

disponibilité du phosphore

L'agriculture, qui constitue une des principales ressources pour assurer l'alimentation de l'ensemble de la population, doit poursuivre l'augmentation de la productivité des écosystèmes exploités, mais le faire de façon durable sur un plan environnemental et économique (Tilman *et al.*, 2002). En effet, le *développement durable* a pour objectif de préserver les ressources naturelles et de promouvoir des voies de développement qui répondent à la satisfaction des besoins présents sans compromettre la capacité des générations futures à satisfaire les leurs (Harlem et Khalid, 1987).

La population mondiale atteindra 9 milliards vers 2050 (UNPP, 2008). Selon l'estimation de la FAO (FAO, 2009), la production agricole mondiale devra augmenter de 70% d'ici à 2050 pour subvenir aux besoins de cette population grandissante. En Afrique Sub-saharienne, le besoin d'augmenter la production agricole est particulièrement important en raison d'une croissance de la production relativement faible comparée à la croissance démographique (Collomb, 1999).

A Madagascar, la malnutrition touche encore 76% de la population avec une grande prévalence dans les milieux ruraux (INSTAT, 2013 ; Sourisseau *et al.*, 2016) alors que les terres arables ne représentent qu'environ 20% de la superficie du pays (Rakotondravelo, 2003). L'agriculture est caractérisée par des systèmes de culture à faibles niveaux d'intrant de type familiaux (Filho et Yamada, 2002 ; Rasoamampionona *et al.*, 2008). Le riz constitue l'alimentation de base pour la population. Les systèmes agricoles actuels sont marqués par la dominance de la riziculture inondée sur des bas-fonds. Au regard de l'accroissement démographique, la production rizicole actuelle n'arrive à couvrir qu'une partie des besoins locaux.

La recherche actuelle s'oriente progressivement vers une extension de l'exploitation des terrains en pente sur les colines ou « tanety ». Les sols de ces *tanety*, sont dominés par divers types de sols tropicaux très altérés. Ils sont classés, selon les diverses classifications pédologiques, comme Oxisols et Ultisols (Grinand *et al.*, 2009) ou Ferralsols (Obaid-ur-Rheman, 2006 ; Andriamananjara, 2011), ou, plus communément, sols ferrallitiques, selon l'ancienne classification française des sols (CPCS, 1967; Delenne et Pelletier, 1981). Ils couvrent 46,5% de la superficie totale des sols malgaches. Ils sont caractérisés en particulier par un fort pouvoir de sorption du phosphore. Les formes minérales du phosphore sont associées aux minéraux argileux, comme la kaolinite, et plus particulièrement aux oxydes et hydroxydes de fer (goethite et hématite) et d'aluminium (gibbsite), ce qui réduit fortement leur disponibilité, limitant fortement la production agricole. Or, pour pouvoir augmenter la production agricole sur les *tanety*, il est impératif d'augmenter la disponibilité du phosphore.

Depuis plus de 60 ans, de nombreux travaux de cartographie pédologique ont été menés à Madagascar et, plus particulièrement, sur les Hautes Terres de Madagascar. L'absence de synthèse des données, souvent disponibles dans des documents issus de la littérature « grise », les difficultés d'utilisation de ces données, du fait des évolutions successives des connaissances pédologiques et des modes de classification, limitent l'utilisation des documents cartographiques pour une évaluation correcte des propriétés des sols à usage agricole. Or l'exploitation des sols nécessite une meilleure connaissance de leur fertilité. Cette connaissance demande des indicateurs de qualité des sols, notamment des analyses physico-chimiques. Toutefois, les déterminations des propriétés de ces sols demandent du temps et coûtent chères. Les paysans ou les services agricoles de l'Etat n'ont pas les moyens de financer des analyses à grande échelle. La spectrométrie infrarouge, une méthode rapide et non destructive pour évaluer certaines propriétés des sols, est considérée comme une alternative possible pour remplacer les méthodes classiques de laboratoire (Janik *et al.*, 1998). Par conséquent, l'association des données cartographiques en pédologie avec des caractérisations des sols par spectrométrie infrarouge pourrait fournir des outils simples de comparaison des sols et des systèmes de culture associés en vue d'un diagnostic agronomique.

Depuis quelques années, la spectrométrie infrarouge a été largement utilisée pour la prédiction des teneurs en carbone (C) organique du sol, en relation notamment avec des mesures de la séquestration du C (Viscarra Rossel *et al.*, 2006; Cécillon *et al.*, 2009). De nombreuses études ont permis de montrer que cette technique permettait de faire des prédictions précises des teneurs totales de C et azote (N) des sols. Beaucoup d'autres propriétés chimiques des sols ont été prédites correctement dans diverses conditions. Ceci est en partie lié au fait que ces propriétés sont corrélées avec les teneurs en matière organique des sols (Malley *et al.*, 2004). Des travaux récents ont également montré des résultats prometteurs pour caractériser la texture, notamment les teneurs en argile, ou la minéralogie des sols (Vendrame *et al.*, 2012). Hors les teneurs en matière organique, la texture et la minéralogie des sols conditionnent pour une grande part, les propriétés chimiques des sols, notamment la rétention des nutriments. En particulier, dans le cas du phosphore, sa rétention est largement conditionnée par la minéralogie des sols. Des recherches visant à déterminer les constituants des sols et leur influence sur la sorption de P dans les sols ferrallitiques de Madagascar pourrait ainsi apporter des informations utiles pour une meilleure gestion du P par les agriculteurs.

