



HAL
open science

Nature et propriétés de l'horizon diagnostic de Latosols du Plateau Central brésilien

Adriana Reatto dos Santos Braga Reatto

► **To cite this version:**

Adriana Reatto dos Santos Braga Reatto. Nature et propriétés de l'horizon diagnostic de Latosols du Plateau Central brésilien. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2009. Français. NNT : 2009ORLE2001 . tel-00452642

HAL Id: tel-00452642

<https://theses.hal.science/tel-00452642>

Submitted on 2 Feb 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
LABORATOIRE : INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLÉANS

THÈSE présentée par : **Adriana REATTO**

Soutenue le : **26 mars 2009**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline/Spécialité : **Sciences du Sol**

**Nature et propriétés de l'horizon diagnostic
de Latosols du Plateau Central brésilien**

THÈSE dirigée par :

M. Ary BRUAND Professeur, Université d'Orléans
M. Michel BROSSARD Directeur de Recherche, IRD

RAPPORTEURS :

M. Yves COQUET Professeur, AgroParisTech
M. Michel GRIMALDI Directeur de Recherche, IRD

MEMBRES DU JURY :

M. Christian DI-GIOVANNI Professeur, Université d'Orléans – Président du jury
M. Ary BRUAND Professeur, Université d'Orléans
M. Michel BROSSARD Directeur de Recherche, IRD
M. Yves COQUET Professeur, AgroParisTech
M. Michel GRIMALDI Directeur de Recherche, IRD
M. Yves LUCAS Professeur, Université de Toulon
M. Euzebio MEDRADO DA SILVA Chercheur, Embrapa Cerrados

Nature et propriétés de l'horizon diagnostic de Latosols du Plateau Central brésilien



Je dédie cette thèse à *Marcelo*, mon mari,
et je le remercie de tout mon cœur.

Avant propos

Le travail présenté dans ce mémoire a été réalisé à l'Université d'Orléans au sein de l'ISTO « Institut des Sciences de la Terre d'Orléans ». Cette thèse a été possible grâce au soutien financier de l'Embrapa (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). Elle a bénéficié d'importantes collaborations scientifiques avec le Brésil, avec les chercheurs de l'Embrapa Cerrados, des professeurs de l'Université de Brasília et de l'Université Fédérale de Lavras, et en France spécifiquement de professeurs de l'Université d'Orléans et chercheurs au sein de l'ISTO, chercheurs de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et de l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique).

Je tiens à remercier très chaleureusement mon directeur de thèse Dr Ary Bruand, pour son professionnalisme scientifique, son zèle, son dévouement et son avis sur les vastes domaines de la science du sol, qu'il a bien voulu partager avec moi. Ceci montre son talent en tant que grand professeur et je vais porter tout ça avec moi durant le reste de ma vie. Un grand MERCI aussi à la famille BRUAND, Laurence, Clémence, Paul-Ary et Marie Alice qui m'a beaucoup soutenue et intégré ainsi que Marcelo au sein de leur famille. Ils ont transformé mon séjour en France avec moins de « saudades » du Brésil.

Je tiens à remercier également Michel Brossard qui m'a proposé cette grande aventure scientifique avec Dr Ary et qui a contribué aussi avec au bon déroulement de la thèse, avec sa connaissance des sols du Brésil et aussi sa vaste contribution bibliographique.

Je tiens ma reconnaissance profonde et mon amitié à Dr Euzebio Medrado da Silva, mon directeur scientifique à l'Embrapa Cerrados, qui a toujours été présent, malgré la distance, avec ses conseils scientifiques, moraux et spirituels. Depuis le départ de l'aéroport du Brésil vers la France, et jusqu'au jour de ma soutenance, on a partagé beaucoup d'émotions. Et aussi mes remerciements à la famille da SILVA, Manoelina, Patrícia, Priscila et Raphael.

Je voudrais exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur Michel Grimaldi, directeur de recherche à l'IRD, ainsi qu'à Monsieur Yves Coquet, professeur à Agro ParisTech pour avoir accepté d'être rapporteurs et participer à mon jury de thèse. Je remercie également Monsieur Yves Lucas, professeur de l'Université de Toulon et Monsieur Christian Di-Giovanni, professeur à l'Université d'Orléans qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail de thèse.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à de nombreuses personnes qui ont apporté leurs contributions scientifiques à ma thèse, avec une grande passion pour la recherche et aussi pour leur amitié. Dans un premier temps je commence par le Brésil avec Eder de Souza Martins, chercheur à l'Embrapa Cerrados, Luiz Roberto Guimarães Guilherme, professeur à l'Université Fédérale de Lavras, Osmar Abílio de Carvalho Junior, professeur à l'Université de Brasília. Et ici en France, je remercie également Régis Guégan et Fabrice Muller, professeurs à l'Université d'Orléans et chercheurs à l'ISTO et Isabelle Cousin, chercheuse à l'INRA d'Orléans.

Je remercie aussi tous ceux qui m'ont apporté leur aide technique lors la réalisation de ce travail. Au début au Brésil pour le grand travail sur le terrain et les déterminations des propriétés physico-hydriques : Joviano Mateus Pires Filho, Nelson Camargos Moreira et Wantuir Caixeta Vieira et pour le travail cartographique à Vinícius Vasconcelos de Souza. Et ici en France avec un grand travail de laboratoire : Philippe Penhoud, Patrick Baillif, Olivier Rouer, Christian Le Lay, Dominique Jalabert et Annie Richard. Merci aussi à Laurent Catherine pour son soutien informatique, à Nathalie Pothier et Rosângela Lacerda pour l'appui bibliographique. Merci aux personnes du laboratoire qui ont participé aux activités administratives de cette thèse, mon grand merci à Marie-Noëlle Pailhès, Fabienne Le Bihan et Chantal Le Coq. Ah !!! Et les services de l'atelier toujours disponibles pour que l'analyse n'arrête pas. Mon grand merci à Laurent, Philippe et Didier et à Jean-Michel mon réveil après le déjeuner.

Et mon grand MERCI à l'activité détendue comme le pot de la soutenance de la thèse très bien organisé par Marie-Noëlle Pailhès et Patricia Benoist-Julliot avec l'aide de Marcelo et Manoelina directement du Brésil.

À mes collègues de doctorat : mes remerciements à Séverine pour avoir partagé le bureau et toutes les aides informatiques, à David pour les heures partagées dans la dernière ligne droite dans le moment de finalisation de la thèse, à Mouna, Anne, Indira, Mariem, Ony, Renata, Amanda, Aurore, Marlène... Et aux autres qui ont déjà fini leur thèse : Marcio, Nathalie, Charlotte, Mathieu, Laure, Audrey ... Et sans oublier mes compatriotes italiennes Marina, Giada et Ida.

Je tiens à remercier ici tous ceux avec qui j'ai passé ces années de thèse au labo, la grande famille ISTO pour son très chaleureux accueil. Et aussi la grande famille Embrapa Cerrados qui m'a soutenue de loin.

Et enfin à ma famille, je les remercie pour leur affection et leur tendresse.

Un remerciement inconditionnel

- À mon père (*in memorium*) et ma mère qui sont toujours présents dans ma vie.
- À mes beaux parents qui m'ont souvent apporté un mot de courage et d'espoir.

Et à Marcelo,

pour tout son dévouement à mon bien-être durant l'écriture de cette histoire.

SOMMAIRE

Introduction Générale

Chapitre I

Quelques éléments de synthèse bibliographique et objectifs de l'étude

Chapitre II

Description de Latosols étudiés

Chapitre III

Méthodes d'étude

Chapitre IV

Variabilité à l'échelle régionale et locale de la teneur en kaolinite et gibbsite de Latosols du Plateau Central brésilien

Chapitre V

Développement et origine de la structure microagrégée de Latosols brésiliens du Plateau Central : signification de la texture, de la minéralogie et de l'activité biologique

Chapitre VI

Propriétés de retrait des microagrégats dans de Latosols brésiliens : importance de la teneur en argile, de la composition minéralogique et de l'histoire hydrique

Chapitre VII

Propriétés hydrauliques de l'horizon diagnostic de Latosols dans une toposéquence régionale du Plateau Central brésilien

Discussion Générale et Conclusion

Références bibliographiques

Table des matières

Liste des figures

Liste des tableaux

Annexe

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Une proportion importante de la couverture pédologique intertropicale est constituée par des sols fortement altérés, jaunes à rouges, profonds, constitués de minéraux argileux 1:1 et présentant des organisations structurales et microstructurales particulières. Ces sols apparaissent dans les légendes des cartes de sols sous les termes de Sols ferrallitiques, Latosols, Oxisols ou encore Ferralsols. Leur position dans le modelé et des propriétés physiques a priori peu contraignantes ont permis l'extension rapide de leur mise en culture en particulier dans les régions des savanes sud-américaines. Une abondante littérature a été consacrée à ces sols mais force est de constater que de gros efforts ont porté sur leur comportement chimique alors que leur comportement physique et leur connaissance minéralogique restent assez globales.

Le nom Latosol est dérivé des préfixes *lat* de "*latérite*" dans le sens matériel très altéré et de *sol* de "*solum*" relatif au sol. Il a été proposé par le pédologue américain Charles E. Kellog à Washington en 1949 au cours de la conférence de Classification des Sols (Cline, 1975, Ségalen, 1994). Les caractéristiques envisagées selon le concept initial de Kellog pour le Latosol sont : stade avancé d'altérogenèse et de pédogenèse, argile d'activité faible et faible capacité d'échange cationique, stabilité des agrégats élevée, absence de gradient textural avec

la profondeur, faible teneur en limon et couleur le plus souvent dans la gamme du rouge. La définition est alors purement qualitative, sans doute en raison d'une carence d'information sur les sols tropicaux.

Au début, le terme Latosol est utilisé dans le Système Américain de Taxonomie du Sol mais il est par la suite intégré dans l'ordre des Oxisols défini par la présence d'un horizon diagnostic de type "oxic horizon" (Bw). A l'échelle mondiale, les Oxisols représentent $840 \times 10^6 \text{ km}^2$, dont $7 \times 10^6 \text{ km}^2$ sous climat tempéré. L'ordre d'Oxisols couvre 23 % des terres intertropicales (Sanchez et Logan, 1992). Ils sont essentiellement présents en Amérique du Sud, en Afrique et à Madagascar (Fig.1).

Le Système Brésilien de Taxonomie des Sols, a quant à lui maintenu l'usage de la classe des Latosols définie par la présence d'un horizon diagnostic (Bw) "B latosolique", mais avec des adaptations dans la définition (Ker, 1998).

La plupart des Latosols sont ainsi des Oxisols dans le Système Américain de Taxonomie du Sol (Soil Survey Staff, 2006) et des Ferralsols dans la base de référence mondiale (IUSS Working Group WRB, 2006).

Dans leur acceptation actuelle, les Latosols sont des sols minéraux, non hydromorphes, profonds (généralement plus de 2 m), avec un horizon B épais ($> 50 \text{ cm}$). Les Latosols présentent un stade avancé d'altérogenèse et de pédogenèse, résultant de l'élimination de la silice et des bases échangeables de l'ensemble du profil. En conséquence, ces sols sont presque totalement dépourvus de minéraux primaires, ont une faible capacité d'échange cationique ($< 17 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), et des valeurs de $K_i (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \leq 2.2$ (Embrapa, 1999 et 2006). Les minéraux présents dans la fraction argileuse sont généralement la kaolinite, la gibbsite, l'hématite et la goëthite. Les Latosols présentent une séquence d'horizons A, B et C, avec une faible différenciation des horizons et, plus généralement, des transitions diffuses ou graduelles. Concernant la couleur des horizons, l'horizon A présente des couleurs sombres caractéristiques de la teneur en matière organique, l'horizon B a des couleurs vives allant du rouge au jaune avec nuances de 2,5 YR à 10 YR en fonction de la nature, de la forme et de la quantité d'oxydes de fer, du régime des eaux, du drainage du sol et des teneurs en fer du matériel d'origine. Dans l'horizon C, l'expression de la couleur est variable, fréquemment hétérogène, compte tenu de la nature de la saprolite à partir de laquelle il se développe.

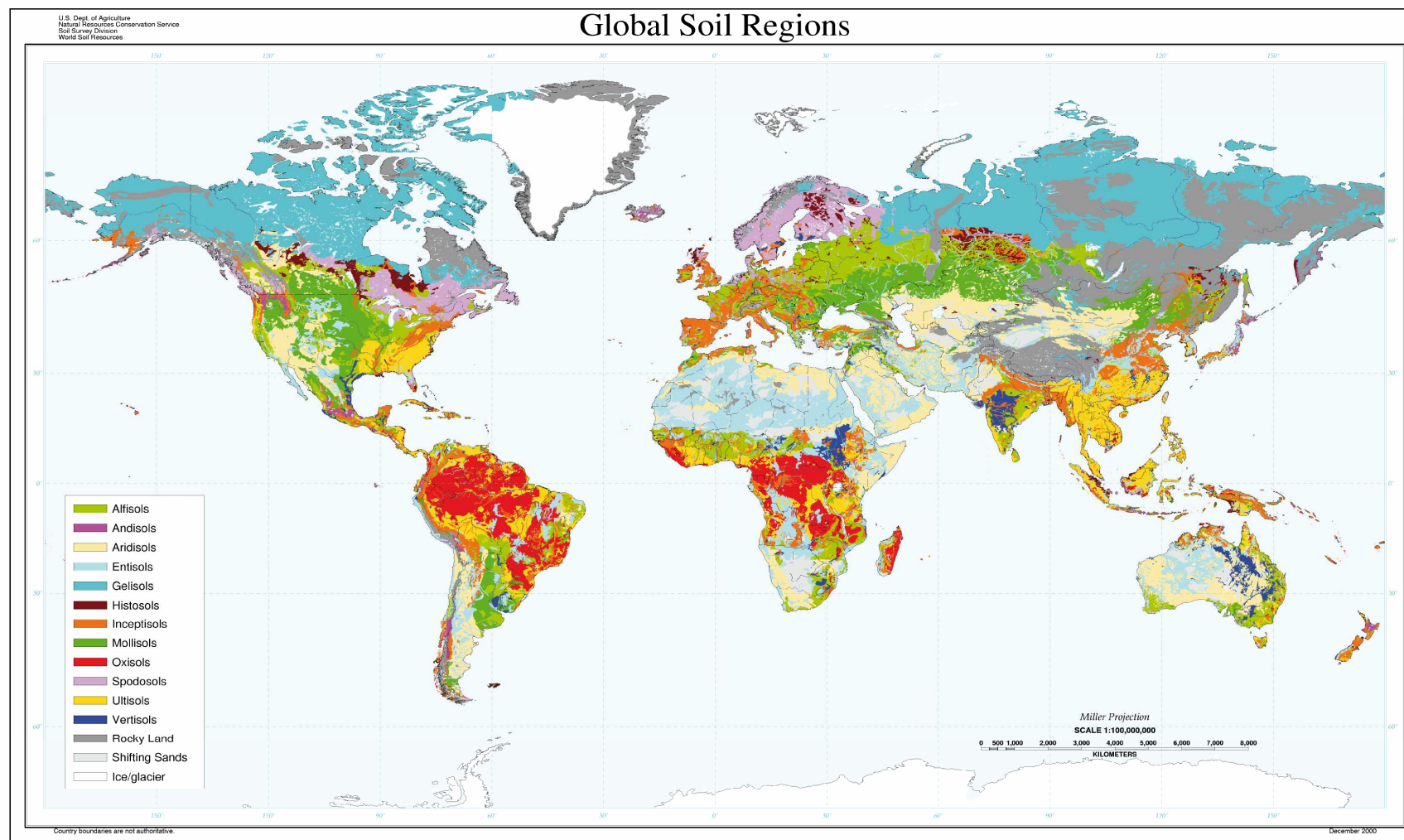


Figure 1. Distribution géographique des grands types de sols de la " Soil Taxonomy " (USDA, 2000).

Les Latosols présentent un horizon diagnostique (Bw) appelé de "B latosolique" caractérisé par une structure microagrégée¹ très fine à fine, qui est l'expression d'une microstructure très stable. L'agencement en une macrostructure à débits de volumes sub-anguleux fins à moyens est souvent observée mais demeure peu développée. Les textures sont variables selon la nature de la roche mère, mais présentent très fréquemment de faibles teneurs en limon, un rapport limon/argile < 0,7 pour les sols de texture moyenne et < 0,6 pour les sols argileux. Les Latosols sont classés en accord avec la couleur et le teneur de fer obtenue par extraction avec de l'acide sulfurique. Dans la classification courante, quatre sous-classes sont distinguées : Latosol Brun, Latosol Jaune, Latosol Rouge-Jaune et Latosol Rouge (Embrapa, 2006).

La présence de ces différents types de Latosols dans les paysages brésiliens renvoie à des interrogations quant à leur origine et aux conséquences de leurs différences de composition et de structure sur leurs propriétés (Macedo et Bryant, 1987, Ferreira et al. 1999b, Marques et al., 2002, Motta et al., 2002). Après plusieurs années d'inventaires cartographiques et de caractérisations des Latosols dans la région des savanes du Brésil, biome Cerrado, dans le cadre de notre travail comme chercheur Embrapa, il nous est apparu nécessaire d'aller plus loin dans la compréhension du déterminisme de leur distribution dans le Cerrado ainsi que dans celle de la relation entre leur composition minérale, leur structure et leurs propriétés physiques. C'est ce à quoi notre étude s'attachera dans ce qui suit.

¹ La structure de l'horizon Bw est l'une de ses caractéristiques essentielle. Il est organisée en agrégats (units ou peds en anglais, agregados en portugais) définissant à une "strong granular structure" ou "estrutura forte granular". Il s'agit d'une structure grenue, c'est-à-dire composée d'agrégats sphéroïdes de taille le plus souvent très inférieure à 2 mm. Par extension, les agrégats étant en fait des microagrégats de 50 à 300 µm, on nomme très fréquemment cette structure de microagrégée.

QUELQUES ÉLÉMENTS DE SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

CHAPITRE I

QUELQUES ÉLÉMENTS DE SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Nous reprenons dans ce chapitre des éléments de bibliographie à propos des travaux effectués sur les Latosols. Ces éléments sont partiellement repris dans plusieurs chapitres en guise d'introduction.

Les Latosols occupent environ 2.835.000 km² et représentent 1/3 du territoire national du Brésil selon la Carte des sols du Brésil à l'échelle 1:5 000 000 (MAPA, 2001) (Fig. I.1.a). Le biome Cerrado occupe une surface d'environ 2 045 000 km² du territoire brésilien (24%), et les Latosols s'étendent sur 49 % de la surface de cette région (Reatto et al. 2008c) (Fig. I.1.b). Le Plateau Central brésilien est situé dans la partie centrale du pays, inséré dans son intégralité dans le biome Cerrado, ce qui représente environ 9% de l'aire du Cerrado, avec une superficie estimée à 176 000 km². Dans le Plateau Central, les Latosols représentent 40% (Fig. I.1.c) et l'on y distingue : les Latosols Rouges (~ 28%) où l'hématite est le principal oxy-hydroxyde de fer, les Latosols Rouge-Jaunes (~ 10%) où l'hématite et la goëthite sont présents dans des proportions variables, et les Latosols Jaunes (~ 2%) où la goëthite est le principal oxy-hydroxyde de fer.

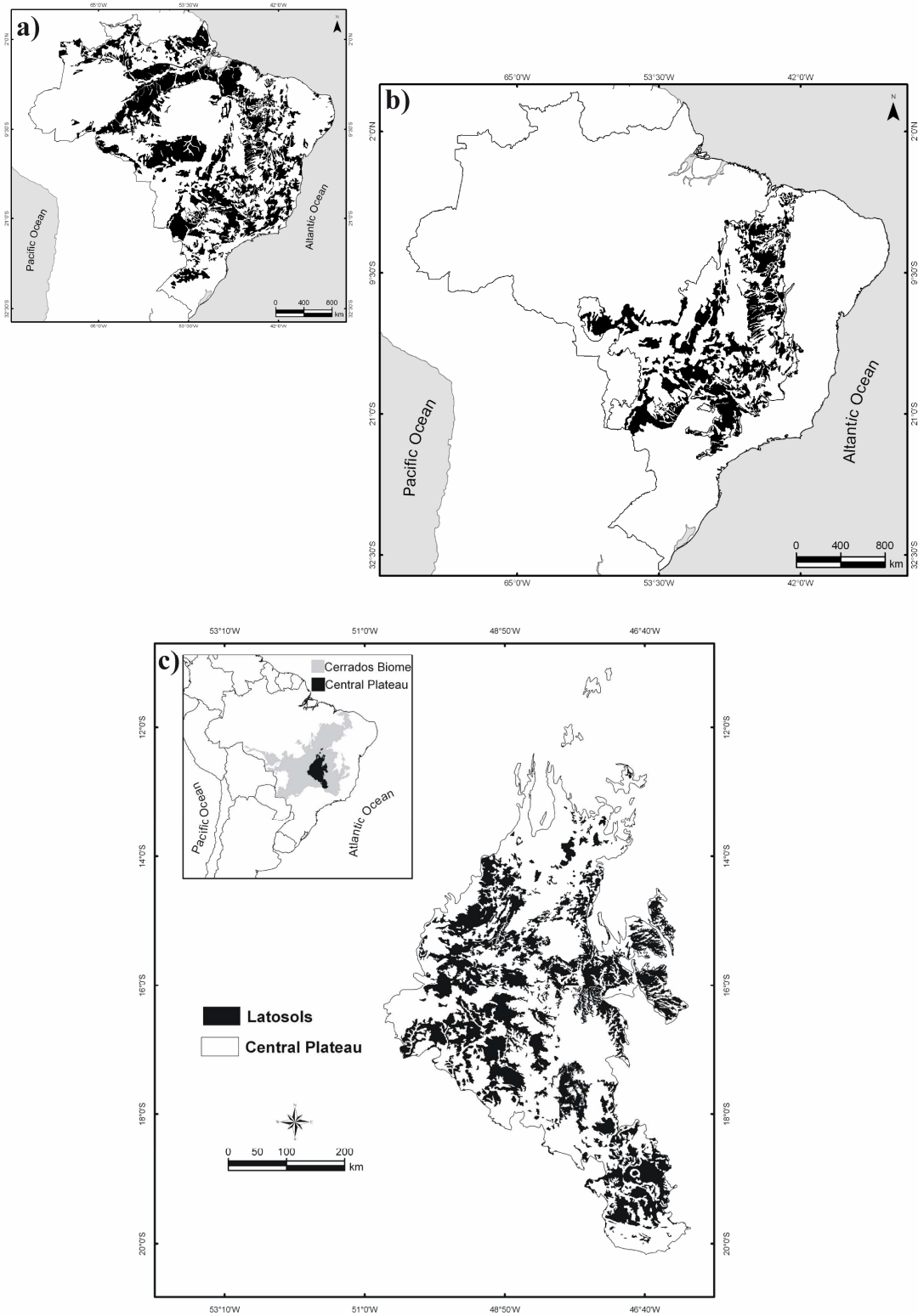


Figure I.1. Distribution géographique des Latosols au Brésil (a), dans le biome Cerrado (b) et dans le Plateau Central (c).

La figure I.2 représente la distribution géographique des Latosols Rouges et des Latosols Rouge-Jaunes dans le Plateau Central du Brésil.

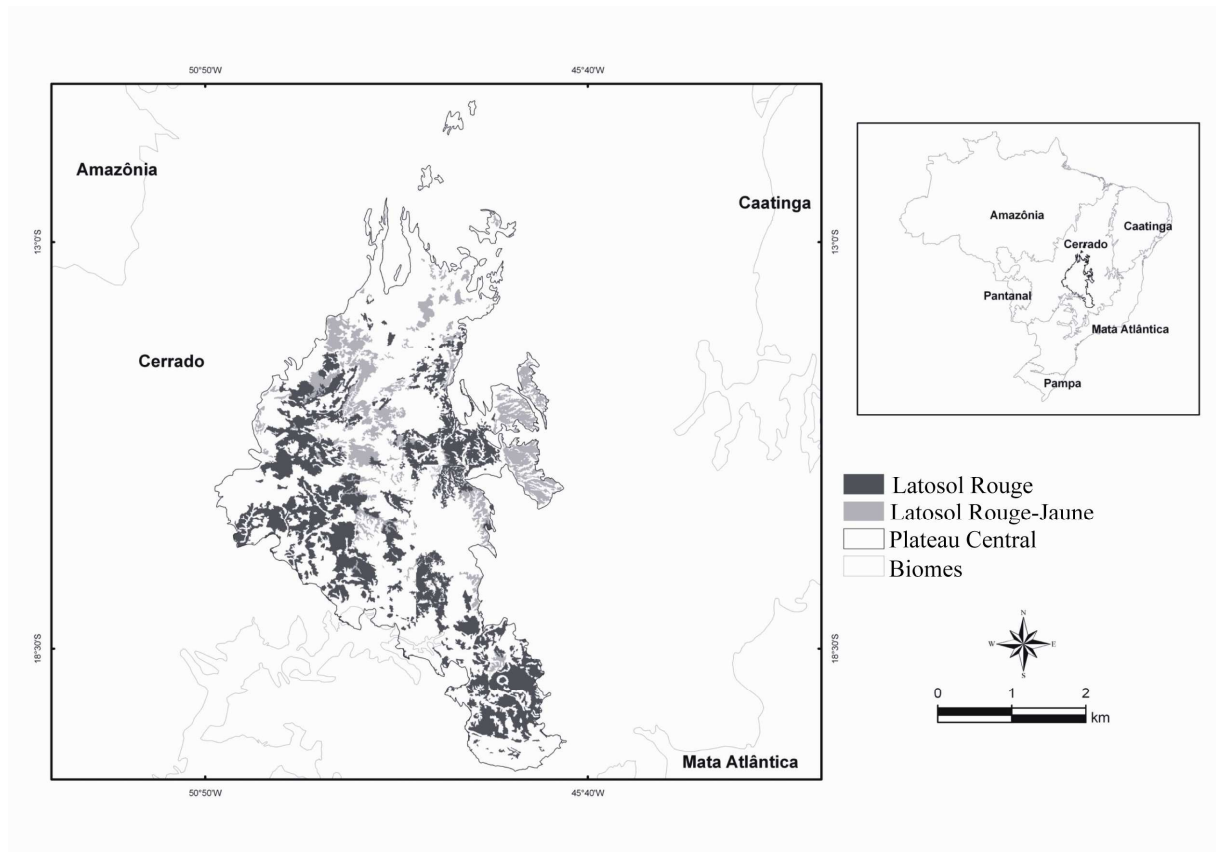


Figure I.2. Distribution géographique des Latosols Rouges et Latosols Rouge-Jaunes dans le Plateau Central du Brésil.

I.1. Composition et distribution des Latosols selon les unités géomorphologiques

Les deux principales unités géomorphologiques composant le Plateau Central sont la Surface Sud Américaine (SAS) à des altitudes allant de 900 à 1 200 m, qui est la plus ancienne et qui est représentée par des hauts plateaux ou "chapadas", et la Surface Velhas (VS), "vieille surface", qui est la plus récente et qui est représentée par différents niveaux d'altitude étagés à des altitudes < 900 m et correspondant à des surfaces convexes d'extension variable.

La genèse du paysage du Plateau Central est liée à la surface d'aplanissement qui s'est différenciée lors du cycle de l'érosion Sud-Américaine. La Surface Sud Américaine correspond par conséquent aux reliques d'une vaste pénéplaine qui se serait formée entre le Crétacé inférieur et le milieu du Tertiaire. À cette époque, les conditions climatiques étaient très humides et par conséquent favorables à une altération profonde des roches et à la dissection du plateau (Fig. I.3).

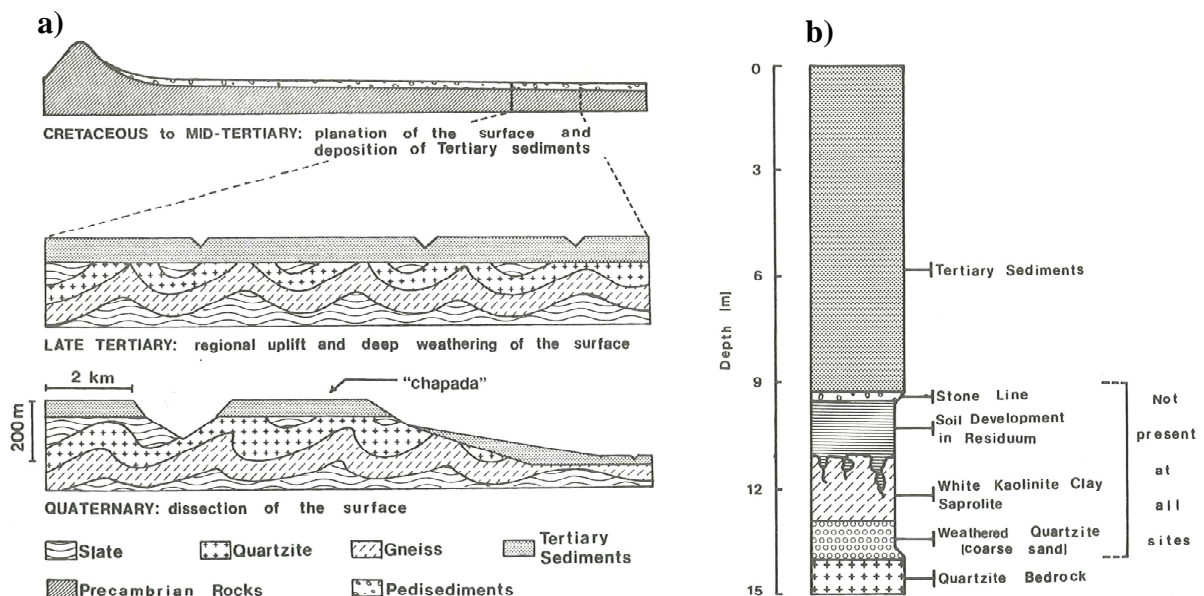


Figure I.3. Schéma représentatif de l'évolution du paysage du Plateau Central brésilien au cours des temps géologiques (a), et coupe stratigraphique des formations non consolidées dans lesquelles les Latosols sont développés (b) (selon Macedo et Bryant, 1987).

Les Latosols de la région du Cerrado ont été classés en fonction de leur teneur en argile, de la composition minéralogique de la fraction argile et de la teneur en Fe_2O_3 sur les deux surfaces géomorphologiques selon (Gomes et al., 2004a, 2004b) (Tableau I.1).

Tableau I.1. Les Latosols des surfaces géomorphologiques du biome Cerrado (d'après Gomes et al. 2004a, 2004b).

Surfaces	Latosols	Matériel Parental	Argile (%)	Fe_2O_3 (%)
Sud Américaine	Rouge kaolinitique-hématitique	Sédiments Argileux du	35 < argile < 65	8 < Fe_2O_3 < 18
	Rouge gibbsitique-hématitique	Tertiaire/Quaternaire	et	"mesoferrique"
	Rouge-Jaune kaolinitique-goëthitique		> 65	
	Jaune gibbsitique-goëthitique			
Velhas	Jaune kaolinitique-goëthitique	Grès	15 < argile < 35	8 < Fe_2O_3 "hipoferrique"
Velhas	Rouge kaolinitique-hématitique	Roches ultrabasiqes	35 < argile < 65 et > 65	18 < Fe_2O_3 < 36 "ferrique"

Cela étant, la distribution des différents types de Latosols dans le Plateau Central reste très discutée. Weaver (1974) a montré qu'au côté des oxy-hydroxydes de fer, la gibbsite tend à être le principal minéral dans les Latosols sur la surface Sud Américaine et la kaolinite tend à être le principal minéral dans les Latosols sur la Surface Velhas.

