig.20 ).

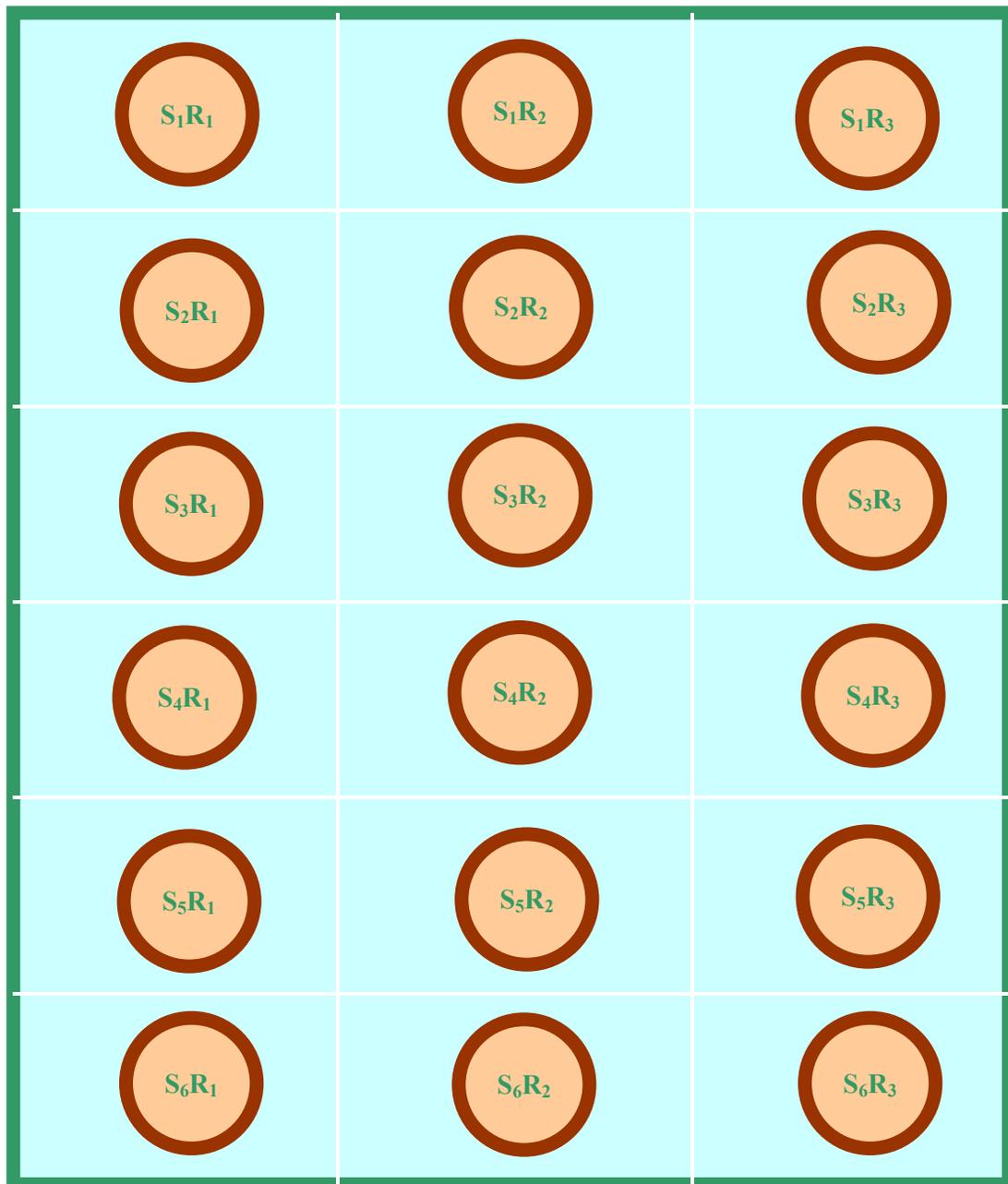
**FACTEUR 1** : 03 agents différents d'extraction du P

- 1 = P ext. par la méthode Joret-Hébert,
- 2 = P ext. par la méthode Olsen,
- 3 = P ext. par la méthode de Truog.

**FACTEUR 2** : 06 sols ayant des niveaux de calcaire différents

- 1 = sol S1,      3 = sol S3,                      5 = sol S5,
- 2 = sol S2,      4 = sol S4,                      6 = sol S6.

**b – Pour pouvoir tester le degré de corrélation** entre le phosphore assimilable (extrait par les trois différentes méthodes d'extraction et de dosage précédemment citées) et celui prélevée par le végétal et la biomasse végétale (exprimée en % de matière sèche), nous avons eu recours à la méthode des **corrélations multiples** entre d'un côté le phosphore assimilable extrait par trois agents d'extraction différents (P-Joret Hébert, P-Olsen et P-Truog) et d'un autre la biomasse végétale (Matière sèche MS en grammes) et le P prélevé par le végétale (P exporté en %MS).



S<sub>1</sub> = sol à 2,10 %  
calcaire total

S<sub>3</sub> = sol à 26.63 %  
calcaire total

S<sub>5</sub> = sol à 41.11 %  
calcaire total

R<sub>1</sub> : 1<sup>ère</sup> répétition R<sub>2</sub> : 2<sup>ème</sup> répétition

S<sub>2</sub> = sol à 16.94 %  
calcaire total

S<sub>4</sub> = sol à 32.50 %  
calcaire total

S<sub>6</sub> = sol à 67.35 %  
calcaire total

R<sub>3</sub> : 3<sup>ème</sup> répétition

**Fig.20** : Dispositif expérimental

## **Chapitre VI**

# **RESULTATS ET DISCUSSION**

# 1- RESULTATS ET DISCUSSION :

## 1.1.Teneurs des sols étudiés en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) :

### - Au vue de la méthode (JORET-HEBERT) :

Les résultats d'extraction du phosphore assimilable par l'oxalate d'ammonium font ressortir trois niveaux ( cf.chap.3 page :85 ) différents de P ( Fig.21 et tableau 13 ) :

- niveau élevé en P (207.14ppm) pour le sol non calcaire (S1 à 2.1%  $\text{CaCO}_3$ ),
- niveau normal en P ( 201.30,192.37 et 186.36ppm ) pour les sols moyennement calcaires ( S2 à 16.94%  $\text{CaCO}_3$ ) et calcaire(S3 à 26.63% et S4 à 32.50%  $\text{CaCO}_3$ ),
- niveau très faible en P (71.00 et 37.55ppm) pour les sols très calcaires (S5 à 41.11% et S6 à 67.35%  $\text{CaCO}_3$ ) .

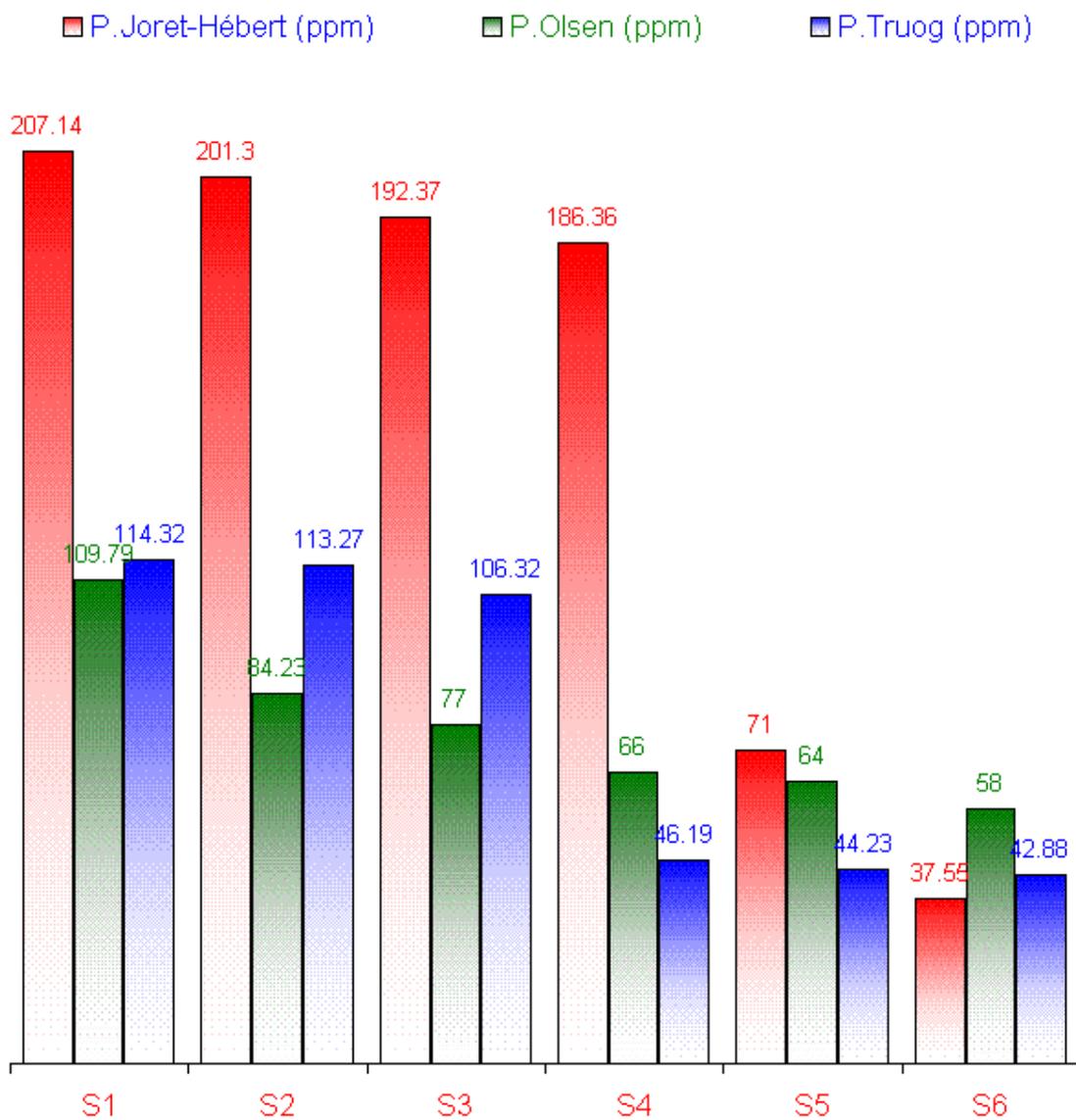
### - Au vue de la méthode OLSEN :

Les résultats obtenus du dosage du phosphore assimilable extrait par le bicarbonate de sodium ( $\text{Na HCO}_3$ ) ont permis de dégager un seul niveau de fertilité phosphatée ( cf.chap.3 page :80 ) et ce, d'après la norme d'interprétation habituellement employée dans cette méthode. En effet, tous les sols étudiés se sont révélés riches en phosphore assimilable que ce soit pour le sol non calcaire, moyennement calcaire, calcaire et des sols très calcaires ( Fig.21 et tableau 13 ) .

### - Au vue de la méthode TRUOG :

L'extraction du phosphore assimilable avec l'acide sulfurique très dilué a permis de faire ressortir trois niveaux (cf.chap.3 page :88) croissants de fertilité phosphatée ( Fig.21 et tableau 13 ) :

- Un niveau très riche avec des teneurs en P oscillant autour de 114.32 et 106.32 ppm et ce pour respectivement le sol non calcaire (S1 à 2.1%  $\text{CaCO}_3$ ), le sol moyennement calcaire ( S2 à 16.94%  $\text{CaCO}_3$ ) et calcaire(S3 à 26.63%  $\text{CaCO}_3$ ) ;
- Un niveau riche avec une quantité de P égale à 46.19 ppm pour le sol calcaire ( S4 ayant un taux de 32.50%  $\text{CaCO}_3$  total) ;Un niveau moyen en P (44.23 et 42.88ppm) pour les sols calcaires et très calcaires (S5 et S6 ayant respectivement des taux de  $\text{CaCO}_3$  de 41.11% et 67.35%).



**Fig.21** : Teneurs des sols étudiés en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) .

**Tableau 13** : Teneurs des six sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes, phosphore exporté par la plante et matière sèche produite.

SOLS	JORET-HEBERT	OLSEN	TRUOG	Matière sèche produite	P exporté par la plante
	P (ppm)	P (ppm)	P (ppm)	(g/pot)	P(%MS)
<b>S 1</b>	207.14	109.79	114.32	1.223	56.28
<b>S 2</b>	201.30	84.23	113.27	0.782	23.81
<b>S 3</b>	192.37	77.00	106.32	0.686	21.44
<b>S 4</b>	186.36	66.00	46.19	0.680	19.12
<b>S 5</b>	71.00	64.00	44.23	0.633	14.33
<b>S 6</b>	37.55	58.00	42.88	0.535	08.33

**1.2 - Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes de dosage en fonction du taux de calcaire total :**

Le graphique consigné dans la figure 22 montre des taux de phosphore assimilable évoluant en sens inverse par rapport à la teneur en  $\text{CaCO}_3$  total. En effet, avec des taux croissants en  $\text{CaCO}_3$  total ( 2.1, 16.94, 26.63, 32.50, 41.11 et 67.35% ) les teneurs en P s'avèrent décroissants et ceci respectivement pour les trois méthodes :

- Méthode Joret-Hébert de 207.14 à 37.55ppm ;
- Méthode Olsen de 109.79 à 58.00ppm ;
- Méthode Truog de 114.32 à 42.88ppm.

Ceci s'est traduit par des coefficients de corrélation négatifs entre les deux variables traitées (phosphore assimilable extrait par les différentes méthodes et taux du calcaire total ), en effet les valeurs sont de l'ordre de - 0.89, de - 0.90 et de - 0.82 pour respectivement la méthode Joret-Hébert, d'Olsen et de Truog. On constate en outre que cette corrélation négative est d'autant plus accentuée dans les sols où le phosphore a été extrait par la méthode d'Olsen.

Les résultats semblent conformes à ceux obtenus par Carreira et al (1997). Ces auteurs en étudiant la fixation du phosphore dans les sols calcaires méditerranéens ont montré que le phosphore lié au calcium était essentiellement de forme apatitique. Cependant, une partie du phosphore labile est apparue adsorbée sur les carbonates. Castro et al (1998) ont mené une étude similaire sur des vertisols et inceptisols d'Andalousie. Ces derniers ont constatés que le phosphore est contrôlé par une phase minérale du calcium, moins soluble que l'octocalcium-phosphate alors que lors d'un apport d'engrais phosphaté, celle ci apparaissait après un certain temps de contact. Cette insolubilisation du phosphore semble favorisée par les plus fortes concentrations en calcaire.