Des recherches sur cette thématique ont été initiées dans le cadre du projet

FABATROPIMED, financé par Agropolis Fondation¹. Ce projet² a pour objectif général d'accroître les services écologiques des légumineuses dans les systèmes de cultures céréalières. Il vise à développer des recherches multidisciplinaires afin de comparer trois zones écologiques : les régions méditerranéennes (nord méditerranéenne avec la France et sud méditerranéenne avec le Maroc et la Tunisie), les zones soudano – sahéliennes (Burkina Faso) et les zones tropicales (Madagascar). Pour Madagascar, ce projet est conduit dans le cadre d'une collaboration entre le Laboratoire des RadioIsotopes et le Département des Sciences de la Terre de l'Université d'Antananarivo, en partenariat avec l'UMR Eco&Sols (Ecologie Fonctionnelle & Biogéochimie des sols & des Agro-écosystèmes) de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Les recherches contribuent spécifiquement à étudier l'incidence de l'utilisation du phosphore (P) sur l'efficacité de la fixation symbiotique de l'azote dans des systèmes céréales-légumineuses. Dans un contexte de faible disponibilité des terres et de faible utilisation d'intrants une bonne gestion des sols est d'autant plus nécessaire. Ceci nécessite une bonne connaissance des constituants et des propriétés physico-chimiques des sols, notamment sur la sorption de P dans les sols ferrallitiques qui sont très fixateurs. Face aux coûts des analyses au laboratoire, notre recherche vise à proposer des méthodes alternatives, rapides et peu coûteuses, pour caractériser les sols. L'utilisation de la spectrométrie infrarouge (proche et moyen infrarouge ou NIRS – MIRS) pour prédire et modéliser la composition minéralogique (kaolinite, gibbsite, goéthite, hématite, oxyde de Fe et d'Al) et les propriétés physico-chimiques des sols (pH, carbone, texture, P_{rem} , P_{resin} , P_{total}) pourrait être une alternative.

Notre étude tente donc de répondre à cette question : « l'utilisation de la spectrométrie infrarouge permet-elle de caractériser les constituants minéraux des sols et d'estimer la sorption de P (ou sa disponibilité) dans les sols ferrallitiques de Madagascar ? ». Pour cela, les hypothèses suivantes ont été avancées :

- Hypothèse 1 : la spectrométrie infrarouge est un outil pour analyser les constituants minéraux des sols ;
- Hypothèse 2 : La rétention du phosphore (propriétés secondaires), principalement contrôlée par la minéralogie du sol et la teneur en matière organique (propriétés primaires), peut être estimée par spectrométrie infrarouge.

¹ Agropolis Fondation (<http://www.agropolis-fondation.fr/>), localisée à Montpellier, a été fondée en 2007. Elle a pour objet de soutenir et de promouvoir le développement de projets de niveau international (programmes de recherche et de formation par la recherche) dans le domaine de l'agronomie et du développement durable, en s'intéressant aux problématiques du Nord comme du Sud.

² <https://www6.inra.fr/fabatropimed/Home/News/Fabatropimed-Projet-federateur-d-Agropolis-Fondation>

A partir de ces hypothèses, notre étude se fixe les objectifs spécifiques suivants :

- développer des modèles de prédiction des teneurs des constituants minéraux des sols ferrallitiques basés sur des méthodes spectrales ;
- développer des modèles d'estimation de la sorption de P des sols ferrallitiques basés sur des méthodes spectrales ;
- appliquer les modèles de prédiction de la sorption du P dans les sols ferrallitiques, établis à une échelle régionale, à une échelle locale (petite région agricole).

Notre étude est donc divisée en 4 grands chapitres présentant les principaux résultats de notre travail :

Le premier chapitre présente une synthèse bibliographique des connaissances sur les sols ferrallitiques de Madagascar, les caractéristiques de ces sols expliquant la faible disponibilité du phosphore et un rapide état de l'art sur l'utilisation de la spectrométrie infrarouge pour caractériser les sols tropicaux.