Les Latosols développés sur des basaltes altérés sur la Surface Velhas ont été étudiés le long d'une toposéquence hectométrique par Curi et Franzmeier (1984). Ces auteurs ont montré que les teneurs en hématite et gibbsite les plus élevées sont enregistrées dans des Latosols Rouges localisés en haut de la toposéquence alors que les teneurs les plus élevées en goëthite et kaolinite sont enregistrées dans des Latosols Rouge-Jaunes localisés en bas de la toposéquence.

Une hydroséquence a été étudiée par Macedo et Bryant (1987) sur la Surface Sud Américaine afin d'établir une relation entre la couleur du Latosol et le drainage naturel. Ces auteurs ont conclu que les Latosols Rouges se trouvaient essentiellement en position haute et bien drainée sur le plateau, alors que les Latosols Rouge-Jaunes étaient localisés en position basse et mal drainée (Fig. I.4).

Plusieurs études récentes (Marques, 2000 ; Marques et al., 2004 ; Motta et al., 2002 et Gomes et al., 2004a et b) ont étudié les Latosols situés sur les deux surfaces géomorphologiques et ont enregistré une proportion variable de gibbsite et de kaolinite sur la même surface.

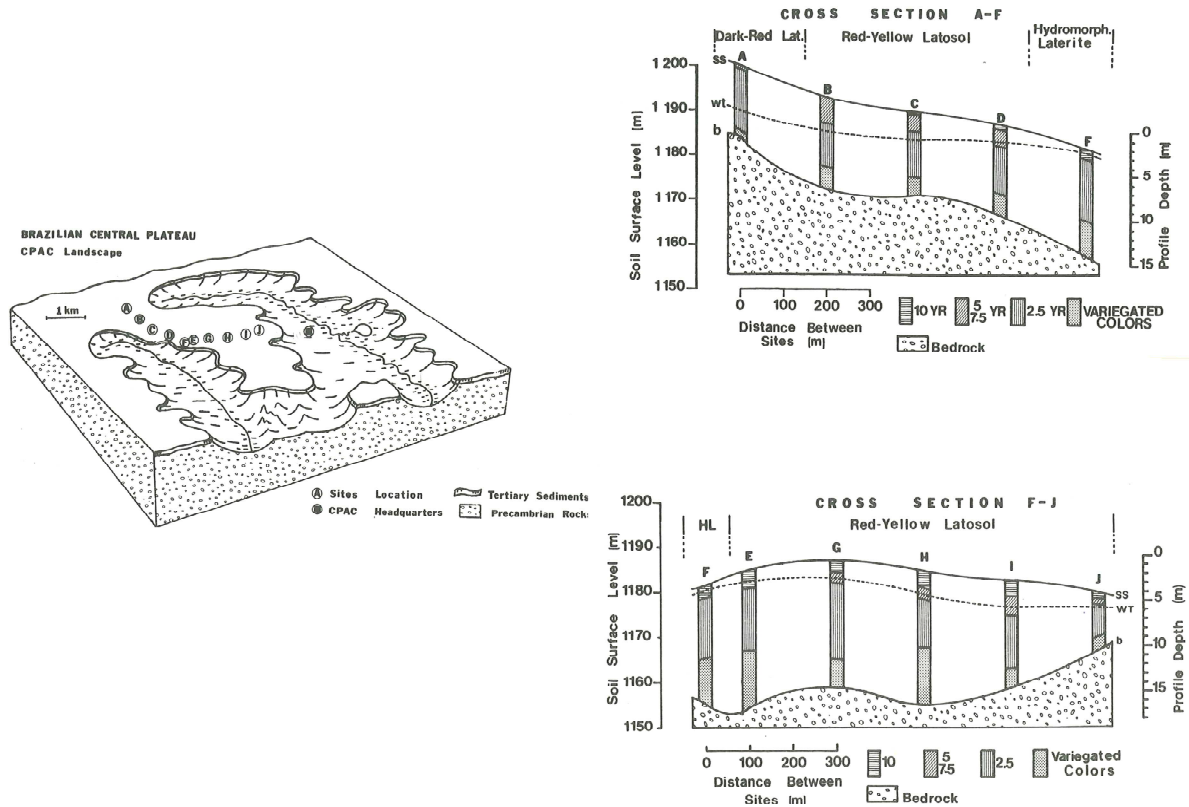


Figure I.4. Schéma représentant le paysage actuel du Plateau Central sur la surface Sud-Américaine montrant la distribution des Latosols en accord avec la position de la nappe phréatique (indiquée en pointillés wt) (selon Macedo et Bryant, 1987).

1.2. Développement et origine de la structure microagrégée

Lima (1988) a relié la structure microagrégée de l'horizon Bw à la teneur élevée en hématite dans la fraction argile. Vidal-Torrado et Lepsch (1993) ont étudié l'évolution morphologique des sols selon leur position dans le paysage. Les horizons Bw présentent une structure microagrégée qui passe graduellement à une structure massive caractéristique d'horizons argileux Bt (Nitosols et Chernozems) de la partie haute à la partie inférieure de la pente.

Certains horizons latosoliques et argileux ont été étudiés par Bennema et al. (1970). Ces auteurs ont montré, dans la même séquence d'altération, que les horizons latosoliques sont plus poreux que les horizons argileux pour la même teneur en argile et indépendamment de la variation minéralogique. Ferreira et al. (1999a), Schaefer et al. (2004) et Viana et al. (2004) ont conclu que la kaolinite et la gibbsite sont les deux principaux minéraux argileux responsables de la structure développée dans les Latosols.

Ainsi, Ferreira et al. (1999a) attribuent la microstructure massive des Latosols kaolinitiques à l'ajustement face à face des plans de kaolinite, et la microstructure microagrégée aux Latosols gibbsitiques (Fig. I.5).

Par ailleurs, Gomes et al. (2004a) montrent que la structure microagrégée des Latosols de texture argileuse est indépendante de la minéralogie. Schaefer (2001) indique la structure microagrégée, qui peut avoir divers grades d'arrondissement, est observée sur une multitude de matériaux parentaux et de minéralogies, à l'exception des Latosols développés sur matériaux mafiques dans lesquels la sphéricité des microagrégats est la plus développée.

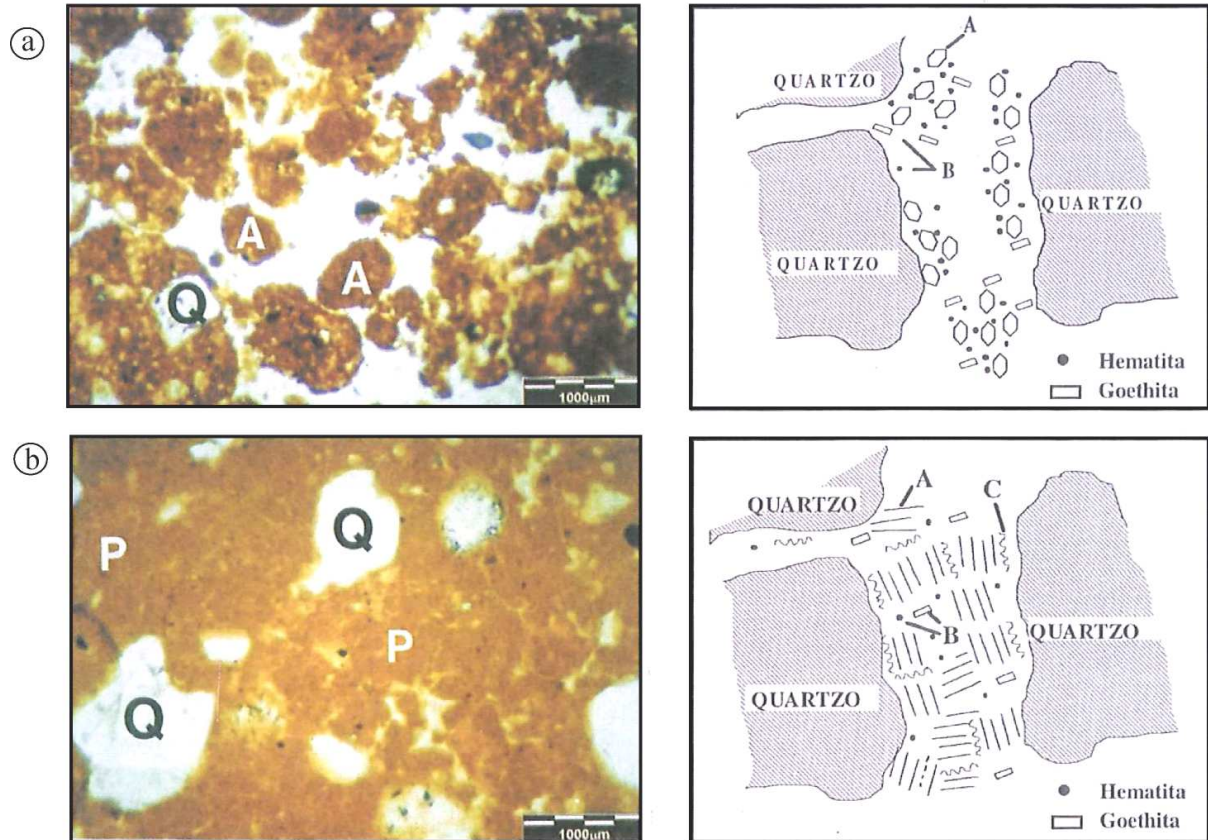


Figure I.5. Exemples de microstructures de Latosols : (a) microstructure microagrégée et schéma d'un agrégat de Latosol gibbsitique (A, gibbsite et B, oxydes de fer), et (b) microstructure massive et schéma d'un agrégat de Latosol kaolinitique (A, kaolinite, B, oxydes de fer et C, matériel organique (selon Ferreira et al. 1999a).

Une autre approche sur la structure microagrégée des Latosols considère l'activité biologique. L'un des premiers travaux met en avant l'activité des termites dans les sols tropicaux africains (Eschenbrenner, 1986). Cet auteur a noté l'existence de structures arrondies juxtaposées, localement soudées avec pores d'entassement complexes très abondants nommées "boulettes termitiques". Ces boulettes présentent des caractéristiques très semblables à la microstructure microagrégée des Latosols, tant dans leur composition minéralogique, que par la taille, la forme et le mode d'assemblage. Ces observations sont également en accord avec Volland-Tuduri (2005b) qui a également fait une analogie entre la microstructure microagrégée des horizons Bw, et l'origine biologique des microagrégats.

Schaefer (2001) a aussi proposé un modèle de genèse des Latosols brésiliens basée sur l'existence d'une relation étroite entre la prolifération des angiospermes, la néotectonique et l'apparition à la fois des termites et des Latosols à la fin du Crétacé. Le modèle de cet auteur considère que la formation des Latosols résulte de l'accumulation du matériel microagrégé formé par ces insectes à la surface du saprolithe, et que la nature de la roche-mère, tout comme la composition granulométrique et minéralogique, n'interviendrait que de façon indirecte dans le processus de microagrégation.

1.3. Variations des propriétés physico-hydrauliques de l'horizon diagnostic

Les propriétés hydrauliques des Latosols ont été déjà étudiées par plusieurs auteurs. Van den Berg et al. (1997) ont étudié les propriétés de rétention d'eau des Latosols d'Amérique du Sud, Afrique et Asie, et ils ont montré que le contenu de l'eau libéré entre -5 et -10 kPa est semblable celle de sols sableux.

Ferreira et al. (1999b) ont montré que la conductivité hydraulique saturée (K_s) des Latosols augmente avec le teneur en argile, mais ils n'ont pas discuté la variabilité des résultats au sein de chaque sous-classe des Latosols. Cependant, ils ont montré pour les Latosols kaolinitiques des valeurs de K_s allant de $3,9 \cdot 10^{-6} < K_s < 2,2 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ avec une exception d'un horizon diagnostic ($K_s = 1,7 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$) et pour les Latosols gibbsitiques des valeurs de $5,5 \cdot 10^{-5} < K_s < 8,4 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. Ils ont enregistré également que les Latosols kaolinitiques ont une densité du sol plus élevée, une faible stabilité des agrégats et une faible macroporosité comparés aux Latosols gibbsitiques.

Marques et al. (2002) ont étudié les propriétés de rétention d'eau et le K_s de différents horizons de texture argileuse des Latosols Jaunes et Latosols Rouges. Ils n'ont enregistré aucune différence entre ces Latosols quelle soit l'horizon étudié. Cooper et Vidal-Torrado (2005) ont étudié un Nitisol et un Latosol dans le sud du Brésil. Ils ont évalué le K_s entre ces deux horizons diagnostics et ont conclu que la valeur du K_s obtenue était inférieure dans le Nitisol comparé au Latosol.

Les études précédentes montrent qu'il n'y aurait pas de relation étroite entre d'une part la composition et la nature de l'horizon diagnostic des Latosols et, d'autre part, ses propriétés hydrauliques. L'aboutissement de ces études est important car elles peuvent contribuer à une meilleure gestion de l'eau et par conséquent, à un développement d'une agriculture durable. Pour les Latosols, il est admis que la réserve en eau est faible mais compensée par l'épaisseur importante du sol.

La microstructure microagrégée des Latosols, qui par simplification est souvent dénommée "microagrégats", est considérée comme étant très stables selon les tests de dispersion de ces microagrégats dans l'eau. Toutefois, les microagrégats se déformeraient lors de la dessiccation. C'est un point important car la dynamique macrostructurale est en grande partie dépendante de celle à l'échelle des microagrégats.

Balbino et al. (2001) ont étudié la stabilité de l'assemblage des microagrégats lors de la dessiccation dans plusieurs Latosols kaolinitique-sesquioxidiques en considérant tous les horizons. Ils ont comparé le volume d'eau retenu à -100 kPa et -1500 kPa avec les volumes correspondant à des pores de diamètre équivalent respectivement $\leq 3 \mu\text{m}$ et $\leq 0,2 \mu\text{m}$ déterminés par la porosimétrie au mercure. Ils ont montré que les deux potentiels de l'eau étudiés sont supérieurs au volume des pores respectifs. En conséquence, le volume poral est apparu à l'état sec de 3,7 à 31,7% inférieur à sa valeur à -100 kPa et de 6,6 à 29,9% inférieur à sa valeur à -1500 kPa selon les horizons. L'interprétation proposée par Balbino et al. (2001) consiste à mettre en relation de telles variations de volume lors de la dessiccation à la présence de matière organique. En étudiant le comportement des microagrégats à l'aide d'un microscope environnemental, Volland-Tuduri et al. (2004) ont quant à eux montré que les microagrégats sont des structures se déformant très faiblement (l'ordre de 1 à 7%) lors de la dessiccation.

1.4. Objectifs et organisation de l'étude

Dans un premier temps, nous présenterons les Latosols qui ont été sélectionnés pour l'étude (chapitre II). Cette présentation nous conduira à rassembler l'ensemble des données qui sont présentées dans chaque chapitre en y ajoutant de nombreuses illustrations qui n'ont pu être insérées dans les chapitres en question puisque chacun d'eux correspond à un projet de publication.

Nous présenterons ensuite les méthodes utilisées (chapitre III). Ces méthodes étant présentées de façon sommaire dans chaque chapitre au niveau d'un paragraphe « matériel et méthodes », il nous a semblé justifié de les présenter au sein d'un tel chapitre de façon plus détaillée et illustrée. L'une d'entre, celle permettant d'étudier les propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de la méthode par centrifugation, a d'ailleurs fait l'objet d'un article publié dans la revue « Soil Science Society of America Journal ».

Pour répondre aux objectifs généraux de l'étude énoncés plus haut, nous commencerons par analyser la composition minéralogique des horizons Bw des Latosols sélectionnés (Chapitre IV). Nous combinerons ces données à celles issues de la littérature afin de discuter l'origine des variations de composition minéralogiques observées. Nous verrons que la distinction de composition minéralogique généralement admise entre les Latosols de la Surface Sud-Américaine (essentiellement gibbsitiques) et ceux de la Surface Velhas (essentiellement kaolinitiques) repose sur une réalité mais qu'elle doit être modulée localement en fonction de la position topographique.

L'origine des microagrégats demeurant largement discuté dans la communauté scientifique, nous avons choisi d'effectuer une analyse morphologique très détaillée et à différentes échelles de l'état structural des horizons Bw (chapitre V). Cette analyse morphologique effectuée sur le terrain et à l'aide d'observations en microscopie optique nous amènera à largement privilégier l'hypothèse d'un rôle déterminant des populations de termites géophages pour l'origine et la dynamique de la structure microagrégée.

Nous poursuivrons ensuite à propos de la dynamique structurale des horizons Bw. Celle-ci est en effet reconnue comme étant très limitée et conduisant à cette macrostructure peu développée, voire absente dans certain cas. Nous montrerons que les microagrégats ne sont pas des édifices rigides et diminuent de volume lors de la dessiccation avec une intensité qui serait liée à l'histoire hydrique des sols (chapitre VI).

Dans un dernier chapitre (chapitre VII), nous étudierons les propriétés de rétention en eau et de transfert des horizons Bw sélectionnés. Ces résultats nous conduiront à discuter l'origine des variations enregistrées, en particulier le rôle de la teneur en argile pour les propriétés de rétention en eau et des pores les plus grands pour la conductivité hydraulique à saturation.

L'ensemble des résultats sera repris dans une discussion générale. Nous pourrons ainsi rassembler ces résultats, en faire une synthèse et les discuter de façon plus globale que cela n'a été fait au sein de chaque chapitre. Nous pourrons enfin conclure quant aux principaux apports de notre étude à une meilleure connaissance des Latosols.

DESCRIPTION DE LATOSOLS ÉTUDIÉS

CHAPITRE II

DESCRIPTION DE LATOSOLS ÉTUDIÉS

Dans ce chapitre, nous présentons les caractéristiques générales des sites où les Latosols ont été étudiés. Cette présentation permettra de décrire les caractéristiques du climat, de la végétation, de la géomorphologie et de la géologie du Plateau Central.

Nous présenterons ensuite les Latosols étudiés, leurs caractéristiques morphologiques, physiques, chimiques et minéralogiques.

II.1. Caractérisation des sites d'étude

II.1.1. Climat du Plateau Central et sa végétation

Le climat du Plateau Central a été classé selon Köppen (1931) comme Megatermic ou Tropical Humide (Aw) avec végétation naturelle du type savanes et forêts. Le climat présente deux saisons bien distinctes : une saison sèche de mai à septembre avec une température mensuelle moyenne $> 18^{\circ}\text{C}$ et une saison humide le reste de l'année. La moyenne des précipitations annuelles varie de 1 500 à 2 000 mm (gradient général d'est en ouest) avec un maximum de précipitations en janvier et un minimum en juin, juillet et août (< 50 mm/mensuel). L'humidité relative de l'air est autour de 75% entre les mois de janvier et avril et autour de 30% pendant la saison sèche (Assad et al., 1993).

Ribeiro et Walter (2008) montrent que la végétation de cette région présente des physionomies qui comprennent des formations forestières, des savanes arborées et des savanes herbacées. Les formations forestières correspondent à des forêts galeries et des forêts sèches (forêts caducifoliées). Le Cerradão est une forêt xéromorphe à strate arborée dominante où les cimes peuvent être jointives ou très légèrement disjointes, la taille des arbres ne dépassant pas, en général, 20 mètres et la strate herbacée étant quasi absente. Les formations de savanes comprennent le Cerrado *stricto sensu*, savane à strates arborée, arbustive et herbacée bien représentées, les arbres et arbustes possèdent des adaptations morphologiques à la sécheresse, les palmeraies sur sols drainés et les "veredas", palmeraies associées aux zones hydromorphes ; les savanes herbacées comprennent le Campo sujo, littéralement "champ sale", où la couverture de la strate arborée ne dépasse jamais 6 %, le Campo rupestre, associations liées aux Lithosols et le Campo limpo, littéralement "champ propre", dans lequel la strate herbacée est dominante.

II.1.2. Géomorphologie et géologie

Le Plateau Central est au cœur du biome Cerrado et représente la grande part des états du District Fédéral, Goiás, Minas Gerais et Tocantins. Les paysages de la région sont influencés par l'existence des trois principaux bassins versants brésiliens : un axe sud-nord qui alimentent l'Amazone, un axe nord-est/sud-ouest qui alimente le Paraná, et un axe sud puis nord qui alimente le São Francisco. Globalement, la région se présente comme une

succession de paysages de plateaux faiblement disséqués et de zones fortement disséquées à la suite d'une phase de rajeunissement avec mise à nu des roches métasédimentaires et ignées.

La genèse du paysage du Plateau Central est liée à la création d'une surface d'aplanissement lors du cycle d'érosion Sud-Américaine. Le Plateau Central est composé de deux surfaces géomorphologiques principales : la Surface Sud Américaine et la Surface Velhas (King, 1956 ; Lepsch and Buol, 1988 ; Motta et al., 2002 ; Marques et al., 2004). La Surface Sud Américaine correspond à un paysage brésilien qui commence comme une vaste pénéplaine, produit par dénudation entre le Crétacé inférieur et le Tertiaire moyen.

À cette époque, les conditions climatiques très humides étaient favorables à une altération profonde des roches et à la dissection du plateau. Braum (1971) suggère que les plateaux du Brésil central présentent des altitudes typiques de 900 à 1 200 m qui correspondent aux restes de la Surface Sud Américaine. Cette altitude typique est attribuée à des zones de roches métasédimentaires clastiques avec présence de quartzites en bordure des plateaux. La Surface Sud Américaine présente des portions d'aplanissement légèrement convexes qui finissent de façon abrupte par un escarpement (20 à 30% de déclivité), ou par un paysage en escalier à partir des bords du plateau.

La Surface Velhas se situe dans la région de dissection de la Surface Sud Américaine à 5 ou 25 m au-dessous sur une pente modérée avec des formes convexes qui recouvrent des extensions plus petites en relation avec la Surface Sud Américaine. La figure II.1 montre la variabilité d'altitude dans le Plateau Central dans laquelle sont insérées les surfaces géomorphologiques. Les roches forment le soubassement du Plateau Central sont essentiellement de roches du Protérozoïque Moyen (Fig.II.2). Du point de vue du matériau parental, ce sont des roches plutôt clastiques acides ayant pour conséquence une faible disponibilité des éléments nutritifs dans les sols et une acidité prononcée (Fig.II.3)

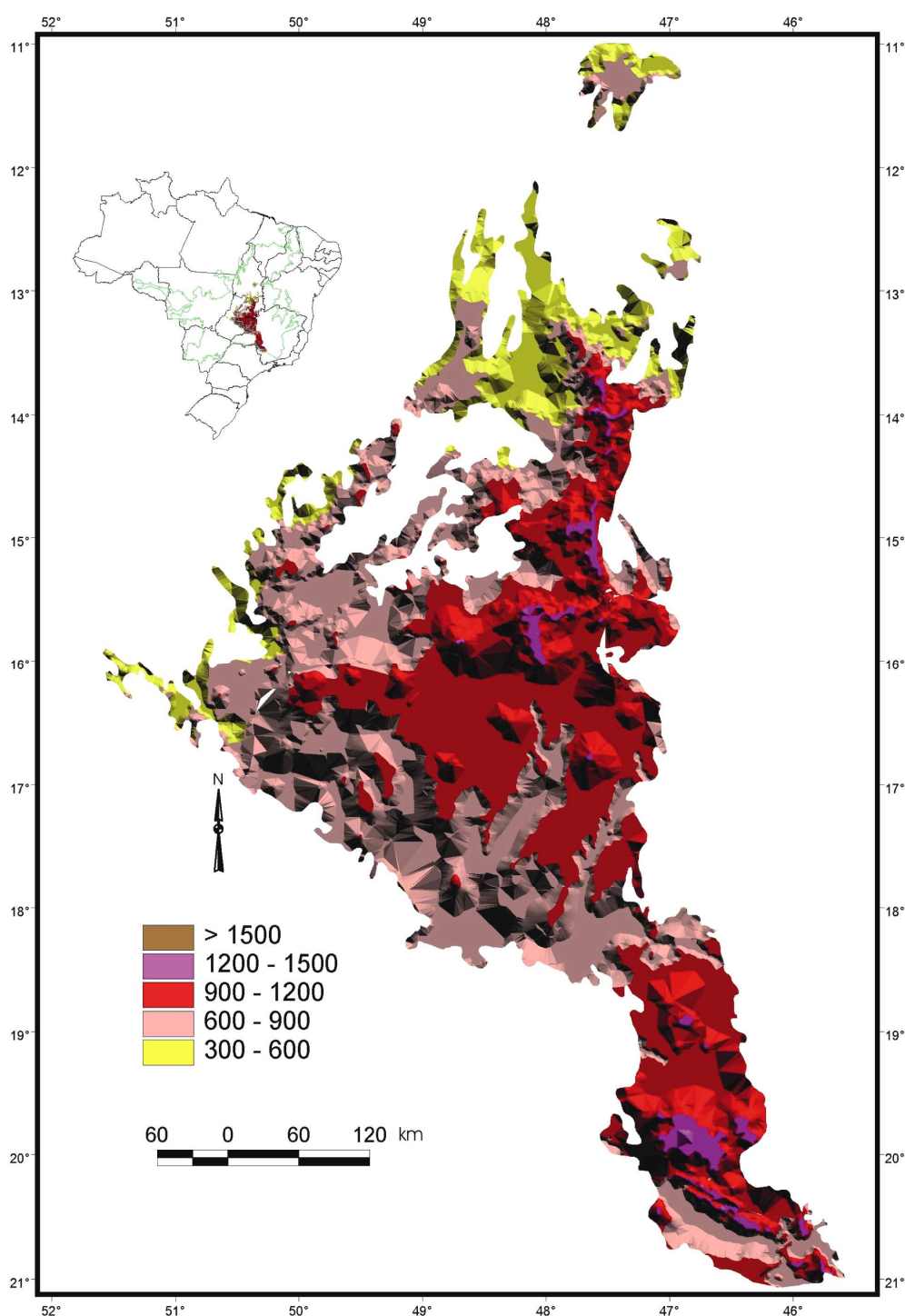


Figure II.1. Carte hypsométrique de la région du Plateau Central d'après Silva et al. (2005).

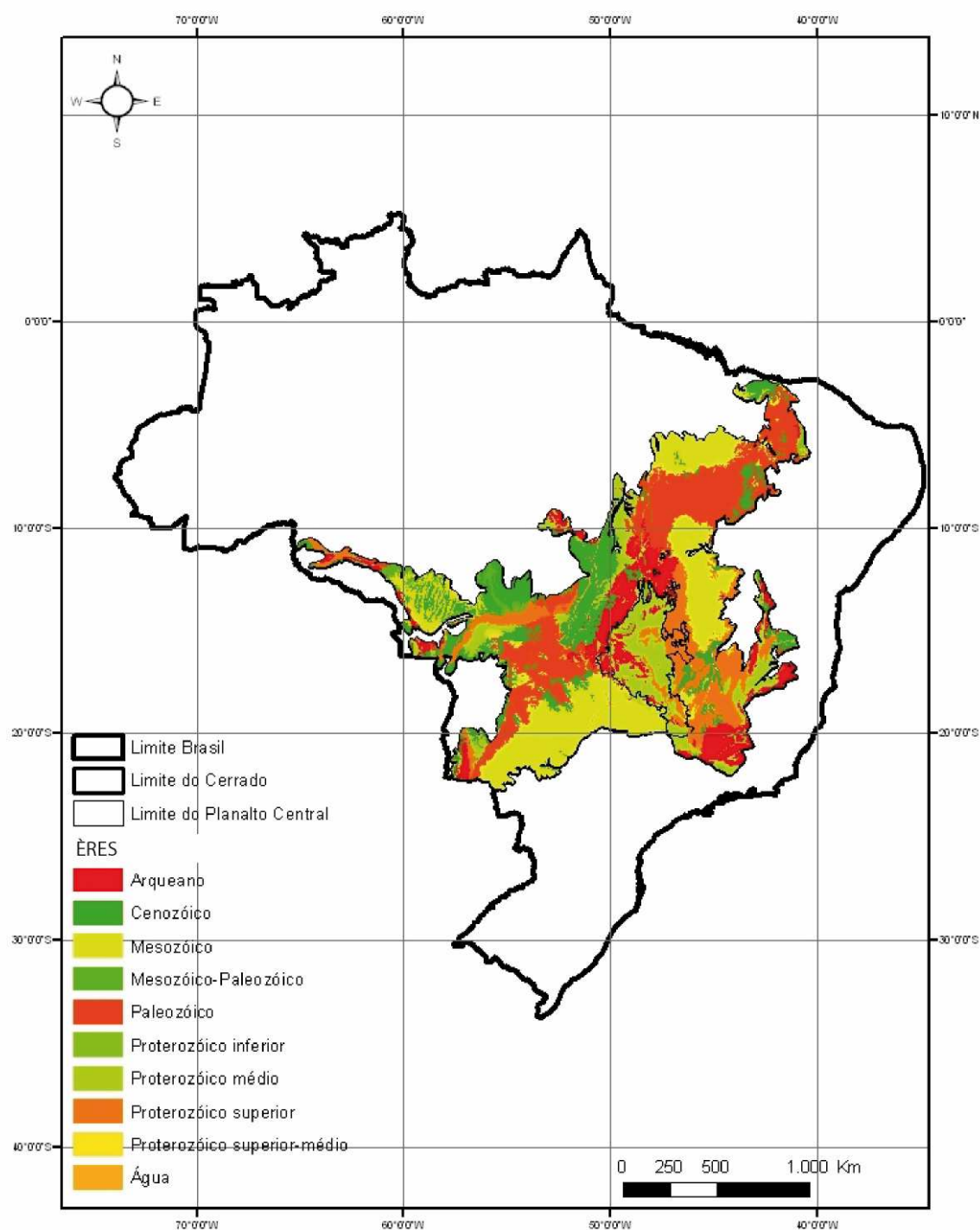


Figure II.2. Carte géologique du biome Cerrado et du Plateau Central.