L'adsorption des ions ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) sur le calcaire est une réaction chimique de surface conduisant à la formation de germes superficiels des phosphates calciques ( Arvieu, 1980 ). Ces derniers évoluent progressivement en hydroxyapatite ( $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ ) ou en phosphate octocalcique ( $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6$ ) ( Morel, 1996 ). Dans les sols calcaires, une première réaction transforme le phosphate monocalcique «  $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  » en phosphate dicalcique dihydraté «  $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  » ( Arvieu, 1972 ).

Le dicalcique n'est pas stable et évolue vers des formes plus riches en calcium et de moindre solubilité, Il se forme en particulier un phosphate intermédiaire l'octocalcique «  $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6$  ». Ces deux étapes se produisent plutôt et avec une vitesse d'autant plus grande que la température ou la quantité de  $\text{CaCO}_3$  mise en expérience sont plus élevées (Arvieu, 1974 ).

### **1.3. - Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes de dosage en fonction du taux de calcaire actif :**

Les résultats permettent de déduire que les constatations observées pour le calcaire actif sont identiques à celles obtenues pour le calcaire total, puisqu'on observe également que les taux du phosphore assimilable des sols étudiés évoluent en sens inverse de leurs teneurs en calcaire actif (fig. 23), c'est à dire qu'avec des taux croissants en  $\text{CaCO}_3$  actif ( 0, 5.05, 16.43, 20.97, 25.94 et 29.39% ) les teneurs en P décroissent et ceci quelque soit la méthode d'extraction et de dosage employée. Pour les trois méthodes, les résultats sont de 207.14 à 37.55 ppm pour P extrait par la méthode de Joret-Hébert, de 109.79 à 58.00 ppm et de 114.32 à 42.88 ppm pour respectivement la méthode Olsen et Truog. Ceci s'est traduit par des

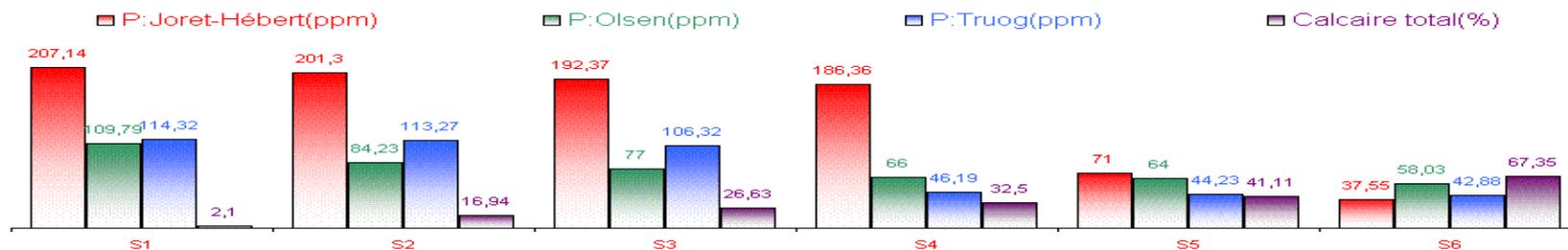


Fig . 22 : Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du taux de calcaire total .

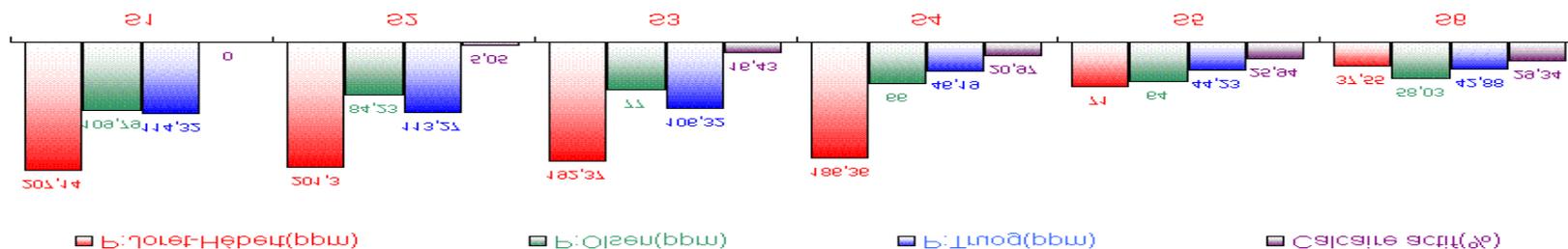


Fig . 23 : Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du taux de calcaire actif .

coefficients de corrélation négatifs entre les deux variables traitées (phosphore assimilable extrait par les différentes méthodes et calcaire actif du sol), en effet les valeurs sont de l'ordre de  $-0.82$ , de  $-0.95$  et de  $-0.90$  pour respectivement la méthode Joret-Hébert, d'Olsen et de Truog. On constate en outre que cette corrélation négative est d'autant plus accentuée dans les sols où le phosphore a été extrait par la méthode d'Olsen.

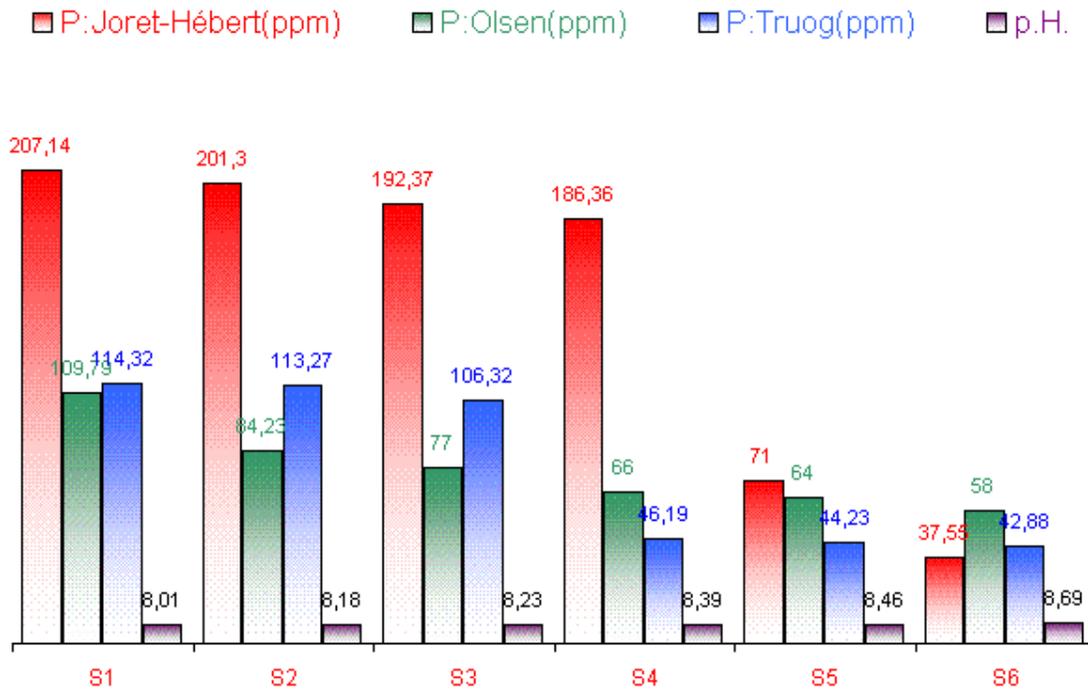
#### **1.4. - Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes en fonction de la réaction du sol :**

Les remarques formulées précédemment à propos de la relation entre le phosphore assimilable ainsi que le calcaire total et le calcaire actif sont identiques à celles de la réaction du sol. Il en découle que les taux du phosphore assimilable extraits évoluent également en sens inverse de l'évolution du pH (Fig .24). Ceci s'est traduit par des coefficients de corrélation négatifs entre les deux variables traitées (phosphore assimilable extrait par les différentes méthodes et pH du sol), en effet les valeurs sont de l'ordre de  $-0.88$ , de  $-0.92$  et de  $-0.88$  pour respectivement la méthode Joret-Hébert, d'Olsen et de Truog. On constate en outre que cette corrélation négative est d'autant plus accentuée dans les sols où le phosphore a été extrait par la méthode d'Olsen.

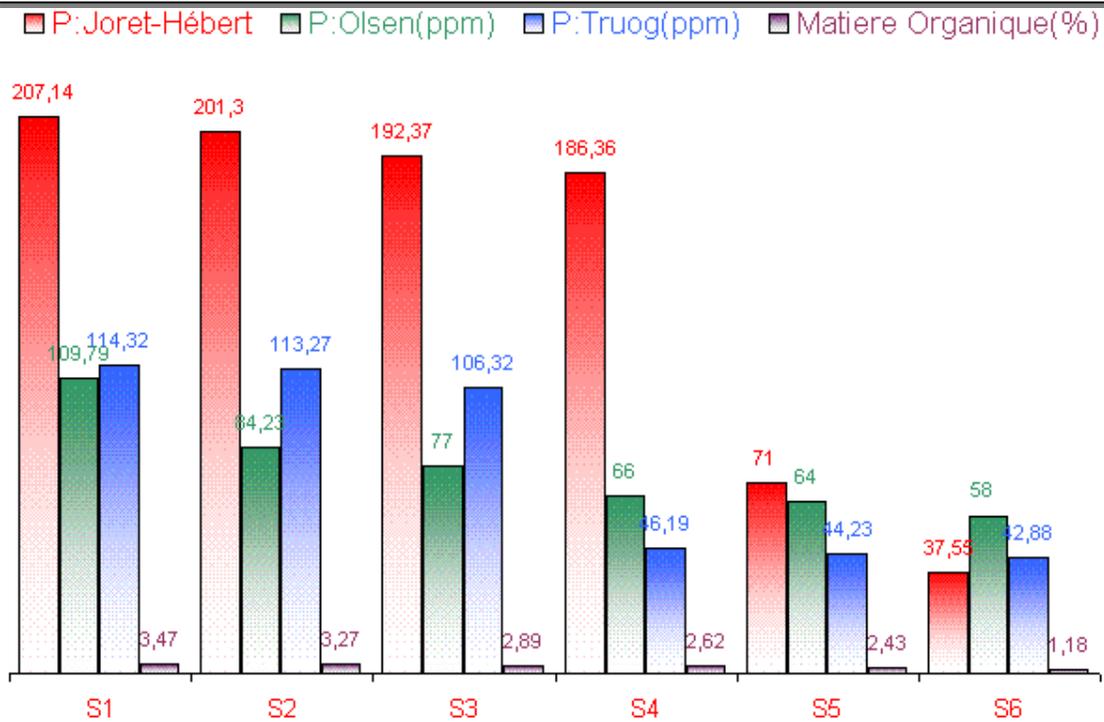
De nombreux auteurs s'accordent à dire que la réaction du sol influe fortement la biodisponibilité et la forme du phosphore dans les sols. Selon Gervy (1970) et Velayutham (1980) la disponibilité du phosphore est étroitement liée au pH du sol. Dans le cas des sols ayant fait l'objet de cette étude leur pH enregistré a été supérieur à 8 ; ce qui provoque la prédominance de l'ion  $\text{HPO}_4^{2-}$  (fig. 4b). Il s'agit de la précipitation des phosphates de calcium dépendant fortement des conditions physico-chimiques de la solution du sol. En effet, les pH basiques favorisent cette précipitation pour former des phosphates insolubles comme le montre la figure 10 (Stumm et al.,1996).

#### **1.5.Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes en fonction du taux de la matière organique :**

Contrairement aux observations faites concernant les relations établies entre d'un côté le phosphore assimilable extrait du sol par les différentes méthodes et d'un autre le taux du calcaire total, du calcaire actif et la réaction du sol ; les remarques à



**Fig. 24** : Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du pH



**Fig. 25** : Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog) en fonction du taux de la matière organique,

propos de la relation de cet élément avec le taux de la matière organique du sol sont tout à fait contraires à celles des trois variables précitées. Les valeurs enregistrées sont de ce fait inversement proportionnelles. Ainsi les taux de matière organique et le phosphore assimilable extrait par l'une ou l'autre des méthodes décroissent en même temps (fig.25). En effet, le coefficient de corrélation entre les deux paramètres est de l'ordre de 0.89, 0.82 et 0.80 pour respectivement le phosphore extrait par la méthode Joret-Hébert, Olsen et Truog.

D'après Farès et al. (1974) les complexes phosphore-matière organique limiteraient les rétrogradations des ions phosphoriques et permettraient une libération plus facile de ces ions au bénéfice de la plante.

Une fraction du phosphore des phosphates insolubles Ca, Fe et Al peut être libérée grâce à l'action des acides organiques ou des agents chélatants produits lors de la dégradation des résidus organiques, surtout en conditions climatiques boréales et dans les podzols où l'acidité est élevée (Morel, 1996). En revanche, en milieu alcalin la matière organique favorise la protection du  $P_2O_5$  par des composés dits humâtes alcalins formés lors de la décomposition. Les humâtes de calcium ont la propriété de fixer l'acide phosphorique ( fig.14 ), ceci est possible à pH supérieur à 7 ce qui est d'un grand intérêt en sols calcaires où les ions phosphoriques sont ainsi protégés contre les risques d'insolubilisation (Gervy,1970).

## **1.6. - Etude comparative de l'effet des agents d'extraction employés avec les trois méthodes sur le phosphore assimilable des sols :**

### **1.6.1 – analyse de la variance :**

L'analyse de la variance à deux facteurs sols et agents d'extraction en randomisation totale a révélée une **différence significative** entre les quantités de P assimilable des six (6) sols ayant fait l'objet de cette étude. En comparant le test de FISCHER (F) (tableau 14) pour l'ensemble des observations avec celui tabulée au seuil de 5 % ( $\alpha = 0,05$ ), on constate que F calculée pour le facteur 1 ( sol ), est supérieur à F tabulée avec des valeurs respectives de 4,08 et 3,33. La signification est du même ordre de grandeur pour l'ensemble des sols. Le test de NEWMAN-KEULS classifie les sols dans un seul groupe homogène (tableau 15) .

$$\mathbf{F \text{ calculée} = 4,08 \gg F \text{ tabulée} = 3,33 \text{ au seuil de } 5 \%}$$

**Tableau 14** : Analyse de la variance a deux facteurs en randomisation totale

VARIANCE	DDL	CARRES MOYENS	TEST F	PROBA.	ECART-TYPE	COEFFICIENT DE VARIATION
VAR. TOTALE	17	3366.13				
VAR. F1	5	4888.60	<b>4,08</b>	0.0282		
VAR. F2	2	10399,85	<b>8,68</b>	0,0067		
VAR. résiduelle 1	10	1198.16			34,61	34,2

**TABLEAU 15** : Classement des groupes homogènes pour le facteur 1 : sol

FACTEUR 1	LIBELLES	MOYENNES	GROUPES HOMOGENES
1	S1	143,75	A
2	S2	132,93	A
3	S3	125,23	A
4	S4	99,52	A
5	S5	59,74	A
6	S6	46,14	A

En outre on observe également une **différence hautement significative** entre le phosphore assimilable extrait par les 3 méthodes (facteur 2) aussi bien par la méthode de Olsen, que celle de Truog et de Joret-Hébert. Le test de FISCHER pour l'ensemble des observations est de 8,68 alors qu'il n'est que de 7,56 au seuil de 1 % au niveau de la table de FISCHER-SNEDOCOR ( $p = 0,99$ ) (tableau 14).

