

Enregistrement scientifique n° : 569

Symposium n° : 13 B

Présentation : oral - invit

## **Some recent aspects of phosphorus fertility in tropical soils** **Quelques aspects récents de la fertilité du phosphore de** **sols tropicaux**

**BROSSARD Michel (1), CHAPUIS-LARDY Lydie (2)**

(1) Orstom, CP 7091, 71619-970 Brasilia-DF, Brésil. (brossard@cpac.embrapa.br)

(2) Orstom, LEST, 32, av. Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

Les sols tropicaux à complexe d'altération profond, oxisols et ultisols, présentent une minéralogie marquée par la présence de silicates 1:1 du groupe des kaolinites, d'oxydes de fer, aluminium et titane, et de minéraux hérités de roches mères. Actuellement deux stratégies sont recommandées dans les pays intertropicaux pour reconstituer la réserve de phosphore du sol suite aux exportations par les cultures. Basées sur des apports inorganiques de phosphates, elles dépendent étroitement des propriétés d'échange des sols vis à vis des ions phosphate. La première est une application annuelle de petites quantités de phosphate soluble à chaque saison dans des sols n'ayant pas de contraintes majeures, que nous qualifierons à faible pouvoir fixateur. La seconde concerne un apport massif qui vise à reconstituer une réserve dans des sols où la compétition pour les ions phosphate entre la plante et le sol est intense. Aux vues des acquis récents en science du sol nous proposons de discuter ces stratégies, à l'échelle de la particule, de l'échantillon de sol et d'essais. Il est maintenant bien admis que l'affinité des ions phosphate pour les surfaces minérales dépend de l'espèce minérale. À l'échelle des particules, les mécanismes d'adsorption entre sont de mieux en mieux précisés et permettent d'approcher la mobilité des anions sur les surfaces. Nous évoquerons les interactions avec la matière organique. À l'échelle d'un échantillon de sol les comportements peuvent être étudiés à l'aide de méthodes isotopiques. À l'échelle régionale il peut être montré qu'avec des données pédologiques simples il est possible dans certains cas de cerner quels seront les comportements des sols vis à vis des ions phosphate. La modélisation de données chimiques n'est pas encore satisfaisante alors que celle de données isotopiques s'avère performante.

Mots clés : minéralogie, phosphore échangeable, agrégation, modélisation

Keywords: mineralogy, exchangeable phosphorus, aggregation, modeling

Enregistrement scientifique n° : 569  
Symposium n° : 13 B  
Présentation : oral - invit

## **Some recent aspects of phosphorus fertility in tropical soils**

### **Quelques aspects récents de la fertilité du phosphore de sols tropicaux**

**BROSSARD Michel (1), CHAPUIS-LARDY Lydie (2)**

(1) Orstom, CP 7091, 71619-970 Brasilia-DF, Brésil. (brossard@cpac.embrapa.br)

(2) Orstom, LEST, 32, av. Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

Les sols ne constituent pas seulement le support physico-chimique et biologique de la croissance des plantes, mais doivent être considérés comme l'unité centrale à prendre en compte lorsqu'il s'agit d'assurer la production voire de l'accroître. Les sols tropicaux à complexe d'altération profond présentent une minéralogie marquée par la présence de silicates 1:1 du groupe des kaolinites, d'oxydes de fer, aluminium et titane, et de minéraux hérités de roches mères. Actuellement la demande de production se situe sur des espaces où sont ces types de couvertures pédologiques. Toutefois nous élargirons notre propos à d'autres minéralogies.