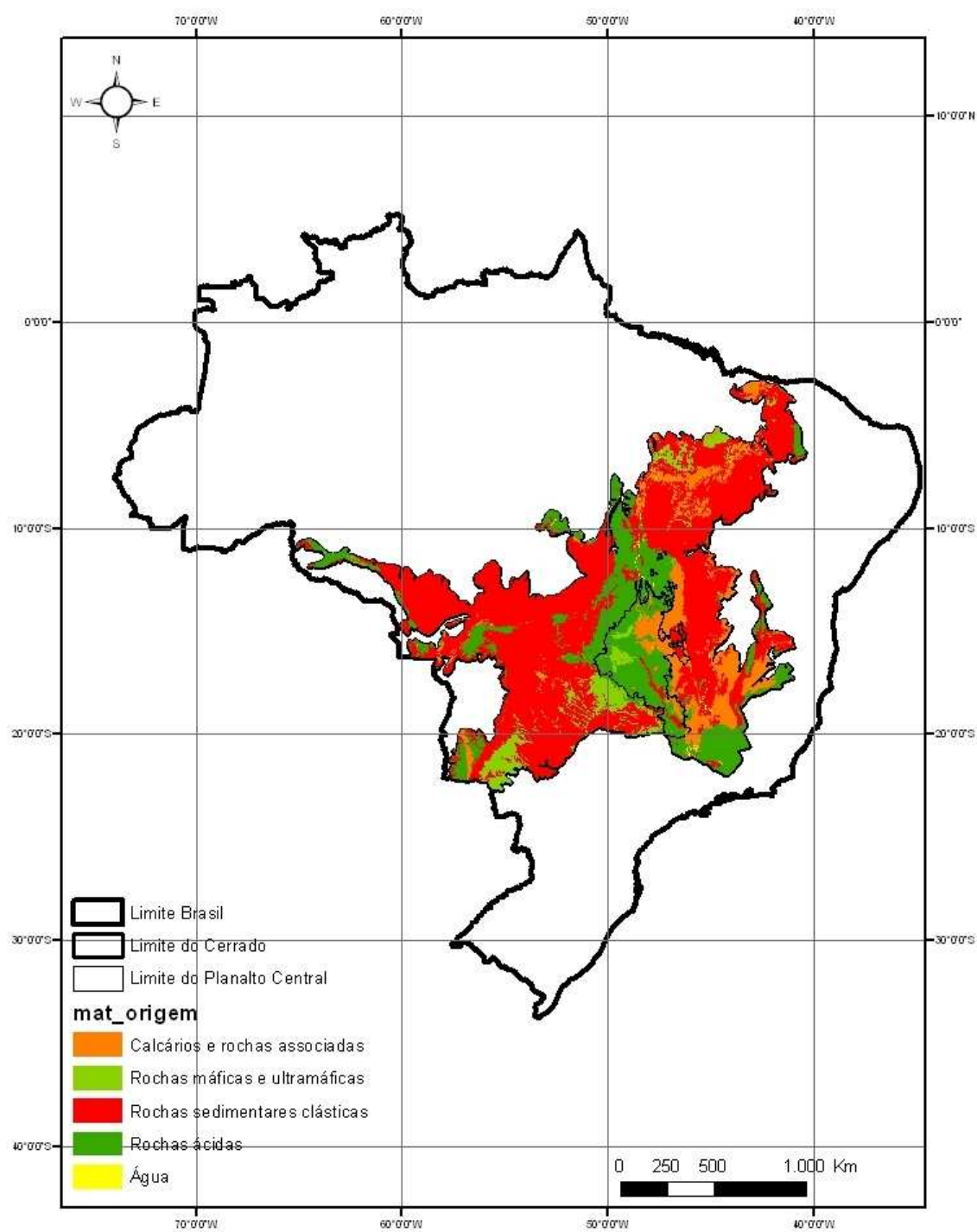


Figure II.3. Carte lithologique du biome Cerrado et du Plateau Central.

II.1.3. Sélection des sites

Les Latosols (L) étudiés ont été sélectionnés à la suite d'une étude de la variabilité minéralogique des Latosols du biome Cerrado (Reatto et al., 2000) en utilisant les données de la littérature et celles des cartes disponibles à différentes échelles (de 1:20 000^{ème} à 1:1 000 000^{ème}), afin de prendre en compte l'hétérogénéité environnementale du biome Cerrado. Ces données minéralogiques ont été obtenues grâce à une analyse quantitative basée sur l'attaque acide sulfurique (1 : 1 H₂SO₄) de la fraction < 2 mm du sol et aussi sur la couleur du sol (Resende et al., 1987 ; Resende et Santana, 1988). Les teneurs en SiO₂ et Al₂O₃ extraites avec l'acide sulfurique ont été utilisées pour estimer les teneurs en kaolinite (K) et gibbsite (Gb). La teneur en Fe₂O₃, associée à la couleur du sol, a été utilisée pour estimer les teneurs en hématite (Hm) et goëthite (Gt)². Les Latosols de notre étude ont été choisis en fonction de la variabilité minéralogique, correspondant à différentes classes de texture et se sont développés sur différents matériaux d'origine.

Ces Latosols sont localisés dans le Plateau Central le long d'une toposéquence régionale d'environ 350 km de long sécantes aux deux surfaces géomorphologiques principales (Figure II.4) :

- La Surface Sud Américaine (SAS) : profils de sols L1, L2, L3 et L4,
- La Surface Velhas (VS) : profils de sols L5, L6, L7, L8, L9 et L10.

Les caractéristiques générales des ces Latosols sont présentés dans le Tableau II.1 et dans les Figures II.5 à II.14.

² Plus d'information sur le calcul des minéraux (K, Gb, Hm et Gt) voir le Chapitre IV.

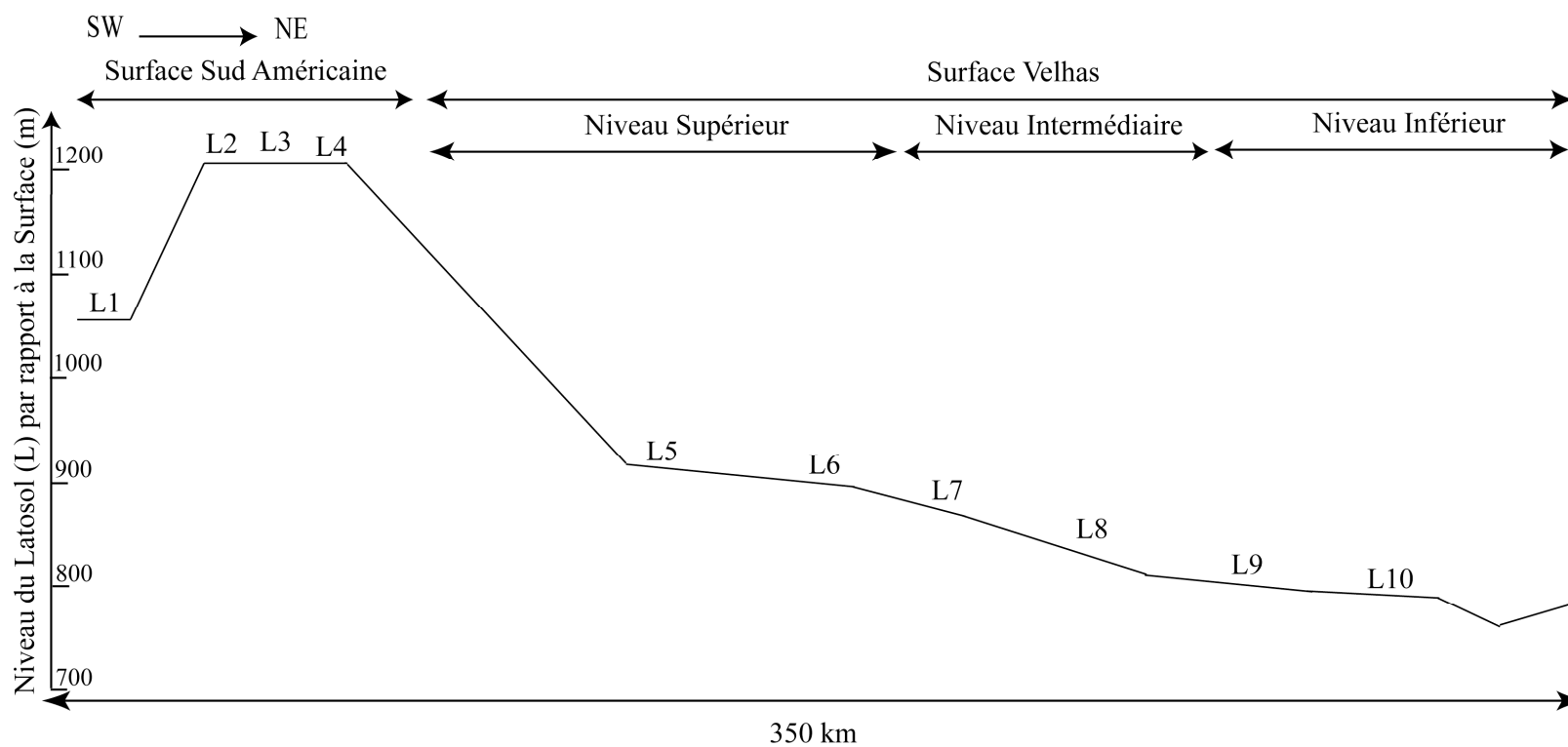


Figure II.4. Localisation des profils des Latosols (L) étudiés dans chaque surface géomorphologique le long d'une toposéquence régionale (~350 km) à travers le Plateau Central brésilien.

Tableau II.1

Caractéristiques générales des profils de Latosols étudiés dans les surfaces géomorphologiques du Plateau Central.

Profil	Coordonnées géographiques	Surface géomorphologique	Type du Sol	Altitude (m)	Position le long de la toposéquence	La longueur de l'inclinaison (Km)	Pente (%)	Géologie	Lithologie	Matériau parental
L1	S 66°60'77'' W 81°60'187''	Sud Américain	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	1 050	Médiane	3	< 1	Roche métamorphique- Complexe Goiano – (Anápolis - Itaçu) et roche metaclastique – Groupe Araxá – Précambrien Supérieur	Granulite	Saprolithe de Granulite
L2	S 15°37'127'' W 47°45'576''	Sud Américain	Red Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	1 200	Médiane	5	2	Roche clastique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Métarythmite Sableuse	Cuirasse latéritique et saprolithe de Métarythmite Sableuse
L3	S 15°36'919'' W 47°45'78''	Sud Américain	Yellow Latosol ⁽¹⁾ Xanthic Acrustox ⁽²⁾ Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	1 190	Médiane	5	2	Roche clastique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Métarythmite Sableuse	Cuirasse latéritique et saprolithe de Métarythmite Sableuse
L4	S 15°36'320'' W 47°44'148''	Sud Américain	Plinthic Acrustox ⁽²⁾ Plinthic Ferralsol ⁽³⁾	1 180	Bas	12	3	Roche clastique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Quartzite Métarythmite	Cuirasse latéritique et saprolithe de Quartzite
L5	S 15°36'502'' W 47°42'813''	Velhas, niveau supérieur	Red Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	920	Médiane Supérieur	12	<1	Roche clastique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Argileuse	Sédiment et Colluvion
L6	S 15°31'450'' W 47°41'90''	Velhas, niveau supérieur	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	880	Bas	20	6	Roche pélitique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Métapélitique	Cuirasse latéritique et saprolithe de Métapélitique
L7	S 15°13'24,2'' W 47°42'14,7''	Velhas, niveau intermédiaire	Red-Yellow Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	820	Médiane Supérieur	20	2	Roche pélitique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Métapélitique	Sédiment et Colluvion
L8	S 15°13'23,3'' W 47°42'5,2''	Velhas, niveau intermédiaire	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	805	Médiane Inférieur	7	2	Roche pélitique - Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Métapélitique	Sédiment et Colluvion
L9	S 15°11'183'' W 47°43'680''	Velhas, niveau inférieur	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	785	Médiane Supérieur	15	< 1	Roche pélitique et roche calcaire- Groupe Paranoá - Précambrien Supérieur	Métapélitique et calcaire	Saprolithe de Métapélitique et calcaire
L10	S 15°14'080'' W 47°46'372''	Velhas, niveau inférieur	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	760	Bas	15	7	Roche calcaire et sédiments du Tertiaire d'origine lacustre	Calcaire	Sédiment et Colluvion

Type du Sol: (1) Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), (2) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006), (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB., 2006).



Figure II.5. Paysage typique correspondant au Latosol L1 (profil de sol sous végétation naturelle de type Forêt Tropicale Subcaducifoliée et matériau parental de type granulite).

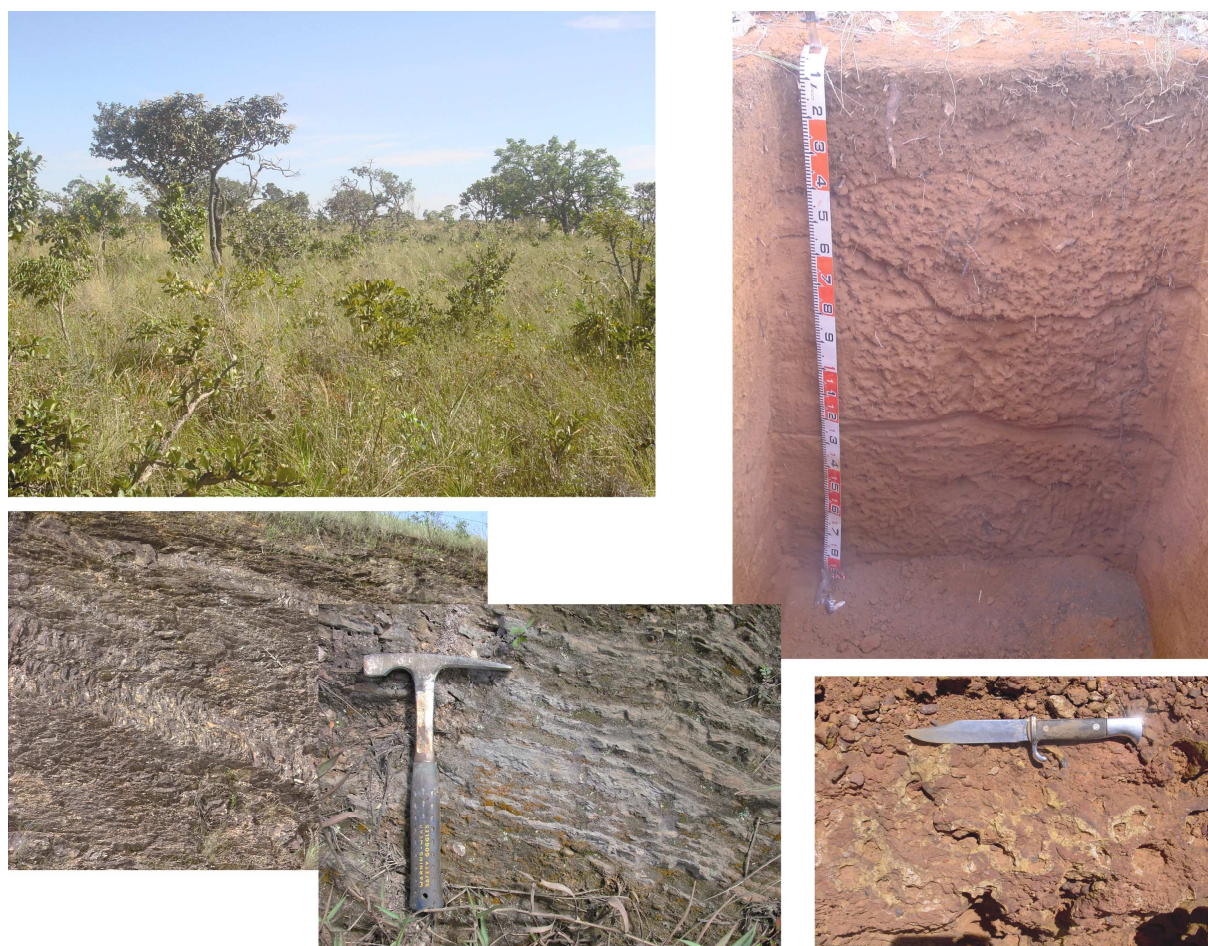


Figure II.6. Paysage typique correspondant au Latosol L2 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Typique et ses matériaux parentaux de type métarythmite sableuse et cuirasse latéritique).

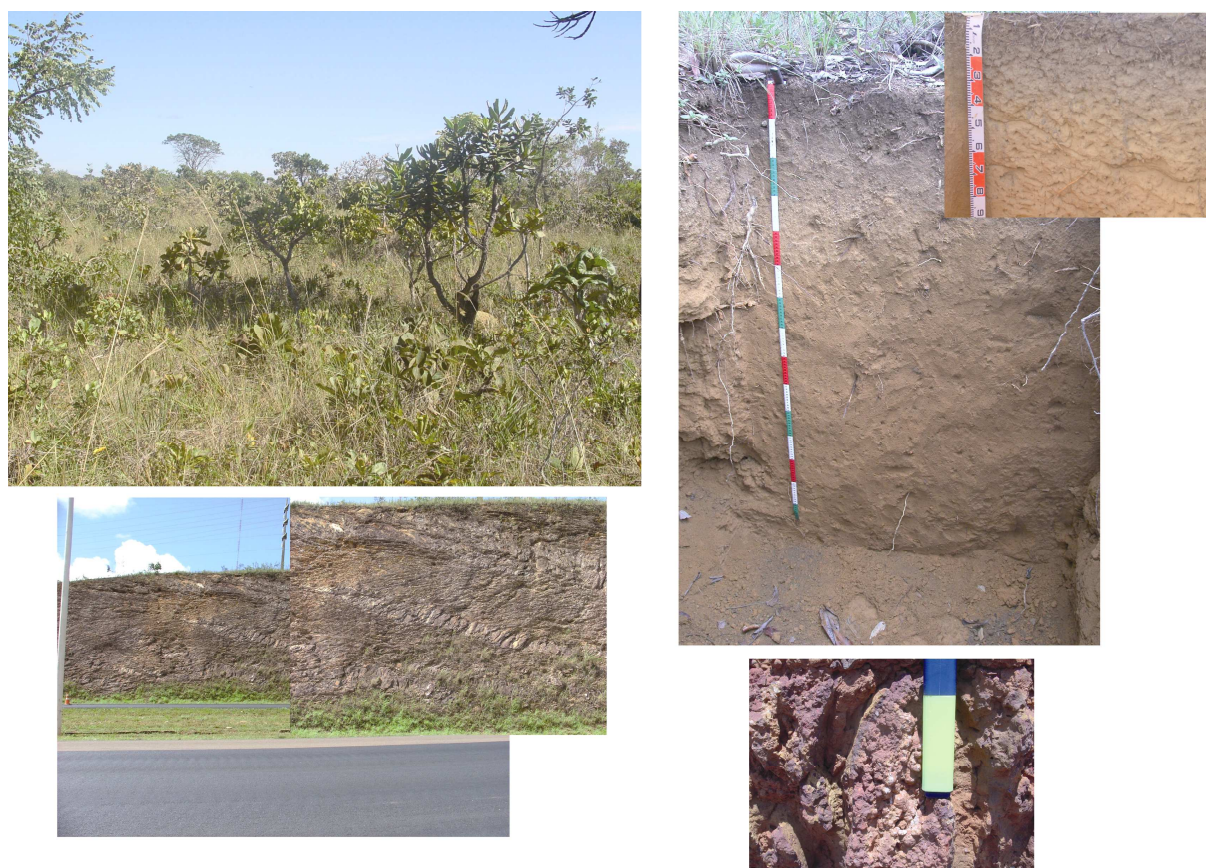


Figure II.7. Paysage typique correspondant au Latosol L3 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Typique et ses matériaux parentaux de type métarythmite sableuse et cuirasse latéritique).



Figure II.8. Paysage typique correspondant au Latosol L4 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Typique et ses matériaux parentaux de type quartzite et cuirasse latéritique).

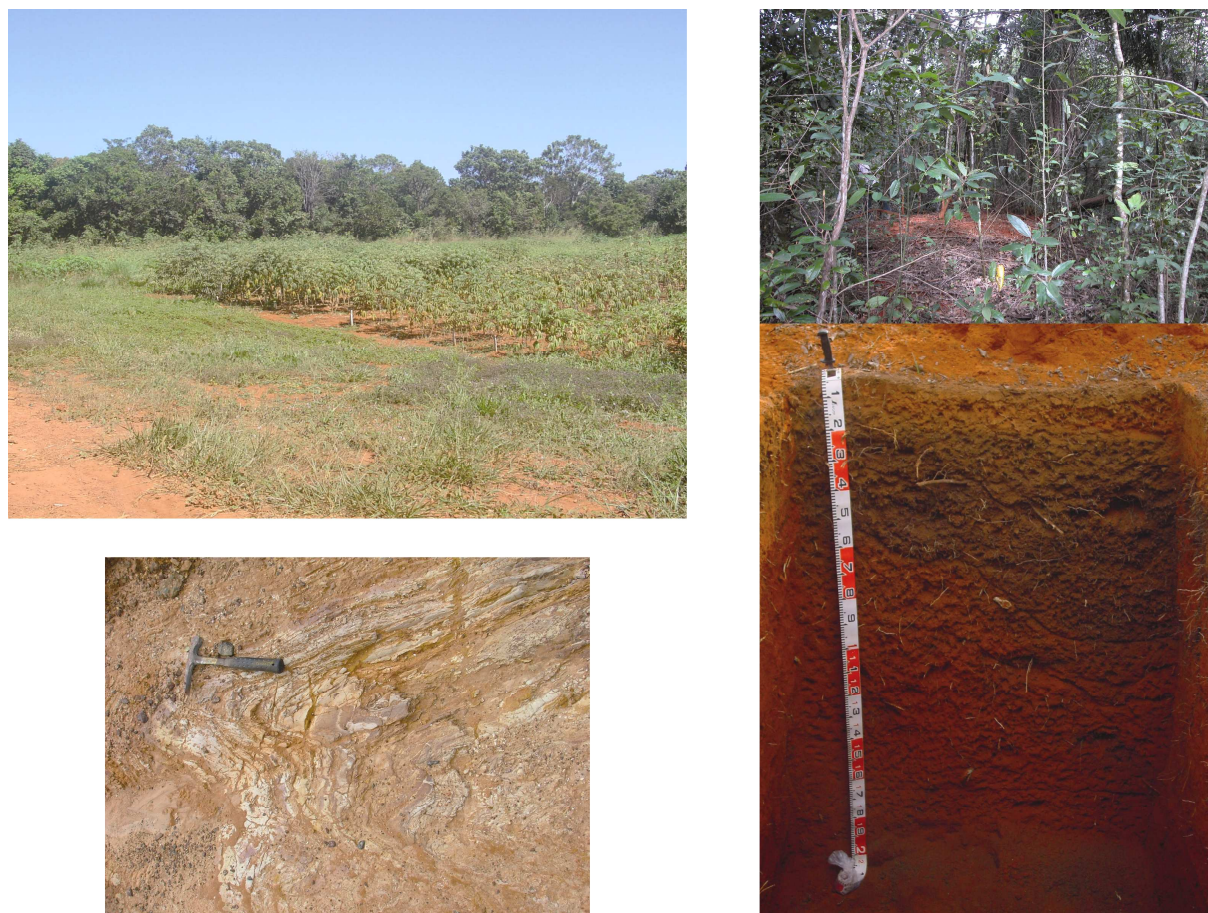


Figure II.9. Paysage typique correspondant au Latosol L5 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerradão et matériau parental de type métarythmite argileuse).

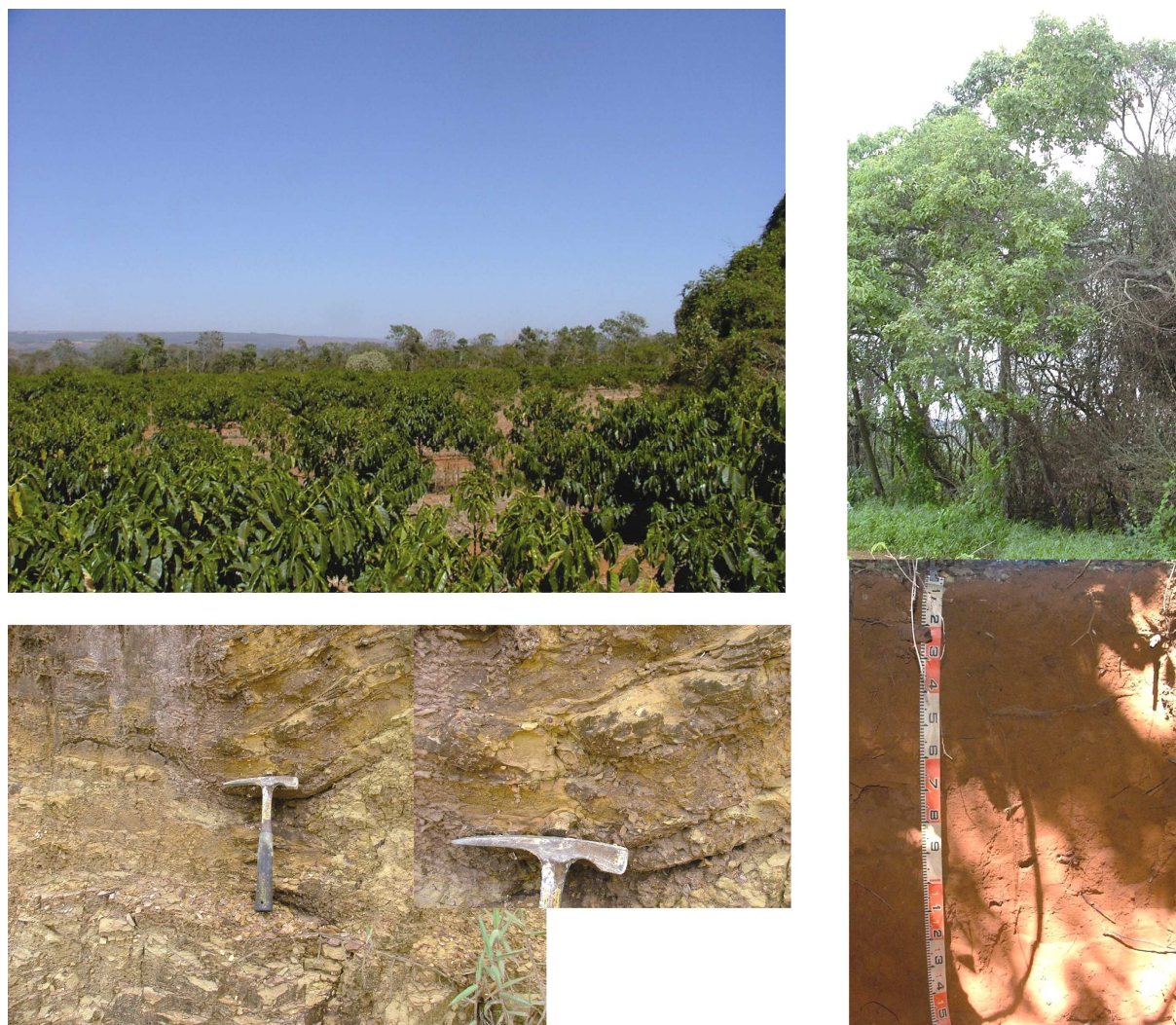


Figure II.10. Paysage typique correspondant au Latosol L6 (profil de sol sous végétation naturelle de type Forêt Tropicale Subcaducifoliée et matériau parental de type métapélitique).

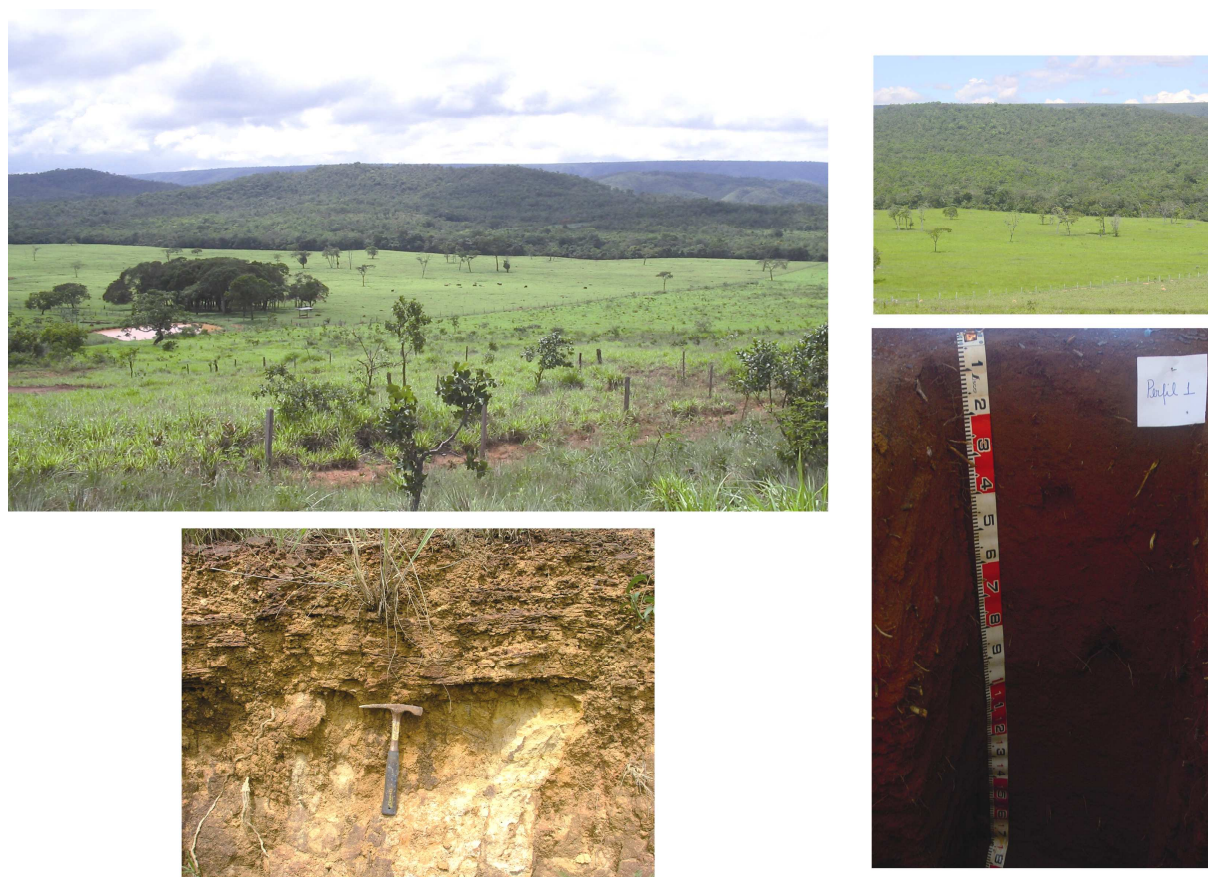


Figure II.11. Paysage typique correspondant au Latosol L7 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type métapélitique).



Figure II.12. Paysage typique correspondant au Latosol L8 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type métapélitique).