**F calculée = 8,68 >> F tabulée = 7,56 au seuil de 1 %**

Toutefois, on assiste à un léger rapprochement entre le P assimilable extrait par la méthode Truog et la méthode Olsen. Ceux-ci se rassemblent dans un même groupe homogène (tableau 16).

**Tableau 16 :** Classement des groupes homogènes pour le facteur 2 : agents d'extraction ( ou méthodes d'extraction et de dosage ).

FACTEUR 2	LIBELLES	MOYENNES	GROUPES HOMOGENES
1	P.Joret-Hébert	149,29	A
3	P.TRUOG	77,87	B
2	P.OLSEN	76,50	B

Il ressort de cette analyse qui sert essentiellement à la comparaison des moyennes, que les sols de la région d'Ichmoul ayant des taux croissants en calcaires présentent des teneurs en phosphore assimilable différentes. Ces deux paramètres évoluent d'une manière inversement proportionnelle.

Il ressort également de cette étude analytique que l'agent d'extraction a un effet remarquable sur la quantité de phosphore extraite.

**1.7. Corrélations multiples entre les résultats d'analyse du phosphore assimilable obtenus par les trois méthodes de dosage et d'extraction et la matière sèche produite par le ray-grass :**

L'étude de la corrélation entre les résultats d'analyse du phosphore assimilable obtenus par les trois méthodes employées dans les sols calcaires et la matière sèche produite par la culture s'est révélée positive (tableau 17 et fig. 26, 27 et 28). Avec un coefficient de corrélation très élevé  $r = 0.97$ , la plus forte netteté de la relation entre le phosphore assimilable et matière sèche a été observée dans la méthode Olsen . Les corrélations sont également positives entre ces deux paramètres mais demeurent moins importantes dans la méthode Joret-Hébert et celle de Truog. Les coefficients de corrélation calculés sont respectivement pour la méthode de Joret-Hébert et de celle de Truog de l'ordre de  $r=0.63$  et de  $r=0.68$ .

**Le phosphore assimilable extrait par la méthode Olsen s'est donc révélé d'une corrélation hautement significative avec la variable matière sèche produite.**

**Tableau N°17** : Corrélations multiples entre Phosphore assimilable extrait par trois méthodes d'extraction et matière sèche (g) et P.EXP (en % de MS).

	<b>P Joret-Hébert</b>	<b>P-Olsen</b>	<b>P –Truog</b>
<b>MS (g)</b>	0,6285	<b><u>0,9695</u></b>	0,6792
<b>P.EXP (% MS)</b>	0,6493	<b><u>0,9686</u></b>	0,6885

**1.8. Corrélacion entre les résultats d'analyse du phosphore assimilable obtenus par les trois méthodes et le phosphore exporté par le ray-grass :**

L'analyse de la matrice de corrélation entre le phosphore assimilable extrait et dosé par les trois méthodes en sols calcaires et le phosphore exporté par le végétal (Ray Grass d'Italie) montre une corrélation positive entre ces deux variables, toutefois celle-ci est fortement prononcée pour le cas du phosphore extrait par la méthode Olsen. En effet, le coefficient de corrélation pour cette dernière est très élevé  $r = 0.97$ . Ceci dénote que la corrélation est non seulement positive mais elle est hautement significative. En outre et malgré leur corrélation positive les méthodes de Joret-Hébert et de Truog semblent beaucoup moins corrélées avec la variable phosphore assimilable et ce comparativement avec la méthode d'Olsen. La plus forte netteté de la relation entre le phosphore assimilable et le phosphore exporté par le végétal (Ray Grass d'Italie) a été donc observée dans la méthode Olsen. Les coefficients de corrélation calculés sont respectivement pour la méthode de Joret-Hébert et de celle de Truog de l'ordre de  $r = 0.65$  et de  $r = 0.69$  ( tableau 17 et fig. 29, 30 et 31).

**Le phosphore assimilable extrait par la méthode Olsen s'est donc révélé d'une corrélation hautement significative avec la variable phosphore exporté par le végétal.**

Fig. 26 : CORRELATION P. JORET-HEBERT/MATIERE SECHE (g)

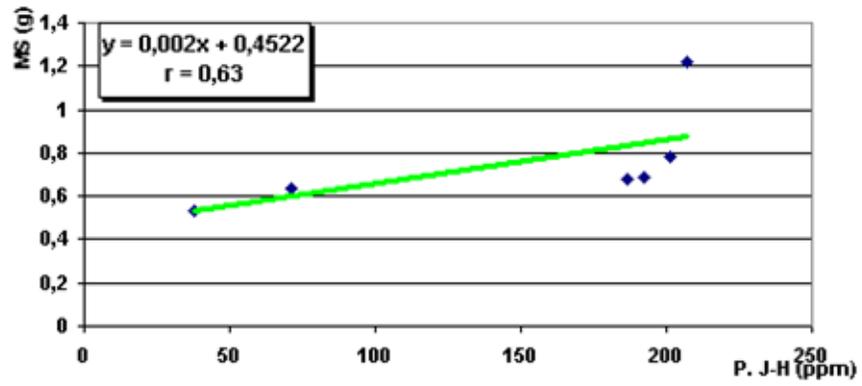


Fig. 27 : CORRELATION P. OLSEN / MATERE SECHE (g)

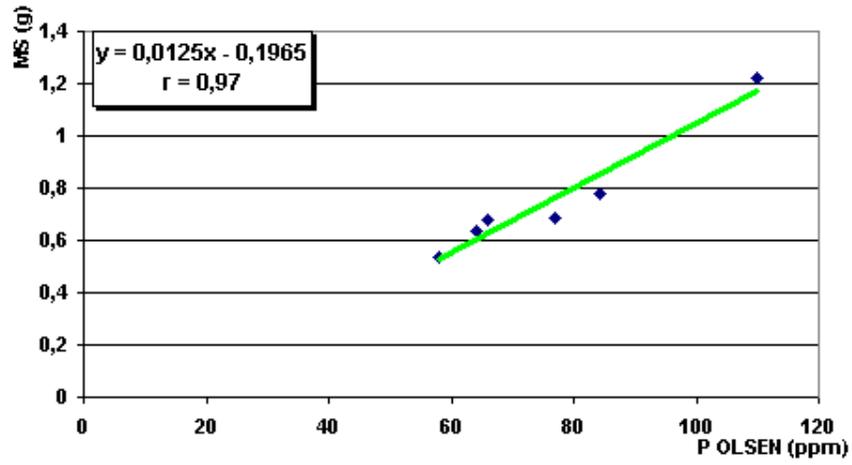
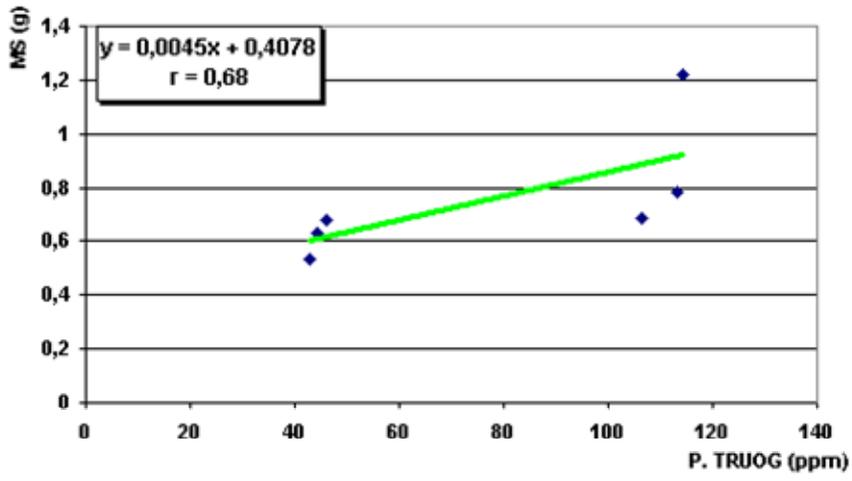
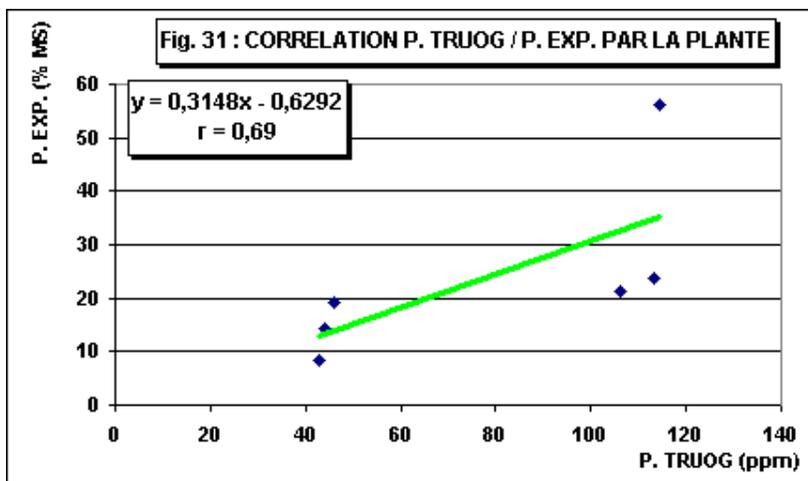
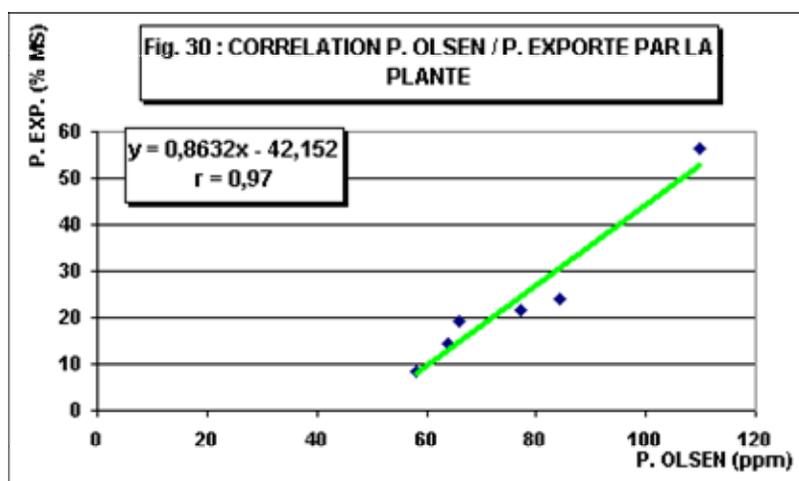
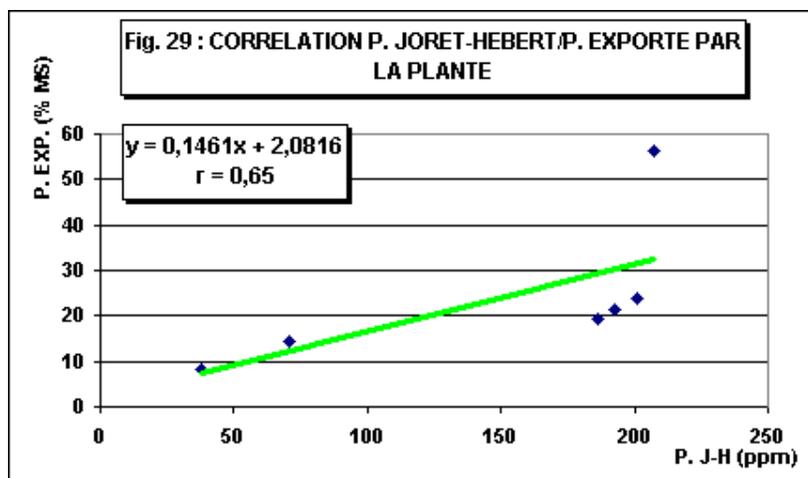


Fig. 28 : CORRELATION P. TRUOG / MATERE SECHE (g)





## 2. CONCLUSION :

Les résultats semblent conformes à ceux obtenus par Bingham, 1962; Gachon, 1969; Walmsley et al, 1973; Gachon, 1979; Boniface; Trocmé, 1988; Moughli, 1991 et Muray , 1997. Ces auteurs en étudiant le dosage par divers réactifs chimiques utilisés pour les déterminations de "phosphore assimilable" au niveau des laboratoires d'analyses de routine dans les sols calcaires méditerranéens ont pu constater que les quantités du phosphore assimilable extraites par le réactif bicarbonique sont corrélées tant à la réponse culturale (Bingham, 1962; Walmsley et al, 1973) qu'à des indices déduits de mesures isotopiques (Boniface et al ,1988) qui sont eux-mêmes corrélés aux prélèvements de phosphore par les cultures (Gachon, 1969; Gachon, 1979; Moughli ,1991 et Muray ,1997)

L'hypothèse retenue pour expliquer le niveau plus élevé des corrélations obtenues en faisant appel à l'extractant bicarbonique a été que le phosphore prélevé par les cultures est d'une nature physico-chimique plus voisine de celle du phosphore extrait par Olsen que de celle du phosphore extrait par les autres méthodes (Joret-Hébert et Truog).

Donc, les résultats permettent de déduire que la méthode Olsen est la plus adaptée au sols calcaires .

## **CONCLUSION GENERALE :**

L'objectif de ce travail était de faire ressortir une méthode chimique de détermination de la richesse du sol en phosphore assimilable qui pourrait être adaptée aux sols à teneurs variables en calcaire de la région d'Ichmoul située dans la wilaya de Batna (Aurès) étudiés à travers une comparaison de trois méthodes, préconisée pour les sols calcaires.

Pour cela, trois méthodes d'extraction et de dosage du phosphore assimilable dans le sol ont été utilisées. Il s'agit de :

- Joret-Hébert (extraction par l'oxalate d'ammonium 0.2N)
- Truog (extraction par l'acide sulfurique très dilué 0.002N)
- Olsen (extraction par le bicarbonate de sodium 0.5N)

Les résultats d'extraction du phosphore assimilable par l'oxalate d'ammonium font ressortir trois niveaux différents de P :

- Niveau élevé en P (207.14ppm) pour le sol non calcaire (S1 à 2.1% CaCO<sub>3</sub>),
- Niveau normal en P ( 201.30,192.37 et 186.36ppm ) pour les sols moyennement calcaires ( S2 à 16.94% CaCO<sub>3</sub>) et calcaire (S3 à 26.63% et S4 à 32.50% CaCO<sub>3</sub>),
- Niveau très faible en P (71.00 et 37.55ppm) pour les sols très calcaires (S5 à 41.11% et S6 à 67.35% CaCO<sub>3</sub>),

Les résultats obtenus du dosage du phosphore assimilable extrait par le bicarbonate de sodium (Na HCO<sub>3</sub>) ont permis de dégager un seul niveau de fertilité phosphatée et ce, d'après la norme d'interprétation habituellement employée dans cette méthode. En effet, tous les sols étudiés se sont révélés riches en phosphore assimilable que ce soit pour le sol non calcaire, moyennement calcaire, calcaire et les sols très calcaires .