#### **Effets de l'agrégation du sol sur la mobilité du P**

Les mécanismes d'échange des ions phosphate sur de minéraux purs sont abondamment étudiés (synthèse in Frossard *et al.*, 1995). Hors depuis une dizaine d'années certains travaux soulignent l'importance de facteurs physiques sur les réactions d'échange entre la phase solide et la solution du sol. L'adsorption initiale rapide de P est en général suivie par des réactions lentes. Celles-ci peuvent être provoquées par une faible accessibilité aux sites sur les surfaces minérales mal cristallisées incluses dans des agrégats, la porosité contrôle alors la vitesse de la réaction d'échange (Madrid & De Arambarri, 1985 ; Willet *et al.*, 1988 ; Torrent *et al.*, 1990 et 1992). Frossard *et al.*, (1992) ont montré que la dispersion d'un oxisol par des résines Na augmentait nettement le taux de transfert des ions  $^{32}\text{PO}_4$  de la solution vers les sites d'échanges de la phase solide, ceci évoquait l'existence de sites d'échange protégés de l'échange isotopique rapide dans le sol non fractionné. Des résultats similaires sont obtenus par Sinaj *et al.* (1997), qui observent dans les sols non fractionnés, probablement associé à des agrégats stables à l'eau, qu'environ 30 % du phosphore acido-soluble (par  $\text{H}_2\text{SO}_4$  1M, 17 h) est physiquement protégé de l'échange isotopique.

Cela vient d'être démontré par Linquist *et al.*, (1997), qui ont travaillé sur des agrégats (0,027 à 3,4 mm) obtenus par fractionnement humide d'un ultisol. La répartition de la masse des agrégats indique un sol fortement agrégé (51 % > 1 mm et 95 % > 200  $\mu\text{m}$ ). Ces agrégats ont été soumis à autoradiographie après un contact de 3, 14 et 28 jours

avec une solution- $^{32}\text{P}$ . Premièrement, les auteurs montrent que le  $^{32}\text{P}$  ne pénètre pas au delà d'une distance d'environ 200  $\mu\text{m}$  de la surface des agrégats, ils calculent le volume de pénétration et le dénomment qui la masse réactive des agrégats. Cette masse réactive est d'autant plus élevée que la taille des agrégats diminue, et la quantité de phosphate adsorbé est reliée linéairement à la masse réactive. La nature minéralogique et la teneur en argile des fractions est identique, si bien que l'échange à l'équilibre dans les agrégats peut être considérée comme similaire. Enfin les auteurs n'observent pas de modifications notables jusqu'à une période de 100 jours, ce qui conduit à penser que de longues périodes sont nécessaires pour mesurer les lents échanges dus à la diffusion dans ces sols. Enfin, la désorption du P des agrégats montre que le P extrait cumulé jusqu'à 56 h est inversement proportionnel à la masse réactive des agrégats, il s'agit bien alors du P qui était adsorbé sur le pourtour des agrégats.

Ces travaux montrent l'importance des propriétés des agrégats dans la mesure où initialement le P est échangé à leur périphérie. À minéralogie constante dans les divers agrégats, une application récente de P resterait plus biodisponible dans un sol à agrégation grossière qui se caractérise alors par une masse réactive totale relativement plus faible qu'un sol finement agrégé, et par conséquent un moindre pouvoir fixateur global. Par ailleurs, à l'échelle du champ il conviendrait de s'interroger sur cette hypothèse, et de comparer des parcelles avec et sans structure conservée afin d'analyser si l'augmentation de l'instabilité structurale s'accompagne d'un gain de P biodisponible à très court terme et provoque ensuite une adsorption accrue d'un engrais soluble. D'un point de vue méthodologique ces résultats remettent en cause les tests de mesure de P biodisponible qui ne respectent pas l'état structural, ou le détruisent complètement, et surestiment largement ce compartiment.

### **Minéralogie et mobilité du P**

Revenons à l'étude d'espèces minérales pures. Une étude de l'adsorption de phosphates par des hydroxydes amorphes d'aluminium (Lookman *et al.*, 1994) conclue que la formation de phosphate d'aluminium tétraédrique est restreinte aux surfaces de l'hydroxyde. De plus, la plus grande partie du phosphate n'est pas associée à la néoformation de particules de P-Al, mais est adsorbée sur les surfaces internes et externes du minéral. Cette étude conduite par RMN de  $^{27}\text{Al}$  et  $^{31}\text{P}$  indique que la porosité des particules agrégées stables de l'hydroxyde, est un facteur qui contrôle le taux de phosphate prélevé dans la solution par les surfaces adsorbantes. Dans sa thèse, Fardeau (1981) observait à l'aide d'échanges isotopiques  $^{32}\text{P}$  que la phase solide du phosphate d'aluminium est constituée d'un nombre infini de sites d'échanges possédant des caractéristiques propres. La formation d'un revêtement superficiel de phosphate d'aluminium était proposée par les travaux de l'équipe de Van Riemsdijk, après la première réaction d'échange rapide, la diffusion du P au travers de cette couche n'étant plus limitée après la première réaction d'échange rapide, les échanges se poursuivent lentement sur de très longues périodes.