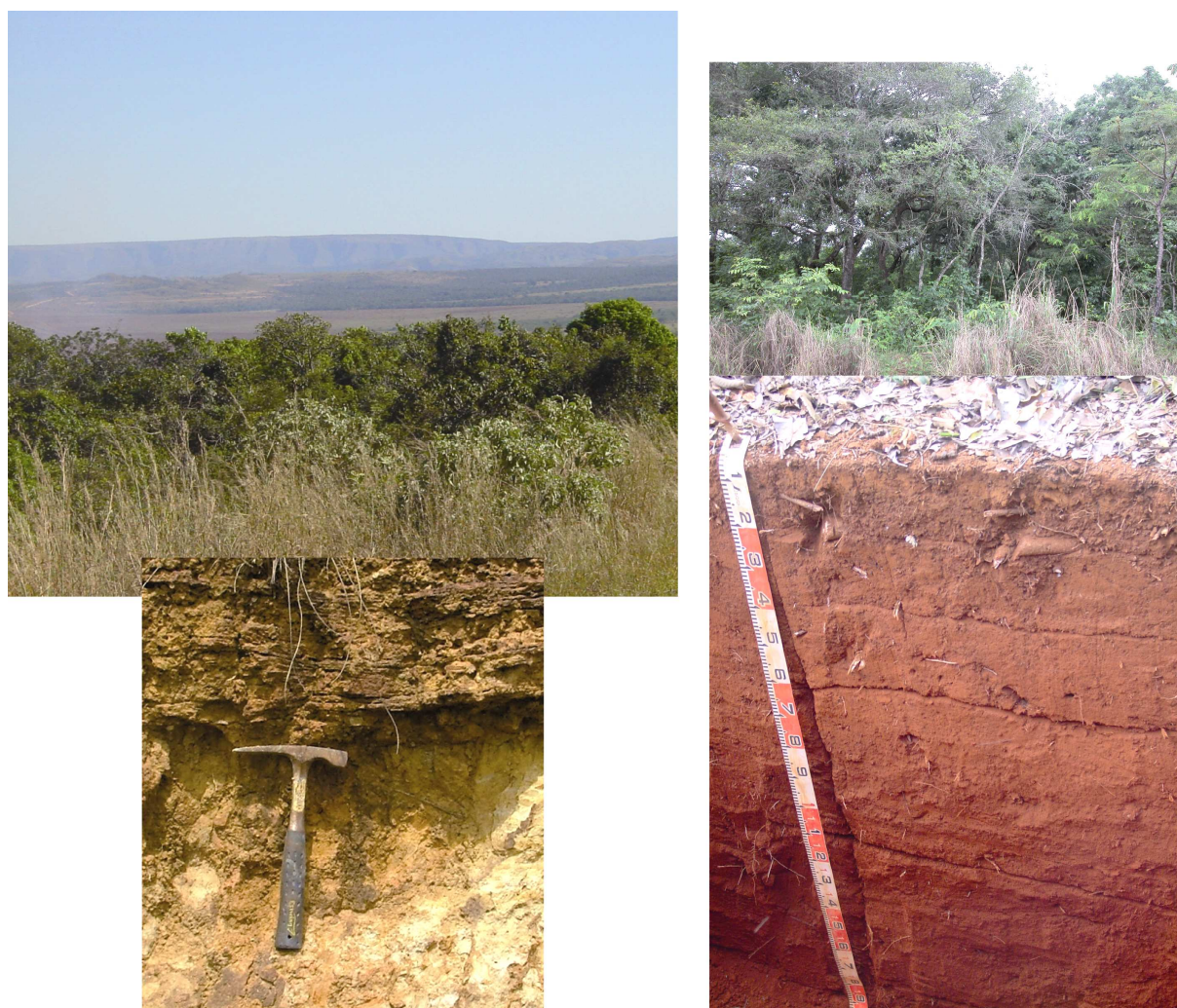


Figure II.13. Paysage typique correspondant au Latosol L9 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type métapélitique).



Figure II.14. Paysage typique correspondant au Latosol L10 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type calcaire lacustre).

II.2. Caractérisation des Latosols étudiés

II.2.1. Descriptions morphologiques

Globalement, les observations de terrain ont montré une diminution du développement de la structure sub-anguleuse avec la profondeur et une augmentation du développement de la structure microagrégée fine à très fine avec cette même profondeur (Tableau II.2). Les volumes irréguliers denses arrondis (DIRV) du sol sont présents en proportions et dimensions différentes dans les Latosols étudiés. Ces DIRV ont été nommés nodules d'argile sur le terrain et sont constitués de matériel de composition similaire au matériel du sol environnant. En général, les DIRV sont :

- plus nombreux entre 100 et 200 cm de profondeur dans le profil L1 et ils ont une taille inférieure à 10 mm ;
- plus nombreux entre 30 et 70 cm dans les profils L2 et L3 avec une taille de 5 à 50 mm ;
- absents dans le profil L4 ;
- plus nombreux de la surface jusqu'à 90 cm de profondeur dans le profil L5, avec une taille de 5 à 50 mm ;
- présents dans les profils L6, L7 et L8 entre 20 et 140 cm de profondeur avec une taille variant de 5 à 50 mm ;
- présents entre 10 et 110 cm de profondeur dans les Latosols L9 et L10, avec une taille de 5 à 10 mm.

Les macropores biologiques sont représentés par les chenaux de racines de 1 à 2 mm de diamètre, et par des chenaux et cavités de termites et fourmis de taille variable : très fine (< 5 mm) à fine (5 à 10 mm) (Tableau II.2).

II.2.2. Caractéristiques physiques

L'horizon Bw₂ des Latosols étudiés présente une variabilité de teneur en argile de 286 à 780 g kg⁻¹, une variation de la densité apparente de 0,83 à 1,21 g cm³ et une faible variation de la densité de particule avec $2,65 \leq D_p \leq 2,88$ g cm³ (Tableau II.3).

II.2.3. Caractéristiques chimiques

Les valeurs de pH_w et pH_{KCl} de l'horizon Bw_2 des Latosols de la Surface Sud Américaine sont les suivantes : $5,20 \leq \text{pH}_w \leq 5,34$ et $5,80 \leq \text{pH}_{\text{KCl}} \leq 6,22$. Pour les profils de la Surface Velhas nous observons : $4,50 \leq \text{pH}_w \leq 5,20$ et de $4,00 \leq \text{pH}_{\text{KCl}} \leq 5,50$ (Tableau II.3).

Les teneurs en carbone organique varient de 0,5 à 26,7 g kg^{-1} pour l'horizon A et de 0,1 à 9,9 g kg^{-1} pour l'horizon Bw_2 . Les valeurs de la capacité d'échange cationique varient de 5,95 à 16,93 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ pour l'horizon A et de 1,75 à 10,60 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ pour l'horizon Bw_2 .

Les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 (g kg^{-1}) dans l'horizon Bw_2 varient selon la surface : les teneurs en Al_2O_3 sont supérieures dans la SAS avec $528 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 673 \text{ g kg}^{-1}$ par rapport à celles de la VS avec $440 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 514 \text{ g kg}^{-1}$. De façon symétrique, les teneurs de SiO_2 sont inférieures dans la SAS avec $111 \leq \text{SiO}_2 \leq 239 \text{ g kg}^{-1}$ par rapport à celles de la VS $226 \leq \text{SiO}_2 \leq 341 \text{ g kg}^{-1}$. Les teneurs en Fe_2O_3 sont en général supérieures dans la SAS avec $201 \leq \text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 318 \text{ g kg}^{-1}$, exception faite du profil L3 ($163 \text{ g kg}^{-1} \text{ Fe}_2\text{O}_3$) à celles de la VS avec $188 \leq \text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 239 \text{ g kg}^{-1}$ (Tableau II.3).

II.2.4. Caractéristiques minéralogiques

La composition chimique de la fraction $< 2 \text{ mm}$ obtenue après dissolution avec une attaque à l'acide sulfurique (1 : 1 H_2SO_4), a été utilisée pour estimer les teneurs en kaolinite (K), gibbsite (Gb), goëthite (Gt) et hématite (Hm) comme proposé par Resende et al. (1987). La couleur du sol a été également utilisée pour les calculs des teneurs en goëthite et hématite selon Santana (1984) (Tableau II.4).

Les relations Kr et Ki sont utilisées au Brésil pour classer les Latosols en fonction de leurs caractéristiques minéralogiques : $Kr > 0,75$ pour les Latosols kaolinitiques ; $Kr \leq 0,75$ pour les Latosols sesquioxidiques et $Ki > 0,75$ pour les Latosols kaolinitiques ; $Ki \leq 0,75$ pour les Latosols gibbsitiques, (Resende and Santana, 1988).

Nous avons calculé Kr and Ki comme ci-dessous :

$$Kr = 1,7 (SiO_2) / (Al_2O_3 + 0,6375 \times Fe_2O_3)$$

et

$$Ki = 1,7 (SiO_2 / Al_2O_3)$$

La variabilité enregistrée pour Ki et Kr est telle que $0,28 \leq Ki \leq 1,44$, et entre $0,24 \leq Kr \leq 1,12$ pour l'ensemble des horizons des Latosols étudiés. La valeur moyenne de Ki et Kr est respectivement 0,5 et 0,4 dans la SAS, et de 1,11 et 0,87 dans la VS (Tableau II.4). Le rapport kaolinite/kaolinite+gibbsite ($RKGb$) est tel que $0,21 \leq RKGb \leq 0,81$ et le rapport hematite/hematite+goethite ($RHGt$) tel que $0 \leq RHGt \leq 1$. Les valeurs moyennes de $RKGb$ et $RHGt$ sont respectivement de 0,35 et 0,32 dans la SAS et respectivement de 0,67 et 0,67 dans la VS. Le teneur de kaolinite (K) est telle que $177 \leq K \leq 670 \text{ g kg}^{-1}$, la valeur moyenne de la kaolinite est de 282 g kg^{-1} dans la SAS et de 584 g kg^{-1} dans la VS. Le teneur en gibbsite (Gb) est de $160 \leq Gb \leq 657 \text{ g kg}^{-1}$, la valeur moyenne est de 520 g kg^{-1} dans la SAS et de 267 g kg^{-1} dans la VS, (Tableau 4.II).

En fonction de ces caractéristiques de l'horizon diagnostic Bw, les Latosols L1, L2, L3 et L4 dans la SAS et le L10 dans la VS sont des Latosols gibbsitiques – sesquioxidiques ; les Latosols L5, L7, L8 et L9 dans la VS sont des Latosols kaolinitiques – non sesquioxidiques et pour le Latosol L6 dans la VS est un Latosol kaolinitique –sesquioxidique.

Tableau II.2
Descriptions morphologiques des profils de Latosols (L) étudiés

Profil	Hor.	Profondeur cm	Matrice		Structure composée	DIRV	Macropores biologiques	
			Couleur de Munsell sec	humide			Chenaux de racines	Chenaux et cavités de termites et fourmis
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rhodic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L1	A	0 - 20	5YR 4/4	2,5YR 3/3	(5)2f-mSBK	(+)-fD	(+++)-fCH	(+++)-fCV
	AB	20 - 40	5YR 4/6	2,5YR 3/4	(3)3c-vcSBK ; (4)3-2f-mSBK	(+)-fD	(+++)-fCH	(++++)-f-mCV
	BA	40 - 60	2,5YR 4/6	2,5YR 3/4	(2)2Csbk ; (3)2-1f-mSBK ; (4)3fSBK ; (3)2-1f-vfGR	(++)-fD	(++)-fCH	(++)-fCV
	Bw ₁	60 - 100	2,5YR 4/6	2,5YR 3/4	(2)1f-mSBK; (2)1-2cGR; (4)3f-vfGR	(++)-vfD	(+)-fCH	(+++)-fCV
	Bw ₂	100 - 160	2,5YR 4/8	2,5YR 3/6	(2)1mSBK ; (3)2fSBK ; (2)1f-mGR ; (4)3f-vfGR	(+++)-vf-fD	(+)-fCH	no
	Bw ₃	160 - 200+	2,5YR 4/8	2,5YR 3/4	(2)1mSBK ; (3)1f-mGR ; (4)3vfGR	(++++)-vf-fD	(+)-fCH	no
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Typic Acrustox⁽²⁾ – Orthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L2	A	0 - 15	7,5YR 3/4	5YR 3/3	(1)3cSBK ; (5)3fGR	(+)-fD	(+)-fCH	no
	AB	15 - 35/40	7,5YR 5/6	5YR 4/4	(1)3cSBK ; (4)3m-fSBK ; (4)3fGR	(++++)-vcLC	no	no
	BA	35/40 - 60/80	5YR 5/8	2,5 YR 4/6	(1)2c-mSBK ; (2)2fSBK ; (5)2f-vfGR	(+++)-vcD ; (++)-mLC	(+)-fCH	no
	Bw ₁	60/80 - 115/120	5YR 5/6	2,5 YR 4/8	(1)1cSBK ; (3)1fSBK ; (4)2-3f-vfGR	(++)-f D	no	(+)-cCV
	Bw ₂	115/120 - 200+	5YR 5/6	2,5 YR 4/8	(1)1cSBK ; (5)3f-vfGR	no	no	no
<u>Yellow Latosol⁽¹⁾ - Xanthic Acrustox⁽²⁾ – Xanthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L3	A	0 - 20/25	2,5YR 5/3	10YR 4/3	(1)2cSBK ; (2)3fSBK ; (5)3vfGR	(+)-fD	(+)-fCH	no
	AB	20/25 - 50/70	10YR 6/4	10YR 5/6	(2)3c-mSBK ; (4)3fBSK ; (4)2-3fGR	(++++)-f-mD	no	no
	BA	50/70 - 75/95	10YR6/6	10YR 6/6	(2)2c-mSBK ; (2)2fSBK ; (4)2fGR	(+++)-fD	no	no
	Bw ₁	75/95 - 130	10YR 6/6	10YR 5/8	(2)3-2cSBK ; (2)2mSBK ; (2)2-1fSBK ; (4)3f-vfGR	(++)-fD	no	no
	Bw ₂	130 - 180	10YR 6/6	10YR 6/6	(2)2-1cSBK ; (5)3f-vfGR	(+)-fLC	no	no
	Bw ₃	180 - 220+	7,5YR 7/6	7,5YR 5/6	(3)1cSBK ; 2-1m SBK ; (4)3f-vfGR	(+)-fLC	no	no
<u>Plinthic Yellow Latosol⁽¹⁾ - Plinthic Acrustox⁽²⁾ – Plinthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L4	A	0 - 18	2,5Y 5/4	10YR 3/4	(0)3-2cSBK ; (2)2-1f-mSBK ; (3)1fSBK ; (4)1f-mGR	no	(++++)-f-vfCH	no
	AB	18 - 30	2,5YR 6/6	10YR 4/4	(3)2-1m-cSBK ; (2)2f-mSBK ; (4)2f-vfGR	no	(+++)-f-vfCH	no
	BA	30 - 60	2,5YR6/6	10YR 5/6	(3)2-1f-mSBK ; (2)2-1fSBK ; (3)2fGR ; (4)1f-vfGR	no	(+)-fCH	no
	Bw ₁	60 - 110	10YR7/8	10YR 5/8	(2)1cSBK ; (1)1f-mSBK ; (5)2f-vfGR	no	(+)-fCH	no
	Bw ₂	110 - 180+	10YR 7/8	10YR 5/8	(2)1f-mSBK ; (5)2f-vfGR	no	(+)-fCH	no

Cont...Tableau II.2 - Descriptions morphologiques des profils de Latosols (L) étudiés

Profil	Hor.	Profondeur cm	Matrice Couleur de Munsell		Structure composée	DIRV	Macropores biologiques Chenaux et cavités de termites et fourmis	
			sec	humide			Chenaux de racines	termites et fourmis
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Typic Acrustox⁽²⁾ – Orthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L5	A	0 - 11/20	5YR 5/6	5YR 5/7	(1)3cSBK ; (4)3f-mSBK ; (2)3vfSBK ; (3)3f-vfGR	(+++) <i>f</i> LC	(+) <i>f</i> CH	no
	AB	11/20 - 35/40	7,5 YR 4/6	5YR 4/6	(1)3-2c-mSBK ; (4)3fBSK ; (4)2-3fGR	(+++) <i>f</i> D	(+) <i>f</i> CH	no
	BA	35/40 - 57/90	5YR 4/6	2,5YR 2,5/4	(2)2mSBK ; (3)3fSBK ; (4)3-2fGR	(+++) <i>f</i> D; (++) <i>c</i> -mLC	(+) <i>f</i> CH	(+) <i>c</i> CV
	Bw ₁	57/90 - 90/120	5YR 5/8	2,5YR 3/6	(2)2mSBK ; (1)3-2fSBK ; (5)3-2fGR	(++) <i>f</i> D	(+) <i>f</i> CH	(-) <i>f</i> -mCV
	Bw ₂	90/120 - 170	5YR 5/8	2,5YR 4/8	(2)2fSBK ; (5)3f-vfGR	(-) <i>f</i> D	no	no
	Bw ₃	170 - 200+	2,5YR 5/8	2,5YR 4/8	(1)1c-mSBK ; (2)2-1f-mSBK ; (5)3f-vfGR	(-) <i>f</i> D	no	no
<u>Red Latosol⁽¹⁾ – Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rhodic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L6	A	0 - 10	5YR 4/6	2,5YR 3/6	(1)2-1c-mSBK ; (5)2fGR	no	(++) <i>f</i> CH	(-) <i>f</i> CV
	AB	10 - 25	2,5YR 4/6	2,5YR 3/4	(0)3f-mSBK ; (4)2f-vfSBK ; (4)3fGR	no	(++) <i>f</i> CH	(+) <i>f</i> CV
	BA	25 - 70	5YR 4/6	2,5YR 4/6	(3)2m-cSBK ; (4)3fSBK ; (4)3f-vfGR	(+++) <i>f</i> D	<i>f</i> -vfCH	(++++) <i>f</i> CHCV
	Bw ₁	70 - 140	2,5YR 4/6	10R 4/4	(3)2-1f-mSBK ; (4)3f-vfGR	(+) <i>f</i> D	<i>vf</i> CH	(++) <i>f</i> - <i>vf</i> CHCV
	Bw ₂	140 - 200+	2,5YR 4/8	10R 3/6	(2)1mSBK ; (5)3f-vfGR	no	no	no
<u>Red-Yellow Latosol⁽¹⁾ – Typic Acrustox⁽²⁾ – Orthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L7	A ₁	0-5	5YR 5/4	5YR 4/3	(1)2m-cGR ; (5)2fGR	(+) <i>f</i> LC	(++) <i>f</i> CH	(++++) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	A ₂	5 - 20	5YR 5/6	5YR 4/4	(0)2cSBK ; (3)2f-mGR ; (4)2-3vf-fGR	(++++) <i>m</i> LC	(-) <i>f</i> CH	(++++) <i>f</i> CHCV
	AB	20 - 55/60	5YR 5/6	5YR 4/6	(2)2-3vcSBK ; (3)2m-fGR ; (4)2-3vfGR	(++++) <i>vc</i> LC ; (++) <i>m</i> LC	(-) <i>f</i> CH	(++++) <i>f</i> - <i>m</i> CHCV
	Bw ₁	55/60 - 96/110	5YR 6/8	5YR 5/8	(3)2-3mSBK ; (2)2m-fGR ; (4)3f-vfGR	(+++) <i>m</i> - <i>f</i> LC ; (++) <i>m</i> - <i>c</i> LC	(-) <i>f</i> CH	(++++) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	Bw ₂	96/110 - 200+	5YR 5/6	5YR 5/9	(2)2-1m-fSBK ; (5)3f-vfGR	(+) <i>vf</i> D	no	(++++) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rodhic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L8	A ₁	0 - 10	5YR 4/6	5YR 3/3	(2)2f-mSBK ; (3)3fSBK ; (4)3fGR	no	(-) <i>f</i> CH	(++) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	A ₂	10 - 20	5YR 4/6	5YR 3,5/4	(3)2f-mSBK ; (4)2fGR	no	(-) <i>f</i> CH	(++) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	AB	20 - 30	5YR 4/6	2,5YR 3/6	(3)2f-mSBK ; (4)2f-vfGR	no	no	(+) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	BA	30 - 50	2,5YR 4/6	2,5YR 3/4	(3)3f-mSBK ; (2)2f-vfSBK ; (4)3fGR	(++++) <i>m</i> D	(-) <i>f</i> CH	(+) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	Bw ₁	50 - 95	2,5YR 4/8	2,5YR 4/6	(2)3-2f-mSBK ; (2)2mGR ; (5)3fGR	(++) <i>f</i> - <i>vf</i> D	no	(+) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
	Bw ₂	95 - 200+	2,5YR 4/8	2,5YR 3/6	(2)2-1m-fSBK ; (5)3f-vfGR	(-) <i>vf</i> D	no	(+) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV

Cont...Tableau II.2 - Descriptions morphologiques des profils de Latosols (L) étudiés

Profil	Hor.	Profondeur cm	Matrice Couleur de Munsell		Structure composée	DIRV	Macropores biologiques Chenaux et cavités de termites et fourmis	
			sec	humide			Chenaux de racines	
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rodhic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L9	A	0 - 15/20	5YR 4/6	2,5YR 3/4	(0)2c-mSBK ; (3)2f-mSBK ; (4)2fGR	no	(+)-fCH	no
	AB	15/20 - 35/40	5YR 4/6	2,5YR 3/6	(3)3c-mSBK ; (3)3fBSK ; (4)3fGR	(+++)mD	(+)-fCH	no
	BA	35/40 - 60/70	2,5YR 4/6	2,5YR 3/4	(2)3cSBK ; (2)2-3f-mSBK ; (4)2fGR	no	(++)fCH	no
	Bw ₁	60/70 - 100/110	2,5YR 4/8	2,5YR 3/6	(1)2-1c-mSBK ; (5)2-3fGR	(+)f-vfD	(++)fCH	no
	Bw ₂	100/110 - 180	2,5YR 4/6	2,5YR 3/6	(0)2cSBK, (3)1mSBK ; (5)3f-vfGR	no	no	no
	Bw ₃	180 - 210+	2,5YR 4/8	2,5YR 4/6	(2)2-1m-fSBK; (5)3f-vfGR	no	no	no
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rodhic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L10	A	0 - 15	7,5YR 4/6	2,5YR 2,5/4	(0)2cSBK ; (4)3m-fSBK ; (4)2fGR	(++)fD	(+)-fCH	no
	AB	15 - 40	5YR 4/6	2,5YR 3/4	(3)3cSBK ; (3)3fSBK ; (4)2-3fGR	(++++)fD	(+)fCH	no
	BA	40 - 70	2,5YR 4/6	2,5YR 3/4	(3)2-3cSBK ; (3)3fSBK ; (4)2-3fGR	(+)f-vfD ; (++)f-mLC	(+)-fCH	no
	Bw ₁	70 - 100	5YR 5/6	2,5YR 3/6	(3)2mSBK ; (4)3f-vfGR	(+)vfD ; (+)-vfLC	no	no
	Bw ₂	100 - 140	2,5YR 4/6	10R 4/8	(0)2-1c-mSBK ; (2)2c-mGR ; (5)3f-vfGR	no	no	no
	Bw ₃	140 - 170+	2,5YR 4/8	10R 4/6	(1)1c-mSBK ; (5)3f-vfGR	no	no	no

Description de la structure: (fréquence – degré - taille - type). Fréquence : (0) rare : <1% du volume ; (1) très peu : 1 to 5% du volume ; (2) peu : 5 to 15 % du volume ; (3) commun : 15 to 40% du volume ; fréquent (4) : 40 to 80% du volume ; dominant (5) : > 80% du volume. Degré : 1 – faible ; 2 – modéré ; 3 – fort. Taille de la structure microagrégée : vf – très fine (< 1-mm) ; f = fine (1 à 2-mm) ; m = moyenne (2 à 5-mm) ; c = grossière (5 to 10-mm) ; vc = très grossière (> 10-mm). Taille de la structure en volume sub-anguleuse : vf – très fine (< 5-mm) ; f = fine (5 à 10-mm) ; m = moyenne (10 à 20-mm) ; c = grossière (20 à 50-mm) ; vc = très grossière (> 50-mm). Type : GR = microagrégée ; SBK = volume sub-anguleuse. DIRV (volume irrégulier dense sous-arrondi). Description du DIRV : (fréquence/degré - taille - type). Fréquence/ degré : (++++) = très fort ; (+++) = fort ; (++) = moyen ; (+) = faible ; (+-) = très faible ; no = pas d'observation. Taille du DIRV décrit comme la taille de volume sub-anguleuse. Type : D = DIRV dispersé ; LC = DIRV localement concentré. Description de l'activité biologique : (fréquence/degré - taille - type). Fréquence/degré et taille de l'activité biologique sont décrits avec en accord la description du Types du DIRV : CH = canaux; CV = cavités. Classification du Sol : (1) Taxonomie brésilienne des sols (Embrapa, 1999) ; (2) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006) ; (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB, 2006).

Tableau II.3
Caractérisation physique et chimique des profils de Latosols (L) étudiés

Profil	Hor.	<2 µm (g kg ⁻¹)	2-50µm (g kg ⁻¹)	50-2000µm (g kg ⁻¹)	Db (g cm ⁻³)	Dp (g cm ⁻³)	pH _w	pH _{KCl}	OC (g kg ⁻¹)	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	K ⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Na ⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Al ³⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	H ⁺ + Al ³⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	CEC (cmol _c kg ⁻¹)	SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	TiO ₂ (g kg ⁻¹)
L1	A	381	6	614	1,16	2,53	5,48	5,35	22,4	4,52	0,13	0,00	0,00	4,66	9,31	112	528	320	40
	AB	448	66	486	1,15	2,71	5,06	4,82	7,7	0,41	0,26	0,00	0,07	1,90	2,57	110	543	311	36
	BA	468	42	490	1,19	2,70	5,10	5,07	7,1	0,29	0,02	0,00	0,02	2,46	2,77	111	531	321	38
	Bw ₁	480	28	491	1,13	2,73	5,23	5,60	5,4	0,30	0,02	0,00	0,00	2,08	2,40	112	528	319	41
	Bw ₂	520	40	440	1,21	2,73	5,34	6,16	3,4	0,25	0,01	0,00	0,00	1,74	2,00	112	528	318	42
	Bw ₃	495	55	450	1,17	2,75	5,45	6,45	3,3	0,18	0,01	0,00	0,01	1,34	1,53	117	521	323	39
L2	A	520	190	290	0,99	2,72	4,20	3,80	26,7	0,47	0,10	0,00	0,57	5,52	6,09	200	557	222	22
	AB	630	100	270	1,01	2,76	5,30	4,20	15,8	0,21	0,05	0,00	0,18	3,22	3,48	190	540	247	22
	BA	670	90	240	0,88	2,76	5,40	4,90	9,3	0,20	0,01	0,00	0,01	2,36	2,57	197	542	238	23
	Bw ₁	630	90	280	0,89	2,76	5,30	5,60	7,4	0,17	0,00	0,00	0,00	1,36	1,53	198	555	223	24
L3	A	600	170	230	0,90	2,76	5,30	6,20	6,1	0,16	0,00	0,00	0,00	10,44	10,60	187	565	225	23
	AB	680	100	220	0,83	2,61	3,80	3,60	26,5	0,40	1,11	0,00	0,98	4,44	5,95	212	610	151	27
	BA	730	80	190	0,90	2,76	5,10	4,40	13,3	0,22	0,02	0,00	0,05	3,24	3,48	226	589	157	28
	Bw ₁	750	60	190	0,87	2,72	4,90	5,10	0,3	0,18	0,00	0,00	0,01	2,56	2,74	231	578	161	30
	Bw ₂	750	90	160	0,91	2,72	5,10	5,50	0,2	0,18	0,00	0,00	0,00	1,74	1,92	230	578	161	30
	Bw ₃	770	90	140	0,88	2,72	5,20	5,80	0,2	0,17	0,00	0,00	0,00	1,58	1,75	239	564	163	33
L4	A	209	36	756	0,88	2,72	5,50	6,10	0,2	0,18	0,00	0,00	0,00	22,06	22,24	237	582	151	29
	AB	212	28	760	1,25	2,60	4,96	4,24	12,1	0,58	0,09	0,00	0,31	5,20	5,87	130	594	261	14
	BA	223	46	732	1,24	2,60	5,40	4,37	7,3	0,18	0,03	0,00	0,21	3,90	4,11	136	619	231	13
	Bw ₁	300	10	690	1,30	2,59	5,20	4,64	6,4	0,16	0,02	0,00	0,09	3,16	3,34	134	634	221	12
	Bw ₂	286	2	712	1,18	2,64	5,24	5,73	3,4	0,24	0,01	0,00	0,00	1,48	1,73	123	651	213	13
L5	A	470	170	360	1,31	2,69	5,35	6,22	1,7	0,15	0,00	0,00	0,01	1,08	1,23	111	673	201	15
	AB	410	240	350	1,17	2,72	3,40	3,40	15,3	0,26	0,09	0,00	1,73	9,08	9,43	331	450	207	12
	BA	510	190	300	1,01	2,68	4,00	3,60	19,0	0,26	0,16	0,00	1,57	8,62	9,04	349	429	210	12
	Bw ₁	530	150	320	0,96	2,76	4,30	3,40	14,2	0,39	0,16	0,00	1,43	6,34	6,89	352	434	202	12
	Bw ₂	550	150	300	1,03	2,76	4,80	4,00	6,2	0,23	0,04	0,00	0,29	2,92	3,19	339	442	206	13
	Bw ₃	510	140	350	1,02	2,76	4,50	3,60	9,9	0,23	0,12	0,00	1,09	3,56	3,91	327	449	211	13

Db=Densité apparente, Dp=Densité de particule, OC = Carbone organique, CEC = Capacité d'échange cationique.

Cont...Tableau II.3 - Caractérisation physique et chimique des profils de Latosols (L) étudiés

Profil	Hor.	<2 μm (g kg ⁻¹)	2-50 μm (g kg ⁻¹)	50-2000 μm (g kg ⁻¹)	Db (g cm ⁻³)	Dp (g cm ⁻³)	pH _w	pH _{KCl}	OC (g kg ⁻¹)	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	K ⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Na ⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Al ³⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	H ⁺ + Al ³⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	CEC (cmol _c kg ⁻¹)	SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	TiO ₂ (g kg ⁻¹)
L6	A	610	130	260	0,66	2,65	3,90	3,40	1,2	6,57	0,39	0,00	1,48	9,56	16,52	244	533	204	19
	AB	640	130	230	0,81	2,65	3,80	3,70	0,5	0,46	0,22	0,00	0,82	5,36	6,04	277	484	218	22
	BA	790	110	100	0,90	2,65	4,20	4,10	0,3	0,23	0,08	0,00	0,28	2,58	2,89	240	526	212	21
	Bw ₁	760	130	110	0,76	2,65	4,50	5,10	0,2	0,21	0,08	0,00	0,03	2,64	2,93	233	532	215	20
	Bw ₂	780	90	130	0,83	2,65	4,80	5,50	0,2	0,18	0,01	0,00	0,00	9,80	9,99	250	502	227	21
L7	A ₁	670	110	220	1,05	2,76	4,00	3,70	20,1	0,97	0,16	0,00	1,01	9,68	10,81	315	482	187	16
	A ₂	660	130	210	1,05	2,80	4,50	3,90	13,5	0,49	0,09	0,00	0,54	6,50	7,08	320	478	183	18
	BA	720	100	180	1,03	2,76	4,50	4,10	9,0	0,36	0,05	0,00	0,26	4,54	4,95	325	466	191	18
	Bw ₁	750	70	180	1,00	2,76	4,60	4,40	6,4	0,24	0,02	0,00	0,08	3,58	3,84	325	476	181	19
	Bw ₂	700	140	160	0,96	2,76	4,80	4,90	5,9	0,21	0,01	0,00	0,01	2,84	3,06	327	465	188	21
L8	A ₁	650	140	210	0,85	2,80	3,50	3,50	26,0	1,04	0,11	0,00	1,97	12,32	13,47	333	447	201	19
	A ₂	650	100	250	1,08	2,88	4,00	3,70	17,3	0,43	0,06	0,00	1,15	8,66	9,15	339	441	202	18
	AB	720	90	190	1,00	2,88	4,00	3,70	15,2	0,38	0,05	0,00	1,03	7,62	8,05	333	447	200	20
	BA	730	90	180	0,99	2,88	4,30	3,80	11,8	0,30	0,03	0,00	0,80	5,16	5,49	334	446	201	20
	Bw ₁	750	70	180	0,95	2,88	4,50	3,90	8,5	0,26	0,01	0,00	0,57	3,58	3,85	318	472	193	16
L9	Bw ₂	760	70	170	0,98	2,88	4,90	4,20	6,1	0,20	0,01	0,00	0,18	8,84	9,05	331	448	203	18
	A	690	110	200	1,06	2,72	4,10	3,60	0,5	0,91	0,31	0,00	1,68	7,36	8,58	341	444	198	17
	AB	740	90	170	1,14	2,84	4,40	3,70	0,3	0,26	0,07	0,00	1,40	6,88	7,21	351	443	191	16
	BA	760	110	130	1,03	2,80	4,40	3,70	0,2	0,30	0,04	0,00	1,18	4,96	5,30	359	431	193	16
	Bw ₁	680	60	260	1,00	2,80	4,80	3,80	0,2	0,24	0,03	0,00	0,79	3,48	3,75	362	428	193	17
L10	Bw ₂	750	80	170	1,06	2,80	5,00	4,00	0,1	0,23	0,02	0,00	0,32	2,86	3,11	341	440	200	18
	Bw ₃	760	90	150	1,03	2,80	5,30	4,40	0,1	0,21	0,02	0,00	0,05	7,52	7,75	341	440	200	18
	A	670	100	230	0,89	2,61	5,40	4,70	0,7	8,83	0,66	0,00	0,01	7,44	16,93	265	481	233	22
	AB	700	90	210	0,91	2,72	5,20	3,90	0,4	3,00	0,15	0,00	0,54	6,98	10,13	247	514	217	22
	BA	620	180	200	0,81	2,76	5,30	3,90	0,3	1,99	0,10	0,00	0,64	6,44	8,53	245	501	231	23

Db=Densité apparente, Dp=Densité de particule, OC = Carbone organique, CEC = Capacité d'échange cationique.