L'extraction du phosphore assimilable avec l'acide sulfurique très dilué a permis de faire ressortir également trois niveaux croissants de fertilité phosphatée :

- Un niveau très riche avec des teneurs en P oscillant autour de 114.32 et 106.32ppm et ce pour respectivement le sol non calcaire (S1 à 2.1% CaCO<sub>3</sub>), le sol moyennement calcaire ( S2 à 16.94% CaCO<sub>3</sub>) et calcaire(S3 à 26.63% CaCO<sub>3</sub>);
- Un niveau riche avec une quantité de P égale à 46.19 ppm pour le sol calcaire (S4 ayant un taux de 32.50% CaCO<sub>3</sub> total) ;

- Un niveau moyen en P (44.23 et 42.88ppm) pour les sols calcaires et très calcaires (S5 et S6 ayant respectivement des taux de CaCO<sub>3</sub> de 41.11% et 67.35%).

En ce qui concerne la diversité des agents d'extractions du phosphore qui donnent des taux variables du phosphore assimilable pour un même type de sol et dans une même région, cette différence est due à ce que chaque méthode utilise un réactif d'extraction spécifique et qui agit sur des formes de phosphore bien déterminées ; dire que telle méthode est valable pour tous les types de sols, c'est dire que le réactif d'extraction utilisé peut agir sur toutes les formes du phosphore dans le sol. Cela nous semble impossible, car aucune méthode à nos jours n'a pu devenir universelle ( Morel , 2002) .

L'analyse de la variance à deux facteurs sols et agents d'extraction en randomisation totale a révélée une **différence significative** entre les quantités de P assimilable des six (6) sols ayant fait l'objet de cette étude.

En outre on observe également une **différence hautement significative** entre le phosphore assimilable extrait par les 3 méthodes (facteur 2) aussi bien par la méthode de Olsen, que celle de Truog et de Joret-Hébert.

Il ressort de cette étude analytique que l'agent d'extraction a un effet remarquable sur la quantité de phosphore extraite.

L'étude de la corrélation entre les résultats d'analyse du phosphore assimilable obtenus par les trois méthodes employées dans les sols calcaires et la matière sèche produite par la culture s'est révélée positive. Avec un coefficient de corrélation très élevé **r = 0.97**, la plus forte netteté de la relation entre le phosphore assimilable et matière sèche a été observée dans la méthode Olsen. Les corrélations sont moins importantes dans la méthode Joret-Hébert et celle de Truog de l'ordre de r = 0.63 et de r = 0.68. **Le phosphore assimilable extrait par la méthode Olsen s'est donc révélé d'une corrélation hautement significative avec la variable matière sèche produite.**

L'analyse de la matrice de corrélation entre le phosphore assimilable extrait par les trois méthodes en sols calcaires et le phosphore exporté par le végétal (Ray Grass d'Italie) montre une corrélation positive, toutefois celle-ci est fortement prononcée pour le cas du phosphore extrait par la méthode Olsen, le coefficient de corrélation pour cette dernière est très élevé **r = 0.97**. En outre et malgré leur

corrélation positive les méthodes de Joret-Hébert et de Truog semblent beaucoup moins corrélées avec la variable phosphore exporté par le végétal avec  $r = 0.65$  et de  $r = 0.69$  et ce comparativement avec la méthode d'Olsen. **Le phosphore assimilable extrait par la méthode Olsen s'est donc révélé d'une corrélation hautement significative avec la variable phosphore exporté par le végétal.**

Ce qui nous amène à dire que la méthode **Olsen** est apparue la mieux adaptée en sols calcaires. En effet, celle-ci semble donner des informations qui sont le plus en accord avec les résultats biologiques (Admont et al., 1986) ; il a par ailleurs été prouvé que les réactifs oxalique de Joret-Hébert et sulfurique de Truog utilisés permettent également l'extraction d'une grande quantité de phosphore mais celle-ci est peu ou non mobile.

En raison de la faiblesse des teneurs en phosphore des solutions de sol, l'emploi d'un agent extractant plus efficace en analyse de routine est plus qu'indispensable. A ce titre, et parmi les extractants utilisés, la solution d'**Olsen** est le meilleur des composés puisqu'il est celui qui extrait le moins de formes non mobiles. Le réactif Joret-Hébert est un peu moins satisfaisant que celui d'**Olsen**, enfin la méthode de Truog se place en dernière position (Fardeau et al., 1988).

Les résultats trouvés conduisent à considérer que l'emploi de la méthode **Olsen** en analyse chimique, pour apprécier le niveau de fertilité phosphorique des sols calcaires, représente un léger progrès par rapport aux méthodes actuellement utilisées (Joret-Hébert).

L'existence d'interactions variables entre les sols et les agents d'extraction oblige à conclure à l'impossibilité de trouver un réactif qui extraierait tout le phosphore assimilable et rien que le phosphore assimilable . C'est pourquoi l'avenir devrait être tourné vers des techniques qui permettraient d'approcher les paramètres de mobilités des ions phosphatés pour pouvoir rendre compte des potentialités de transfert dans les systèmes sol-solution-engrais-plante. C'est une des voies nécessaires au progrès du raisonnement de la fertilisation phosphatée basée sur les analyses du sol.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams MA. et Byrne L T., 1989** 31P NMR analysis of phosphorus compounds in extracts of surfaces soils from selected Karri (Eucalyptus diversicolor F. muell.) forests. Soil Biol. Biochem. 21: 523-528.
- Admont PH. ; Boniface R. ; Fardeau JC. ; Jahiel M. ; Morel G., 1986** Quelques observations sur les méthodes actuelles de dosage du phosphore assimilable des sols. Application à l'étude de la valeur fertilisante des phosphates naturels. C.R. Acad. Acad. Agri. Fr., 72 (1): 69 –79.
- Anderson DL., 1989** Theory of the earth. Blackwell, Oxford.
- Anderson SJ. et Sposito G., 1991** Cesium adsorption method for measuring accessible structural surface charge. Soil Science Society of America Journal, 55: 1569-1576.
- Ansiaux J.P., 1977** Le niveau de fertilité phosphorique des sols. Phosphore Agri., 70, 1 –11.
- Arvieu J.C., 1972** Contribution à la connaissance de l'évolution des engrais phosphatés en sol calcaire. Etude cinétique des réactions entre orthophosphates solubles et CaCO<sub>3</sub>. Propriétés physico-chimiques des apatites phosphocalciques formées. Thèse doctorat univ. Nice INRA 151p.
- Arvieu J.C., 1974** Les processus chimiques de l'évolution des phosphates en sols calcaires .Sciences du Sol, n°4, p.207-217.
- Arvieu J.C., 1980** Réaction des phosphates minéraux en milieu calcaire ; conséquences sur l'état et la solubilité du phosphore. Bull. Assoc. Fr. Etude sol, 3, 179 – 189.
- Arvieu JC. et Bouvier O., 1974** Les processus chimiques de l'évolution des phosphates en sol calcaire. Bull AFES .n°4pp.207-224.
- Assuero SG. ; A. Mollier and S. Pellerin, 2004** The decrease in growth of phosphorus-deficient maize leaves is related to a lower cell production. Plant Cell and Environment 27:887-895.
- Aubert G., 1978** Méthodes d'analyse des sols .Centre national de documentation pédagogique, Marseille, 198p.
- Ayache N., 1996** Contribution à la création d'une banque de données pédologiques des sols calcaires de l'Algérie du Nord. Mémoire ing. INA. Alger .70p
- Bache BW., 1964** Aluminum and iron phosphates studies relating to soils. II. Reactions between phosphates and hydrous oxydes. Journal of Soil Science, 15: 110-116.
- Baize D., 2000** Guide des analyses en pédologie, 2<sup>e</sup> éd., INRA, Paris. 280p.
- Barber SA., 1984** Essai de définition de la fertilité du sol. Bull. de l'AFES, 67 : 210-217.
- Barrow NJ. , 1985** Reactions of anions and cations with variable charge soils. Advances in Agronomy, 38: 183-230.

- Barrow NJ. ; Bowden JW. ; Posner AM. et Quirk JP., 1990** An objective method for testing models of ion adsorption on variable charge surfaces. *Aust. J. Soil Res.*, 18 : 37-47.
- Beck MA.; Robarge WP. et Buol SW., 1999** Phosphorus retention and release of organic carbon by two andisols. *European Velayutham M. (1980) Journal of Soil Science*, 50: 157-164.
- Benabdi M., 1993** Etude de l'influence du calcaire sur l'assimilabilité du phosphore. Thèse ing. Agro. El-harrach 60p.
- Bennett PC. ; Choi WJ. et Rogers JR., 1998** Mineral destruction of feldspars. *Mineralogical Magazine*, 62A: 149-150.
- Bernard M., 1994** Cours de chimie minérale. Dunod, Paris, deuxième édition. 406 pages.
- Bertrand et al., 2001** Mobilisation du phosphore par les racines : Etude des minéraux modèles calcite et goethite . Thèse doctorat . Géoscience de l'environnement.Aix en Provence.
- Bingham FT. , 1962** Chemical test for available phosphorus. *Soil Science* 94, 87-95.
- Bloom PR., 1981** Phosphorus adsorption by aluminum peat complex. *Soil Science Society of America Journal*, 45: 267-272.
- Boischot P., 1968** Réactions des phosphates solubles en sol calcaire.n°4, 29-36p.
- Bock L., 1984** L'intégration chronospatiale des accumulations calcaires.Approche morphopédologique et géochimique dans un paysage semi-aride de l'Atlas tellien ( Algérie ).thèse doctorat, univ.Gembloux Belgique,447p.
- Bolan NS., 1991** Describing the effect of time on sorption of phosphate by iron and aluminum hydroxides. *Journal of Soil Science*, 36: 187-197.
- Boniface R. ;Fardeau JC. ; Giraud G.et Trocmé S., 1979** Utilisation du phosphore et de l'azote appliqués en couverture sur le blé.Etude à l'aide d'éléments marqués.*Agrochimica*, 23 : 165-178.
- Boniface R. et Trocmé S., 1988** Essais sur la fumure phosphatée . In *Phosphore et Potassium dans les relations sol-plante : conséquences sur la fertilisation . INRA Editeur*, 279-402.
- Bonneau M. et Souchier B., 1994** *Pédologie : 2. Constituants et propriétés des sols*, tome 2. Masson, Paris, deuxième édition. 665 pages.
- Buckman H. et Brady N. , 1965** *Les sols : nature et propriétés* .Ed. l'organisation,Paris. Pp :397-410.
- Brannon CA. et Sommers LE., 1985** Stability and mineralization of organic phosphorus incorporated into model humic polymers. *Soil Biol. Biochem.* 17: 221-227.
- Brookes PC. ; Powelson DS. et Jekinson DS., 1984** Phosphorus in soil microbial biomass. *Soil Biol. Biochem.* 14: 319-329.

- Callot G.; Chamayou H. et Dupuis M., 1978** Variation du pH de la solution de matériaux calcaires en relation avec la dynamique de l'eau. *Eléments d'analyse d'un système carbonate*. Ann. Agron., 29-37.
- Carreira J A. et Lajtha K., 1997** Factors affecting phosphate sorption along a Mediterranean dolomitic soil and vegetation chronosequence. *European Journal of Soil Science*, 48: 139-149.
- Castro B. et Torrent J., 1998** Phosphate sorption by calcareous vertisol and inceptisols as evaluated from extended P-sorption curves. *European Journal of Soil Science*, 49: 661-667.
- Chang SC. et Jackson ML., 1957** Fractionation of soil phosphorus. *Soil Sc.*, 84, 133-144.
- Claassen N.; L. Hendriks and A. Jungk. , 1981** Rubidium depletion of the soil-root interface by maize plants. *Zeitschrift fuhr Pflanzenerfahrung und Bodenkunde* 144:533-545.
- Clément A., 1990** Etude de l'association de culture du maïs (*Zea mays* L.) et du soja (*Glycine max* L. Merr.) dans la vallée de Chitawan, Népal. Thèse Doctorat. 180p.
- Cole CV. ;Olsen SR. and Scott CO. , 1953** The nature of phosphate sorption by calcium carbonate. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 17:352-6.
- Condron LM. et Goh L M. 1989** Effect of long-term phosphatic fertilizer applications on amounts and forms of phosphorus in soils under irrigated pasture in New Zealand. *Journal of Soil Science*, 40: 383-385.
- Conesa AP. , 1969** Quelques aspects de la distribution du phosphore en sol calcaire. *Ann. Agron.* 20:225-244.
- Cox PA., 1989** The elements: their origin, abundance and distribution. Oxford University Press, Oxford 297p.
- CPCS, 1967** Classification des sols .laboratoire de géologie pédologie de l'ENSA . Paris Grignon, 87p.
- Dabin B., 1967** Application des dosages automatiques à l'analyse des sols .3<sup>e</sup> partie, Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, vol. 3, 257-286.
- Daubeny D., 1845** On the distinction between dormant and active ingredients of the soil. *J.r.agric.soc.*, 7, 1, 237 à 245.
- Deherain PP., 1881** L'acide phosphorique du sol . *ann.agron.*, 6, 445-454.
- Demolon A., 1968** Dynamique du sol . Ed.masson .520p.
- Dewis J. et Freitas F., 1984** Méthodes d'analyse physique et chimique des sols et des eaux . Bull. pédologique FAO, n°10, Rome.
- Dibbe B., 1973** Les carbonates des sols calcaires et leur comportement en présence de solution de phosphates de potassium. thèse doctorat Université de Renne, 120p.
- Diehl R., 1975** Agriculture générale. Ed. J.B. Baillière, Paris, 396 p.
- Djili K. , 1983** Cartographie des sols en milieu steppique calcaire. thèse magister, INA El-harrach, 100p.