Le tableau 1 regroupe les différents compartiments échangeables du P de deux andosols calculés selon l'analyse multicompartimentale de Fardeau (1993, 1996). Le sol 1 est un andosol per hydraté des Antilles, auquel il est ajouté en conditions de laboratoire 66  $\text{mgP} \cdot \text{kg}^{-1}$ , le calcul des compartiments du P échangeable montre que le phosphate soluble apporté reste dans les compartiments les plus échangeables. Cet apport provoque une modification de la répartition du P dans ceux-ci, ce qui pourrait correspondre au

déplacement de groupes  $\text{SiO}_4$  de l'allophane. Le second sol est un andosol du Japon qui a subi une fertilisation au champ de  $614 \text{ kgP. ha}^{-1}$  lors de huit ans de culture. Dans ce cas la réserve de P total du sol a considérablement augmenté et le bilan des apports et des exportations contribue à enrichir de  $254 \text{ mgP. kg}^{-1}$  les compartiments de plus de 3 mois, et de  $143 \text{ mgP. kg}^{-1}$  les compartiments les plus rapidement échangeables.

Tableau 1. Compartiments échangeables calculés du P (Ep) d'un andosol per hydraté (sol 1) des Antilles (Brossard & Fardeau, non publié) et d'un andosol du Japon (sol 2) (d'après Kato *et al.*, 1995).

	1 min	1 min-24 h	Ep mg. kg <sup>-1</sup>		
			24h-3 mois	3 mois- 1 an	> 1 an
sol 1	6,7	621,7	472,2	75,0	117,4
sol 1 + P	9,2	267,8	685,63	165,7	230,7
sol 2	15,9	470,6	830,5	136,8	156,2
sol 2 + P	18,9	454,8	989,1	224,8	322,4

Dans ces deux andosols on constate que le P reste échangeable. De plus, dans le sol 2 il reste une quantité notable de P échangeable sur une période d'un an. Ces résultats militent pour des apports fractionnés d'engrais. La diffusion puis la formation de liaisons covalentes entre le P et allophane se traduiraient par une forte augmentation du compartiment [ $> 1\text{an}$ ], sans qu'il y ait d'effet significatif sur les autres.

D'autres travaux vont dans le sens des résultats précédents. La croissance de plantes sur des sables enrobés d'une goëthite sur laquelle avaient été adsorbés des ions phosphate a été étudiée par Geelhoed *et al.* (1997). Le phosphore absorbé par les plantes est fonction de la quantité de P adsorbé et du contenu de goëthite de la phase solide. Antérieurement, Armstrong *et al.* (1993) ont mesuré la biodisponibilité, pour le maïs, du  $^{32}\text{P}$  associé à divers minéraux. Comparée à celle du monophosphate de potassium, la biodisponibilité du P associé au phosphate d'aluminium amorphe, à la variscite, au phosphate de fer amorphe et à la strengite décroît, ces phénomènes sont à relier à la surface spécifique des minéraux qui est corrélée au pouvoir fixateur (Brossard *et al.*, 1992). Comparant ensuite diverses cultures tropicales croissant sur le  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  et la strengite, ils montrent que ces espèces ont la même capacité d'acquisition du P, mais inférieures à celle du maïs.

Dernier point, l'effet de la cristallinité du minéral. S'agissant de la goëthite il est montré que le taux et la durée d'adsorption d'un phosphate dépendent de la cristallinité du minéral (Strauss *et al.*, 1997). La première phase d'adsorption concerne les surfaces externes, elle est suivie d'une diffusion à l'intérieur des particules au travers de meso- et micropores jusqu'à adsorption sur les sites des surfaces internes. Sur une collection de sols d'Hawaii, il est montré une relation linéaire positive entre la contribution de la gibbsite, la goëthite, la kaolinite et l'halloysite au nombre de sites d'adsorption par g de sol, et l'adsorption mesurée pour une concentration à l'équilibre de  $0,2 \text{ mg P.L}^{-1}$  (Jackman *et al.*, 1997). Ces résultats militent pour la prise en compte dans les minéraux cristallisés, de l'existence de multiples sites d'échanges qui se distinguent par des

caractéristiques propres liées à celles du minéral et à la localisation des sites dans les particules.