Comme indiqué antérieurement, l'estimation de la disponibilité ou de la sorption du P est largement conditionnée par les teneurs des divers constituants minéraux. Le chapitre 2 présente nos résultats sur l'utilisation de la spectrométrie infrarouge comme outil pour la prédiction des constituants minéraux des sols tropicaux. Diverses méthodes spectrales utilisant des méthodes chimiométriques classiques ou des analyses de zones du spectre caractéristiques de certains minéraux sont présentées ;

Par ailleurs, le P est souvent mal prédit par la spectrométrie infrarouge (Soriano-Disla *et al.*, 2014). Le chapitre 3 s'intéresse à la prédiction de la disponibilité ou du potentiel de sorption du phosphore par les sols de Madagascar en utilisant la spectrométrie NIRS ou MIRS. Des prédictions directes de ces variables par chimiométrie seront comparées à des prédictions basées sur des fonctions de pédotransfert utilisant les propriétés primaires (teneurs en matière organique et minéraux) des sols.

Le chapitre 4 vise à utiliser les modèles développés dans les chapitres 2 et 3 afin de prédire la variabilité du potentiel de rétention et de la disponibilité du phosphore des sols de Madagascar en fonction des caractéristiques des sols à l'échelle locale, dans deux petites régions agricoles du Vakinankaratra, dans les Hautes Terres de Madagascar.

Chapitre 1 Les sols ferrallitiques, réactivité et disponibilité du phosphore, la spectrométrie infrarouge pour caractériser les sols : état de l'art

1 Les sols ferrallitiques de Madagascar

1.1 Genèse des sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques sont des sols profonds, caractérisés par une décomposition très poussée des minéraux primaires, sauf le quartz. Ces minéraux primaires sont transformés et remplacés par des minéraux néoformés, principalement de l'argile (kaolinite) et des hydroxydes de fer (goethite) et d'aluminium (gibbsite), qui sont à des teneurs élevées (Bourgeat et Aubert, 1971). Ces sols sont de couleur rouge, claire ou plus ou moins foncée selon le degré d'oxydation du fer (Andriamasy, 2015).

Ces sols se forment sous climat agressif, humide, chaud avec au moins 1200 mm de pluies et un bon drainage. Ils peuvent provenir de toutes les roches mères, soumises, à l'affleurement, à l'altération et à la pédogenèse. Pour Baldwin *et al.*, (1938, cité par Ségalen, 1994), les sols sont placés dans des conditions bioclimatiques pendant suffisamment de temps pour que les caractéristiques du sol puissent s'exprimer pleinement à partir d'un matériau originel de texture non extrême. Pour les sols ferrallitiques, le temps nécessaire à leur formation est de l'ordre de 10^6 années, lorsque les facteurs de la pédogenèse sont favorables (Duchaufour, 1988). L'estimation de l'âge relatif ou du degré de maturité d'un sol est basée universellement sur la différenciation de leurs horizons (Jenny, 1941). La formation de ces sols varie donc avec la roche mère et le temps disponible pour l'altération.

1.2 Origine géologique des sols ferrallitiques malgaches

Les sols ferrallitiques couvrent à Madagascar la côte Est et les Hauts Terres du centre, ce qui correspond à une zone climatique bien déterminée à pluviosité et température assez forte (Riquier, 1966). Ils sont distribués sous un climat perhumide à l'Est, sous un climat humide au centre et subhumide sur la partie Ouest (Razafimahatratra, 2011). Les 2/3 est de Madagascar sont formés par des roches granito-gneissiques tandis que le 1/3 ouest est formé par des roches sédimentaires continentales (grès sablo-argileux...) et marines (calcaires, marnes...) (Figure 1). Sur les roches du socle granito-gneissique, l'épaisseur des profils est importante, atteignant parfois plusieurs dizaines de mètres, formant ainsi des sols ferrallitiques très épais (Ségalen, 1994). Les reliefs caractéristiques sont formés par des plateaux, qui sont les restes d'anciennes surfaces pénéplanées dans la partie ouest, et par des collines en « demi-orange », qui sont le résultat de la fragmentation du relief et caractérisent les zones les plus humides, sur les Hautes Terres et à l'Est (Boyer, 1982).

1.3 Répartition et diversité péologique des sols ferrallitiques malgaches

La figure 2 montre que près de 75% de la superficie totale de Madagascar sont occupés par des sols tropicaux très évolués : des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux. Les sols ferrallitiques couvrent surtout les Hautes Terres et la partie orientale. Ils sont présents essentiellement sur socle cristallin et sur épanchements volcaniques. Le relief des Hautes Terres est marqué par des surfaces d'aplanissement, résultat de l'altération profonde des migmatites ou gneiss d'âge précambrien. De larges étendues de plateaux succédant à des vallons et des thalwegs forment le relief. Des sols ferrallitiques rajeunis se trouvent au sommet du relief et, sur les versants, des « lavaka » peuvent se former (CREAM, 2013). Sur les surfaces pénéplanées à l'ouest des Hautes Terres, deux types de sols ferrallitiques sont par ailleurs distingués : des sols de type ferrallitique brun jaune développés sur les surfaces d'aplanissement, généralement plus riches en goethite et ceux de type ferrallitique brun rouge formés à partir des glacis d'érosion quaternaire, qui correspondent à une évolution très poussée et récente du relief, sur la bordure occidentale des Hautes Terres. Ces derniers sont issus des formations quaternaires ayant une zone d'altération moins profonde et plus riches en minéraux primaires, généralement riches en hématite et en composés de fer amorphes non cristallisés (République de Madagascar, 2005). Les sols ferrugineux longent plutôt la côte Ouest et Sud-ouest de l'île. Ces sols sont, comme les précédents, des sols tropicaux très altérés, qui présentent certaines caractéristiques similaires aux sols ferrallitiques. Les sols hydromorphes, souvent aménagés en rizière de bas fond, sont très éparpillés et ne représentent que 2,6% de la superficie de Madagascar.