Tableau II.4 - Caractérisation minéralogique des profils de Latosols (L) étudiés

(L)	Hor.	----- (g kg ⁻¹) -----								(L)	Hor.	----- (g kg ⁻¹) -----							
		K	Gb	Gt	Hm	Ki	Kr	RKGb	RHGt			K	Gb	Gt	Hm	Ki	Kr	RKGb	RHGt
L1	A	195	536	93	176	0,36	0,26	0,27	0,69	L6	A	426	405	38	131	0,78	0,63	0,51	0,70
	AB	190	553	79	178	0,34	0,25	0,26	0,69		AB	495	318	57	130	0,97	0,76	0,61	0,70
	BA	192	540	82	186	0,35	0,26	0,26	0,69		BA	420	402	54	124	0,78	0,62	0,51	0,71
	Bw ₁	195	538	82	185	0,36	0,26	0,27	0,76		Bw ₁	406	414	51	129	0,75	0,59	0,49	0,70
	Bw ₂	196	539	60	205	0,36	0,26	0,27	0,71		Bw ₂	442	365	56	137	0,85	0,66	0,55	0,55
	Bw ₃	204	524	83	189	0,38	0,27	0,28	0,61		L7	A ₁	561	273	112	54	1,11	0,89	0,67
L2	A	341	471	122	66	0,61	0,49	0,42	0,33	A ₂		573	264	105	58	1,14	0,91	0,69	0,37
	AB	326	463	136	75	0,60	0,46	0,41	0,57	BA		585	245	100	70	1,18	0,94	0,71	0,43
	BA	341	462	56	141	0,62	0,48	0,42	0,77	Bw ₁		583	256	92	69	1,16	0,93	0,69	0,43
	Bw ₁	342	475	41	142	0,61	0,48	0,42	0,77	Bw ₂		591	241	93	75	1,20	0,95	0,71	0,39
	Bw ₂	320	496	42	142	0,56	0,45	0,39	0,52	L8		A ₁	606	212	117	65	1,27	0,99	0,74
L3	A	355	514	131	0	0,59	0,51	0,41	0,00		A ₂	618	199	115	68	1,31	1,01	0,76	0,63
	AB	383	479	138	0	0,65	0,56	0,44	0,00		AB	611	214	40	135	1,27	0,99	0,74	0,71
	BA	393	465	142	0	0,68	0,58	0,46	0,00		BA	611	212	54	123	1,27	0,99	0,74	0,72
	Bw ₁	393	465	142	0	0,68	0,58	0,46	0,00		Bw ₁	574	259	48	119	1,15	0,91	0,69	0,75
	Bw ₂	412	442	146	0	0,72	0,61	0,48	0,00	Bw ₂	605	218	40	137	1,25	0,97	0,73	0,72	
	Bw ₃	404	463	123	10	0,69	0,59	0,47	0,04	L9	A	625	201	53	121	1,31	1,02	0,76	0,76
L4	A	214	565	221	0	0,37	0,29	0,27	0,00		AB	644	189	38	129	1,35	1,06	0,77	0,71
	AB	221	584	195	0	0,37	0,30	0,28	0,00		BA	663	165	53	119	1,42	1,10	0,80	0,76
	BA	216	599	185	0	0,36	0,29	0,27	0,00		Bw ₁	670	160	38	132	1,44	1,12	0,81	0,77
	Bw ₁	197	625	178	0	0,32	0,27	0,24	0,00		Bw ₂	645	183	39	133	1,36	1,06	0,78	0,72
	Bw ₂	177	657	166	0	0,28	0,24	0,21	0,00	Bw ₃	627	197	50	126	1,32	1,02	0,76	0,70	
L5	A	597	218	111	74	1,25	0,97	0,73	0,40	L10	A	474	326	55	145	0,94	0,72	0,59	0,72
	AB	637	173	111	79	1,38	1,05	0,79	0,62		AB	434	383	56	127	0,81	0,64	0,53	0,68
	BA	646	177	48	129	1,38	1,06	0,78	0,76		BA	434	370	60	136	0,83	0,64	0,54	0,76
	Bw ₁	619	201	41	139	1,30	1,00	0,76	0,77		Bw ₁	421	387	43	149	0,79	0,62	0,52	1,00
	Bw ₂	596	222	41	141	1,24	0,95	0,73	0,78		Bw ₂	399	405	0	196	0,75	0,58	0,50	1,00
	Bw ₃	610	215	39	136	1,27	0,99	0,74	0,78		Bw ₃	393	410	0	200	0,73	0,57	0,49	1,00

(L) : Latosols, K : Kaolinite, Gb : Gibbsite, Hm : Hématite, Gt : Gœthite, Ki = $1,7 (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$, Kr = $[1,7 \times (\text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,6375 \times \text{Fe}_2\text{O}_3))]$, RKGb = Kaolinite/(Kaolinite + Gibbsite), RHGt = Hématite/(Hématite + Gœthite).

MÉTHODES D'ÉTUDE

CHAPITRE III

MÉTHODES D'ÉTUDE

Dans ce chapitre, l'objectif est de présenter les méthodes utilisées sur le terrain comme au laboratoire.

Un schéma de l'ensemble des analyses effectuées sur le terrain et au laboratoire est présenté dans la figure III.1.

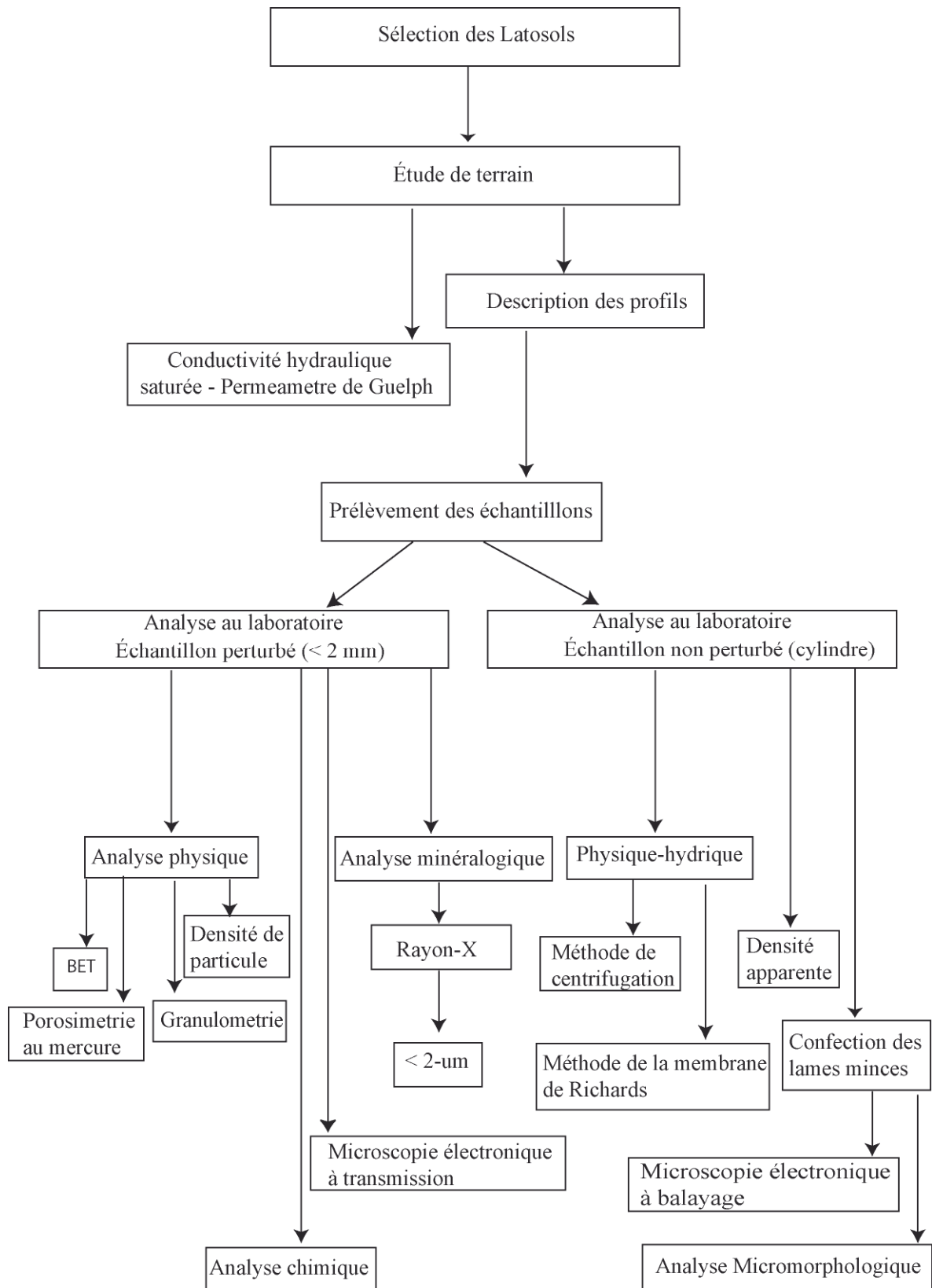


Figure III.1. Schéma des analyses réalisées sur le terrain et au laboratoire.

III.1. Étude de terrain

III.1.1. Description des profils et prélèvement des échantillons de sols

Les profils de sols ont été décrits en accord avec le manuel brésilien de description et de prélèvement des sols sur le terrain (Lemos et Santos, 1996). La classification des sols est faite en accord la classification des sols brésilienne (Embrapa, 1999). Les prélèvements des échantillons de sol ont été effectués selon deux voies : échantillons perturbés dans tous les horizons, et non perturbés avec trois répétitions en utilisant des cylindres de cuivre de 100 cm³ de volume ($\varnothing = 5.1$ cm, $h = 5$ cm) dans le horizon identifié Bw.

III.1.2. Détermination de la conductivité hydraulique saturée

La conductivité hydraulique saturée (K_s) sur terrain a été évaluée à l'aide du Perméamètre de Guelph (Soil Moisture Equipment Corp., 1986) en accord avec Reynolds et Elrick (1985) (Fig. III.2). Les tests d'infiltration avec le Perméamètre de Guelph ont été réalisés avec 3 répétitions pour chaque Latosol, chaque répétition correspondant à une mesure dans l'horizon Bw d'un profil, en général entre 110 à 140 cm (Fig. III.2). Les résultats ont été interprétés en accord avec Reynolds et Elrick (1985) sur la base d'un flux permanent dans un orifice cylindrique. Le flux permanent est estimé à l'aide de l'équation :

$$Q = R \times A$$

où Q est le flux permanent, R est le flux constant obtenu dans les essais réalisés (les lectures successives du taux de variation de la colonne d'eau de Guelph en relation à un intervalle de temps fixé jusqu'à lectures constantes et égales), et A la surface du réservoir du perméamètre utilisé pour l'alimentation en eau, par exemple, $A = 35,51$ cm² (des appareils distincts peuvent présenter une valeur légèrement différente).



Figure III.2 - Détermination de la conductivité hydraulique saturée (K_s) sur terrain : a) Perméamètre de Guelph en détail sur trépied, b et c) séquence de l'installation, et la procédure de mesure du niveau d'eau.

La conductivité hydraulique saturée (K_s) sur terrain a été déterminée en accord avec l'équation de Reynolds et Elrick (1985):

$$K_s = \frac{CQ}{\left(2\pi H^2 + \pi a^2 C + 2\pi \frac{H}{\alpha}\right)}$$

où C est le paramètre, appelé facteur forme (sans dimension), qui dépend de la relation H/a , H est la hauteur de la charge hydraulique, a est le rayon de l'orifice ouvert dans le sol (3,0 cm) et α est le paramètre en ce qui concerne la texture et la structure du sol (m^{-1}), Tableau III.1.

Les études réalisées par Elrick et al. (1989) en utilisant la méthode de Guelph ont suggéré que le calcul de l'écoulement de l'eau à partir d'une seule charge hydraulique (H) est suffisant pour obtenir une estimation de la conductivité hydraulique saturée (K_s). Théoriquement, il n'est pas nécessaire de limiter la valeur de H à 5 ou 10 cm, tel que recommandé par le manuel d'instructions de perméamètre de Guelph (Soil Moisture Equipment Corp., 1986). Dans les sols très perméables, $H = 5$ cm serait un bon choix (Elrick et al., 1989).

Dans le cas des Latosols, considérés comme ayant une perméabilité élevée, il a d'abord été adopté $H = 5$ cm, mais dans les Latosols (L4) et (L6) la consommation d'eau a été très élevée et la charge de $H = 3$ cm a été adopté pour réduire la consommation d'eau pendant les mesures. En accord avec les observations faites sur le terrain et appuyés aussi par la consultation de la littérature (Elrick et al., 1989 et Borges et al., 2008), nous avons choisi pour les Latosols un valeur $\alpha = 12 m^{-1}$ (Tableau III.1).

Dans ce travail, le paramètre C utilisé a été celui proposé par Borges et al. (2008), obtenu par un ajustement entre le C et H/a en accord avec l'équation :

$$C = c_1 + c_2 \left[\frac{H}{a} \right]^b, \text{ pour } 0,1019 \leq \frac{H}{a} \leq 8,9358$$

où c_1 , c_2 et b sont des paramètres empiriques avec des valeurs de respectivement - 0,1755, 0,7823 et 0,5108.

Tableau III.1. Les valeurs de α pour le calcul de la conductivité hydraulique saturée à l'aide du perméamètre de terrain (d'après Elrick et al., 1989)

α (m^{-1})	Suggestions en fonction de la texture et la structure
36	Sables grossiers et de graviers, également inclure certains sols bien structurés, avec des fissures et macroporosité.
12	Argileuse et moyenne. La plupart des sols structurés.
4	Sols de texture fine et non structurés.
1	Matériaux argileux, peu structurés, compacts.

III.2. Analyse au laboratoire d'échantillons perturbés (< 2 mm)

III.2.1. Analyses physiques

III.2.1.1. Analyse granulométrique et densité des particules

La caractérisation des sols a été réalisée sur la fraction <2 mm séchée à l'air, en accord les procédures brésiliennes (Embrapa, 1997). La distribution de la taille des particules a été déterminée à l'aide de la méthode de la pipette après dispersion avec NaOH 1N. Les différentes classes de particules ont été séparées par sédimentation pour les fractions fines < 50 μm et par tamisage pour les fractions de taille supérieure.

La densité des particules a été déterminée en utilisant 95% d'alcool hydraté avec 20 g de sol séché à l'air dans un pycnomètre de 50 ml de volume.

III.2.1.2. Porosimétrie au mercure

La porosimétrie par intrusion de mercure est utilisée pour caractériser le spectre de porosité des matériaux. Cette méthode permet de déterminer le volume poral d'un matériau et la distribution de taille des pores en fonction de son rayon d'accès. Le principe de cette méthode est fondé sur l'injection d'un fluide non mouillant (du mercure) sous pression dans un matériau poreux dégazé. Pour faire pénétrer du mercure dans des vides, il est nécessaire de lui appliquer une pression d'autant plus élevée que les pores sont petits. Le volume de mercure injecté à une valeur de pression donnée correspond au volume cumulé de mercure remplissant les pores qui lui sont accessibles à cette valeur de pression.

Cependant l'intrusion de mercure suppose que les pores sont cylindriques. Dans ce cas, le diamètre de pore équivalent (De_{Hg}) (exprimée en μm) est relié à la pression appliquée sur le mercure P (exprimée en Pa) selon la relation suivante (Fiès, 1984) :

$$De_{Hg} = -4(\lambda \cos \theta) / P$$

avec P , pression appliquée au mercure, λ , tension de la surface du mercure (égale à 0,480 N/m) et θ , angle de contact du ménisque de mercure avec la paroi du pore (pris égal à 130°).

La distribution de taille des pores a été déterminée pour les valeurs de P , comprises entre 1 MPA et 200 MPA, soit pour des pores de De_{Hg} compris entre 1 μm et 0,0065 μm , respectivement. Les mesures ont été réalisées avec un porosimètre Micromeritics - Porosizer 9310 et environ 1,2 g d'échantillon tamisé à 2 mm, après séchage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures.

III.2.1.3. Surface totale et distribution de taille des pores à partir de l'isotherme de désorption d'azote

C'est une procédure utilisée pour la détermination de la surface spécifique des matériaux solides. Elle implique l'usage de l'équation suivante (Brunauer et al., 1938) :

$$\frac{1}{W(P_0/P)-1} = \frac{1}{W_m C} + \frac{C-1}{W_m C} \left(\frac{P}{P_0} \right)$$

avec W , est la masse de gaz adsorbée à une pression relative P/P_0 et W_m est la masse de l'adsorbat constituant une monocouche de la surface de couverture.

Le terme C , est constant, il est lié à l'énergie de l'adsorption dans la première couche adsorbée et, par conséquent, cette valeur est une indication de l'ampleur des interactions (adsorbant/adsorbat).

Les expériences ont été effectuées avec analyseur de surface Nova - Quantachrome Instruments et environ 250 mg d'échantillons tamisé à 2 mm séché à 105°C pendant 24 heures dans une étuve puis à nouveau à 105°C sous un vide de 10^{-3} mbar.

La détermination de la distribution de taille des pores a été déterminé à l'aide de l'isotherme de désorption d'azote, pour les pores de diamètre équivalent $De_{N_2} < 0,2 \mu\text{m}$. La courbe de distribution de taille des pores a été établie à l'aide de la méthode BJH (Barrett et al., 1951), qui est dérivée de l'équation de Kelvin.

III.2.2. Analyses chimiques

La capacité d'échange cationique (CEC) a été déterminée en faisant la somme des charges électriques correspondant aux cations Ca^{2+} , Mg^{2+} et Al^{3+} extraits à l'aide de KCl 1N, de aux cations K^+ et Na^+ extraits avec HCl 0,05N et aux cations H^+ et Al^{3+} extraits avec une solution tampon de $\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ et CH_3COOH à $\text{pH} = 7$ (Embrapa, 1997). La teneur en carbone organique a été déterminée après une combustion par voie humide avec $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 0,4N. Les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 ont été déterminées après dissolution avec H_2SO_4 1:1 (Embrapa, 1997).

III.2.3. Analyses minéralogiques

III.2.3.1. Diffraction des rayons-X

La minéralogie des fractions $< 2 \mu\text{m}$ des horizons Bw a été déterminée par diffraction des rayons-X sur échantillons en poudre avec un diffractomètre Thermo Electron ARL XTRA (Robert et Tessier, 1974).

III.2.4. Microscopie électronique à transmission

L'appareil utilisé est un Microscope Électronique à Transmission Philips CM20/STEM à haute résolution. La tension d'accélération est de 200kV et la source d'émission est le type thermo électronique avec filament LaB6. Des analyses chimiques sont possibles grâce à un détecteur de type EDAX. Des dépôts orientés ont été réalisés à partir d'échantillons séchés à l'air après avoir été dispersés dans l'éthanol par ultrason. Quelques gouttes ont ensuite été déposées sur une grille de microscopie en cuivre avec des mailles de 300 meshes pour l'observation. Sur ces grilles est préalablement déposée une membrane de carbone.

III.3. Analyse au laboratoire d'échantillons non perturbés (cylindre)

III.3.1 Analyse micromorphologique et microscopie électronique à balayage

Des échantillons non perturbés, également prélevés en trois exemplaires dans les horizons Bw à l'aide de cylindres de 100 cm³ de volume ont été imprégnés d'une résine polyester diluée avec du styrène monomère selon la méthode INRA (Le Lay, 1997). Une complète polymérisation de 4 semaines assure une confection d'une lame mince de qualité. Les lames minces verticales (4 x 6 cm²) ont été produites selon la méthode de Fitzpatrick (1984).

Dans un premier temps les lames minces ont été observées au microscope optique en lumière transmise et réfléchiée pour faire les *analyses micromorphologiques* détaillées. Les caractéristiques morphologiques de chaque horizon Bw ont été décrites en utilisant Bullock et al. (1985) et Stoops (2003).

Les lames minces ont été soumises à un micropolissage et ont été métallisées à l'aide d'une couche de carbone qui permet de les observer en microscopie électronique en mode électrons rétrodiffusés. Le *microscope électronique à balayage* utilisé est un Cambridge 90B.

III.3.2. Densité apparente ou densité du sol

La densité apparente a été déterminée à l'aide de cylindres de 100 cm³ de volume ($\varnothing = 5.1$ cm, h = 5 cm).

III.3.3. Propriétés de rétention en eau

La détermination des propriétés de l'eau a été réalisée par la méthode par centrifugation (Russel et Richards, 1938) et la méthode de la presse à membrane de Richards (Richards et Fireman, 1943).

La méthode par centrifugation a fait l'objet d'une publication³. Elle est présentée en annexe.

³ Ce papier a été publié en 2008 sous la forme d'un article intitulé “ *Validity of the centrifuge method for determining the water retention properties of tropical soils* ” dans la revue *Soil Science Society of America Journal* : 72 (6), 1547 - 1553.

VARIABILITÉ À L'ÉCHELLE RÉGIONALE ET LOCALE DE LA TENEUR EN
KAOLINITE ET GIBBSITE DES LATOSOLS DU PLATEAU CENTRAL BRÉSILIEN

CHAPITRE IV

VARIABILITÉ À L'ÉCHELLE RÉGIONALE ET LOCALE DE LA TENEUR EN KAOLINITE ET GIBBSITE DES LATOSOLS DU PLATEAU CENTRAL BRÉSILIEN

La minéralogie des Latosols du Plateau Central brésilien reste discutée en l'absence de relation clairement établie avec leur âge qui est fonction de leur position géomorphologique. L'objectif de ce chapitre* est par conséquent de clarifier l'origine de la variation de teneur en kaolinite et gibbsite en étudiant une toposéquence régionale et les données de la littérature. La minéralogie est discutée à partir de la composition chimique et de la couleur du sol. Elle est aussi discutée à l'aide des données de la diffraction des rayons-X. Nous discutons ainsi comment variabilité local et variabilité régionale se combinent pour expliquer les variations de composition minéralogique des Latosols étudiés.

* Ce chapitre a été publié en 2008 sous la forme d'un article intitulé " *Variation of the kaolinite and gibbsite content at regional and local scale in Latosols of the Brazilian Central Plateau* " dans la revue Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Paris, *C. R. Geoscience* 340 : 741-748.

IV.1. Introduction

The Latosols of the Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), which are Oxisols in the Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006) and Ferralsols in the World Reference Base (IUSS Working Group WRB, 2006) cover approximately 40% of the Brazilian Central Plateau (Reatto et al., 1998). This region that corresponds to 24% of Brazilian territory is composed of two main geomorphic surfaces developed during the Cretaceous Superior and Tertiary: (i) the South American Surface (SAS) which is the oldest and mainly made up of tablelands called chapadas with smoothly convex plane portions with an elevation ranging from 900 to 1,200 m, (ii) and the Velhas Surface (VS) characterized by moderate and convex slopes at an elevation below 900 m (Radambrasil, 1984).

In the Central Plateau, the Latosols are Red Latosols (~28%) where the hematite is the main iron oxyhydroxide, Yellow Red Latosols (~10%) where hematite and goethite are present in similar proportion and Yellow Latosols (~2%) where goethite is the main iron oxyhydroxide. Besides iron oxyhydroxides, gibbsite and kaolinite were shown to be the main associated minerals in Latosols of the SAS and VS, respectively (Weaver, 1974). However, several studies showed high proportions of kaolinite in Latosols of the SAS and high proportions of gibbsite in Latosols of the VS. Indeed, Resende (1976) studied a topolithosequence 67 km-long across the SAS and VS and showed high proportion of kaolinite in Red Latosols and Yellow Red Latosols developed in clay sediments on the SAS. Curi and Franzmeier (1984) studied a toposequence 200 m-long on the VS with Latosols developed in weathered basalts and found Red Latosols upslope with a high proportion of gibbsite. Macedo and Bryant (1987) studied a hydrosequence 3 km-long on the SAS and found Yellow Red Latosols downslope with similar proportion of kaolinite and gibbsite. Several authors (Marques, 2000, Motta et al., 2002, Marques et al., 2004, Gomes et al., 2004a and 2004b) studied Latosols located on the two geomorphic surfaces and recorded a variable proportion of gibbsite and kaolinite for Latosols developed on the same surface.

Thus, the mineralogy of the Latosols of the Brazilian Central Plateau remains under discussion because it appears weakly related to their age according to their location on the two main geomorphic surfaces.

In this context, the aim of this study is (i) to analyze the mineralogy of these Latosols by studying Latosols along a regional toposequence and using data from the literature, (ii) and to show that a model consistent with our data and those from the literature can be proposed.

IV.2. Material and Methods

Ten Latosols (L) developed in different parent materials were selected for study along a 350 km-long toposequence across the SAS (L1 to L4) and VS (L5 to L10). Location and basic properties of these Latosols can be found in (Reatto et al., 2007) and (Table IV.1). The Latosols L5 and L6 were located on the upper VS, L7 and L8 on the intermediate VS, and L9 and L10 on the lower VS. The Latosols L7 and L8 are those also studied by Volland-Tuduri et al. (2004 and 2005a and 2005b) and similar to those studied by Balbino et al. (2001, 2002b and 2004).

A set of 25 samples was collected in the diagnostic horizons Bw_1 , Bw_2 and when possible Bw_3 of the Latosols selected. The SiO_2 , Al_2O_3 , and Fe_2O_3 contents were determined on the <2-mm material after dissolution in 1:1 H_2SO_4 (Vettori, 1959, Santana, 1984, Camargo et al., 1988, Embrapa, 1997, Marques, 2000). This acid attack enables dissolution of the clays, Fe oxyhydroxides and Al hydroxides (Resende 1987, Ker, 1998, Schaefer et al. 2008).

The SiO_2 and Al_2O_3 extracted with sulfuric acid were used to compute the kaolinite (K) and gibbsite (Gb) content as following (Resende et al. 1987, Bruand & Prost, 1988a):

$$K = S_{SiO_2} / K_{SiO_2} \quad (1)$$

where K is the kaolinite content (%) of the sample, S_{SiO_2} the SiO_2 content of the sample recorded with sulphuric acid extraction (%), K_{SiO_2} the specific proportion of SiO_2 of the kaolinite and equaled to 0.465.

Table IV.1 – General characteristics of the Latosols studied.

Tableau IV.1 - Caractéristiques générales des Latosols étudiés.

Latosols	Geomorphic Surface	Altitude (m)	Position along the toposequence	Slope length (km)	Declivity (%)
L1	South American	1050	median	3	< 1
L2	South American	1200	median	5	2
L3	South American	1190	median	5	2
L4	South American	1180	down	12	3
L5	Velhas, Superior Level	920	median-up	12	< 1
L6	Velhas, Superior Level	880	down	20	6
L7	Velhas, Intermediate Level	820	median-up	20	2
L8	Velhas, Intermediate Level	805	median-down	7	2
L9	Velhas, Inferior Level	785	median-up	15	< 1
L10	Velhas, Inferior Level	760	down	15	7

The goethite (*Gt*) and hematite (*Hm*) contents were computed by combining two equations relating *Gt* and *Hm* as following:

$$S_{Fe_2O_3} = Gt_{Fe_2O_3} \times Gt + Hm_{Fe_2O_3} \times Hm \quad (2)$$

$$Hm/(Hm + Gt) = (RI - 3.50)/8.33 \quad (3)$$

where $S_{Fe_2O_3}$ is the Fe_2O_3 content (%) of the sample recorded with sulphuric acid extraction, $Gt_{Fe_2O_3}$ is the specific proportion of Fe_2O_3 in the goethite and equaled to 0.899 for a non Al-substituted goethite and to 0.675 for a 33% Al-substituted goethite (Schwertzmann & Taylor, 1989), $Hm_{Fe_2O_3}$ is the specific proportion of Fe_2O_3 in the hematite and equaled to 1 for a non Al-substituted hematite and to 0.890 for a 16% Al-substituted hematite (Schwertzmann & Taylor, 1989).

RI is the red index (Santana, 1984, Kampf et al., 1988, Figueiredo et al., 2006) and equaled to:

$$RI = (M + C/V) \quad (4)$$

with *M* a parameter related to the hue (*M* was 10 for 10R, 7.5 for 2.5YR, 5 for 5YR, 2.5 for 7.5YR and 0 for 10YR), *C* the chroma and *V* the value of the Munsell notation (Santana, 1984, Kampf et al., 1988, Figueiredo et al., 2006).

The gibbsite content of the sample was computed as following:

$$Gb = \left\{ \left[S_{Al_2O_3} - (Gt \times Gt_{Al_2O_3}) - (Hm \times Hm_{Al_2O_3}) - (K \times K_{Al_2O_3}) \right] / Gb_{Al_2O_3} \right\} \quad (5)$$

where *Gb* is the gibbsite content (%) of the sample, $S_{Al_2O_3}$ the Al_2O_3 content of the sample recorded with sulphuric acid extraction (%), $K_{Al_2O_3}$ the specific proportion of Al_2O_3 of the kaolinite and equaled to 0.395, $Gb_{Al_2O_3}$ the specific proportion of Al_2O_3 of the gibbsite and

equaled to 0.654. Equation (1) and (5) assumed kaolinite and gibbsite without any substitution.

The mineralogy of the < 2 μm fraction of the Bw₂ horizons was determined by using X-ray diffraction on powder samples by using a Thermo Electron ARL XTRA diffractometer (Robert & Tessier, 1974). The SiO₂, Al₂O₃, and Fe₂O₃ contents of the < 2 mm material of 162 Bw horizons collected in Latosols of the Central Plateau and earlier published (Reatto et al., 2000) were also used to discuss the mineralogy of Latosols.