Au total, ces études soulignent le fait que dans les sols les différents compartiments du P ne doivent pas être schématiquement considérés comme une partie biodisponible et une autre pas.

### Les interactions avec la matière organique

Pour une revue exhaustive de la dynamique du phosphore organique voir Magid *et al.* (1996). L'oxydation de la matière organique du sol a pour conséquence une augmentation du pouvoir fixateur de sols ferrallitiques (Frossard *et al.*, 1992; Mesquita Filho & Torrent, 1993). Ceci peut s'expliquer par le fait que les acides organiques et d'autres anions, naturellement présents dans les sols, exercent une compétition sur les sites d'adsorption, comme cela a pu être observé pour un sol ferrallitique (Fontes *et al.*, 1992). Toutefois, Mesquita Filho & Torrent, étudiant un ensemble d'horizons A et B de "latosols" représentatifs de la région centrale des Cerrados, n'observent pas d'effet du contenu de matière organique sur le P isotopiquement échangeable. Cette observation devrait être testée sur d'autres sites non fertilisés, afin de savoir à partir de quel seuil la matière organique pourrait fortement influencer les échanges d'ions phosphate entre la solution et la phase solide du sol.

### Modélisation

À des fins agronomiques, l'utilisation des techniques isotopiques permettent d'approcher correctement les différents compartiments du phosphore biodisponible (Fardeau, 1993 et 1996). Des exemples de l'analyse compartimentale sont présentés (Tableau 2). Le sol ferrallitique à un contenu faible en P disponible. À l'opposé les alluvions ferrallitisés est avec une offre de P très importante pour des pas de temps allant jusqu'à trois mois. Le vertisol présente une offre relativement basse, alors que l'andosol n'est pas limité en P échangeable.

Tableau 2. Compartiments échangeables du P (Ep) calculés de divers sols tropicaux (Brossard & Fardeau, non publié ; Chapuis & Brossard, 1995).

	Ep mg. kg <sup>-1</sup>					P total mg. kg <sup>-1</sup>
	1 min	1 min-24 h	24h-3 mois	3 mois- 1 an	> 1 an	
Ferrallitique	0,64	5,81	12,7	4,33	12,6	191
Alluv. ferral.	21,0	279,2	345,3	62,2	93,4	1094
Vertisol	3,3	46,0	10,9,4	36,9	87,7	485
Andosol	37,8	456,5	625,7	129,7	219,3	1469

Le tableau 3 compare dans un sol ferrallitique une jachère ancienne, une rotation cultures-jachère et une parcelle sous cultures continues. L'offre du sol pour des cycles courts n'est pas limitante ; la rotation de 2 ans qui n'est pas fertilisée tend à faire diminuer les compartiments de P biodisponible de moins de trois mois ; alors que les cycles courts fertilisés ont nettement reconstitué la réserve du sol, et l'offre potentielle de P.

Tableau 3. Compartiments échangeables calculés du P (Ep) d'un sol ferrallitique des Antilles (Brossard & Fardeau, non publié).

	Ep mg. kg <sup>-1</sup>					P total du sol
	1 min	1 min-24 h	24h-3 mois	3 mois- 1 an	> 1 an	
jachère	12	114,6	74,5	9,1	11,8	222
jachère/culture	10,4	89,4	69,0	10,1	15,0	194
cultures	14,4	128,7	133,69	24,8	42,4	344

Ce type de résultat montre qu'il faut étendre ces analyses à des régions pédoclimatiques diverses, afin de mieux cerner les transformations du P se produisant dans les systèmes cultivés, et de tester les stratégies de fertilisation afin de choisir les meilleures.