Les sols ferrallitiques sont des sols à profil A (B) C ou ABC, souvent très épais, répandus dans les Hautes Terres et la côte est (Roederer, 1971). Ils occupent environ 46,5 % de la superficie de l'île (Rasambainarivo *et al.*, 2003). Ce sont des sols rouges à sesquioxydes, sur roches acides granitoïdes (granites) et sur roches éruptives basiques (gabbros, dolérites) (Hervieu, 1967) ou ankaratrites (Roederer, 1971). Des formations singulières peuvent parfois exister dans ces sols comme la présence de « stonelines », qui sont des lignes de cailloux formés de quartz, qui se trouvent à peu près parallèlement à la surface topographique (Foucault et Raoult, 1984). Ces sols ferrallitiques sont parfois creusés par des « lavaka », des ravins à flancs escarpés. Ils peuvent avoir une origine géologique : dans les altérites des roches, il y a une zone où la circulation de l'eau est rapide et une zone où cette circulation est faible, favorisant la formation de nappes phréatiques perchées ; lorsque l'épaisseur de l'eau est importante les matériaux glissent sous l'effet de la masse de la nappe perchée, dont la mise en mouvement est favorisée par l'activité sismique (Cox *et al.*, 2009, 2010).

Les sols ferrugineux sont des sols à hydroxides, riches en sesquioxydes de Fe libre, qui sont observés sur roches mères acides. Ils sont également caractérisés par une altération intense des minéraux primaires sous une pluviométrie < 1200 mm avec une saison sèche marquée. Ils procèdent d'une évolution intermédiaire entre la fersiallisation et la ferrallitisation sous un climat plus sec. Néanmoins, les principaux minéraux présents sont peu différents de ceux des sols ferrallitiques, mais le drainage plus modéré conduit à une accumulation plus importante de kaolinite alors que la gibbsite est souvent peu abondante (Duchaufour, 1983). Des argiles 2:1 peuvent persister, même si elles sont généralement assez peu abondantes. Ces deux types de sol peuvent coexister dans les zones de transition climatique, en fonction de la position topographique (Chauvel et Pedro, 1978). Par ailleurs, des sols ferrallitiques peuvent se trouver dans la zone fersialitique par l'effet de paléoclimats (Riquier, 1966). Les principales différences entre les sols ferrallitiques et ferrugineux se trouvent au niveau des propriétés chimiques de l'horizon B. Le tableau 1 suivant présente les différentes caractéristiques de ces sols selon Riquier (1966).

Tableau 1. Principales différences entre les propriétés chimiques des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux

Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux
Pas de minéraux en voie d'altération ; Rapport de $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 < 2$ dans la fraction d'argile ; Faible CEC et de la saturation des bases ;	Présence des minéraux en voie d'altération ; Rapport de $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 > 2$ dans la fraction d'argile ; Faible CEC et de la saturation des bases près de la zone ferrallitique. Par contre, ils sont élevés à des latitudes plus hautes ; Kaolinite en forte proportion et présence d'autres types d'argile comme la montmorillonite et l'illite
Forte saturation en oxihydroxide d'aluminium ; Fe adsorbé sur l'argile et peu mobile ;	Fe libre en assez grosse quantité, peu adsorbé sur l'argile ;
Très peu de limon ; pH de 4 à 5,5 ; Couleur rouge et jaune avec un chroma > 4 à un horizon de 1 à 2 m ;	pH de 5,5 à 6,5 ; Couleur rouge et jaune plus sombre que les ferrallitiques avec un chroma < 4 à un horizon de 1 à 2 m ;
Roche mère passant brusquement à un magma argilo-limoneux.	Sol plus poreux, plus sableux, structure particulière ou poudreuse, plus friable grâce au fer pectisé.