IV.3. Results and Discussion

IV.3.1. Composition and mineralogy of the Latosols along the regional sequence studied

In the Bw horizons studied, the Fe₂O₃ content ranged from 15 to 33%, the Al₂O₃ content from 43 to 68% and the SiO₂ content from 11 to 36% (Fig. IV.1.a). For those belonging to Latosols developed on the SAS, the Fe₂O₃ content ranged from 15 to 33%, the Al₂O₃ content from 54 to 68% and the SiO₂ content from 11 to 24%. On the other hand, for those belonging to Latosols developed on the VS, the Fe₂O₃ content ranged from 18 to 24%, the Al₂O₃ content from 43 to 52% and the SiO₂ content from 22 to 36%, (Fig. IV.1.a). The range of Fe₂O₃ content is consistent with the one recorded by Melfi et al. (1979) for Latosols of the Central Plateau.

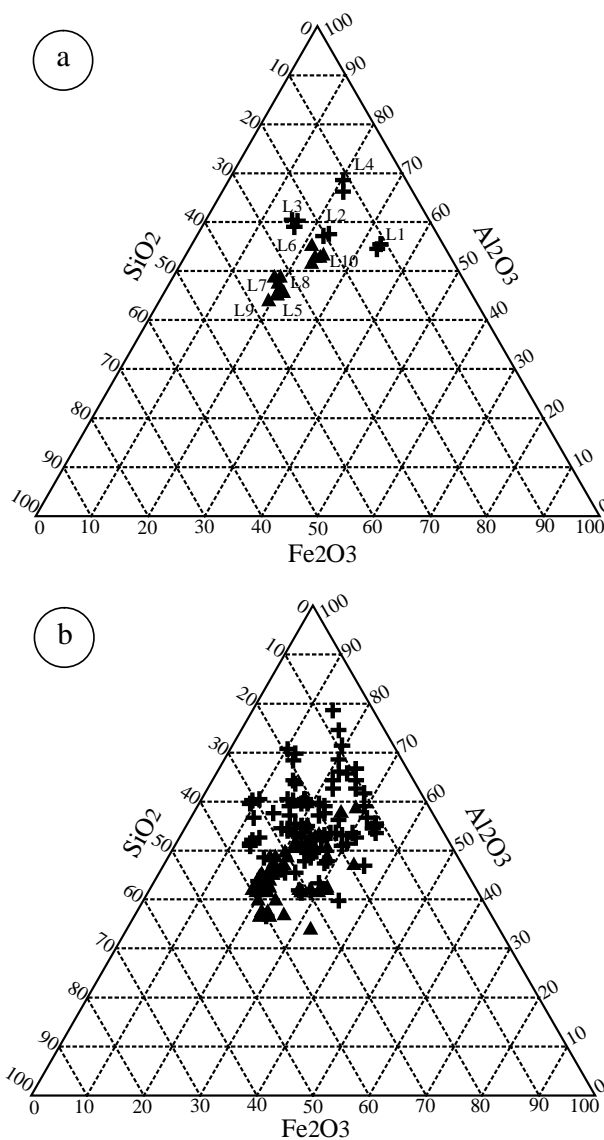


Fig. IV.1. SiO₂, Al₂O₃ and Fe₂O₃ relative contents in the Bw horizons of the Latosols of the regional toposéquence studied (a) and those of Bw horizons from the literature (b): Latosols located on the South American Surface (+) and Velhas Surface (▲).

Fig. IV.1. Contenus relatifs en SiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃ dans les horizons Bw des Latosols de la toposéquence régionale étudiée (a) et ceux des horizons Bw issus de la littérature (b) : Latosols situés sur la Surface Sud Américaine (+) et sur la Surface Velhas (▲).

The results showed a relatively small variation of the iron oxyhydroxide content between the Latosols studied whatever the Al-substitution rate since *Gt+Hm* ranged from 13 to 27% in the absence of Al-substitution and from 15 to 29% when the goethite and hematite were 33% and 16% Al-substituted, respectively (Fig. IV.2.a and b).

On the other hand, there was a large variation of the kaolinite and gibbsite content with *K* ranging from 17 to 67% and *Gb* from 15 to 65% with non Al-substituted goethite and hematite and *K* ranging from 18 to 69% and *Gb* from 13 to 62% when the goethite and hematite were 33% and 16% Al-substituted, respectively (Fig. IV.2.a and b). Thus, the Latosols sampled along the regional toposequence studied were gibbsitic Latosols on the SAS (L1 to L4) and kaolinitic Latosols on the VS (L5 to L10) (Fig. IV.2.a).

The mineralogical composition obtained with data from sulfuric acid extraction was consistent with the X-ray diagrams recorded for the $< 2 \mu\text{m}$ fraction of the Bw₂ horizons studied (Fig. IV.3). X-ray diagrams showed also a greater kaolinite content in L3 than in L10 and a close gibbsite content between the latter, thus indicating again no sharp variation of mineralogy between the Latosols developed on the SAS and VS (Fig. IV.3).

IV.3.2. Mineralogy of Latosols located in the Brazilian Central Plateau

Results from sulphuric extractions earlier published (Reatto et al., 2000) were used to describe the mineralogy of $< 2\text{-mm}$ material of Latosols as performed above for the Latosols of the regional toposequence studied. The Fe₂O₃ contents ranged from 9 to 34%, the Al₂O₃ content from 36 to 78% and the SiO₂ content 9 to 42% (Fig. IV.1.b). For the Bw horizons of Latosols developed on the SAS, the Fe₂O₃ content ranged from 9 to 34%, the Al₂O₃ content from 39 to 78% and the SiO₂ content from 9 to 39%. On the other hand, for the Bw horizons of Latosols developed on the VS, the Fe₂O₃ content ranged from 18 to 33%, the Al₂O₃ content from 36 to 60% and the SiO₂ content from 13 to 42%, (Fig. IV.1.b).

The Fe₂O₃, Al₂O₃ and SiO₂ contents were used to compute *K*, *Gb* and *Gt+Hm* as done for the Bw horizons of the regional toposequence studied. In the absence of Al-substitution in goethite and hematite, results showed that *K* and *Gb* ranged from 11 to 78% and from 1 to 77%, respectively (Fig. IV.2.c).

On the other hand, with 33% Al-substituted goethite and 16% Al-substituted hematite, results showed that *K* and *Gb* ranged from 12 to 79% and from 0 to 75%, respectively (Fig. IV.2.c). Results showed also a large overlapping of the mineralogical composition range between Latosols developed on the SAS and those developed on the VS (Fig. IV.2.c).

Indeed, for the Bw horizons of Latosols developed on the SAS, *K* ranged from 11 to 75% and *Gb* from 3 to 77% with non Al-substituted goethite and hematite, and *K* ranged from 12 to 78% and *Gb* ranged from 0 to 75% with 33% Al-substituted goethite and 16% Al-substituted hematite.

On the other hand, for the Bw horizons of Latosols developed on the VS, *K* ranged from 21 to 78% and *Gb* from 1 to 57% with non Al-substituted goethite and hematite, and *K* ranged from 22 to 79% and *Gb* ranged from 0 to 55% with 33% Al-substituted goethite and 16% Al-substituted hematite.

Results showed also that *Gt+Hm* from 9 to 31% in the absence of Al-substitution and from 9 to 35% when the goethite and hematite were 33% and 16% Al-substituted respectively (Fig. IV.2.c and d) without any relationship with the location of Latosols on the two main geomorphic surfaces.

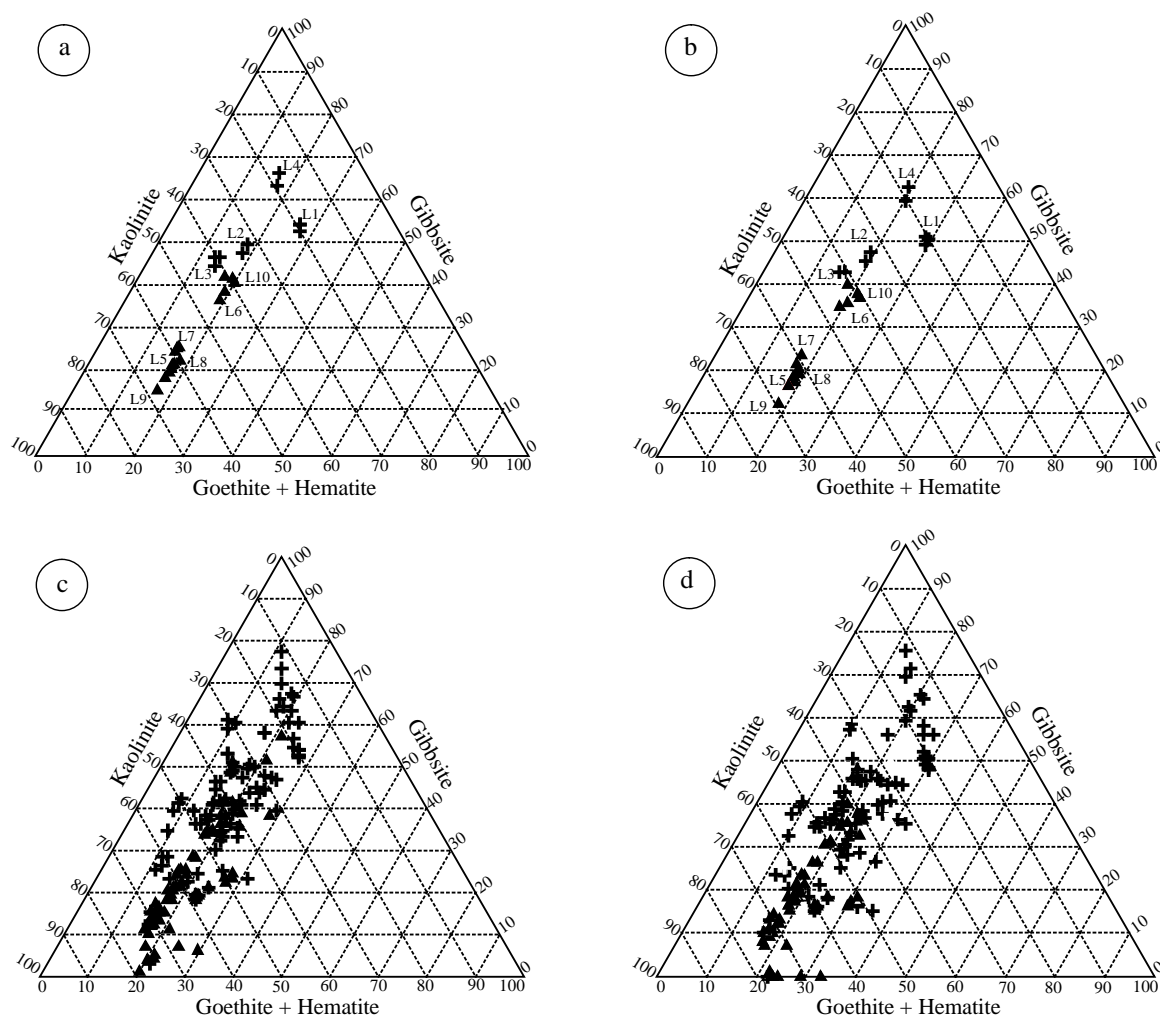


Fig. IV.2. Kaolinite, gibbsite, and (goethite + hematite) relative contents in the Bw horizons of the Latosols of the regional toposequence studied (a) with non Al-substituted goethite and hematite and (b) with 33% Al-substituted-goethite and 16% Al-substituted hematite, and in Bw horizons from the literature (c) with non Al-substituted goethite and hematite and (d) with 33% Al-substituted-goethite and 16% Al-substituted hematite: Latosols located on the South American Surface (+) and Velhas Surface (▲).

Fig. IV.2. Contenus relatifs en kaolinite, gibbsite, and (goethite + hematite) dans les horizons Bw des Latosols de la toposéquence régionale étudiée (a) calculé avec une goethite et une hématite sans substitution par Al et (b) calculé avec une goethite substituée par Al à 33% et une hématite substituée par Al à 16%, et dans les horizons Bw issus de la littérature (c) calculé avec une goethite et une hématite sans substitution par Al et (d) calculé avec une goethite substituée par Al à 33% et une hématite substituée par Al à 16% : Latosols situés sur la Surface Sud Américaine (+) et ceux situés sur la Surface Velhas (▲).

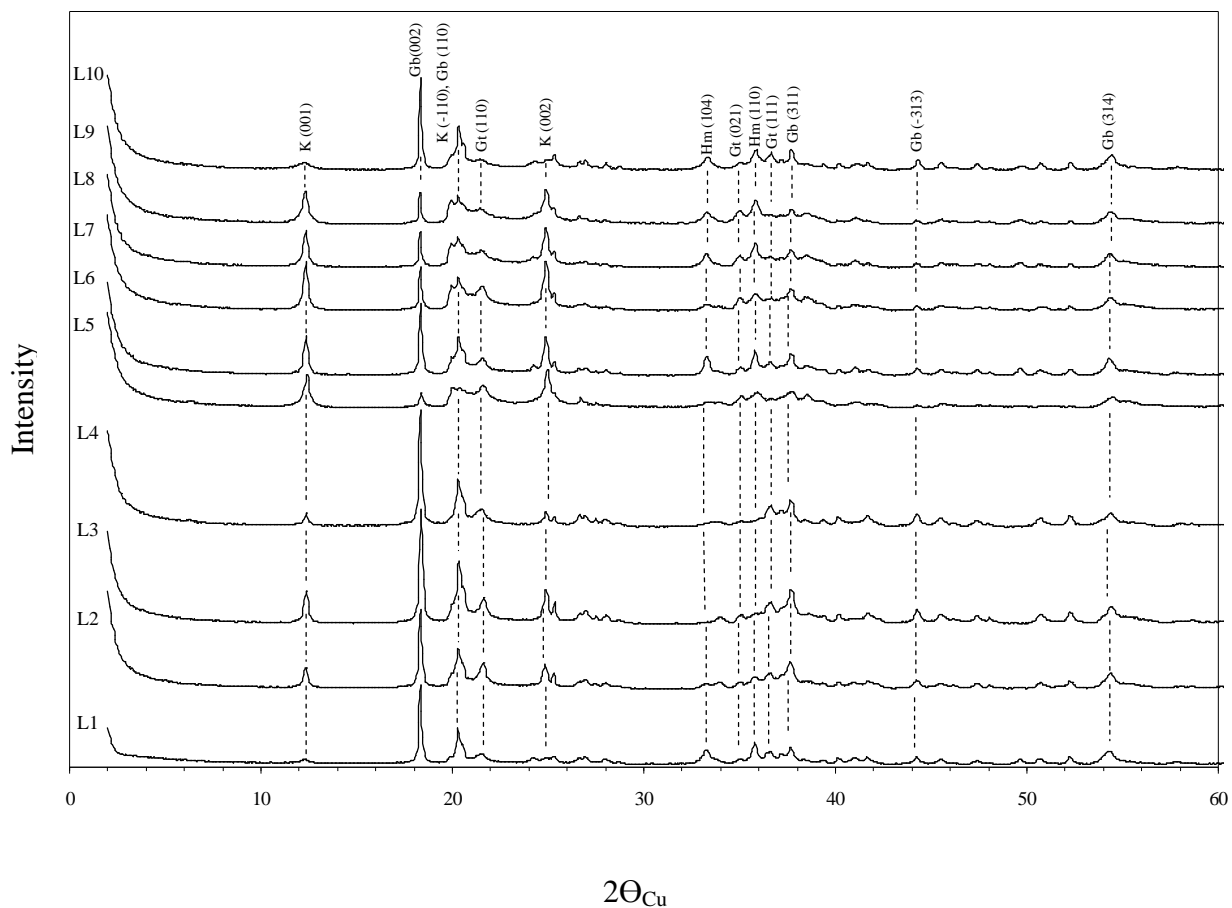


Fig. IV.3. X-ray diagrams of the oriented $<2 \mu\text{m}$ fraction (powder) of horizons Bw of the Latosols studied.

Fig. IV.3. Diagrammes de rayons-X de la fraction $<2 \mu\text{m}$ (poudre) des horizons Bw des Latosols étudiés.

IV.3.3. Variation of the kaolinite and gibbsite content at the regional and local scale

Macedo and Bryant (1987) and Motta et al. (2002) showed that the Latosols distribution on the SAS was closely related to the soil hydraulic regime thus explaining the Red Latosol, Yellow Red Latosols and Yellow Latosol sequence according to local variation of the topography. As a consequence, the Latosols distribution appeared roughly independent of the underlying geological material (Motta et al., 2002). Motta et al. (2002) suggested that more attention should be devoted to geomorphology to explain variation of Latosols characteristics and particularly their mineralogy. Melfi and Pédro (1977 and 1978) showed that Latosols mineralogy should be related to their geochemical functioning that is characterized by an hydrolytic environment according to landscape history at both regional and geological scale.

Tardy (1993) discussed the kaolinite/gibbsite ratio in tropical soils and showed that the kaolinite–gibbsite equilibrium would be preferentially controlled by variation of the hydraulic conditions along of the toposequences. Finally, Lucas (1996) showed that the spatial distribution in equatorial areas of the secondary minerals such as kaolinite, gibbsite and goethite can be related to their stability in aqueous solutions and then to the amount of the water percolating the soils. Thus, as discussed by Lucas (1996), the higher the volume of water percolating the profile is, the lower the soil-solution concentrations are.

On the basis of these results, we plotted the altitude at which every Latosols was located on the SAS and VS according to the $Gb/(Gb+K)$ ratio.

Figure IV.4 shows that $Gb/(Gb+K)$ varies according to the local topographic location of every Latosol (Axe 1) and to the regional topographic location of every Latosols (Axe 2).

Locally, Latosols located on the slope showed higher $Gb/(Gb+K)$ ratio than those located on the plateau of the same portion of landscape (Fig. IV.4).

At the regional scale, our results showed the $Gb/(Gb+K)$ ratio increased with the altitude thus explaining the trend to an increase in the $Gb/(Gb+K)$ ratio value with the altitude, the age of the surface increasing itself with the altitude. Thus, the Axe 2 shows a regional variability that is mainly related to time. More the topographic surface is old, more the Latosols are old, higher is the weathering and consequently the hydrolysis processes intensity resulting in a

higher gibbsite content in the Bw studied as discussed by Vitte (2001) and Melfi and Pédro (1977 and 1978). On the other hand, the Axe 1 shows a local variability that would be mainly related to the volume of water percolating the soil.

Indeed, because of local topographic characteristics, water can percolate more or less easily, maintaining the Fe, Si and Al concentrations that result from mineral hydrolysis at values that are more or less favorable to hydrolysis process continuation. Thus according to the local topographic location, the higher the volume of water percolating the Latosol is, the higher hydrolysis process is, and the higher resulting gibbsite content is.

IV.4. Conclusion

Our results showed that the kaolinite and gibbsite content in the Latosols developed on the South American Surface and Velhas Surface of the Brazilian Central Plateau can be explained by taken into account both their local and regional location.

The model proposed combines:

- a regional variation which would be mainly associated to the age of the surface, the more the surface being old, the more SiO₂ removal from the soil being developed and thus the gibbsite content being high compared to the kaolinite content;
- a local variation which would be mainly associated the hydraulic conditions along the toposequence at the scale of several hectometers or a few kilometers, the gibbsite content being the highest where SiO₂ removal is the easiest as upslope and on the plateau border.

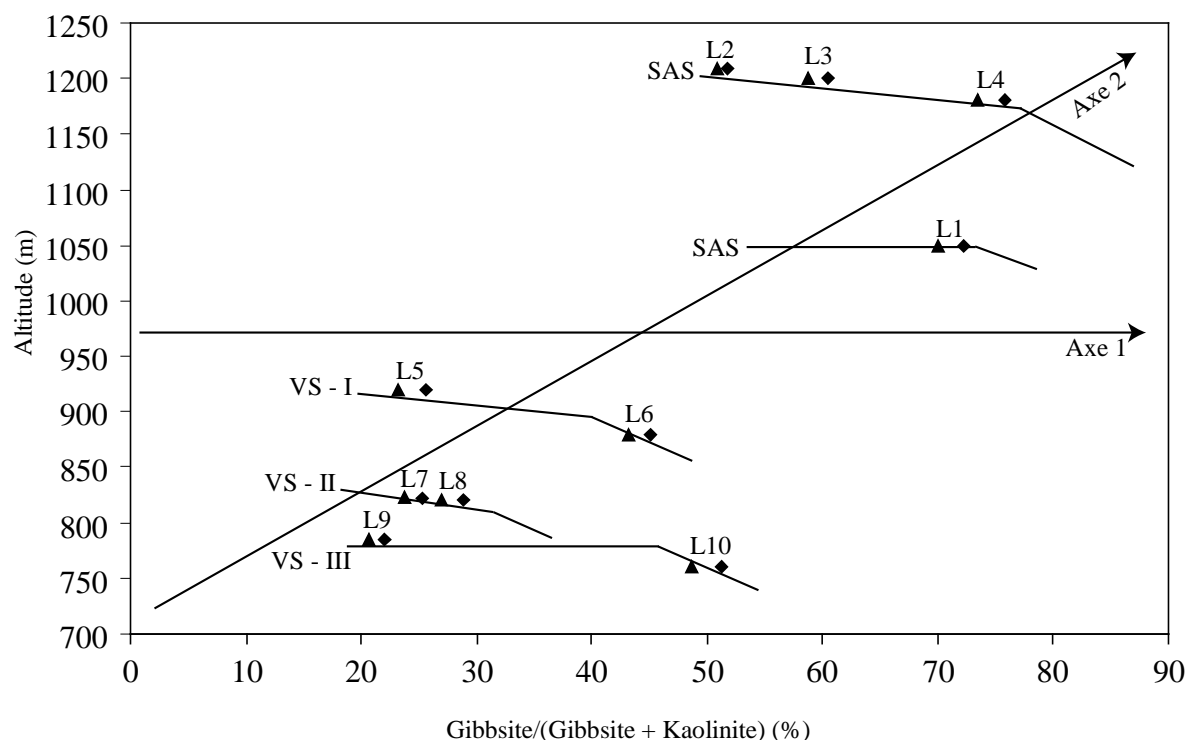


Fig. IV.4. Altitude of every Latosol (L) according to the gibbsite/(gibbsite + kaolinite) ratio computed with non Al-substituted goethite and hematite (◆) and both 33% Al-substituted goethite and 16% Al-substituted hematite (▲). Every Latosols was also located on its portion of landscape according to the local topography (Axe 1: local variation associated to the hydraulic condition along the toposequence and Axe 2: regional variability according to the age of the surface). SAS: South American Surface, VS: Velhas Surface (VS - I: Upper level, VS - II: Intermediate level, VS - III: Lower level).

Fig. IV.4. Altitude de chaque Latosol (L) en fonction du rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) calculé avec une goethite et une hématite non substituée par Al (◆) et avec à la fois une goethite substituée par Al à 33% et une hématite substitué par Al à 16% (▲). Chaque Latosol est localisé sur sa portion de paysage (Axe 1: variabilité locale liée aux conditions hydriques le long de la toposéquence et Axe 2: variabilité régionale en fonction de l'âge de la surfaces). SAS: Surface Sud Américaine, VS: Surface Velhas (VS - I: Niveau Supérieur, VS - II: Niveau Intermédiaire, VS - III: Niveau Inférieur).

DÉVELOPPEMENT ET ORIGINE DE LA STRUCTURE MICROAGRÉGÉE DE
LATOSOLS BRÉSILIENS DU PLATEAU CENTRAL : SIGNIFICATION DE LA
TEXTURE, DE LA MINÉRALOGIE ET DE L'ACTIVITÉ BIOLOGIQUE

CHAPITRE V

DÉVELOPPEMENT ET ORIGINE DE LA STRUCTURE MICROAGRÉGÉE DE LATOSOLS BRÉSILIENS DU PLATEAU CENTRAL : SIGNIFICATION DE LA TEXTURE, DE LA MINÉRALOGIE ET DE L'ACTIVITÉ BIOLOGIQUE

Les Latosols brésiliens sont caractérisés par des argiles de faible activité, une différenciation diffuse des horizons, une macrostructure peu marquée et une forte structure microagrégée. Le développement de cette structure microagrégée a été interprété comme étant lié soit à la nature des minéraux argileux et des oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium, soit à la position du sol dans le paysage, soit au matériau parental, soit encore à l'activité biologique. Dans ce chapitre* nous discutons l'origine de la structure microagrégée. Nos résultats montrent que cette structure serait essentiellement liée à l'activité des insectes sociaux du sol comme les termites.

* Ce chapitre a été publié en 2009 sous la forme d'un article intitulé “ *Development and origin of the microgranular structure in Latosols of the Brazilian Central Plateau: significance of texture, mineralogy and biological activity* ” dans la revue *Catena* 76 : 122 - 134.

V.1. Introduction

Soil structure corresponds to the organization of the primary soil particles into secondary units that are called aggregates or peds (Allaby and Allaby, 2003). These secondary units are defined on the basis of their shape, size, and grade. They can be easily affected by the climate, biological activity, and soil management. In Brazil, Latosols occupy about 2,835,000 km² and 1/3 of the national territory (Ker, 1998).

They are characterized by little differentiation of their horizons, low activity clay, a weak macrostructure, and a strong submillimetric granular structure (Embrapa, 1999). In the Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), Latosols are defined by the presence of a diagnostic horizon Bw between the surface and 200 cm depth. This horizon is characterized by 1:1 clay minerals, variable amount of iron content, and SiO₂ and Al₂O₃ removable by H₂SO₄, such as $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 2.2$. Most Latosols are Oxisols according to the Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006) or Ferralsols in the World Reference Base (IUSS Working Group WRB, 2006).

The development of the microgranular structure was discussed in numerous studies based on the clay mineralogy, location in the landscape, parental material, and biological activity. Lima (1988) stated that the development of the microgranular structure in the Bw horizon would increase with the hematite content in the clay fraction. Vidal-Torrado and Lepsch (1993) found a microgranular structure more developed on the upper slope than on the lower slope where the microgranular structure was weak or even absent in combination with a massive argillic horizon. Bennema et al. (1970) studied oxic and argillic horizons and showed an increase in the microgranular structure development with the clay content regardless clay mineralogy variation. The independency of the microgranular structure from the clay mineralogy was also observed by Gomes et al. (2004a). On the other hand several authors showed that the microgranular structure was less developed in kaolinitic Latosols than in gibbsitic Latosols (Ferreira et al., 1999a; Viana et al., 2004; Schaefer et al., 2004). Schaefer (2001) studied a set of Bw horizons with SiO₂, Al₂O₃ and Fe₂O₃ removable by H₂SO₄ such as $0.28 < \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1.17$ and $80 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 170 \text{ g kg}^{-1}$. They recorded a uniform microgranular structure with different degrees of roundness in spite of the great variability of parent material and mineralogy. The influence of the biological activity on microgranular structure was also discussed by (Eschenbrenner, 1986). Schaefer (2001) and Schaefer et al.

(2002) said that the quartz grains in the centre of microaggregates were smaller than in the surroundings which indicates the biological origin including grain size segregation by termites and other soil animals. Based in this, Schaefer (2001) concluded that the microgranular structure of Brazilian Latosols would result from long-term biological activity. Balbino et al. (2001, 2002b) and Volland-Tuduri (2005b) also studied the microgranular structure of this soil type and proposed that it might result from termite and ant activity.

Thus the origin of the microgranular structure of Brazilian Latosols is still under discussion. The aim of this study is to analyze the characteristics of the microstructure development in Latosols that originated from different parental materials and are located on the two main geomorphic surfaces of the Central Plateau. The study also shows that the microstructure would be related to bioturbation by termites mainly.

V.2. Material and Methods

V.2.1 Site conditions

The Brazilian Central Plateau covers about 10% of the continuous Cerrados Biome and represents 176,000 km² (Silva et al., 2005). Latosols occupy about 40% of its surface area (Fig. V.1). The Central Plateau corresponds to two main geomorphic surfaces, the South American Surface (SAS) and Velhas Surface (VS) (King, 1956; Lepsch and Buol, 1988; Motta et al., 2002; Marques et al., 2004). The SAS corresponds to a Brazilian landscape that begins as a vast peneplain produced by denudation between the lower Cretaceous and middle Tertiary. At this time, very humid climatic conditions were favorable for a deep weathering of rocks. The continent was uplifted afterwards and polycyclic stream incision carved valleys into the surface, transforming it into a dissected upland. Braum (1971) reported the tablelands (*chapadas*) 900 to 1200-m high of Central Brazil as corresponding to remnants of the SAS. They appear as smoothly convex plane portions that terminates either as an abruptly escarpment or as a kind of a stepwise border on the sides of the plateau.

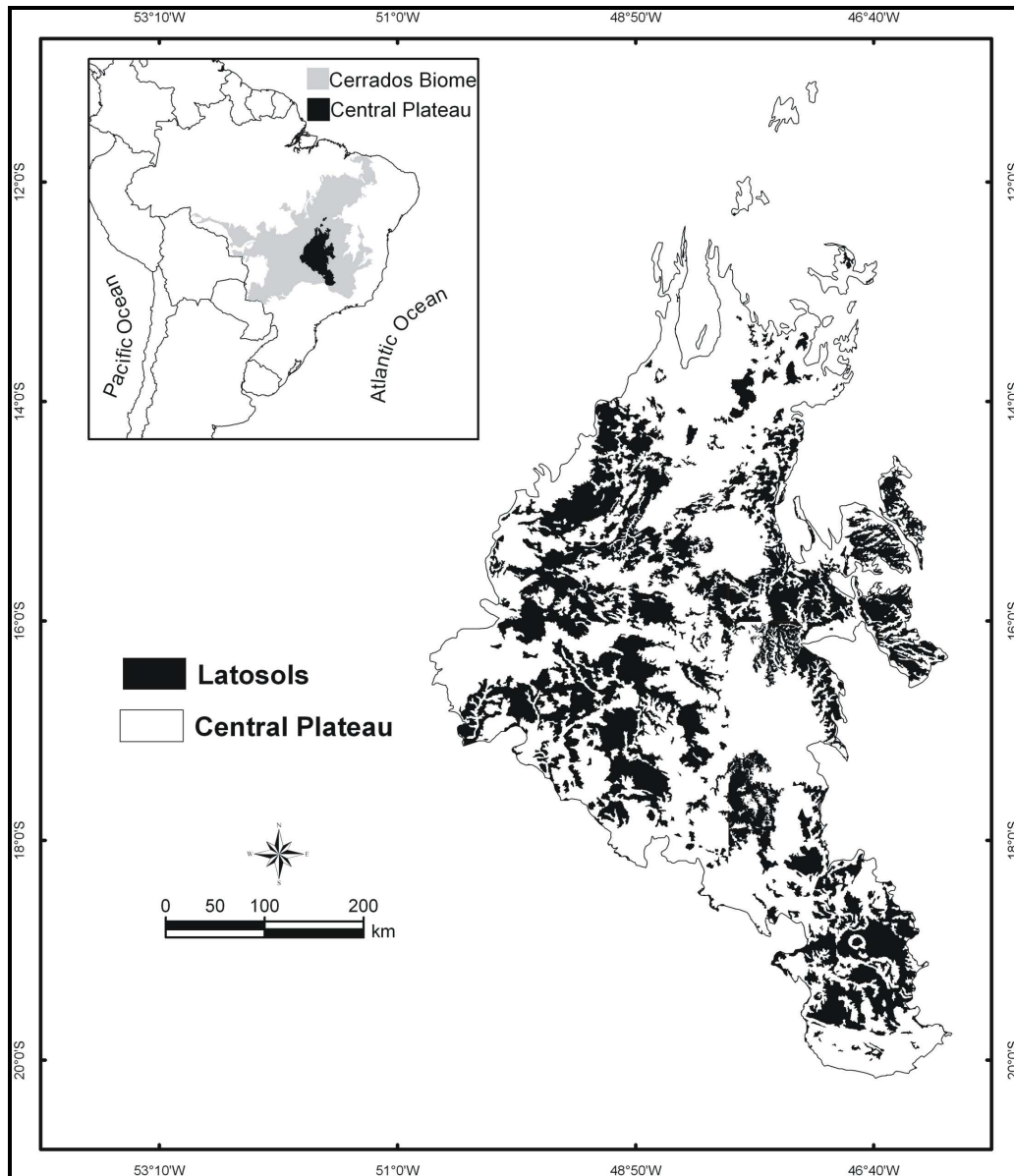


Fig. V.1 - Distribution of the Latosols on the Brazilian Central Plateau.