Depuis une vingtaine d'années divers modèles appliqués au cycle du P dans son ensemble ou à certains segments du fonctionnement sol-plante sont proposés (in Tiessen, 1995). Gijssman *et al.* (1996) viennent de tester rigoureusement le modèle Century avec des sols tropicaux profondément altérés, et indiquent qu'il est peu applicable à ces sols caractérisés par de faibles contenus en P total. En effet, les transformations du P retenues sont basées sur des relations empiriques. Il y a dans ce modèle nécessité de prendre en compte les compartiments échangeables du P mesurés avec des techniques isotopiques. De plus les auteurs soulignent que les modèles de stabilité du P organique doivent être revu, en effet les concentrations de P organique dans la solution de ces sols sont très largement supérieures à celle de P inorganique (Chapuis Lardy, 1997).

### Spécialisation de données

Divers auteurs avaient proposé par le passé d'utiliser les données pédologiques issues d'inventaires pour spatialiser le statut phosphaté des sols. Sur des sols allemands Scheinost & Schwertmann (1995) montrent qu'il leur a été possible, à partir des teneurs en argiles granulométriques, en fer extrait par la dithionite, du pH et de la concentration finale en P des courbes d'adsorption-désorption d'une partie de la population de points échantillonnés, de prédire correctement ces courbes pour l'ensemble de la zone étudiée. Si l'on reprend les données des Cerrados, les quantités de P adsorbées pour une concentration à l'équilibre de 1 mg P.L<sup>-1</sup> sont corrélées positivement à la teneur en argile granulométrique et gibbsite. Une régression multiple améliore les résultats en ajoutant la goëthite et la kaolinite, sans qu'il y ait d'effet de l'hématite (Mesquita Filho & Torrent, 1993). La figure 1 illustre le potentiel d'adsorption des espèces minérales (calculé à partir des surfaces spécifiques) dans huit sols caractérisés par des teneurs élevées en gibbsite de la région des Cerrados.

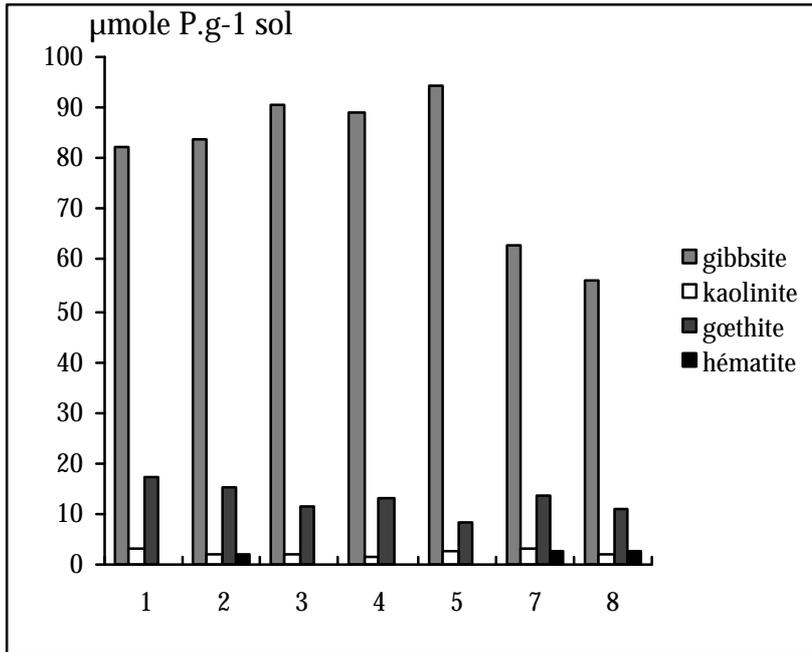


Figure 1. Quantités théoriques de phosphate adsorbé ( $\mu\text{mole P.g}^{-1} \text{ sol}$ ) par les différentes phases minérales contenues dans la fraction 0-200  $\mu\text{m}$  d'horizons A de latosols après dispersion maximale (d'après Chapuis Lardy, 1997).

Ces données sont actuellement en cours de spatialisation dans une zone test cartographiée au 1/50000<sup>e</sup> à partir des teneurs en argiles, en gibbsite et la couleur de l'horizon B latossolique. Cette approche est possible ici parce qu'il existe une relative homogénéité des roches mères. Par contre Jackman *et al.* (1997) avec une collection d'andosols, oxisols, ultisols et mollisols, soulignent que les propriétés telles que la teneur en argile, en carbone et le pH ne sont pas bien adaptées pour prédire l'adsorption potentielle du P du fait de la forte variabilité de la composition minérale. Dès lors, la spatialisation des comportements des sols vis à vis du P doit être construite lorsqu'il existe une connaissance suffisante des constituants des sols.