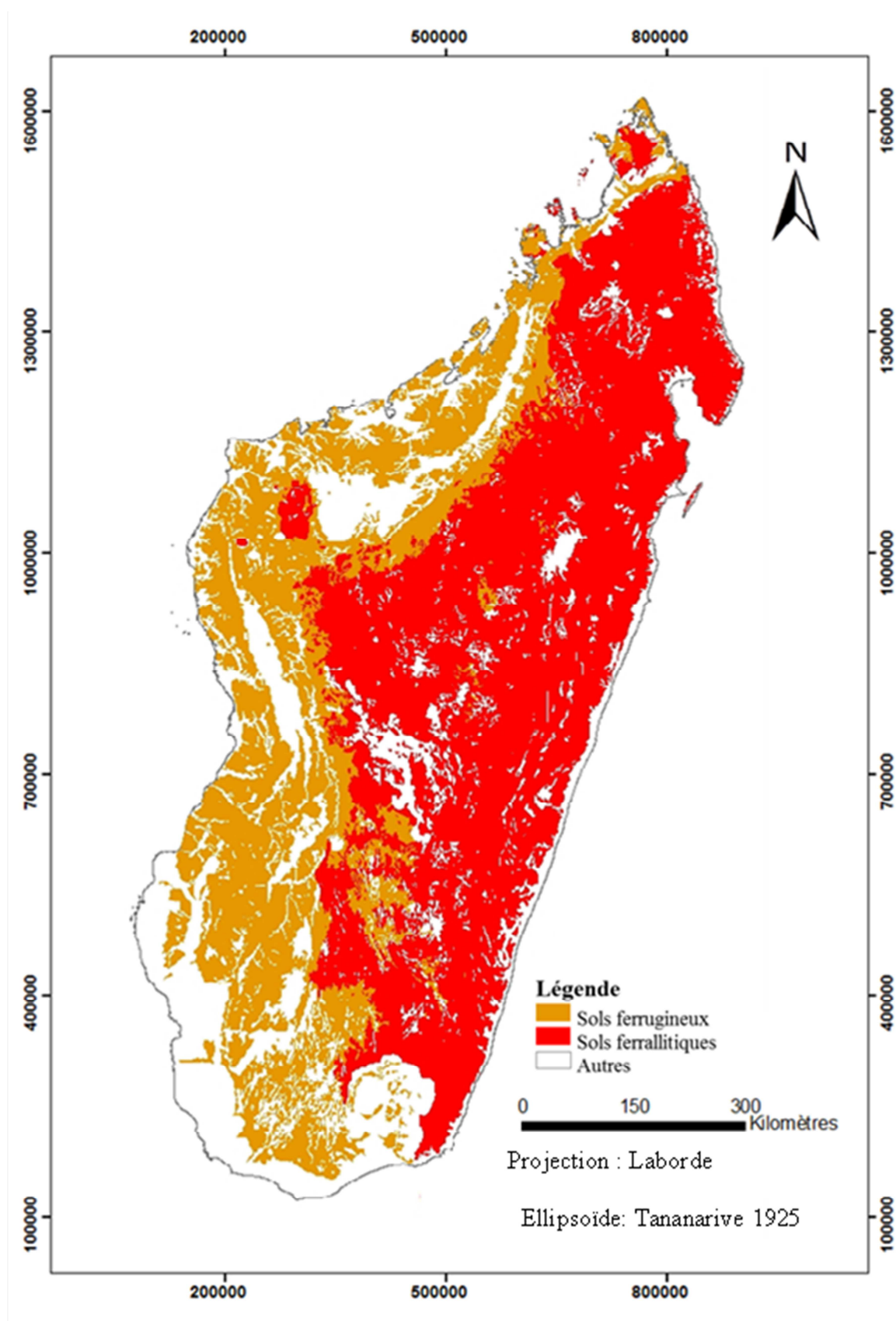


Figure 2. Représentation des sols ferrallitiques et ferrugineux de Madagascar (tiré à partir de la classification CPCS (1967))

Les sols ferrallitiques et ferrugineux sont classés selon la classification CPCS (1967). Les études de Razafimahatratra (2011) et Andriamasy (2015) ont permis de les associer aux classes de sols de la classification FAO (IUSS Working Group WRB, 2015) (Tableau 2).

Tableau 2. Groupes des sols ferrallitiques et ferrugineux selon la classification CPCS (1967) et la classification FAO (IUSS Working Group WRB, 2015) (d'après Razafimahatratra, 2011 ; Andriamasy, 2015)

Groupes de sol (FAO)	Classes de sol CPCS
Ferralsol	Sol ferrallitique typique,
Cambisol	Sol ferrallitique rajeuni,
Nitisol	Sol faiblement ferrallitique
Arenosols	Sols ferrugineux non lessivés, sols
Luvisols	Ferrugineux lessivés

La classification des sols de Madagascar, qui fait suite aux travaux de la CPCS (1967) et de la FAO (IUSS Working Group WRB, 2015), a permis de définir les types de sols dominants à Madagascar.

2 Constituants des sols ferrallitiques

2.1 Constituants minéraux

a) Minéraux argileux : les minéraux argileux sont dominés par la kaolinite (Giller et Wilson, 1991). La kaolinite ($\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$) représente plus de 90% des minéraux argileux (Rakotomanga, 2013). Elle se présente sous la forme de phyllosilicates hydratés en forme de petits cristaux, qui sont constitués par une superposition de feuillets de 7 Å (Figure 3). Ces feuillets sont formés d'une couche de tétraèdres SiO_4 (couche T) et d'une couche d'octaèdres AlO_6 (couche O) en alternance (Ondo, 2011), l'association d'une couche T et d'une couche O constituant une argile de type 1:1. La liaison entre les couches se fait par l'intermédiaire des O_2 . La kaolinite provient de l'altération des roches acides riches en feldspaths (Foucault et Raoult, 1984), micas, pyroxènes et constituent donc l'essentiel du « complexe d'altération » (Duchaufour, 1960).