- Djili K. , 2000** Contribution à la connaissance des sols du Nord de l'Algérie. Thèse doctorat INA el-harrach ALGER, p.243.
- Duchaufour Ph., 1997** Abrégé de pédologie, sol, végétation, environnement, 5<sup>e</sup> éd., Masson, Paris 335p .
- Du chauffour Ph. , 1995** Abrégé de pédologie :sol,végétation , environnement .Ed.masson Paris 319p.
- Duthil J., 1973** Eléments d'écologie et d'agronomie. T III. Ed. J.B. Baillière, Paris, 263 – 656.
- Duthil P. , 1976** La fertilité phosphatée des sols calcaires. Ann. Agron., INA Alger, 6 (2) : 75 – 80.
- Dyer B., 1894** On the analytical determination of probably available« minerai » plant-food in soil. 1. Chem. Soc., London, 65, 115-129.
- Echevarria G.; Morel J.L. , 2000** Evaluation de la biodisponibilité des éléments en traces métalliques dans les sols . pp.333-340,les nouveaux défis de la fertilisation raisonnée, Ed. par G.Thévenet ( COMIFER) et A.Joubert (GEMAS).
- Eliard JL., 1979** Manuel d'agriculture générale . Ed. J.B. Baillière, Paris, 344 p.
- Espiau P., 1994** Le complexe adsorbant , chap.XX, 489-510,in Duchaufour et Souchier éd.,Pédologie,2,constituants et propriétés du sol, Masson,Paris.
- Fardeau JC. ;Dorioz JM. , 2001** La dynamique du phosphore dans les zones humides .in :Fustec E et Lefeuvre JC(eds).Fonctions et valeurs des zones humides .pp.143-459.Dunod.Paris.
- Fardeau JC. ; Jappe J. , 1979** Analyse par dilution isotopique de la fertilité et de la fertilisation phosphorique de quelques sols du Québec.Can.J.Soil Sci.58 :251-258.
- Fardeau JC. et Conesa A.P., 1994** Le phosphore ., chap. XXVI, pp 557-568 in Bonneau M et Souchier B, Pédologie, 2,constituants et propriétés du sol, Masson, Paris.
- Fardeau JC., 1993** Le phosphore assimilable des sols : sa représentation par un modèle fonctionnel à plusieurs compartiments . Agronomie, 13, 317-331.
- Fardeau JC., 1997** Biodisponibilité du phosphore dans les sols, les déchets et les sédiments : des approches isotopiques, Com. séance thématique AFES, 6 mars 1997,Paris INA.120p.
- Fardeau JC., 1981** Cinétique de dilution isotopique et phosphore assimilable des sols. Thèse de maître, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, Paris. 198 p. multigr.
- Fardeau JC. et Frossard E., 1992** Processus de transformation du phosphore dans les sols de l'Afrique de l'Ouest semi-aride : application au phosphore assimilable.Dans : Phosphorus Cycles InTerrestrial and Aquatic Ecosystems of Semi-Arid Africa, pages 108{128. SCOPE/UNEP proceedings.

- Fardeau JC. ; Morel C. et Boniface R., 1988** Pourquoi choisir la méthode Olsen pour estimer le phosphore "assimilable" des sols. *Agronomie*, 8(7): 577-584.
- Farès F. ; Fardeau JC. et Jaquin F., 1974** Etude quantitative du phosphore organique dans différents types de sol phosphore et agricultures , *ISMA* : 63 : 25-41.
- Fredeen AL.; IM. Rao and N. Terry, 1989** Influence of phosphorus nutrition on growth and carbon partitioning in Glycine max. *Plant Physiology* 89:225-230.
- Freeman JS. et Rowell DL., 1981** The adsorption and precipitation of phosphate onto calcite. *Journal of Soil Science*, 32: 75-84.
- Friesen DK.;Rao IM.;Thomas RJ.;Oberson A.;Sanz JI. , 1997** Phosphorus acquisition and cycling in crop and pasture systems in low fertility tropical soils. *Plant Soil* 196: 289-294.
- Frossard E.; Brossard M.; Hedley MJ. et Metherell A. , 1995** Reactions controlling the cycling of P in soils. Dans: *Phosphorus in global environment*, édité par T. H., tome 54, pages 108-137. John Wiley & Sons Ltd., Paris.
- Frossard E. ; Truong B. et Jacquin F., 1986** Influence de l'apport de composés organiques sur l'adsorption et la désorption des ions phosphates en sol ferrallitique. *Agronomie*, 6: 503-508.
- Gachon L., 1963** L'alimentation phosphatée des cultures . B.T.1 , 276p. 45-53.
- Gachon L., 1969** La fertilisation phosphatée . panorama des recherches récentes effectuées en France. *Phosphore Agri.*, 53 . 17 -26.
- Gachon L., 1972** Fractionnement du phosphore labile en relation avec le type de sol . *Ann. Agron.*, 23 (4), 429-444.
- Gachon L. , 1973** Vieillessement de divers engrais phosphatés en relation avec le type de sol étudié par la méthode Chang-Jackson .*Ann. Agon.*24 (5) , 585-613.
- Gachon L., 1979** Mise au point d'un indice de fertilité phosphorique associant le phosphore isotopiquement échangeable et le pouvoir fixateur des sols. Colloque international sur l'emploi des isotopes et les rayonnements dans la recherche en phytopédologie. *Colombo*, 11 – 15/ 12/78.
- Geelhoed J.; Hiemstra T. et Van Riemsdijk WH. ,1998** Competitive interaction between phosphate and citrate on goethite. *Environmental Science and Technologie*, 32 : 2119-2123.
- Geneves L., 1989** Aide-mémoire de biologie cellulaire. Dunod, Paris. 164p.
- Gérard E., 1999** Caractérisation du cadmium phytodisponible par des methods isotopiques .Thèse doct. INPL. Sci. Agro. 153p.
- Gerke J. et Hermann R., 1992** Adsorption of orthophosphate to humic-fe complexes and amorphous Fe-oxide. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 155 : 233-236.

- Gervy R. , 1970** Les phosphates et l'agriculture . Ed.Dunod. Paris 298p.
- Gobat JM. ; Aragno M. et Matthey W., 1998** Le sol vivant. Presses polytechniques et universitaires romanes, Lausanne. 519 pages.
- Goldberg S. et Sposito G. , 1984** A chemical model of phosphate adsorption by soils. I: Reference oxide minerals. Soil Science Society of America Journal, 48: 779-783.
- Greenwood NN. et Earnshaw A., 1984** Chemistry of the elements. Butterworth Heinemann Ltd, London. 1543 pages.
- Gros A., 1979** Engrais . Guide pratique de la fertilisation . éd la maison rustique Paris 382p .
- Guivarch A. , 2001** Valeur fertilisante à court terme du phosphore des boues de stations d'épuration urbaine .Thèse doctorat , INPL , EDRPRE . 309p.
- Halitim , A. 1983** Etude expérimentale de l'épigénie des silicates en milieu confiné – Caractérisation des conditions de son développement et des modalités de sa mise en jeu.Sci.Géol.,Méni., 71 : 63-73
- Halitim A., 1988** Sols des regions arides d'Algérie. OPU. Alger.384p
- Harrison A. F., 1987** Soil organic phosphorus: a review of world litterature. CAB International, Wallingford. 257 pages.
- Harrison RB. et Adams F., 1987** Solubility characteristics of residual phosphate in a fertilized ans limed Ultisol. Soil Science Society of America Journal, 51: 961-969.
- Haynes RJ. , 1984** Lime and phosphate in soil plant system. Advances in Agronomy, 37: 249-315.
- Hendershot WH. et Lavkulich L. M., 1983** Effect of sesquioxide coating on surface charge of standard mineral and soil samples. Soil Science Society of America Journal, 47: 1252-1260.
- Hinsinger P., 1998** How do plant roots acquire mineral nutrients? Chemical processes involved in the rhizosphere. Advances in Agronomy 64, 225-265.
- Hoffland E.; Findenegg G.R. and Nelemans J.A., 1989** Solubilization of rock phosphate by rape. II.Local root exudation of organic acids as a reponse to P-starvation.Plant & Soil 113,161-65.
- Hue NH., 1991** Effects of organic acids/anions on P sorption and phytoavailability in soils with different mineralogies. Soil Science, 152(6) : 463-471.
- Hutchinson JJ.; Young SD.; MacGrath SP.; West HM.; Black CR. et Baker AJM. , 2000** Determining uptake of non-labile soil cadmium by thlaspy caerulscen using isotopic dilution techniques. New Phytol. 146:453-460.
- Jaillard B. and P. Hinsinger., 1993** Alimentation minérale des végétaux dans le sol. Techniques Agricoles. 1210.
- Jonasson R.; Martin R.; Giuliacci M. et Tazaki K., 1988** Surface reactions of goethite with phosphate. J. Chem Soc. Faraday Trans., 84: 2311-2315.

- Joret G. et Hébert J., 1955** Contribution à la détermination du besoin des sols en acide phosphorique . Ann. Agron., 233-299.
- Jungk A. et N.Claasen, 1997** Ion diffusion in the soil-root system. Adv. in Agronomy 61:53-110.
- Jungk A. , 1984** Phosphate dynamics in the rhizosphere and the availability of phosphate to plants. Bodenkultur 35:99-107.
- Kirk G.J.D., 1999** A model of phosphate solubilization by organic anion excretion from plant roots. European Journal of Soil Science, 50, 369-378.
- Kirk GJD. et Nye, P. H. 1986** A simple model for predicting the rate of dissolution of sparingly soluble calcium phosphates in soils. I. The basic model. Journal of Soil Science, 37: 541-554.
- Kodama H. et Webber M D. , 1975** Clay-inorganic studies. II. Hydroxy aluminum phosphate-montmorillonite complexe. Can. J. Soil Sci., 55: 225-233.
- Koritnig S., 1965** Geochemistry of phosphorus. Geochimica et Cosmochimica Acta, 29 : 361-371.
- Kyle JH. ; Posner AM. et Quirk JP., 1975** Kinetics of isotopic exchange of phosphate adsorbed on gibbsite. Journal of Soil Science, 26: 32-43.
- Laffitte R., 1939** Etude géologique de l'AURES (Algérie).thèse doctorat faculté science paris . 482p.
- Lan M.; Comerford NB. et Fox TR., 1995** Organic anions effects on phosphorus release from spodic horizons. J. Am. Chem. Soc., 40: 1361-1403.
- Larsen S., 1967** Soil phosphorus. Advances in Agronomy, 19:151-210.
- Laurent J.Y. et Brossard M., 1991** Étude comparée de la détermination du phosphore total de sols tropicaux . Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, vol XXVI, 281-285.
- Lemanceau P.et Heulin T. , 1998** La rhizosphère . pp.93-104. in :sol :interface fragile .COORD.P. Stengel S.Gelin INRA Editions .Collections « Mieux Comprendre ».
- Levesque M. et Schnitzer M., 1969** Characterization of model and soil organic matter metal-phosphate complexes. Canadian Journal of Soil Science, 49: 365-375.
- Liebau F. et Koritning S., 1970** Phosphorus. Dans : The handbook of geochemistry, édité par K. H. Wedepohl, C. W. Correns, D. M. Shaw, K. K. Turekian et J. Zemann, pages 15-A 155. Springer Verlag, Berlin.
- Lindsay WB. , 1979** Chemical equilibria in soils. John Wiley & Sons Ltd., New York. 449 pages.
- Lindsay W. ; Vlek P. et Chien S., 1989** Phosphate minerals. Dans : Minerals in soils environnement, édité par D. J.B. et W. S.B., pages 1089-1130.Soil Science Society of America Journal, Madison USA.

- Linères M. and Lubet JL., 1990** Caractérisation de la stabilité biologique des apports organiques par l'analyse biochimiques . in J.Decroux et JC. Ignazi :Matières organiques et agricultures.GEMAS-COMIFER, Blois , 159-168.
- Lofts S. et Tipping E., 1998** An assemblage model for cation binding by natural particulate matter. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 62(15): 2609-2625.
- Loué A. , 1987** Les oligo-éléments en agriculture. Ed. Nathan, Paris, 577p.
- Lozet J. et Mathieu C., 1990** Dictionnaire de science du sol.2ème éd. Tec.et Doc. Lavoisier .384p.
- Madrid R. ; Diaz-Barrientos E. et Contreras MC., 1991** Relation ships between zinc and phosphate adsorption on montmorillonite and iron oxy-hydroxide. *Aust. J. Soil Res.*, 29 : 239-247.
- Maire V., 2005** Evaluation expérimentale d'un modèle de prélèvement du phosphore par une culture de maïs irriguée sur un sol sableux landais. INRA Bordeaux , rapport de recherche , 50p.
- Martin AE. et Reeve R., 1957** Chemical studies of podzolic horizons. II. The use of acetylacetone as extractant of translocated organic matter. *Journal of Soil Science*, 8(1): 279-286.
- Martin J. et Fitzwater S. , 1988** Iron deficiency limits phytoplankton growth in northeast Pacific subartic. *Nature*, 331 : 341-343.
- Mathieu C. et Pieltain F. ,2003** Analyse chimique des sols :méthodes choisies, éd. TEC et DOC Lavoisier PARIS .387p.
- Mc Clellan GH. et Gremillion LR., 1980** Evaluation of phosphate raw materials. Dans: The role of phosphorus in agriculture, édité par E. C.Sample et E. J. Kamprath. *Am. Soc. Agron.*, Madison.150p.
- Mc Laughlin JR. et Syers JK., 1978** Stability of ferric phosphates. *Journal of Soil Science*, 29 : 499-504.
- Mc Laughlin JR.; Ryden JC. et Syers JK., 1981** Sorption of inorganic phosphate by iron- and aluminum-containing components. *Journal of Soil Science*, 32: 365-377.
- Mollier A. and S. Pellerin. , 1999** Maize root system growth and development as influenced by phosphorus deficiency. *Journal of Experimental Botany* 50:487-497.
- Morel C., 2002** Caractérisation de la phytodisponibilité du phosphore du sol par la modélisation du transfert des ions phosphates entre le sol et la solution . thèse d'habilitation INRA Bordeaux 80p.
- Morel C. ; Tunney H. ; Plenet D. et Pellerin S., 2000** Transfer of phosphate ions between soil and solution: perspectives in soil testing. *J. Environ. Quai.* 29, 50-59.
- Morel C. et Torrent J., 1997** Sensitivity of isotopically exchangeable phosphate in soil suspensions to the supporting solution. *Soil Sci. Soc.Amer.J.* 61 , 1044-1052.