### Conclusion

Notre propos était d'illustrer comment quelques acquis récents en science du sol peuvent contribuer à une meilleure définition de la fertilité du P pour des sols tropicaux. Cette notion de fertilité doit également pour le P tenir compte des propriétés physiques des sols. L'agrégation stable, ainsi que son évolution sont des facteurs à prendre en compte pour une meilleure gestion minérale des terres cultivées. Les interactions avec la matière organique sont nombreuses, nous ne les avons pas développées dans ce contexte, mais il y a nécessité de mieux comprendre la stabilité chimique et biologique du phosphore organique, ce compartiment reste encore partiellement une boîte noire du point de vue de sa nature et de son évolution. Les travaux d'inventaires et de caractérisation fine des sols à l'échelle régionale, en particulier de leur minéralogie, permettent de mieux comprendre la réactivité de ces matériaux lors d'apports de fertilisants. Ils doivent être poursuivis, complétés. De plus ils sont un préalable à une spatialisation du statut phosphaté des sols dans les régions où la diversité des roches mères est importante.

La fourniture de phosphate à la solution du sol est régulée par des mécanismes abiotiques et biotiques organisés dans le sol à diverses échelles. Le sol dans son ensemble doit être considéré pour permettre de nouvelles avancées dans notre connaissance de la gestion du P.

### Références

- Armstrong R.D., Helyar K.R. & Prangnell R., 1993. *Plant and Soil* 15, 279-287.
- Chapuis Lardy L., 1997. Thèse doct. Univ. Paris VI.
- Chapuis L. & Brossard M., 1997. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, IIa, 587-592.
- Fardeau J.-C., 1981. Thèse doct. d'état, Paris VI, 198 p.
- Fardeau J.-C., 1993. *Agronomie* 13, 317-331.
- Fardeau J.-C., 1996. *Fertilizer Research* 45, 91-100.
- Fontes M.R., Weed S.B. & Bowen L.H., 1992. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 982-990.
- Frossard E., Brossard M., Feller C. & Rouiller J., 1992. *Can. J. Soil Sci.*, 72, 135-143.
- Frossard E., Brossard M., Hedley M.J. & Metherell A., 1995. *Phosphorus in the global environment, SCOPE 54*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 107-137.
- Geelhoed J.S., Findenegg G.R. & Van Riemsdijk W.H., 1997. *Europ. J. Soil Sci.*, 48, 473-481.
- Kato N., Zapata F. & Fardeau J.-C., 1995. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 41 (4), 781-789.
- Jackman J.M., Jones R.C., Yost R.S. & Babcock C.J., 1997. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 618-625.
- Linquist B.A., Singleton P.W., Yost R.S. & Cassman K.G., 1997. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 160-166.
- Lookman R., Grobet P., Merckx R. & Vlassak K., 1994. *Europ. J. Soil Sci.*, 45, 37-44.
- Madrid L. & De Arrambari P., 1985. *J. Soil Sci.*, 36, 523-530.
- Magid J., Tiessen H. & Condron L.M., 1996. *Humic substances in terrestrial ecosystems*, Elsevier Science B.V., 429-466.
- Mesquita Filho M.V. & Torrent J., 1993. *Geoderma* 58, 107-123.
- Scheinost A.C. & Schwertmann U., 1995. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 1575-1580.
- Sinaj S., Frossard E. & Fardeau J.C., 1997. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61
- Tiessen H., ed., 1995. *Phosphorus in the global environment, SCOPE 54*, John Wiley & Sons, Chichester, England, 107-137.
- Torrent J., Barron V. & Schwertmann U., 1990. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1007-1012.
- Torrent J., Schwertmann U. & Barron V. 1992. *Clays and Clay Minerals*, 40, 14-21.
- Willett I.R., Chartres C.J. & Nguyen T.T., 1988. *J. Soil Sci.*, 89, 275-282.

Mots clés : minéralogie, phosphore échangeable, agrégation, modélisation  
Keywords: mineralogy, exchangeable phosphorus, aggregation, modeling