La kaolinite se caractérise par une CEC comprise entre 3 à 15 $\text{cmol}^+ \text{kg}^{-1}$ d'argile (Rabeharisoa, 2004; Andriamasy, 2015) et une surface spécifique à 15 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ (Fallavier, 1996). Ainsi, les feuillets de kaolinite chargés négativement peuvent complexer aussi bien les oxydes que les hydroxydes de fer qui sont chargés positivement. D'après Fripiat et Gastuche (1952), cité par Chatelin (1974), 12 à 15 % de Fe_2O_3 sont nécessaires pour obtenir la saturation des surfaces de la kaolinite. Des liaisons interfoliaires résultent de l'effet composé

de liaison hydrogène et de forces de Van der Waals (Truche, 2013). Par ailleurs d'autres types d'argile, notamment les halloysites, peuvent être présents dans des sols ferrallitiques (Segalen, 1995 ; Legros, 2007), principalement dans les sols ferrallitiques à caractère andique. Toutefois, les teneurs d'autres argiles, telles que le mica ou la montmorillonite, sont souvent négligeables dans les Ferralsols.

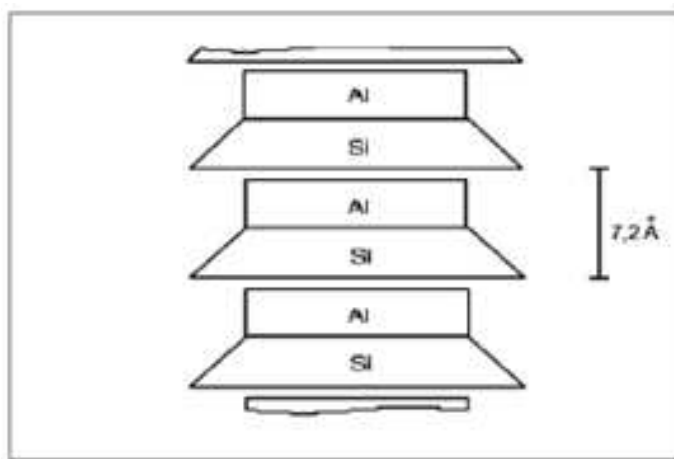


Figure 3. Schéma de la particule de kaolinite (Truche, 2013)

b) Oxyhydroxydes (ou sesquioxydes) : le Fe, l'Al, le Mn sont libérés au cours de l'altération sous forme soluble ou complexe et précipitent sous forme d'oxyhydroxydes (Ondo, 2011).

Les oxyhydroxydes de Fe sont issus de l'altération des roches basiques (gabbros, basaltes...) riches en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole, pyroxène) (Drouet, 2010 ; Ondo, 2011). Les oxyhydroxydes de Fe correspondent à divers minéraux : la goéthite (α FeOOH) de couleur jaune à brunâtre, l'hématite (α Fe₂O₃) de couleur rouge sang et d'autres formes comme la maghémite (γ Fe₂O₃).... L'hématite est plus stable que la goéthite d'après Ségalen (1994).

Les oxyhydroxydes d'Al sont en quantité élevée dans les sols ferrallitiques (Rabearisoa, 2004). Ils se présentent sous forme amorphe ou cristalline comme la gibbsite (Al(OH)₃) quand le drainage est bon et/ou le temps d'altération long (Drouet, 2010 ; Ondo, 2011).

2.2 Constituants organiques

Ils correspondent aux produits de la décomposition de la litière et des racines mortes. La matière organique est sous forme d'humus incorporé et lié à la matière minérale (Ségalen, 1994). La teneur en humus est généralement faible pour les sols ferrallitiques et l'activité

microbiologique est également souvent faible du fait de l'acidité du sol (Boissezon, 1973 ; Rabeharisoa, 2004 ; Rakotomanga, 2013). Mais, certains sols ferrallitiques sont relativement riches en matière organique avec un humus grossier en altitude ou sur roche basique (Boissezon, 1973). L'humus est composé d'acides humiques et fulviques provenant de la transformation des débris végétaux et de la biomasse microbienne (Drouet, 2010).

2.3 Contraintes agronomiques des sols ferrallitiques

Du fait de l'importance de leur superficie et de leurs caractéristiques physiques favorables, les sols ferrallitiques et ferrugineux sont très exploités pour l'agriculture à Madagascar. Sur les zones de *tanety* (collines) des Hautes Terres, outre des formations arbustives (savanes souvent fortement dégradées par le pâturage et l'exploitation du bois), les sols ferrallitiques sont surtout dédiés à des cultures de subsistance comme le maïs, le manioc, la patate douce, le riz pluvial,...