- Morel JL. et Fardeau JC., 1990** Pouvoir fixateur des sols vis a vis du phosphore : conséquence sur la fertilisation phosphatée. Perspectives agricoles, 147 : 65 – 70.
- Morel R. , 1988** Les sols cultivés. Ed.Tec et Doc. Lavoisier .374p.
- Morel C. et Plenchette C., 1994** Is the isotopically exchangeable phosphate of a loamy soil the plant-available P. Plant & Soil 158:287-297.
- Morel C.; Tiessen H. et Stewart J., 1996** Sensitivity to equilibration periods of phosphate sorption and isotopic exchange methods assessing Q/I relationship in soils. Soil Science, 161(7) : 459-467.
- Morel R., 1996** Les sols cultivés. Lavoisier, deuxième édition. 378 pages.
- Moughli L., 1991** Evaluation de la fertilité des sols . inst.agro-vétérinaire rabat Maroc.25p.
- Murray M., 1997** Système ontarien d'analyses du sol et de recommandations sur les besoins en phosphore et en potassium . éd. MAAOntario Canada . 10p. Agdex :533 Départ.des sols Université Guelph .
- Murmann RP. et Peech M., 1969** Relative significance of labile and crystalline phosphates in soil. Soil Sci., 107: 249-255.
- Negrin MA.; Espino-Mesa M. et Hernandez-Moreno J., 1996** Effect of water:soil ratio on phosphate release : P, aluminium and fulvic acid associations in water extracts from Andisols and Andic soils. European Journal of Soil Science, 47: 385-393.
- Nilsson N. ; Leovgren L. et Sjeoberg S., 1996** Competitive surface complexation of o{phtalate and phosphate on goethite a-FeOOH particules.Geochemica et Cosmochimica Acta, 60(22) : 4385-4395.
- Norrish K., 1968** Some phosphate minerals of soils. Dans: Trans. Of the 9<sup>th</sup> Int. Congr. Of Soil Sci., tome 2, pages 713-723, Adelaide.
- Norrish K. et Rosser H., 1983** Mineral phosphate. Dans : Soils, an australian viewpoint, édité par J. Lenaghan et G. J. Katsantoni, pages 335-36.CSIRO Academic Press, AUSTRALIA.
- Oberson A.; Fresen DK.; Morel C.; Tiessen H., 1997** Determination of phosphorus released by chloroform fimigation from microbial biomass in high P sorbing tropical soils. Soil Biol/Biochem. 29: 1579-1583.
- Ognalaga M.; Frossard E. et Thomas F., 1994** Glucose-1-phosphate and myo-inositol hexaphosphate adsorption mechanisms on goethite. Soil Science Society of America Journal, 58: 332-337.
- Olsen SR., 1954** Measurement of surface phosphate on hydroxylapatite and phosphate rock with radiophosphorus .J.Phys.Chem. 56:630-632.
- Olsen SR. ; Cole CV.; Watanabe FS. et Dean LA., 1954** Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate.Cir.U.S.Dep.Agr., n°939, 1-19.

- Pellerin F.; Pellerin S. ; Vilette C.; Boiffin j. , 2000** Evolution du raisonnement de la fertilité phosphatée des grandes cultures .Etude par simulation de l'évolution des préconisations de fumure sur un échantillon test représentatif des sols et des successions de culture de Nord du Bassin Parisien.Etude et gestion des sols 7,53-71.
- Perrott KW. et Mansell GP., 1989** Effect of fertilizer phosphorus and liming on inorganic and organic soil phosphorus fractions. New Zeal. J. of Agr. Res., 35: 53-62.
- Perrott K W. ; Langdon AG. et Wilson AT., 1974** Sorption of phosphate by aluminum- and iron(III)-hydroxy species on mica surface. Geoderma,12 : 223-231.
- Pierzynski GM., 1991** The chemistry and mineralogy of phosphorus in crystal and fertilized soils. Critical reviews in Environment Control, 21: 265-295.
- Plenchette C., 1991** Utilisation des mycorhizes en agriculture et en horticulture. Dans : Les Mycorhizes de Arbres et Des Plantes Cultivées, édité par Strullu, pages 131-196. Lavoisier, Paris.
- Plenet D.; S. Etchebest; A. Mollier and S. Pellerin, 2000** Growth analysis of maize field crops under phosphorus deficiency. I. Leaf growth. Plant & Soil 223:117-130
- Pouget M. ,1980** Les sols à croûtes calcaires dans les steppes Algériennes .quelques aspects morphologiques et esquisse d'une évolution actuelle.Cah,ORSTOM Sec.Pédol.18, 3.4 235-236.
- Praffitt RL. ; Atkinson RJ. et Smart R., 1975** The mechanism of phosphate fixation by iron oxides. Soil Science Society of America Journal, 39: 837-842.
- Praffitt RL. ; Fraser AR. ; Russel JD. et Farmer VC., 1977** Adsorption on hydrous oxides. II Oxalate, benzoate and phosphate on gibbsite. Journal of Soil Science, 28: 40-47.
- Probert ME. , 1983** The sorption of phosphate by soils. Dans : Soils, an australian viewpoint, édité par J. J. Lenagham et G. Katsantoni, pages 427-435.CSIRO / Academic Press, Australia.
- Rao IM. and N. Terry, 1989** Leaf phosphate status, photosynthesis, and carbon partitioning in sugar beet. I. Changes in growth, gas exchange, and Calvin cycle enzymes. Plant Physiology 90:814-819.
- Reed SJB. , 1968** Perryite in Kota-Kota and south Oman enstatite chondrites. Mineralogical Magazine, 36 : 850.
- Ribbe P. et Smith J., 1966** X-ray emission microanalyses of rock forming minerals. Journal of Geology, 74: 217-31.
- Robert M., 1996** Le sol, interface dans l'environnement, ressource pour le développement, tome 1. Masson, France. 244 pages.
- Rodriguez D.; Keltjens and Goudriaan., 1998** **WG. J.** Plant leaf area expansion and assimilate production in wheat (*Triticum aestivum* L.) growing under low phosphorus conditions. Plant & Soil 200 :227-240.

- Römer W.; Augustin J.; Schiling G., 1988** The relationship between phosphate absorption and root length in nine wheat cultivars. *Plant Soil* 111:199-201.
- Ruellan A., 1976** Caractéristiques morphologiques des sols calcaires. *Ann.Agro.INA.,El-Harrach.Vol.IV , n°1,pp :31-54.*
- Ryden JC. et Pratt PF., 1980** Phosphorus removal from wastewater applied to land. *Hilgardia*, 48 : 1-36.
- Salingar Y. et Kochva M., 1994** Solute partitioning in calcium carbonate phosphoric acid-water system. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 1628-1632.
- Samadi A. et Gilkes RJ., 1998** Forms of phosphorus in virgin and crystalline calcareous soils of western Australia. *Australian Journal of Soil Research*, 36: 585-601.
- Sample EC.; Soper RJ. et Racz GJ., 1980** Reactions of phosphates fertilizers in soils. Dans : *The rôle of phosphorus in agriculture*, édité par F.99p
- Sanyal SK. et De Datta SK., 1991** Chemistry of phosphorus transformations in soils. Dans : *Advances in soil science*, édité par B. A. Stewart,tome 16, pages 1-120. Springer-Verlag, New York, U.S.A.
- Sauvé S. et Mc Bride M., 1997** Lead phosphate solubility in water and soil suspensions. *Environmental Science and Technology*, 32(3): 388-393.
- Schindler DW. et Stumm W., 1987** The surface chemistry of oxides, hydroxides and oxides minerals. Wiley Interscience, New York.35p
- Schneider A. and C. Morel , 2000** Relationship between the isotopically exchangeable and resin-extractable phosphate of deficient to heavily fertilized soil. *European J. of Soil Science* 51:709-715.
- Schwertmann U. Et Cornell R M., 1991** Iron oxides in the laboratory, tome 1. VCH, WEINHEIM. 137 pages.
- Schwertmann U. et Herbillon AJ., 1992** Some aspects of fertility associated with mineralogy of highly weathered tropical soils, pages 47-59. SSSA special publication n 29.
- Sinaj S.;Machler F. ; Frossard E., 1999** Assessment of isotopically exchangeable zinc in polluted and non-polluted soils. *Soil Sci.Soc. Am.J.63:1618-1625.*
- Smolders E.; BransK.; Foldi A.;Mercks R., 1999** Cadmium fixation in soils measured by isotopic dilution. *Soil Sci.Soc. Amer.J.63: 78-85.*
- Sollins P., 1991** Effects of soil microstructure on phosphorus sorption in soils of humid tropics. Dans: *Phosphorus cycles in terrestrial and aquatic ecosystems. Regional workshop 3: South and central Asia*, édité par S. proceedings, pages 169-175.
- Soltner D. , 1986** Les bases de la production végétale. I. Le sol. Coll. Sciences et techniques agricoles.256p.
- Sommelier L.; Morel J. L.; Morel C. et Wiart J. , 1996** La valeur phosphatée des boues résiduaires des stations d'épuration urbaines. Rapport technique, ADEME.35p.
- Sposito G., 1984** The surface chemistry of soils, tome 1. Oxford University Press, New York. 234 pages.

- Sposito G., 1989** The chemistry of soils. Oxford University Press, New York. 267 pages.
- Staunton S. et Leprince F. , 1996** Effect of pH and some organic anions on the solubility of soil phosphate :Implication for P bioavailability. European Journal of Soil Science 47, 231-239.
- Stewart JWB. et Tiessen H. , 1987** Dynamics of soil organic phosphorus. Biogeochemistry, 4: 41-60.
- Stumm W. et Morgan JJ. 1996** Aquatic chemistry. John Wiley & Sons Ltd., New York. 1022 pages.
- Syers JK. et Curtin D. , 1989** Inorganic reaction controlling phosphorus cycling. Dans: Phosphorus cycles in terrestrial and aquatic ecosystems. Regional workshop 1: Europe, édité par S. proceedings, pages 17-29.
- Tate KR., 1984** The biological transformation of phosphorus in soils. Plant Soil, 76: 245-256.
- Tate KR. et Newman, R. , 1982** Phosphorus fractions in climosequences of soils in New Zealand turrock grassland. Soil Biol. Biochem.14: 191-196.
- Thibaud MC. ; Morel C. et Fardeau J.C., 1989** Contribution of phosphorus issued from crop residues to plant nutrition. Soil Sci. Plant Nutr. 34 (4), 481 – 491.
- Torrent J., 1997** Interactions between phosphate and iron oxide. Advances in GeoEcology 30, 321-344.
- Torrent J.; Schertmann U. et Barrow V., 1990** Phosphates adsorption and desorption by goethites deterring in crystal morphology. Soil Science Society of America Journal, 54: 1007-1012.
- Trolard F. ; Genin JM. ; Abdelmoula M. ; Bourrie G. ; Humbert B. et Herbillon A., 1997** Identification of green rust mineral in a reductomorphic soil by Mossbauer and Raman spectroscopies. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(5): 1107-1111.
- Truog E., 1930** The determination of the readily available phosphorus of soil .J. Amer Soc.Agron., 874-882.
- U.S.D.A., 1967** Keys to soil Taxonomy.Soil conservation service. United States Department of Agriculture, 306p.
- Uehara G. et Gillman G. P., 1980** Charge characteristics of soils with variable and permanent charge minerals: I Theory.Soil Science Society of America Journal, 44: 250-252.
- Van Riemsdijk W.; Weststrate F. et Bol GH., 1975** Evidence for a new aluminum phosphate phase from reaction rate of phosphate with aluminum hydroxide. Nature, 257 : 473-474.
- Vanden Bossche H., 1999** Devenir du phosphore apporté sur les sols et risques de contamination des eaux de surface .Cas des boues de stations d'épuration .thèse doctorat , université Rennes I , 294p.
- Velayutham M., 1980** Le problème de la fixation des phosphates par les minéraux et les colloïdes du sol. Phosphore et agriculture. I.S.M.A., 77, 1 – 8.
- Vidal P., 1994** Géochimie. Dunod, Paris.

- Violante A. ; Rao MA. ; De Chiara A. et Li G., 1996** Sorption of phosphate and oxalate by synthetic aluminium hydroxysulphate complex. European Journal of Soil Science, 47: 241-247.
- Walmsley D. et Cornforth IS., 1973** Methods of measuring available nutrients in west indian soils. Plant Soil, 39, 93 – 101.
- Williams RJP. et Frausto da Silva J JR., 1997** The natural selection of the chemical elements. Clarendon Press, Oxford.
- Zoltek JJr.,1974** Phosphorus removal by orthophosphate nucleation. Journal WPCF.Vol.46, n°11:2498-2520.

**ANNEXE 1: Données climatiques de la station de Batna (1983-2003).**

<b>Mois</b>	<b>S</b>	<b>O</b>	<b>N</b>	<b>D</b>	<b>J</b>	<b>F</b>	<b>M</b>	<b>A</b>	<b>M</b>	<b>J</b>	<b>J</b>	<b>A</b>	<b>Moy</b>
<b>Pluviométrie (mm)</b>	36,7	26,9	39,7	28,9	44,5	28,3	46,1	40,2	30,2	27,8	9,8	15,8	374,9
<b>M (°C)</b>	23,7	18,2	14	9,8	8,3	11,1	11,6	16,4	22,5	19,3	29,7	30,2	
<b>m (°C)</b>	9,4	5,7	1,9	1,2	1,1	0,7	0,8	2,4	8,3	12,	15,2	15,8	
<b><math>\frac{M+m}{2}</math></b>	16,5	11,95	7,95	5,5	4,7	5,9	6,2	9,4	15,4	15,65	22,45	23	
<b>Vitesse du vent (m/s)</b>	2,4	2,4	3,2	3,0	3,5	3,0	3,0	3,4	3,8	5,0	4,7	2,9	3,3
<b>Direction du vent</b>	SO	O	SO	O	O	SO	NO	S	SO	O	SO	O	/
<b>Nombre de jours(gelées)</b>	0	0	6	11	12	8	4	3	0	0	0	0	44j

(Station météorologique Batna, 2003).