The VS that initiates at the dissection of the SAS and is characterized by moderate slope, convex forms, and covers smaller extensions than the SAS.

According to the Köppen (1931) classification, the most representative climate of the Central Plateau is Megatermic or Humid Tropical (Aw) with the subtype savanna. It is characterized by a dry winter (medium temperature of the coldest month $> 18^{\circ}\text{C}$) and maximum rains in summer. The mean annual rainfall ranges from 1,500 to 2,000 mm, with the highest rainfall in January and the smallest in June, July and August ($<50 \text{ mm month}^{-1}$). The relative humidity of the air is about 75% between January and April and about 30% during the dry winter (Assad et al., 1993).

V.2.2 Soil selection and characterization

According to Reatto et al. (2000), ten Latosols (L) developed in different parent materials were selected along an approximately 350-km long regional toposequence across the SAS (L1 to L4) and VS (L5 to L10) (Fig. V.2 and Table V.1). Basic characteristics and hydraulic properties of these Latosols can be found in Reatto et al. (2007) and data on the clay mineralogy of their Bw horizons in Reatto et al. (2008a). The Latosols L7 and L8 were studied by Volland et al. (2004 and 2005a) and are similar to those studied by Balbino et al. (2001, 2002b and 2004). The Latosols L5 and L6 were located on the upper VS, L7 and L8 on the intermediate VS, and L9 and L10 on the lower VS.

Soils were described according to the field manual of Lemos and Santos (1996) and the Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999). About 2-m deep soil pits were dug and the top horizon (A), transitional horizons (AB and BA), and diagnostic horizon (Bw) were described. Disturbed samples were collected in every horizon. Basic soil characterization was performed on the air-dried $<2\text{-mm}$ material according to the Brazilian standard procedures as described by Embrapa (1997) which in general follow the international procedures (Klute, 1986; Page et al., 1982).

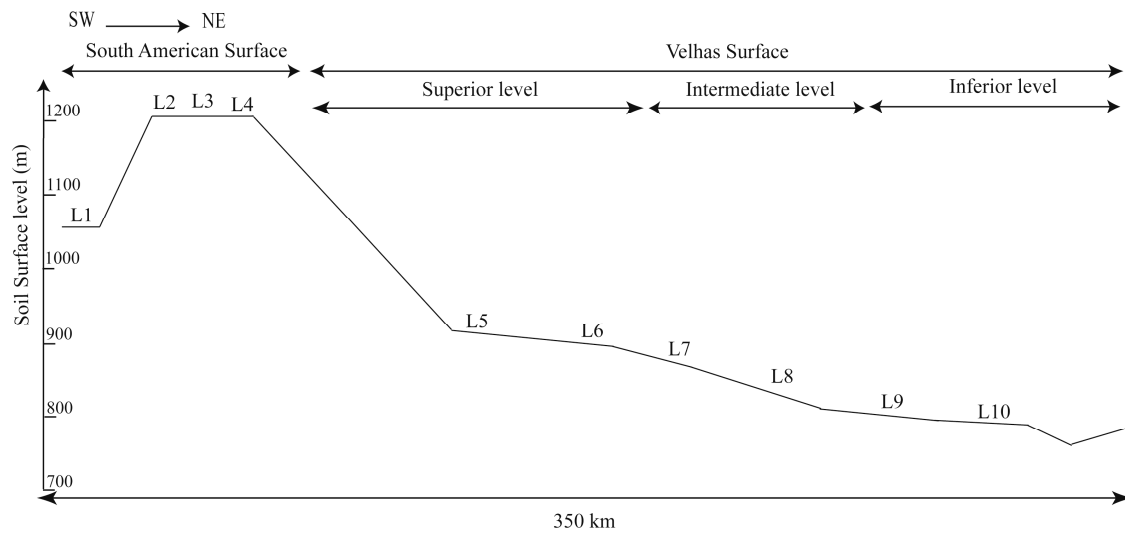


Fig. V.2 - Location of the ten Latosols studied (L) on each geomorphic surface along a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau.

Table V.1

General characteristics of the Latosols (L) studied (modified after Reatto et al., 2007; Reatto et al., 2008a)

Latosols	Geographical Coordinates	Geomorphic Surface	Soil type	Altitude (m)	Position along the toposequence	Slope Length (Km)	Declivity (%)	Geology	Lithology	Parent Material
L1	S 66°60'77'' W 81°60'187''	South America	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	1,050	Median	3	< 1	Metamorphic Rocks- Complex Goiano – (Anápolis - Itauçu) and metaclastic rocks – Group Araxá - Superior Precambrian	Granulite	Mafic granulite
L2	S 15°37'127'' W 47°45'576''	South America	Red Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	1,200	Median	5	2	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Sandy Metaritimite	Lateritic crusts and saprolite Sandy Metaritimite
L3	S 15°36'919'' W 47°45'78''	South America	Yellow Latosol ⁽¹⁾ Xanthic Acrustox ⁽²⁾ Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	1,190	Median	5	2	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Sandy Metaritimite	Lateritic crusts and saprolite Sandy Metaritimite
L4	S 15°36'320'' W 47°44'148''	South America	Plinthic Yellow Latosol ⁽¹⁾ Plinthic Acrustox ⁽²⁾ Plinthic Ferralsol ⁽³⁾	1,180	Down	12	3	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Quartzite	Lateritic crusts and saprolite Quartzite
L5	S 15°36'502'' W 47°42'813''	Velhas, Superior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	920	Median-up	12	<1	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Clayed Metaritimite	Colluvial Sediment
L6	S 15°31'450'' W 47°41'90''	Velhas, Superior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	880	Down	20	6	Pelitic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Metapelite	Lateritic crusts and saprolite Metapelite
L7	S 15°13'24,2'' W 47°42'14,7''	Velhas, Intermediate level	Red-Yellow Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	820	Median-up	20	2	Pelitic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Metapelite	Colluvial Sediment
L8	S 15°13'23,3'' W 47°42'5,2''	Velhas, Intermediate level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	805	Median-down	7	2	Pelitic rocks - Paranoá Group Superior Precambrian	Metapelite	Colluvial Sediment
L9	S 15°11'183'' W 47°43'680''	Velhas, Inferior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	785	Median-up	15	< 1	Pelitic rocks and limestone - Paranoá Group Superior Precambrian	Metapelite and limestone	Saprolite Metapelite and limestone
L10	S 15°14'080'' W 47°46'372''	Velhas, Inferior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	760	Dow	15	7	Limestone and lacustrine sediment of Terciary	Lacustrine limestone	Colluvial Sediment

Geographical Coordinates: measured with a Global Positioning System (GPS); Altitude: measured with an altimeter; Soil Type: (1) Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), (2) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006), (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB., 2006).

The particle size distribution was determined using the pipette method after dispersion with NaOH 1N. The particle density was determined by using 95% hydrated alcohol with 20 g of air-dried soil material in a 50-ml pycnometer. The bulk density was calculated using the oven-dried mass of soil material contained in cylinders 100-cm³ in volume ($\varnothing = 5.1$ cm, h = 5 cm). The soil pH was measured in distilled water and 1 N KCl using 1:1 mass soil to solution ratio. The cation exchange capacity (CEC) was computed as being the sum of the electric charges of Ca²⁺, Mg²⁺, and Al³⁺ extracted with 1N KCl, of K⁺ and Na⁺ extracted with 0,05N HCl, and of H⁺ and Al³⁺ extracted with a tampon solution of Ca(CH₃COO)₂ and CH₃COOH at pH 7.0. The organic carbon content was analyzed by wet oxidation with 0.4N K₂Cr₂O₇.

The SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ and TiO₂ content was estimated after dissolution in 1:1 H₂SO₄ (Vettori, 1959; Camargo et al., 1988; Embrapa, 1997; Marques, 2000). The SiO₂ (S_{SiO_2}) and Al₂O₃ ($S_{Al_2O_3}$) contents extracted with sulfuric acid were used to compute the *Ki* ratio and *Kr* ratio plus Fe₂O₃ in according (Resende and Santana, 1988) defined as follows:

$$Ki = \frac{\frac{(S_{SiO_2})}{60}}{\frac{(S_{Al_2O_3})}{102}} = 1.7 \times \frac{(S_{SiO_2})}{(S_{Al_2O_3})} \quad (1)$$

$$Kr = \frac{\frac{(S_{SiO_2})}{60}}{\frac{(S_{Al_2O_3})}{102} + \frac{(S_{Fe_2O_3})}{160}} = 1.7 \times (S_{SiO_2}) / [(S_{Al_2O_3}) + 0.6375 \times (S_{Fe_2O_3})] \quad (2).$$

The kaolinite (*Kt*) and gibbsite (*Gb*) contents were determined as follows (Resende et al., 1987; Bruand and Prost, 1988a):

$$Kt = S_{SiO_2} / Kt_{SiO_2} \quad (3)$$

$$Gb = [(S_{Al_2O_3} - Kt \times (Kt_{Al_2O_3} / 1000)) / Gb_{Al_2O_3}] \quad (4)$$

where Kt is the kaolinite content (in g kg^{-1}) of the sample, Kt_{SiO_2} the SiO_2 content of kaolinite and equaled to 465 in g kg^{-1} , $Kt_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ the Al_2O_3 content of kaolinite and equaled to 395 in g kg^{-1} , $Gb_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ the Al_2O_3 content of gibbsite and equaled to 654 in g kg^{-1} . Equations (3) and (4) assumed kaolinite and gibbsite without any substitution.

The goethite (Gt) and hematite (Hm) contents were computed by combining the two equations as follows:

$$S_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 0.8989 \times Gt + Hm \quad (5)$$

$$Hm/(Hm + Gt) = (RI - 3.50)/8.33 \quad (6)$$

where $S_{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ is the Fe_2O_3 content (in g kg^{-1}) of the sample recorded with H_2SO_4 extraction, 0.8989 the specific proportion of Fe_2O_3 in a goethite (goethite and hematite was assumed as being no Al-substituted), RI is the red index according (Santana, 1984; Kampf et al., 1988) and equaled to:

$$RI = (M + C/V) \quad (7)$$

with M a parameter related to the hue, C the chroma and V the value.

Undisturbed samples of the Bw horizon were also collected in triplicate by using cylinders of 100-cm^3 in volume. They were impregnated with a polyester resin that was diluted with styrene monomer and left 4 weeks to ensure complete polymerization. Vertical thin sections ($4 \times 6 \text{ cm}^2$) were produced following the method of Fitzpatrick (1984) and examined under optical microscopy using a Zeiss polarizing microscope equipped with a digital camera. The pedological features of the Bw horizon were described using standard micromorphological techniques (Bullock et al., 1985; Stoops, 2003). Estimation of the proportion of surface area occupied by each type of microstructure was performed visually by using the frequency charts proposed by Fitzpatrick (1984). The thin sections were also studied in scanning electron microscopy (SEM, Cambridge 90B) using the emission of backscattered electrons (Bruand et al., 1996).

V.3. Results

V.3.1. Field observations

The Latosols studied showed a compound weak to moderate medium sub-angular blocky structure and strong fine to very-fine granular structure. Dense irregular sub-rounded volumes (DIRV) of soil with varying size and material similar to the surrounding soil were recorded in different proportions in the Latosols studied (Table V.2). The DIRV were described as clay nodules in Reatto et al. (2007).

The biological macrovoids were represented by fine channels 1 to 2-mm in diameter resulting from root activity and channels varying in their size and cavities several centimeters in diameters both related to termite or ant activity (Table V.2). In L1, high content in DIRV < 10-mm in size was recorded between 100 and 200 cm depth. Another characteristic of L1 was the high quartz grain content and iron nodules < 0.5 mm in size content in different depths. The biological macrovoids were concentrated within the upper 100-cm. In L2 and L3, the greatest DIRV content was detected between 30 and 70-cm depth that differed much in size (from 5 to 50-mm). Biological macrovoids were very few in these two profiles. In L4, any DIRV was evidenced. This profile showed also distinct mottles (7.5YR 5/6) below 130-cm depth and fragments of weathered plinthite (5YR 5/4) below 160-cm depth (Bw₂ horizon). Numerous DIRV from 5 to 50-mm in size were recorded in L5 from the surface to 90-cm depth. Only a few biological macrovoids were observed in these two profiles. In L6, L7 and L8, numerous biological macrovoids were recorded in the whole profile and high DIRV content with sizes varying from 5 to 50-mm between 20 and 140-cm depth. Finally, in L9 and L10 biological macrovoids were very few and DIRV were recorded between 15 to 110-cm depth.

Table V.2
Field morphological descriptions of the Latosols (L) studied

Latosol	Horizon	Depth cm	Matrix		Compound Structure	DIRV	Biological macrovoids channels and cavities related to	
			Munsell Color dry	wet			channels roots	termite or ant activity
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rhodic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L1	A	0 - 20	5YR 4/4	2.5YR 3/3	(5)2f-mSBK	(+)-fD	(+++)-fCH	(+++)-fCV
	AB	20 - 40	5YR 4/6	2.5YR 3/4	(3)3c-vcSBK; (4)3-2f-mSBK	(+)-fD	(+++)-fCH	(++++)-f-mCV
	BA	40 - 60	2.5YR 4/6	2.5YR 3/4	(2)2cSBK; (3)2-1f-mSBK; (4)3fSBK; (3)2-1f-vfGR	(+)-fD	(+)-fCH	(+)-fCV
	Bw ₁	60 - 100	2.5YR 4/6	2.5YR 3/4	(2)1f-mSBK; (2)1-2cGR; (4)3f-vfGR	(+)-vfD	(+)-fCH	(+++)-fCV
	Bw ₂	100 - 160	2.5YR 4/8	2.5YR 3/6	(2)1mSBK; (3)2fSBK; (2)1f-mGR; (4)3f-vfGR	(+++)-vf-fD	(+)-fCH	no
	Bw ₃	160 - 200+	2.5YR 4/8	2.5YR 3/4	(2)1mSBK; (3)1f-mGR; (4)3vfGR	(++++)-vf-fD	(+)-fCH	no
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Typic Acrustox⁽²⁾ – Orthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L2	A	0 - 15	7.5YR 3/4	5YR 3/3	(1)3cSBK; (5)3fGR	(+)-fD	(+)-fCH	no
	AB	15 - 35/40	7.5YR 5/6	5YR 4/4	(1)3cSBK; (4)3m-fSBK; (4)3fGR	(++++)-vcLC	no	no
	BA	35/40 - 60/80	5YR 5/8	2.5 YR 4/6	(1)2c-mSBK; (2)2fSBK; (5)2f-vfGR	(+++)-vcD; (+)-mLC	(+)-fCH	no
	Bw ₁	60/80 - 115/120	5YR 5/6	2.5 YR 4/8	(1)1cSBK; (3)1fSBK; (4)2-3f-vfGR	(+)-fD	no	(+)-cCV
	Bw ₂	115/120 - 200+	5YR 5/6	2.5 YR 4/8	(1)1cSBK; (5)3f-vfGR	no	no	no
<u>Yellow Latosol⁽¹⁾ - Xanthic Acrustox⁽²⁾ – Xanthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L3	A	0 - 20/25	2.5YR 5/3	10YR 4/3	(1)2cSBK; (2)3fSBK; (5)3vfGR	(+)-fD	(+)-fCH	no
	AB	20/25 - 50/70	10YR 6/4	10YR 5/6	(2)3c-mSBK; (4)3fBSK; (4)2-3fGR	(++++)-f-mD	no	no
	BA	50/70 - 75/95	10YR6/6	10YR 6/6	(2)2c-mSBK; (2)2fSBK; (4)2fGR	(+++)-fD	no	no
	Bw ₁	75/95 - 130	10YR 6/6	10YR 5/8	(2)3-2cSBK; (2)2mSBK; (2)2-1fSBK; (4)3f-vfGR	(+)-fD	no	no
	Bw ₂	130 - 180	10YR 6/6	10YR 6/6	(2)2-1cSBK; (5)3f-vfGR	(+)-fLC	no	no
	Bw ₃	180 - 220+	7.5YR 7/6	7.5YR 5/6	(3)1cSBK; 2-1m SBK; (4)3f-vfGR	(+)-fLC	no	no
<u>Plinthic Yellow Latosol⁽¹⁾ - Plinthic Acrustox⁽²⁾ – Plinthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L4	A	0 - 18	2.5Y 5/4	10YR 3/4	(0)3-2cSBK; (2)2-1f-mSBK; (3)1fSBK; (4)1f-mGR	no	(++++)-f-vfCH	no
	AB	18 - 30	2.5YR 6/6	10YR 4/4	(3)2-1m-cSBK; (2)2f-mSBK; (4)2f-vfGR	no	(+++)-f-vfCH	no
	BA	30 - 60	2.5YR6/6	10YR 5/6	(3)2-1f-mSBK; (2)2-1fSBK; (3)2fGR; (4)1f-vfGR	no	(+)-fCH	no
	Bw ₁	60 - 110	10YR7/8	10YR 5/8	(2)1cSBK; (1)1f-mSBK; (5)2f-vfGR	no	(+)-fCH	no
	Bw ₂	110 - 180+	10YR 7/8	10YR 5/8	(2)1f-mSBK; (5)2f-vfGR	no	(+)-fCH	no

Cont...Table V.2 - Field morphological descriptions of the Latosols studied

Latosol	Horizon	Depth cm	Matrix Munsell Color		Compound Structure	DIRV	Biological macrovoids channels and cavities related to	
			dry	wet			channels roots	termite or ant activity
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Typic Acrustox⁽²⁾ - Orthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L5	A	0 - 11/20	5YR 5/6	5YR 5/7	(1)3cSBK; (4)3f-mSBK; (2)3vfSBK; (3)3f-vfGR	(+++) <i>f</i> LC	(+) <i>f</i> CH	no
	AB	11/20 - 35/40	7.5 YR 4/6	5YR 4/6	(1)3-2c-mSBK; (4)3fBSK; (4)2-3fGR	(+++) <i>f</i> D	(+) <i>f</i> CH	no
	BA	35/40 - 57/90	5YR 4/6	2.5YR 2,5/4	(2)2mSBK; (3)3fSBK; (4)3-2fGR	(+++) <i>f</i> D; (++) <i>c</i> -mLC	(+) <i>f</i> CH	(+) <i>c</i> CV
	Bw ₁	57/90 - 90/120	5YR 5/8	2.5YR 3/6	(2)2mSBK; (1)3-2fSBK; (5)3-2fGR	(++) <i>f</i> D	(+) <i>f</i> CH	(+) <i>f</i> -mCV
	Bw ₂	90/120 - 170	5YR 5/8	2.5YR 4/8	(2)2fSBK; (5)3f-vfGR	(-) <i>f</i> D	no	no
	Bw ₃	170 - 200+	2.5YR 5/8	2.5YR 4/8	(1)1c-mSBK; (2)2-1f-mSBK; (5)3f-vfGR	(-) <i>f</i> D	no	no
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ - Rhodic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L6	A	0 - 10	5YR 4/6	2.5YR 3/6	(1)2-1c-mSBK; (5)2fGR	no	(++) <i>f</i> CH	(-) <i>f</i> CV
	AB	10 - 25	2.5YR 4/6	2.5YR 3/4	(0)3f-mSBK; (4)2f-vfSBK; (4)3fGR	no	(++) <i>f</i> CH	(+) <i>f</i> CV
	BA	25 - 70	5YR 4/6	2.5YR 4/6	(3)2m-cSBK; (4)3fSBK; (4)3f-vfGR	(+++) <i>f</i> D	<i>f</i> -vfCH	(++++) <i>f</i> CHCV
	Bw ₁	70 - 140	2.5YR 4/6	10R 4/4	(3)2-1f-mSBK; (4)3f-vfGR	(+) <i>f</i> D	<i>vf</i> CH	(++) <i>f</i> -vfCHCV
	Bw ₂	140 - 200+	2.5YR 4/8	10R 3/6	(2)1mSBK; (5)3f-vfGR	no	no	no
<u>Red-Yellow Latosol⁽¹⁾ - Typic Acrustox⁽²⁾ - Orthic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L7	A ₁	0-5	5YR 5/4	5YR 4/3	(1)2m-cGR; (5)2fGR	(+) <i>f</i> LC	(++) <i>f</i> CH	(++++) <i>vf</i> -f CHCV
	A ₂	5 - 20	5YR 5/6	5YR 4/4	(0)2cSBK; (3)2f-mGR; (4)2-3vf-fGR	(++++) <i>m</i> LC	(-) <i>f</i> CH	(++++) <i>f</i> CHCV
	AB	20 - 55/60	5YR 5/6	5YR 4/6	(2)2-3vcSBK; (3)2m-fGR; (4)2-3vfGR	(++++) <i>vc</i> LC; (++) <i>m</i> LC	(-) <i>f</i> CH	(++++) <i>f</i> -m CHCV
	Bw ₁	55/60 - 96/110	5YR 6/8	5YR 5/8	(3)2-3mSBK; (2)2m-fGR; (4)3f-vfGR	(+++) <i>m</i> - <i>f</i> LC; (++) <i>m</i> -cLC	(-) <i>f</i> CH	(++++) <i>vf</i> -f CHCV
	Bw ₂	96/110 - 200+	5YR 5/6	5YR 5/9	(2)2-1m-fSBK; (5)3f-vfGR	(+) <i>vf</i> D	no	(++++) <i>vf</i> -f CHCV
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ - Rodhic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L8	A ₁	0 - 10	5YR 4/6	5YR 3/3	(2)2f-mSBK; (3)3fSBK; (4)3fGR	no	(-) <i>f</i> CH	(++) <i>vf</i> -f CHCV
	A ₂	10 - 20	5YR 4/6	5YR 3,5/4	(3)2f-mSBK; (4)2fGR	no	(-) <i>f</i> CH	(++) <i>vf</i> -f CHCV
	AB	20 - 30	5YR 4/6	2.5YR 3/6	(3)2f-mSBK; (4)2f-vfGR	no	no	(+) <i>vf</i> -f CHCV
	BA	30 - 50	2.5YR 4/6	2.5YR 3/4	(3)3f-mSBK; (2)2f-vfSBK; (4)3fGR	(++++) <i>jm</i> D	(-) <i>f</i> CH	(+) <i>vf</i> -f CHCV
	Bw ₁	50 - 95	2.5YR 4/8	2.5YR 4/6	(2)3-2f-mSBK; (2)2mGR; (5)3fGR	(++) <i>f</i> - <i>vf</i> D	no	(+) <i>vf</i> -f CHCV
	Bw ₂	95 - 200+	2.5YR 4/8	2.5YR 3/6	(2)2-1m-fSBK; (5)3f-vfGR	(-) <i>vf</i> D	no	(+) <i>vf</i> -f CHCV

Cont...Table V.2 - Field morphological descriptions of the Latosols studied

Latosol	Horizon	Depth cm	Matrix Munsell Color		Compound Structure	DIRV	Biological macrovoids channels and cavities related to termite or ant activity	
			dry	wet			channels roots	termite or ant activity
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rodhic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L9	A	0 - 15/20	5YR 4/6	2.5YR 3/4	(0)2c-mSBK; (3)2f-mSBK; (4)2fGR	no	(+)-fCH	no
	AB	15/20 - 35/40	5YR 4/6	2.5YR 3/6	(3)3c-mSBK; (3)3fBSK; (4)3fGR	(+++mD	(+)-fCH	no
	BA	35/40 - 60/70	2.5YR 4/6	2.5YR 3/4	(2)3cSBK; (2)2-3f-mSBK; (4)2fGR	no	(++)fCH	no
	Bw ₁	60/70 - 100/110	2.5YR 4/8	2.5YR 3/6	(1)2-1c-mSBK; (5)2-3fGR	(+)f-vfD	(++)fCH	no
	Bw ₂	100/110 - 180	2.5YR 4/6	2.5YR 3/6	(0)2cSBK, (3)1mSBK; (5)3f-vfGR	no	no	no
	Bw ₃	180 - 210+	2.5YR 4/8	2.5YR 4/6	(2)2-1m-fSBK; (5)3f-vfGR	no	no	no
<u>Red Latosol⁽¹⁾ - Rhodic Acrustox⁽²⁾ – Rodhic Ferralsol⁽³⁾</u>								
L10	A	0 - 15	7.5YR 4/6	2.5YR 2.5/4	(0)2cSBK; (4)3m-fSBK; (4)2fGR	(++)fD	(+)-fCH	no
	AB	15 - 40	5YR 4/6	2.5YR 3/4	(3)3cSBK; (3)3fSBK; (4)2-3fGR	(++++fD	(+)fCH	no
	BA	40 - 70	2.5YR 4/6	2.5YR 3/4	(3)2-3cSBK; (3)3fSBK; (4)2-3fGR	(+)f-vfD; (++)f-mLC	(+)-fCH	no
	Bw ₁	70 - 100	5YR 5/6	2.5YR 3/6	(3)2mSBK; (4)3f-vfGR	(+)vfD; (+)vfLC	no	no
	Bw ₂	100 - 140	2.5YR 4/6	10R 4/8	(0)2-1c-mSBK and (2)2c-mGR and (5)3f-vfGR	no	no	no
	Bw ₃	140 - 170+	2.5YR 4/8	10R 4/6	(1)1c-mSBK; (5)3f-vfGR	no	no	no

Structure description: (frequency – grade – size – type).

Frequency: (0) rarely: <1% of volume; (1) very little: 1 to 5% of volume; (2) little: 5 to 15 % of volume; (3) common: 15 to 40% of volume; frequent (4): 40 to 80% of volume; dominant (5): > 80% of volume. Grade: 1 – weak; 2 – moderate; 3 – strong. Size of granular structure: vf – very-fine (< 1-mm); f = fine (1 to 2-mm); m = medium (2 to 5-mm); c = coarse (5 to 10-mm); vc = very-coarse (> 10-mm). Size of subangular blocky: vf – very-fine (< 5-mm); f = fine (5 to 10-mm); m = medium (10 to 20-mm); c = coarse (20 to 50-mm); vc = very-coarse (> 50-mm). Type: GR = granular; SBK = subangular blocky.

DIRV (Dense Irregular sub-Rounded Volumes) description: (frequency/grade – size – type). Frequency/grade: (++++) = very strong; (++++) = strong; (++) = moderate; (+) = weak; (+-) = very weak; no = not observed. Size of DIRV described as subangular blocky structure. Type: D = dispersed DIRV; LC = locally concentrated DIRV.

Biological Activity description: (frequency/grade – size – type). Frequency/grade and size of biological activity described as DIRV. Type: CH = channels; CV = cavities.

Soil Type: (1) Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), (2) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006), (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB, 2006).

V.3.2. Physico-chemical properties

The clay content of the Bw horizons ranged from 300 to 780 g kg⁻¹ (Table V.3). A large range of bulk density (Db) was also recorded for the Bw horizons of these Latosols with $0.83 \leq Db \leq 1.21$ g cm⁻³. The pH_w varied from 4.80 to 5.34 and the pH_{KCl} from 4.00 to 6.20. The pH_w and pH_{KCl} of the Bw horizons was greater in the Latosols on the SAS ($5.20 \leq \text{pH}_w \leq 5.34$ and $5.73 \leq \text{pH}_{\text{KCl}} \leq 6.20$) than in those of the Latosols located on the VS ($4.80 \leq \text{pH}_w \leq 5.20$ and $4.00 \leq \text{pH}_{\text{KCl}} \leq 5.50$). The organic carbon content ranged from 0.1 to 6.2 g kg⁻¹ and the cation exchange capacity (CEC) from 1.73 to 10.60 cmol_c kg⁻¹. On the SAS, the Bw horizons showed high levels of Al₂O₃ content, (average $S_{\text{Al}_2\text{O}_3} = 577$ g kg⁻¹), and small SiO₂ content, (average $S_{\text{SiO}_2} = 165$ g.kg⁻¹) (Table V.3). On the opposite, on the VS the Bw horizons showed small Al₂O₃ content (average $S_{\text{Al}_2\text{O}_3} = 468$ g kg⁻¹) and high SiO₂ content, (average $S_{\text{SiO}_2} = 302$ g kg⁻¹). The Fe₂O₃ and TiO₂ contents ($S_{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ and S_{TiO_2} , respectively) were slightly greater in the Bw horizons on the SAS (average $S_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 230$ g kg⁻¹, average $S_{\text{TiO}_2} = 28$ g kg⁻¹) than in those on the VS (average $S_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 210$ g kg⁻¹, average $S_{\text{TiO}_2} = 19$ g kg⁻¹) (Table V.3).

V.3.3. Observations in microscopy

The Bw horizons studied showed several types of microgranular structure according to their development and related inter-microaggregates voids. A strong microgranular structure with well developed microaggregates 50 to 200-μm in size that are combined in a loose assemblage with 40 to 50% of the surface area large compound packing voids (type A) was recorded in all the Bw horizons (Fig. V.3a and b; Fig. V.4a) except in L4. The microaggregates showed a double-spaced-porphyric and open-porphyric coarse/fine related distribution in the groundmass (Stoops, 2003).