Ils présentent toutefois diverses contraintes agronomiques limitant leur utilisation. Ces sols sont caractérisés :

- par de faibles teneurs en P biodisponible, c'est-à-dire en ions phosphates qui peuvent être prélevés par la plante (Morel *et al.*, 2006), associée à une forte capacité de fixation de ces ions par les oxyhydroxydes de Fe et d'Al cristallisés et amorphes (Frossard *et al.*, 2006);
- par un niveau d'acidité du sol parfois élevé (pH entre 4 à 6), avec des teneurs en aluminium échangeable à la limite du seuil de toxicité pour la plante (1 cmol_c kg⁻¹ de sol pour le maïs) (Rabeharisoa, 2004) ;
- par une faible teneur en C organique dans les sols cultivés (1 à 2%) (Rabeharisoa, 2007).

Sur ces sols, le rendement en riz pluvial est faible, de l'ordre de 0,8 à 1 t ha⁻¹ en général (Rabeharisoa, 2007). Le phosphore est un des principaux facteurs limitant de la production (Pichot *et al.*, 1972).

3 Disponibilité du P dans les sols tropicaux

3.1 Le phosphore, un élément essentiel à la vie

3.1.1 Disponibilité de P en fonction de la minéralogie

La disponibilité du phosphore inorganique (Pi) dans la solution de sol dépend fortement du pH du sol (Waithaisong, 2015). A pH acide, la forme dominante de Pi est l'acide orthophosphorique. Pour un pH compris entre 2 à 12, les principales formes sont les anions

orthophosphates. Le pH de la solution de sol est généralement compris entre 4,5 et 8,2. En fonction du pH, les deux espèces ioniques les plus fréquentes sont sous formes H_2PO_4^- et HPO_4^{2-} (Morel, 2002 ; Waithaisong, 2015).

La figure 4 ci-après présente deux grands ensembles de sols où la disponibilité de P est faible :

- Les sols calcaires (calciques), à $\text{pH} > 7$, où la fixation du Pi est contrôlée par le Ca (ces sols ne concernent pas notre étude) ;
- Les sols acides, riches en oxydes d'Al et Fe, à $\text{pH} < 6$, qui correspondent pour une large part aux sols tropicaux altérés (ces sols concernent notre étude), où la fixation du Pi est contrôlée par l'Al et le Fe ;
- La disponibilité du P est donc maximum dans la zone intermédiaire, proche de la neutralité ou légèrement acide ($\text{pH} 6-7$), où ces deux mécanismes de fixation du P agissent le moins.

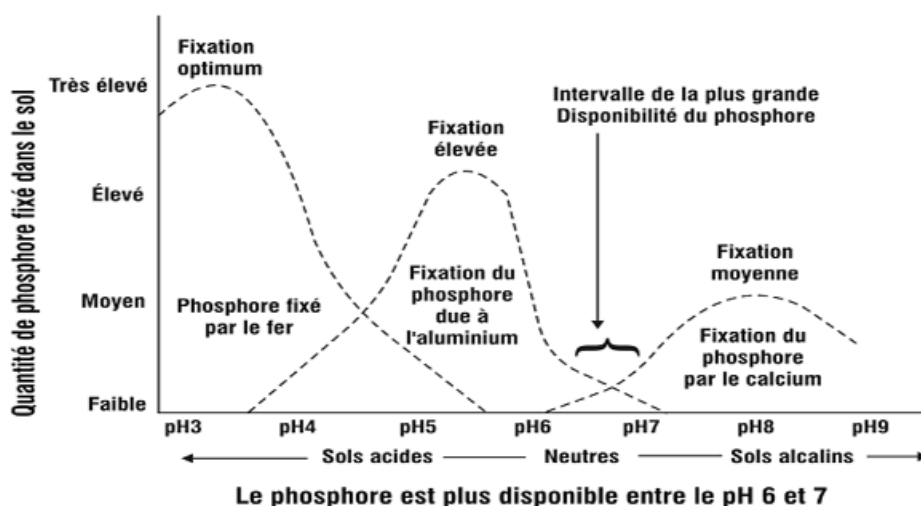


Figure 4. Fixation et disponibilité du phosphore suivant le pH
(<http://www.ccse-swcc.nb.ca/CA-6FR>)

3.1.2 Mécanisme physico-chimiques contrôlant la disponibilité de P

Dans les sols ferrallitiques, la disponibilité du phosphore est largement déterminée par la minéralogie (contenu d'argiles et d'oxy-hydroxydes), les teneurs en matière organique et le pH (Fardeau et Conesa, 1994).