**M** : moyenne mensuelle des températures maximales absolues quotidiennes.

**m** : moyenne mensuelle des températures minimales absolues quotidiennes.

**(M+m)/2**: moyenne mensuelle des températures .

**ANNEXE 2 : Dispositif expérimental.**



**ANNEXE 3** : Teneurs des six sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes.

**a) Par la méthode JORET-HEBERT.**

SOLS	Dosage du P dans le sol ( ppm )			Moyenne	Interprétation
	R1	R2	R3		
<b>S 1</b>	210.23	212.09	199.10	<b>207.14</b>	Elevé
<b>S 2</b>	197.00	204.60	202.30	<b>201.30</b>	Normal
<b>S 3</b>	199.45	188.32	189.34	<b>192.37</b>	Normal
<b>S 4</b>	163.04	196.48	199.56	<b>186.36</b>	Normal
<b>S 5</b>	50.28	77.30	85.42	<b>71.00</b>	Très faible
<b>S 6</b>	24.16	47.74	40.75	<b>37.55</b>	Très faible

**b) Par la méthode OLSEN.**

SOLS	Dosage du P dans le sol (ppm)			Moyenne	Interprétation
	R1	R2	R3		
<b>S 1</b>	90.43	119.10	119.84	<b>109.79</b>	Riche
<b>S 2</b>	78.88	88.54	85.27	<b>84.23</b>	Riche
<b>S 3</b>	78.70	75.30	77.00	<b>77.00</b>	Riche
<b>S 4</b>	67.15	65.10	65.75	<b>66.00</b>	Riche
<b>S 5</b>	63.00	64.69	64.31	<b>64.00</b>	Riche
<b>S 6</b>	56.90	58.77	58.23	<b>58.00</b>	Riche

**c) Par la méthode TRUOG.**

SOLS	Dosage du P dans le sol (ppm)			Moyenne	Interprétation
	R1	R2	R3		
<b>S 1</b>	111.92	115.62	115.42	<b>114.32</b>	Très riche
<b>S 2</b>	110.27	114.87	114.67	<b>113.27</b>	Très riche
<b>S 3</b>	104.21	107.13	107.62	<b>106.32</b>	Très riche
<b>S 4</b>	43.24	48.51	46.82	<b>46.19</b>	Riche
<b>S 5</b>	41.23	46.34	45.12	<b>44.23</b>	Moyen

<b>S 6</b>	41.11	43.58	43.95	<b>42.88</b>	Moyen
------------	-------	-------	-------	--------------	-------

**ANNEXE 4** : Taux du phosphore assimilable prélevé par le végétal au niveau des sols calcaires

Coupes	1 <sup>ère</sup>			2 <sup>ème</sup>			3 <sup>ème</sup>			P. Total Prélevé En % De MS
	Sols	Répét. N°=	P. % de MS	Moy P. %MS	Répét. N°=	P. % de MS	Moy P. %MS	Répét. N°=	P. % de MS	
S1	1	20.53	18.76	1	20.75	19.76	1	20.68	17.76	<b>56.28</b>
	2	18.87		2	19.76		2	19.87		
	3	17.10		3	18.77		3	14.77		
S2	1	10.35	8.58	1	11.63	9.64	1	6.92	5.59	<b>23.81</b>
	2	6.46		2	8.21		2	4.60		
	3	4.63		3	9.08		3	5.25		
S3	1	8.13	7.14	1	6.45	5.15	1	10.95	9.18	<b>21.44</b>
	2	6.63		2	4.20		2	8.48		
	3	6.66		3	4.67		3	8.11		
S4	1	7.38	6.38	1	10.27	8.48	1	21.25	4.26	<b>19.12</b>
	2	5.96		2	7.15		2	17.13		
	3	5.83		3	8.02		3	18.98		
S5	1	5.78	4.79	1	8.89	7.10	1	4.57	2.44	<b>14.33</b>
	2	4.36		2	5.77		2	0.45		
	3	4.23		3	5.54		3	2.30		
S6	1	4.54	2.77	1	4.27	2.28	1	4.61	3.28	<b>08.33</b>
	2	1.30		2	0.85		2	2.29		
	3	2.47		3	1.72		3	2.94		

**ANNEXE 5** : Evolution du poids de la matière sèche produite par le végétal au niveau des sols calcaires

Coupes	1 <sup>ère</sup>			2 <sup>ème</sup>			3 <sup>ème</sup>			Poids Total De MS Produite (g)
	Sols	Répét. N°=	Poids de MS (g)	Moy Poids De MS (g)	Répét. N°=	Poids de MS (g)	Moy Poids De MS (g)	Répét. N°=	Poids de MS (g)	
S1	1	0.543	0.493	1	0.266	0.253	1	0.400	0.477	<b>1.223</b>
	2	0.586		2	0.285		2	0.555		
	3	0.352		3	0.210		3	0.477		
S2	1	0.343	0.439	1	0.163	0.179	1	0.131	0.164	<b>0.782</b>
	2	0.511		2	0.081		2	0.177		
	3	0.464		3	0.295		3	0.184		
S3	1	0.374	0.375	1	0.244	0.202	1	0.137	0.109	<b>0.686</b>
	2	0.228		2	0.179		2	0.108		
	3	0.525		3	0.185		3	0.084		
S4	1	0.289	0.228	1	0.244	0.113	1	0.244	0.339	<b>0.680</b>
	2	0.217		2	0.092		2	0.326		
	3	0.159		3	0.144		3	0.151		
S5	1	0.248	0.211	1	0.157	0.121	1	0.372	0.301	<b>0.633</b>
	2	0.157		2	0.031		2	0.247		
	3	0.219		3	0.090		3	0.319		

S6	1	0.288	0.179	1	0.231	0.167	1	0.378	0.189	<b>0.535</b>
	2	0.089		2	0.113		2	0.172		
	3	0.188		3	0.191		3	0.278		

**ANNEXE 6 : Coefficients de corrélation du phosphore assimilable en fonction des facteurs :calcaire total,calcaire actif,pH et matière organique .**

	S1	S2	S3	S4	S5	s6
P.J-H (ppm)	207.14	201.3	192.37	186.36	71	37.55
P.Ols (ppm)	109.79	84.23	77	66	64	58.03
P.TRG (ppm)	114.32	113.27	106.32	46.19	44.23	42.88

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET CALCAIRE TOTAL**

	P:Joret-Hébert(ppm)	P:Olsen(ppm)	P:Truog(ppm)
S1	207.14	109.79	114.32
S2	201.3	84.23	113.27
S3	192.37	77	106.32
S4	186.36	66	46.19
S5	71	64	44.23
S6	37.55	58.03	42.88
COEFF. CORR.	<b>-0.889</b>	<b>-0.899</b>	<b>-0.815</b>

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET CALCAIRE ACTIF**

	P:Joret-Hébert(ppm)	P:Olsen(ppm)	P:Truog(ppm)
S1	207.14	109.79	114.32
S2	201.3	84.23	113.27
S3	192.37	77	106.32
S4	186.36	66	46.19
S5	71	64	44.23
S6	37.55	58.03	42.88
COEFF. CORR.	<b>-0.819</b>	<b>-0.948</b>	<b>-0.897</b>

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET pH**

	P:Joret-Hébert(ppm)	P:Olsen(ppm)	P:Truog(ppm)
S1	207.14	109.79	114.32
S2	201.3	84.23	113.27
S3	192.37	77	106.32
S4	186.36	66	46.19
S5	71	64	44.23
S6	37.55	58.03	42.88
COEFF. CORR.	<b>-0.884</b>	<b>-0.923</b>	<b>-0.882</b>

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET MATIERE ORGANIQUE**

	P:Joret-Hébert(ppm)	P:Olsen(ppm)	P:Truog(ppm)
S1	207.14	109.79	114.32
S2	201.3	84.23	113.27
S3	192.37	77	106.32
S4	186.36	66	46.19
S5	71	64	44.23

<b>S6</b>	37.55	58.03	42.88
<b>COEFF. CORR.</b>	<b>0.890</b>	<b>0.824</b>	<b>0.802</b>

## RESUME

L'objectif de ce travail était de faire ressortir une méthode chimique de détermination de la richesse du sol en phosphore assimilable qui pourrait être adaptée aux sols à teneurs variables en calcaire de la région semi-aride d'Ichmoul située dans la wilaya de Batna (Aurès) à travers une comparaison de trois méthodes, préconisées pour les sols calcaires.

Pour cela, trois méthodes d'extraction du phosphore assimilable dans le sol ont été utilisées, celle de JORET-HEBERT (extraction par l'oxalate d'ammonium 0.2N), celle de TRUOG (acide sulfurique très dilué 0.002N) et celle d'OLSEN (bicarbonate de sodium 0.5N).

L'analyse de la variance à deux facteurs sols et agents d'extraction en randomisation totale a révélée une **différence significative** entre les quantités de P assimilable des six (6) sols ayant fait l'objet de cette étude. Il ressort de cette étude analytique que l'agent d'extraction a un effet remarquable sur la quantité de phosphore extraite.

L'étude de la corrélation entre les résultats d'analyse du phosphore assimilable obtenus par les trois méthodes employées dans les sols calcaires et la matière sèche produite ainsi que le phosphore exporté par le végétal, révèle une **corrélation hautement significative** avec la variable matière sèche produite et phosphore exporté par le végétal (  $r = 0.97$  et  $r = 0.97$  ) observé dans la méthode Olsen. Les corrélations sont moins importantes dans la méthode Joret-Hébert et celle de Truog de l'ordre de  $r = 0.63$ ;  $r = 0.68$  et  $r = 0.65$ ; de  $r = 0.69$ . Le phosphore assimilable extrait par la méthode Olsen s'est donc révélé d'une corrélation hautement significative avec la variable matière sèche produite et phosphore exporté par le végétal. Ce qui nous permet à conclure que la méthode OLSEN est apparue la mieux adaptée en sols calcaires. En effet, celle-ci donne des informations qui sont les plus en accord avec les résultats biologiques.

**Mots clés** : Olsen, Joret-Hébert, Truog, sol calcaire, phosphore assimilable.

## **SUMMARY**

The objective of this work was to emphasize a chemical method of determination of the richness of the soil out of available phosphorus which could be adapted on the soils with variable contents calcareous of the semi-arid area of Ichmoul located in the wilaya of Batna (Aures) through a comparison of three methods, recommended for the calcareous soils. For that, three methods of extraction of available phosphorus in the ground were used, that of Joret-hebert (extraction by ammonium oxalate 0.2M), that of TRUOG (acid sulphuric very diluted 0.002M) and that of OLSEN (sodium 0.5M bicarbonate).

The analysis of the variance with two factors grounds and agents of extraction in total randomization revealed a **significant difference** between the quantities of available phosphorus of the six soils having been the subject of this study. It comes out from this analytical study that the agent of extraction has a remarkable effect on the extracted quantity of phosphorus.

The study of the correlation between the results of analysis of available phosphorus obtained by the three methods employed in the calcareous soils and the dry matter produced as well as the phosphorus exported by the plant, reveals a **highly significant correlation** with the variable produced dry matter and phosphorus exported by the plant (  $R = 0.97$  and  $R = 0.97$ ) observed in the Olsen method. The correlations are less significant in the Joret-Hebert method and that of Truog about  $r=0.63$ ;  $r=0.68$  and  $R = 0.65$ ;  $R = 0.69$ . The available phosphorus extracted by the Olsen method thus appeared of a highly significant correlation with the variable produced dry matter and phosphorus exported by the plant. What enables us to conclude that method OLSEN appeared best adapted in calcareous soils. Indeed, this one gives information, which is more in agreement with the biological results.

**Key words:** Olsen, Joret-Hebert, Truog, calcareous soils, available phosphorus.

# TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	01
<b>PREMIERE PARTIE : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE</b>	
<b>Chapitre I : Etat des connaissances sur les formes et la mobilité du phosphore</b>	
<b>1 Généralités sur le phosphore et ses caractéristiques chimiques</b>	05
1.1 Points de repère.....	05
1.2 Caractéristiques chimiques.....	06
1.3 Les oxacides du phosphore et la chimie des phosphates.....	08
1.4 Le phosphore dans le règne vivant.....	11
<b>2 Les formes du phosphore dans les sols</b> .....	12
2.1 Le phosphore minéral.....	12
2.2 Le phosphore organique du sol.....	15
2.3 Le phosphore adsorbé sur les constituants des sols.....	16
2.3.1 Les mécanismes d'adsorption.....	17
2.3.2 Les surfaces réactives vis à vis des ions phosphates.....	18
2.3.2.1.Les surfaces des carbonates de calcium.....	18
2.3.2.2.Les surfaces d'oxy(hydro)xydes de fer ou d'aluminium.....	19
2.3.2.3.Les surfaces d'argiles.....	20
2.3.2.4.La matière organique.....	21
<b>3 Mobilité et bio-disponibilité du phosphore dans les sols</b> .....	22
3.1 Teneurs en phosphore dans la solution des sols et besoins des plantes.....	22
3.1.1.Forme et fonction du P dans la plante.....	23
3.1.2. La croissance des peuplements sous déficience en P.....	23
3.2 Dissolution et précipitation.....	24
3.3 Le caractère « assimilable » du phosphore et la notion de « bio disponibilité » .....	28
3.3.1 Les stratégies d'absorption et de rétention du phosphore utilisées par les plantes.....	28
3.3.2.Mécanismes régulant l'absorption de P. dans le système sol-plante-intrants.....	30
3.3.2.1.Etats du P. dans le sol.....	30
3.3.2.2.Réactions chimiques, physiques et biologiques à l'interface sol-solution.....	32
3.3.2.3.Mécanismes de mobilisation du P. par la racine à l'interface racine-solution.....	32

3.3.2.4. Interactions entre les différents mécanismes.....	34
3.3.3 Les mycorhizes.....	35
3.3.4 La notion de phosphore assimilable.....	35
3.3.5 La bio-disponibilité du phosphore.....	36
3.3.6. Identification de la fraction phytodisponible du P du sol.....	38
3.3.6.1. Ions phosphate en solution.....	38
3.3.6.2. P de la phase solide.....	38
3.3.6.3. Fraction phytodisponible du P inorganique du sol.....	41
3.3.6.4. Contribution à la nutrition des plantes de minéraux phosphatés.....	42
3.3.6.5. Contribution du P organique à la nutrition des plantes de grande culture .....	45
3.3.6.6. Libération du P contenu dans les produits organiques.....	46
3.3.6.7. Phytodisponibilité du P de la biomasse microbienne du sol .....	46
3.3.7. Bilan de la fraction phytodisponible du P du sol.....	47

## **Chapitre II : Dynamique du phosphore en sols calcaires.**

<b>1- Les sols calcaires.....</b>	<b>48</b>
1.1- Définition d'un sol calcaire.....	48
1.2- Origine du calcaire dans le sol.....	49
1.3- Classification des sols calcaires.....	49
1.4- Caractéristiques des sols calcaires.....	50
1.5- Mécanisme réglant le pH des sols calcaires.....	50
1.5-1- Facteurs du système $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .....	50
1.5-2- Facteurs de variation du pH des sols calcaires.....	51
<b>2- Les sols calcaires en Algérie.....</b>	<b>52</b>
2.1. Localisation des sols calcaires en Algérie.....	52
2.2. La spatialisation des taux de calcaire.....	52
2.3. Influence des hauteurs de précipitation sur la répartition latérale et verticale des taux de calcaire.....	56
-A l'échelle du Nord de l'Algérie.....	56
-A l'échelle des étages bioclimatiques .....	56
2.4. Spatialisation des formes du calcaire.....	56
<b>3 – Cycle du phosphore en sol calcaire.....</b>	<b>57</b>
3.1- L'adsorption.....	57
3.2- L'insolubilisation du phosphate.....	58

3.3- Précipitation des phosphates de calcium.....	60
3.4- Interaction de P. avec les éléments minéraux.....	62
Conclusion.....	64