La plante puise le phosphore sous forme inorganique (Pi) dans la solution du sol (Andriamananjara, 2012 ; Waithaisong, 2015) (Figure 5). La concentration de Pi dans la solution du sol est contrôlée par les principaux processus d'adsorption et de désorption au

niveau des constituants du sol (Figure 5). L'adsorption est un phénomène physique d'attraction ou de fixation des ions phosphates de la solution du sol au niveau de la phase solide du sol. Elle a lieu à la surface des constituants du sol (Achat *et al.*, 2009a).

La source de P_i peut éventuellement être obtenue à partir de la minéralisation des apports des MO exogènes ou des litières. Il peut représenter jusqu'à 30 – 65% du P total du sol (Frossard *et al.*, 2000 in Waithaisong, 2015). Par ailleurs, il peut être fixé sur les minéraux ou les argiles (Figure 6) ou bien immobilisé sous forme de P microbien. L'immobilisation du P sous forme de P microbien ne sera pas détaillée dans ce travail.

Le P sous forme minérale (P_m) provient soit d'une roche parentale, soit de minéraux secondaires formés à partir du P_i de la solution du sol (par des processus de précipitation, ou d'adsorption de P_i) (Figure 6). Durant la formation d'un sol, l'altération de ces minéraux phosphatés peut libérer du P_i dans la solution de sol (Figure 5). Ce P_i est adsorbé à la surface des minéraux ou précipité pour former des minéraux phosphatés secondaires (Figure 5) (McBeath, 2006). L'altération de minéraux primaires silicatés donne les oxydes de fer ou d'aluminium. Ils sont associés à la MO ou aux argiles. S'ils ne représentent que 0 à 10% des composants de la plupart des sols, ils peuvent représenter près de 100% de la fraction fine de la phase minérale de certains Ferralsols (Dubus et Becquer, 2001). Lorsqu'ils sont présents dans le milieu hydraté, leur groupement OH est susceptible de s'ioniser (Dupont, 1995) et de conduire, en milieu acide, à l'apparition de charges de surface positives (voir § 2.1.4). Les anions phosphates de la solution du sol peuvent s'adsorber sur les charges électropositives des oxyhydroxydes ou s'échanger avec d'autres ligands organiques ou minéraux selon un processus d'échange de ligand (Figure 5). Ce mécanisme favorise l'adsorption de P_i sur les différents types d'oxydes (Figure 5) (Waithaisong, 2015). Ce mécanisme est d'autant plus important que le pH du sol est faible. Par exemple, à pH acide l'oxyde d'aluminium présente une grande force électrostatique pour attirer les ligands (Guan *et al.*, 2007). Par ailleurs, le P_i adsorbé peut être libéré de la phase solide vers la solution de sol par le phénomène de la désorption. Ainsi, une diminution de la concentration de P dans la solution ou une augmentation de la concentration des anions compétiteurs conduit à la désorption (Sharpley *et al.*, 1981; Barrow, 1983; Hinsinger, 2001 ; Randriamanantsoa, 2015). La désorption du P fixé au niveau des constituants solides du sol apparaît surtout au cours d'une réaction d'échange de ligand (Randriamanantsoa, 2015). Certains anions organiques comme le citrate peuvent jouer un rôle majeur dans la désorption du P_i (Henintsoa *et al.*, 2017). La liaison entre les anions phosphates et les différents types d'oxydes est plus ou moins énergétique et peut former des liaisons covalentes stables (Waithaisong, 2015). Après un certain temps, le P_i

adsorbé à la surface des constituants peut donc être emprisonné dans la phase solide ou dans les minéraux de façon plus ou moins cristallisée (Morel, 2002), par le phénomène de la précipitation - dissolution (Figure 5). La précipitation de minéraux phosphatés a tendance à conduire à la formation de minéraux de plus en plus stable au cours du temps (aeging).

Par contre dans les sols neutres ou alcalins, les ions phosphates précipitent sous forme de phosphate de Ca comme les hydroxyapatites ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$), les phosphates dicalciques ($\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ou octacalciques ($\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Toutefois, ils sont secondaires dans les sols ferrallitiques, et, par conséquent, nous ne détaillerons pas ces processus dans ce travail. La solubilité du phosphate de Fe, d'Al augmente avec le pH tandis que la solubilité du phosphate de Ca diminue avec le pH. En général, l'équilibre de la précipitation-dissolution contrôlant la solubilité des minéraux phosphatés dépend du pH et de la concentration du P_i et des métaux en question (Hammond *et al.*, 1986).

En termes de disponibilité, on peut alors proposer les différentes compartimentations du P à partir du modèle conceptuel (Figure 6) :

- Fraction non-labile (éléments séquestrés) qui correspond à la formation de minéraux très peu solubles, contrôlée par la solubilité des minéraux-P pour alimenter la fraction labile (éléments (ad)sorbés) et par la précipitation progressive au cours du temps (aeging...) (alimentation fraction non-labile).
- Fraction labile (adsorbée), qui alimente la fraction soluble, et contrôlée par processus d'échange sur les surfaces adsorbantes ;
- Fraction soluble, alimentée par fraction labile, où les racines des plantes puisent P.