## **Chapitre III : Méthodes de dosage du phosphore assimilable**

<b>1-Le phosphore assimilable.....</b>	<b>68</b>
<b>2- Les méthodes du dosage du phosphore assimilable.....</b>	<b>68</b>
2.1- Généralités .....	68
2.2- Principales méthodes de dosage du phosphore assimilable.....	70
2.2.1- Méthode Dyer (1894) .....	70
2.2.2- Méthode Bray et Kurtz n°2 ( 1945).....	71
2.2.3-Méthode Olsen ( 1954).....	71
2.2.4-Méthode Olsen modifié Dabin( 1976).....	71
2.2.5-Méthode Joret-Hébert (1955).....	72
2.2.6- Méthode Truog ( 1930 ).....	72
2.2.7 Méthode Chang et Jackson ( 1957 ).....	72
2.2.8 Méthode cinétique de désorption ( 1980 ).....	73
2.2.9 Méthode cinétique d'échange isotopique .....	74
<b>3-Méthodes de dosage détaillées du phosphore assimilable utilisées en sols calcaires.....</b>	<b>75</b>
3.1.Méthode Olsen .....	75
3.1.1.Principe.....	75
3.1.2.Matériel.....	75
3.1.3.Réactifs.....	76
3.1.4.Mode opératoire.....	78
3.1.5.Calculs.....	79
3.1.6.Interprétation.....	79
3.2.Méthode Joret-Hébert.....	80
3.2.1.Principe.....	80
3.2.2.Matériel.....	80
3.2.3.Réactifs.....	81
3.2.4.Mode opératoire.....	83
3.2.5.Calculs.....	84

3.2.6. Interprétation.....	84
3.3. Méthode Truog .....	85
3.3.1. Principe.....	85
3.3.2. Matériel.....	85
3.3.3. Réactifs.....	86
3.3.4. Mode opératoire.....	87
3.3.5. Calculs.....	87
3.3.6. Interprétation.....	87

## **DEUXIEME PARTIE: ETUDE EXPERIMENTALE**

### **Chapitre IV : Caractéristiques de la zone d'étude**

<b>I – Zone d'étude .....</b>	<b>88</b>
1.1- Localisation.....	88
1.2- Relief et géologie.....	88
1.3- Climat.....	88
1.3-1- Précipitations.....	88
1.3-2- Températures.....	92
1.3-3- Vents.....	92
1.3-4- Gelées.....	92
1.3-5- Diagramme ombrothermique de GAUSSEN.....	92
1.3-6- Climagramme d'EMBERGER.....	94

### **Chapitre V : Matériel et méthodes**

<b>1- Matériel.....</b>	<b>96</b>
1.1- Le sol.....	96
1.2- La plante test.....	96
1.3. L'engrais.....	98
1.4. Les pots de végétation.....	98
<b>2- Méthodes d'analyse des sols.....</b>	<b>98</b>
2-1- Analyses de caractérisation.....	98
2-1-1- Granulométrie.....	98
2-1-2- Capacité de rétention en eau.....	98
2-1-3- Réaction du sol ( pH eau ).....	98

2-1-4- Conductivité électrique ( C E ).....	99
2-1-5- Calcaire total.....	99
2-1-6- Carbone organique.....	99
2-1-7-Azote total.....	99
2-1-8- Phosphore total.....	100
2-1-9-Fractionnement du phosphore.....	100
2-1-10- Calcaire actif.....	100
2-1-11- Bases échangeables.....	100
2-1-12- Capacité d'échange cationique (CEC).....	101
2-2- Méthodologie expérimentale.....	101
2-2-1- Objectif.....	101
2-2-2- Préparation des traitements et conditions expérimentales.....	101
2-2-3- Fertilisation.....	102
2-2-4- Installation de la culture.....	102
2-2-5- Travaux de suivi du développement de la culture.....	102
2-2-6- Dispositif expérimental et statistiques adoptés.....	103

## **Chapitre VI : Résultats et discussions**

<b>1- Résultats et Discussions.....</b>	<b>106</b>
1-1-Teneurs des sols étudiés en phosphore assimilable déterminées par trois méthodes (Joret-Hébert, Olsen et Truog).....	106
1-2-Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes de dosage en fonction du taux de calcaire total.....	108
1-3-Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes de dosage en fonction du taux de calcaire actif .....	109
1-4-Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes en fonction de la réaction du sol.....	111
1.5.Teneurs des sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes en fonction du taux de la matière organique.....	111
1-6-Etude comparative de l'effet des agents d'extraction employées avec les trois méthodes sur le phosphore assimilable des sols.....	113
1-6-1- Analyse de la variance.....	113
1-7-Corrélations multiples entre les résultats d'analyse du phosphore assimilés obtenus par les trois méthodes de dosage et d'extraction et la M.S.(matière sèche ) produite par le ray-grass .....	115

1-8-Corrélation entre les résultats d'analyse du phosphore assimil obtenus par les trois méthodes et le phosphore exporté par le ray-grass.....	116
<b>2. Conclusion.....</b>	<b>119</b>
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>120</b>
<b>REFERENCES BIBIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>123</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	
<b>LISTE DES FIGURES</b>	
<b>TABLE DES MATIERES</b>	
<b>ANNEXES</b>	

**ANNEXE 1: Données climatiques de la station de Batna (1983-2003).**

<b>Mois</b>	<b>S</b>	<b>O</b>	<b>N</b>	<b>D</b>	<b>J</b>	<b>F</b>	<b>M</b>	<b>A</b>	<b>M</b>	<b>J</b>	<b>J</b>	<b>A</b>	<b>Moy</b>
<b>Pluviométrie (mm)</b>	36,7	26,9	39,7	28,9	44,5	28,3	46,1	40,2	30,2	27,8	9,8	15,8	374,9
<b>M (°C)</b>	23,7	18,2	14	9,8	8,3	11,1	11,6	16,4	22,5	19,3	29,7	30,2	
<b>m (°C)</b>	9,4	5,7	1,9	1,2	1,1	0,7	0,8	2,4	8,3	12,	15,2	15,8	
<b><math>\frac{M+m}{2}</math></b>	16,5	11,95	7,95	5,5	4,7	5,9	6,2	9,4	15,4	15,65	22,45	23	
<b>Vitesse du vent (m/s)</b>	2,4	2,4	3,2	3,0	3,5	3,0	3,0	3,4	3,8	5,0	4,7	2,9	3,3
<b>Direction du vent</b>	SO	O	SO	O	O	SO	NO	S	SO	O	SO	O	/
<b>Nombre de jours(gelées)</b>	0	0	6	11	12	8	4	3	0	0	0	0	44j

(Station météorologique Batna, 2003).

**M** : moyenne mensuelle des températures maximales absolues quotidiennes.

**m** : moyenne mensuelle des températures minimales absolues quotidiennes.

**(M+m)/2**: moyenne mensuelle des températures .

**ANNEXE 2 : Dispositif expérimental.**



**ANNEXE 3** : Teneurs des six sols en phosphore assimilable déterminées par les trois méthodes.

**a) Par la méthode JORET-HEBERT.**

SOLS	Dosage du P dans le sol ( ppm )			Moyenne	Interprétation
	R1	R2	R3		
<b>S 1</b>	210.23	212.09	199.10	<b>207.14</b>	Elevé
<b>S 2</b>	197.00	204.60	202.30	<b>201.30</b>	Normal
<b>S 3</b>	199.45	188.32	189.34	<b>192.37</b>	Normal
<b>S 4</b>	163.04	196.48	199.56	<b>186.36</b>	Normal
<b>S 5</b>	50.28	77.30	85.42	<b>71.00</b>	Très faible
<b>S 6</b>	24.16	47.74	40.75	<b>37.55</b>	Très faible

**b) Par la méthode OLSEN.**

SOLS	Dosage du P dans le sol (ppm)			Moyenne	Interprétation
	R1	R2	R3		
<b>S 1</b>	90.43	119.10	119.84	<b>109.79</b>	Riche
<b>S 2</b>	78.88	88.54	85.27	<b>84.23</b>	Riche
<b>S 3</b>	78.70	75.30	77.00	<b>77.00</b>	Riche
<b>S 4</b>	67.15	65.10	65.75	<b>66.00</b>	Riche
<b>S 5</b>	63.00	64.69	64.31	<b>64.00</b>	Riche
<b>S 6</b>	56.90	58.77	58.23	<b>58.00</b>	Riche

**c) Par la méthode TRUOG.**

SOLS	Dosage du P dans le sol (ppm)			Moyenne	Interprétation
	R1	R2	R3		
<b>S 1</b>	111.92	115.62	115.42	<b>114.32</b>	Très riche
<b>S 2</b>	110.27	114.87	114.67	<b>113.27</b>	Très riche
<b>S 3</b>	104.21	107.13	107.62	<b>106.32</b>	Très riche
<b>S 4</b>	43.24	48.51	46.82	<b>46.19</b>	Riche
<b>S 5</b>	41.23	46.34	45.12	<b>44.23</b>	Moyen
<b>S 6</b>	41.11	43.58	43.95	<b>42.88</b>	Moyen

**ANNEXE 4 : Taux du phosphore assimilable prélevé par le végétal au niveau des sols calcaires**

Coupes	1 <sup>ère</sup>			2 <sup>ème</sup>			3 <sup>ème</sup>			P. Total Prélevé
Sols	Répét. N°=	P. % de MS	Moy P. %MS	Répét. N°=	P. % de MS	Moy P. %MS	Répét. N°=	P. % de MS	Moy P. %MS	En % De MS
S1	1	20.53	18.76	1	20.75	19.76	1	20.68	17.76	<b>56.28</b>
	2	18.87		2	19.76		2	19.87		
	3	17.10		3	18.77		3	14.77		
S2	1	10.35	8.58	1	11.63	9.64	1	6.92	5.59	<b>23.81</b>
	2	6.46		2	8.21		2	4.60		
	3	4.63		3	9.08		3	5.25		
S3	1	8.13	7.14	1	6.45	5.15	1	10.95	9.18	<b>21.44</b>
	2	6.63		2	4.20		2	8.48		
	3	6.66		3	4.67		3	8.11		
S4	1	7.38	6.38	1	10.27	8.48	1	21.25	4.26	<b>19.12</b>
	2	5.96		2	7.15		2	17.13		
	3	5.83		3	8.02		3	18.98		
S5	1	5.78	4.79	1	8.89	7.10	1	4.57	2.44	<b>14.33</b>
	2	4.36		2	5.77		2	0.45		
	3	4.23		3	5.54		3	2.30		
S6	1	4.54	2.77	1	4.27	2.28	1	4.61	3.28	<b>08.33</b>
	2	1.30		2	0.85		2	2.29		
	3	2.47		3	1.72		3	2.94		

**ANNEXE 5 : Evolution du poids de la matière sèche produite par le végétal au niveau des sols calcaires**

Coupes	1 <sup>ère</sup>			2 <sup>ème</sup>			3 <sup>ème</sup>			Poids Total De MS
Sols	Répét. N°=	Poids de MS (g)	Moy Poids De MS (g)	Répét. N°=	Poids de MS (g)	Moy Poids De MS (g)	Répét. N°=	Poids de MS (g)	Moy Poids De MS (g)	Produite (g)
S1	1	0.543	0.493	1	0.266	0.253	1	0.400	0.477	<b>1.223</b>
	2	0.586		2	0.285		2	0.555		
	3	0.352		3	0.210		3	0.477		
S2	1	0.343	0.439	1	0.163	0.179	1	0.131	0.164	<b>0.782</b>
	2	0.511		2	0.081		2	0.177		
	3	0.464		3	0.295		3	0.184		
S3	1	0.374	0.375	1	0.244	0.202	1	0.137	0.109	<b>0.686</b>
	2	0.228		2	0.179		2	0.108		
	3	0.525		3	0.185		3	0.084		
S4	1	0.289	0.228	1	0.244	0.113	1	0.244	0.339	<b>0.680</b>
	2	0.217		2	0.092		2	0.326		
	3	0.159		3	0.144		3	0.151		
S5	1	0.248	0.211	1	0.157	0.121	1	0.372	0.301	<b>0.633</b>
	2	0.157		2	0.031		2	0.247		
	3	0.219		3	0.090		3	0.319		
S6	1	0.288	0.179	1	0.231	0.167	1	0.378	0.189	<b>0.535</b>
	2	0.089		2	0.113		2	0.172		
	3	0.188		3	0.191		3	0.278		

**ANNEXE 6 : Coefficients de corrélation du phosphore assimilable en fonction des facteurs :calcaire total,calcaire actif,pH et matière organique .**

	<b>S1</b>	<b>S2</b>	<b>S3</b>	<b>S4</b>	<b>S5</b>	<b>s6</b>
<b>P.J-H (ppm)</b>	207.14	201.3	192.37	186.36	71	37.55
<b>P.Ols (ppm)</b>	109.79	84.23	77	66	64	58.03
<b>P.TRG (ppm)</b>	114.32	113.27	106.32	46.19	44.23	42.88

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET CALCAIRE TOTAL**

	<b>P:Joret-Hébert(ppm)</b>	<b>P:Olsen(ppm)</b>	<b>P:Truog(ppm)</b>
<b>S1</b>	207.14	109.79	114.32
<b>S2</b>	201.3	84.23	113.27
<b>S3</b>	192.37	77	106.32
<b>S4</b>	186.36	66	46.19
<b>S5</b>	71	64	44.23
<b>S6</b>	37.55	58.03	42.88
<b>COEFF. CORR.</b>	<b>-0.889</b>	<b>-0.899</b>	<b>-0.815</b>

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET CALCAIRE ACTIF**

	<b>P:Joret-Hébert(ppm)</b>	<b>P:Olsen(ppm)</b>	<b>P:Truog(ppm)</b>
<b>S1</b>	207.14	109.79	114.32
<b>S2</b>	201.3	84.23	113.27
<b>S3</b>	192.37	77	106.32
<b>S4</b>	186.36	66	46.19
<b>S5</b>	71	64	44.23
<b>S6</b>	37.55	58.03	42.88
<b>COEFF. CORR.</b>	<b>-0.819</b>	<b>-0.948</b>	<b>-0.897</b>

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET pH**

	<b>P:Joret-Hébert(ppm)</b>	<b>P:Olsen(ppm)</b>	<b>P:Truog(ppm)</b>
<b>S1</b>	207.14	109.79	114.32
<b>S2</b>	201.3	84.23	113.27
<b>S3</b>	192.37	77	106.32
<b>S4</b>	186.36	66	46.19
<b>S5</b>	71	64	44.23
<b>S6</b>	37.55	58.03	42.88
<b>COEFF. CORR.</b>	<b>-0.884</b>	<b>-0.923</b>	<b>-0.882</b>

**CORRELATION PHOSPHORE ASSIMILABLE EXTRAIT PAR DIFFERENTES METHODES ET MATIERE ORGANIQUE**

	<b>P:Joret-Hébert(ppm)</b>	<b>P:Olsen(ppm)</b>	<b>P:Truog(ppm)</b>
<b>S1</b>	207.14	109.79	114.32
<b>S2</b>	201.3	84.23	113.27
<b>S3</b>	192.37	77	106.32
<b>S4</b>	186.36	66	46.19
<b>S5</b>	71	64	44.23
<b>S6</b>	37.55	58.03	42.88
<b>COEFF. CORR.</b>	<b>0.890</b>	<b>0.824</b>	<b>0.802</b>