Table V.3
Physical and chemical characteristics of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied

(L)	Hor.	<2 μ m	2-50 μ m	50-2000 μ m	Db	Dp	pH _w	pH _{KCl}	OC	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	H ⁺ + Al ³⁺	CEC	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
		(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g cm ⁻³)	(g cm ⁻³)			(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)
L1	Bw ₂	520	40	440	1.21	2.73	5.34	6.16	3.4	0.25	0.01	0.00	0.00	1.74	2.00	112	528	318	42
L2	Bw ₂	610	140	250	0.90	2.76	5.30	6.20	6.1	0.16	0.00	0.00	0.00	10.44	10.60	187	565	225	23
L3	Bw ₂	750	90	160	0.88	2.72	5.20	5.80	0.2	0.17	0.00	0.00	0.00	1.58	1.75	239	564	163	33
L4	Bw ₁	300	10	690	1.18	2.64	5.24	5.73	3.4	0.24	0.01	0.00	0.00	1.48	1.73	123	651	213	13
L5	Bw ₁	550	150	300	1.03	2.76	4.80	4.00	6.2	0.23	0.04	0.00	0.29	2.92	3.19	339	442	206	13
L6	Bw ₂	780	90	130	0.83	2.65	4.80	5.50	0.2	0.18	0.01	0.00	0.00	9.80	9.99	250	502	227	21
L7	Bw ₂	700	140	160	0.96	2.76	4.80	4.90	5.9	0.21	0.01	0.00	0.01	2.84	3.06	327	465	188	21
L8	Bw ₂	760	70	170	0.98	2.88	4.90	4.20	6.1	0.20	0.01	0.00	0.18	8.84	9.05	331	448	203	18
L9	Bw ₂	750	80	170	1.06	2.80	5.00	4.00	0.1	0.23	0.02	0.00	0.32	2.86	3.11	341	440	200	18
L10	Bw ₂	750	70	180	0.88	2.76	5.20	4.30	0.2	0.91	0.02	0.00	0.09	4.66	5.59	226	514	239	22

Db = bulk density, Dp = particle density, OC = Organic carbon, CEC = Cation exchange capacity

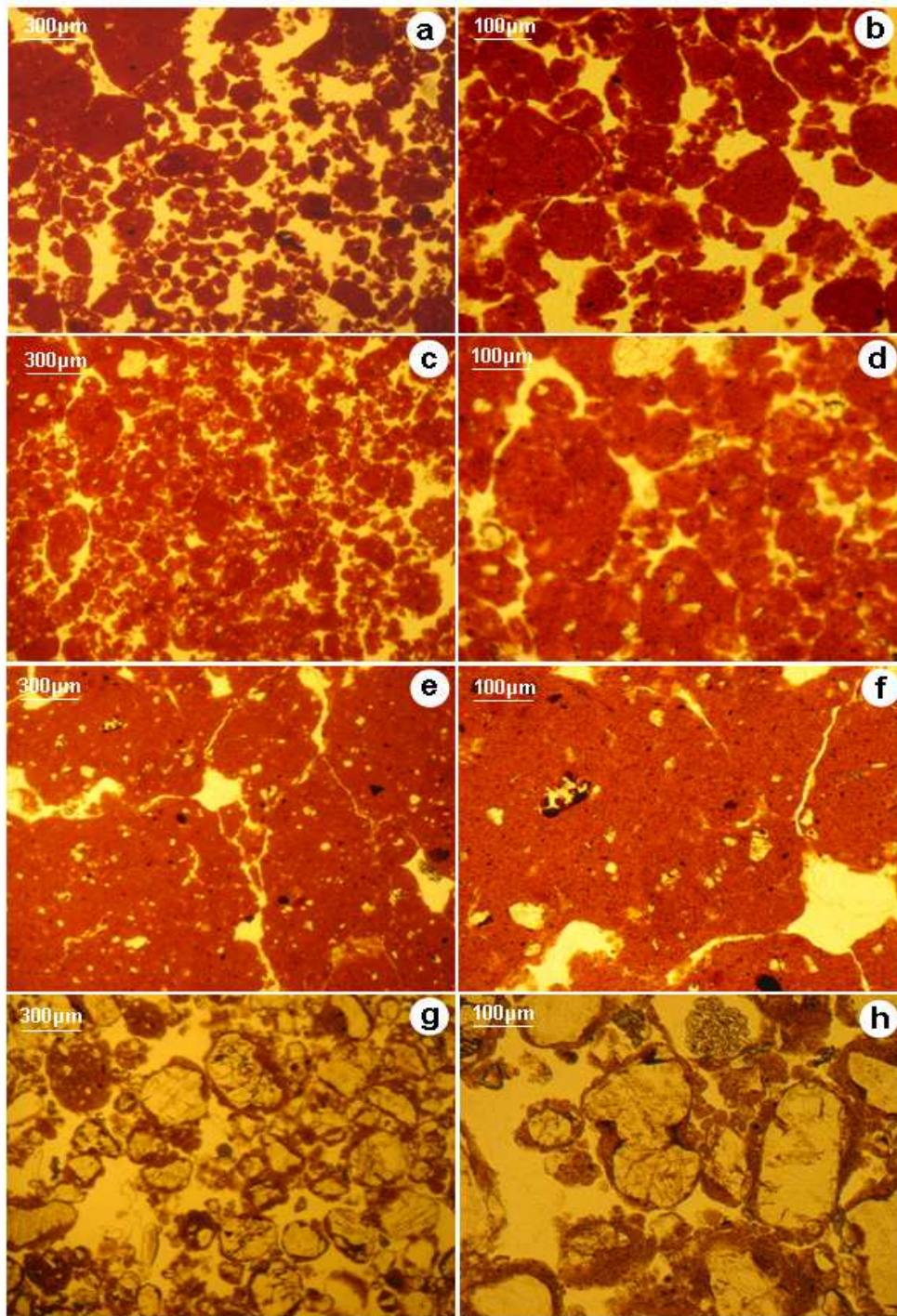


Fig. V.3 - Microstructure of the Bw horizon observed in optical microscopy (natural light): a and b, strong microgranular structure with highly separated microaggregates in L1; c and d, strong microgranular structure with moderately separated microaggregates in L9; e and f, moderate microgranular structure with coalesced microaggregates in L5; g and h, compound microgranular structure and pellicular grain microstructure in L4.

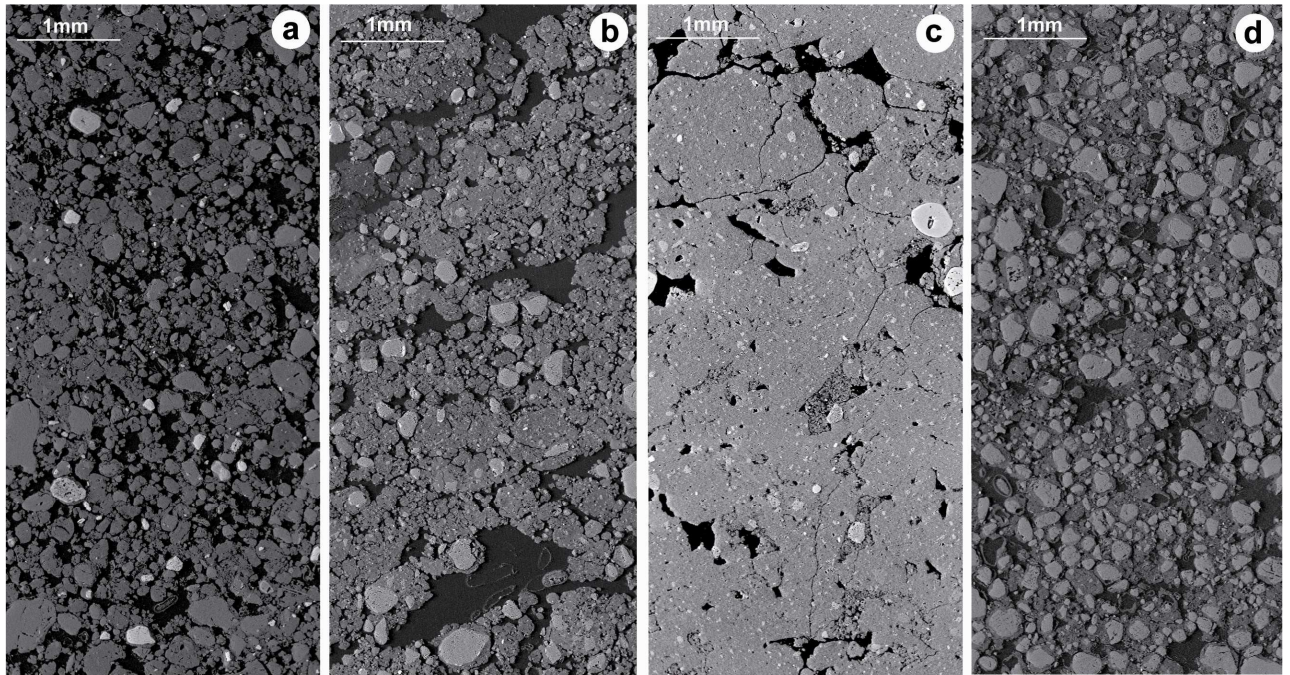


Fig. V.4 - Microstructure of the Bw horizon observed in scanning electron microscopy using the backscattered electrons: a, strong microgranular structure with highly to moderately separated microaggregates in L1; b, strong microgranular structure with moderately to weakly separated microaggregates in L7; c, moderate to weak microgranular structure with coalesced microaggregates in L5; d, compound microgranular structure and pellicular grain microstructure in L4.

A microgranular structure developed as well as in the type A with similar internal characteristics but with microaggregates combined in a close assemblage (type B) with 20 to 35 % of the surface area corresponding to complex packing voids was also observed in all the Bw horizons but in smaller proportion than type A (Fig. V.3c and d; Fig. V.4b). Besides types A and B, a very weak microgranular structure with a compact assemblage of microaggregates and 10 to 30 % of the surface area corresponding regular and star-shaped vughs, channels and planar voids (type C) was detected (Fig. V.3e and f; Fig. V.4c). Finally, a microstructure corresponding to the assemblage of partially clay coated quartz grains with small rounded microaggregates 10 to 30- μm in size (type D) with simple to compound packing voids corresponding to 30 to 40% of the surface area was also visualized (Fig. V.3g and h; Fig. V.4d).

Observations of the thin sections of the Bw horizons under optical microscopy showed around 95% of the surface area in L3 and L6 corresponded to type A (Table V.4) with compound and complex packing voids in L3 and simple to compound packing voids in L6 (Stoops, 2003). In L2, the observations showed that type A was dominant (70 %) and associated with type C (30 %). The other Bw horizons studied showed a varying proportion of the types A, B and C (Table V.4, Figure V.5), except for L4 where the microstructure corresponded to type D alone.

V.4. Discussion

V.4.1. Mineralogical classification of the Latosols studied

Latosols are classified as kaolinitic Latosols or gibbsitic Latosols according to the value of the K_i ratio in the diagnostic Bw horizon. They can be also classified as sesquioxid Latosols or not according to the value of the K_r ratio (Resende and Santana, 1988). The K_i ratio ranged from 0.3 to 1.4 and K_r ratio from 0.3 to 1.0 (Table V.5). On the SAS, $0.3 \leq K_i \leq 0.7$ and $0.3 \leq K_r \leq 0.6$ when on the VS $0.7 \leq K_i \leq 1.4$ and $0.6 \leq K_r \leq 1.0$ for the Bw horizons studied. Hence, L1, L2, L3 and L4 located on the SAS and L10 on the VS were classified as gibbsitic-sesquioxidic Latosols, L5, L7, L8 and L9 on the VS as kaolinitic non-sesquioxidic Latosols and L6 on the VS as kaolinitic-sesquioxidic Latosol.

Table V.4

Micromorphological analyses of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied (description according to Bullock et al., 1985 and Stoops, 2003).

Latosol	Microstructure	Voids	Groundmass			Micromass	
			Distribution patterns	Fabric elements Orientation patterns	c/f –Related Distribution	Color	b-fabric
L1	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (50%) ▶ moderately separated and well developed pedality and granular microstructure (35%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (15%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ complex packing voids ▶ regular and star-shaped vughs and planes voids 	random	unreferred	double-spaced-porphyrhic	red to dark red 2.5YR 4/8 to 10R 3/5	undifferentiated
L2	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed granular microstructure (70%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (30%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ regular and star-shaped vughs and planes voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	red 2.5YR 4/8	undifferentiated
L3	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (95%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (5%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids and complex packing voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	brownish yellow 10YR 6/6	undifferentiated
L4	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly to moderate separated and well developed pedality and granular microstructure and pellicular grain microstructure (100%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ simple to compound packing voids 	random	unreferred	chitonic to (coarse-monic)	yellow 10YR 7/8	undifferentiated
L5	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly to moderate separated and well developed pedality and microstructure (60%) ▶ moderately separated and well developed pedality and granular microstructure (20%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (20%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ complex packing voids ▶ channels and planes voids 	random	unreferred	open to double-spaced-porphyrhic	dark red 2.5YR 3/6	undifferentiated
L6	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (95%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (5%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ simple to compound packing voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	dark red 10R 3/6	undifferentiated
L7	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (65%) ▶ moderately separated and well developed pedality and granular microstructure (20%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (15%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ complex packing voids ▶ regular and star-shaped vughs and planes voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	red 2.5YR4/8	undifferentiated
L8	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (60%) ▶ moderately separated and well developed pedality and granular microstructure (30%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (10%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ complex packing voids ▶ regular and star-shaped vughs and planes voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	dark red to red 10R3/6 to 4/8	undifferentiated
L9	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (55%) ▶ moderately separated and well developed pedality and granular microstructure (30%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (15%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ complex packing voids ▶ regular and star-shaped vughs and planes voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	red 2.5YR4/8	undifferentiated
L10	<ul style="list-style-type: none"> ▶ highly separated and well developed pedality and granular microstructure (75%) ▶ moderately separated and well developed pedality and granular microstructure (20%) ▶ weakly separated and weakly developed pedality and massive microstructure (5%) 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ compound packing voids ▶ complex packing voids 	random	unreferred	open-porphyrhic	red 2.5YR4/8	undifferentiated

c/f: course/fine material in the groundmass

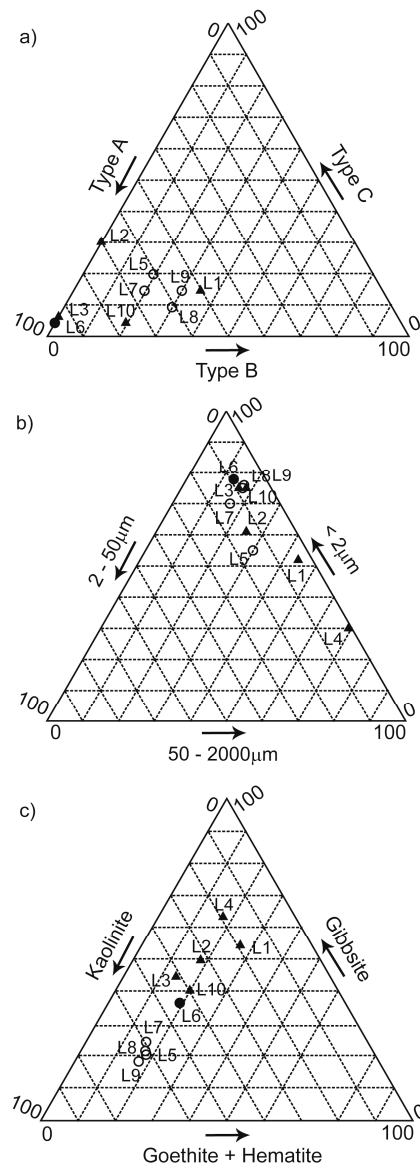


Fig. V.5 - Different types of microstructure (a), particle size distribution (b) and clay mineralogy (c) for the Bw horizon of the Latosols (L) studied (▲, gibbsitic – sexquioxidic Latosols, ●, kaolinitic – sexquioxidic and ○, kaolinitic – non sexquioxidic Latosols).

Table V.5
Mineralogy of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L)
studied

(L)	Hor.	<i>Kt</i> (g kg ⁻¹)	<i>Gb</i> (g kg ⁻¹)	<i>Ki</i>	$R_{Kt/Kt+Gb}$	<i>Hm</i> (g kg ⁻¹)	<i>Gt</i> (g kg ⁻¹)	<i>Kr</i>	$R_{Hm/Hm+Gt}$
L1	Bw ₂	196	539	0.4	0.3	205	60	0.3	0.7
L2	Bw ₂	320	496	0.6	0.4	142	42	0.4	0.5
L3	Bw ₂	412	442	0.7	0.5	0	146	0.6	0.0
L4	Bw ₁	197	625	0.3	0.2	0	178	0.3	0.0
L5	Bw ₁	619	201	1.3	0.8	139	41	1.0	0.8
L6	Bw ₂	442	365	0.8	0.5	137	56	0.7	0.5
L7	Bw ₂	591	241	1.2	0.7	75	93	0.9	0.4
L8	Bw ₂	605	218	1.2	0.7	137	40	1.0	0.7
L9	Bw ₂	645	183	1.4	0.8	133	39	1.0	0.7
L10	Bw ₂	399	405	0.7	0.5	196	0	0.6	1.0

Kt: Kaolinite, *Gb*: Gibbsite, *Hm*: Hematite, *Gt*: Goethite, *Ki* = 1.7 (SiO₂/Al₂O₃), *Kr* = [1.7 x (SiO₂/(Al₂O₃ + 0.6375 x Fe₂O₃))], $R_{Kt/Kt+Gb}$ = Kaolinite/(Kaolinite + Gibbsite), $R_{Hm/Hm+Gt}$ = Hematite/(Hematite + Goethite).

V.4.2. Mineralogy of the diagnostic Bw horizons

The results showed that the *Kt* content was smaller ($196 \leq Kt \leq 412$ in g kg^{-1}) in most Bw horizons of the Latosols located on the SAS than in those of the Latosols located on the VS ($399 \leq Kt \leq 645$ in g kg^{-1}) (Table V.5). In contrast, the *Gb* content was higher ($442 \leq Gb \leq 625$ in g kg^{-1}) for Latosols on the SAS in comparison with the Latosols on the VS ($183 \leq Gb \leq 405$ in g kg^{-1}) (Table V.5).

We computed the ratio of the kaolinite content to both the kaolinite and gibbsite content ($R_{Kt/Kt+Gb}$). The data indicated that $0.2 \leq R_{Kt/Kt+Gb} \leq 0.5$ in the Latosols located on the SAS and $0.5 \leq R_{Kt/Kt+Gb} \leq 0.8$ for those located on the VS (Table V.5).

The *Hm* content ranged from 0 to 205 in g kg^{-1} and *Gt* content from 0 to 178 g kg^{-1} for the Bw horizons studied (Table V.5). The averaged *Hm* and *Gt* content in the Bw horizon was respectively 87 and 106 in g kg^{-1} , on the SAS and 136 and 45 in g kg^{-1} , on the VS (Table V.5).

We computed the ratio of the hematite content to both the hematite and goethite content ($R_{Hm/Hm+Gt}$). The results pointed that $0.0 \leq R_{Hm/Hm+Gt} \leq 0.7$ for the Latosols situated on the SAS, and $0.4 \leq R_{Hm/Hm+Gt} \leq 1.0$ for those situated on the VS (Table V.5).

V.4.3. Types of microgranular structure, particle size distribution, and mineralogy

The analysis of the type of microgranular structure did not show any relationship with the composition of the Bw horizons studied, neither with their particle size distribution (Fig. V.5a and V.b), nor with their mineralogy of the fine fraction (Fig. V.5a and V.c). The Bw horizons of L1, L2, L3, L6 and L10 on the one hand, and those of L5, L7, L8 and L9 on the other hand showed kaolinite and gibbsite different contents (Fig. V.5c) when the proportion of the types of microgranular structure varied independently of that distinction (Fig. V.5a). These results are in line with many former studies that led to contradictory results when the development of the microgranular structure was discussed according to the clay content and clay mineralogy (Bennema et al., 1970; Vidal-Torrado and Lepsch, 1999; Ferreira et al., 1999a; Gomes et al., 2004a; Viana et al., 2004; Schaefer, 2001 and Schaefer et al., 2004)

V.4.4. Microgranular structure development and associated voids

The types of microgranular structure A, B and C were observed in different proportions in the Bw horizons studied (Table V.4). They are characterized by a varying volume of voids between the microaggregates (Fig. V.3 and Fig. V.4a, V.b and V.c) except for L4 where the microgranular structure corresponds to type D with many voids between the clay-coated quartz grains and microaggregates (Fig. V.3g and V.h and Fig. V.4d).

The volume of inter-microaggregate voids was calculated as follows:

$$V_v^{inter} = V_v^{total} - V_v^{intra} \quad (8)$$

where V_v^{inter} was the volume of inter-microaggregates voids (in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$), V_v^{intra} the volume of intra-microaggregates voids (in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$), and V_v^{total} , the total volume of voids (in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$).

The latter was computed as follows:

$$V_v^{total} = (1/D_b) - (1/D_p) \quad (9)$$

where D_p was the particle density and equal to the reciprocal of 2.65 g cm^3 . The value of V_v^{intra} for each Bw horizon studied was computed by using the relationship recorded by Balbino et al. (2002b) for Latosols. The results showed that $0.156 \leq V_v^{intra} \leq 0.234 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ and $0.305 \leq V_v^{inter} \leq 0.585 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$.

Comparison of V_v^{inter} with the proportion of the different types of microstructure showed that both V_v^{inter} and the surface area proportion of type A were the greatest in L2, L3, L6 and L10 (Fig. V.5a; Table V.6). On the other hand, this comparison also showed that both V_v^{inter} and the surface area proportion of type A was the smallest in L1 and L9.

Table V.6

Volume of voids resulting from the assemblage of the microaggregates (inter-aggregates voids) for the Bw horizons of the Latosols (L) studied

Latosol	Volume of inter-microaggregates voids (V_v^{inter}) ($\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$)
L1	0.305
L2	0.556
L3	0.547
L4	0.375
L5	0.453
L6	0.585
L7	0.472
L8	0.439
L9	0.359
L10	0.540

V.4.5. Microgranular structure development and biological activity

Analysis of the distribution of the different types of microgranular structure in microscopy at low magnification showed that type C corresponds to portions of channels or cavities walls similar to those described by Eschenbrenner (1986) (Fig. V.6). Contours of channels and cavities were particularly visible in L1, L5 and L9 (Fig. V.6). Thus, type C originates from soil material kneading by termites resulting in coalescent microaggregates forming mechanically stable and water proof walls.

On the other hand, the types A and B originate from an infilling activity with microaggregates resulting from fragmentation and burrowing action of termites and possibly of ants, too. The findings of this study are comparable to those of Miklós (1992) and Cooper et al. (2005). These authors also worked on Brazilian Latosols and recorded the microgranular structure as originating partly from biological activity. Holt and Lepage (2000) also discussed soil bioturbation by termites during mound-building and cavities and galleries constructions. These constructions, in a long period of time, modified the soil properties and pedogenesis tends as consequence soil turnover over and soil translocation (Holt and Lepage, 2000).

Schaefer (2001) proposed that the Bw horizon microgranular structure of Brazilian Latosols would result from long-term biological activity of termites.

Based on this model, the structure of the Latosols studied would originate from long-term action of biotic activity, mainly of termite activity as shown in Figure V.7. Such a long-term bioturbation might explain the poor vertical differentiation of the Latosols studied and the lack of relationship between Latosol composition and microgranular structure development. The DIRV observed in the soil type studied that also show a microgranular structure of type C would correspond to remnants of mound, cavities or galleries walls made up of coalesced microaggregates (Table V.2 and Fig. V.6).

V.5. Conclusions

The Latosols studied showed a compound strong microgranular structure and weak to moderate medium sub-angular blocky structure independently of the landscape position on the South American Surface or Velhas Surface as well as the parental material, except for the Latosol developed on a quartzite. They were classified as gibbsitic-sexquioxid, kaolinitic non-sesquioxid, or kaolinitic-sesquioxid Latosols.

The study revealed several type of microgranular structure with different proportions according to the Latosol studied but without any relationship with their texture and mineralogy. The types of microgranular structure appeared to be related to soil bioturbation conducted mainly by termites, and secondarily by ants. Thus, the weak macrostructure and strong microgranular structure of the Latosols studied, their little vertical differentiation of the horizons, and the lack of clear relationship between their landscape position and parent material characteristics would result from long-term biotic action.

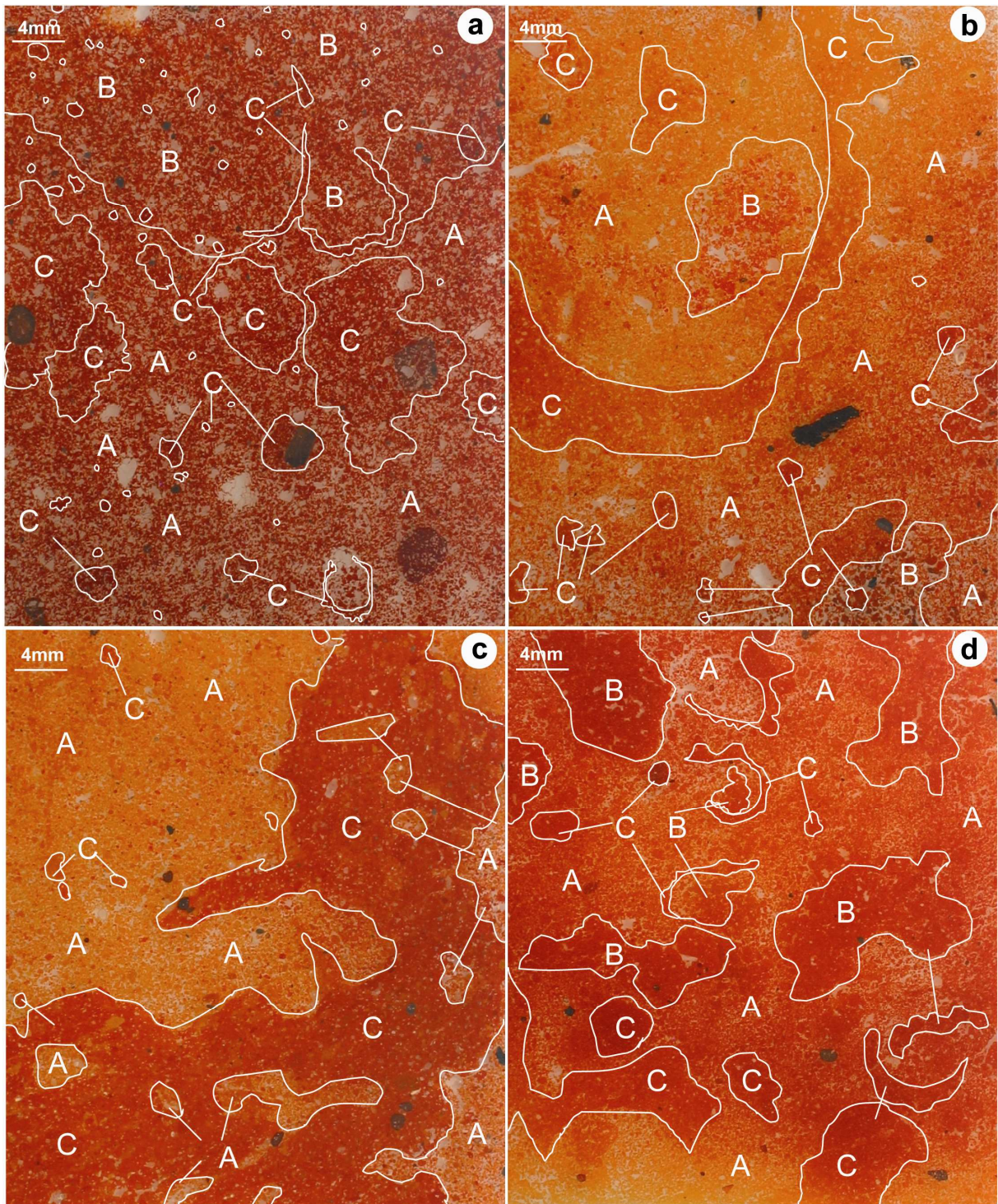


Fig. V.6 - Distribution of the different types of microgranular structure (types A, B and C) in the diagnostic horizons (Bw) of L1 (a), L5 (b), L2 (c) and L9 (d).

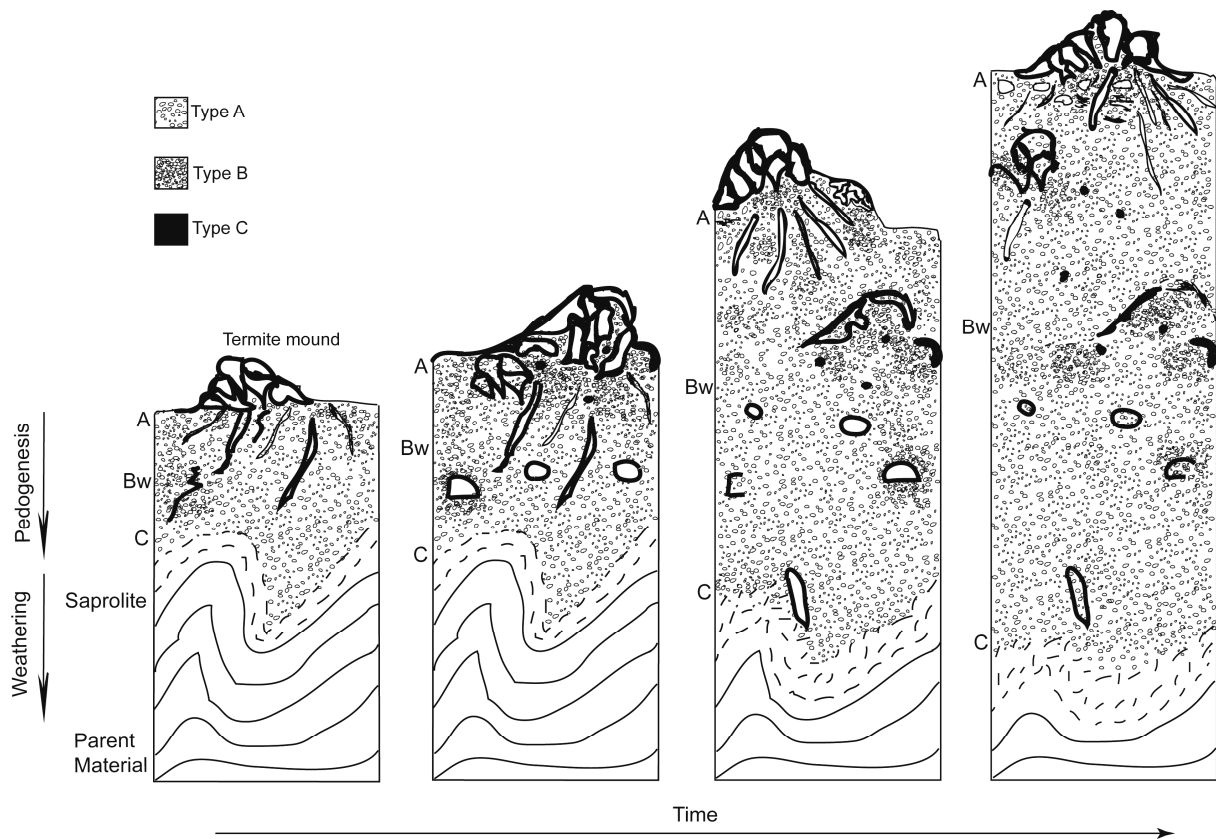


Fig. V.7 - Model based on long-term termite activity for the Latosols studied showing the accumulated action of bioturbation on the structure with time.

PROPRIÉTÉS DE RETRAIT DES MICROAGRÉGATS DE LATOSOLS BRÉSILIENS :
IMPORTANCE DE LA TENEUR EN ARGILE, DE LA COMPOSITION
MINÉRALOGIQUE ET DE L'HISTOIRE HYDRIQUE

CHAPITRE VI

PROPRIÉTÉS DE RETRAIT DES MICROAGRÉGATS DE LATOSOLS BRÉSILIENS : IMPORTANCE DE LA TENEUR EN ARGILE, DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE ET DE L'HISTOIRE HYDRIQUE

Les Latosols sont caractérisés par une faible différenciation de leurs horizons, une macrostructure peu développée et une structure microagrégée submillimétrique représentée par des microagrégats de 50 à 300 μm de diamètre. Les propriétés de retrait de ces agrégats qui sont généralement considérées comme très limitées, voire absentes, sont encore discutées. Dans ce chapitre* nous analysons les propriétés de retrait des microagrégats grâce à l'étude des caractéristiques de leur porosité à différents états hydriques et à l'état sec. Nous discuterons l'importance relative des variations de composition granulométrique, de composition minéralogique et d'histoire hydrique.

* Ce chapitre a été écrit sous la forme d'un article intitulé " *Shrinkage of microaggregates in Brazilian Latosols during drying: significance of the clay content, mineralogy and hydric stress history* " qui a été soumis pour publication dans la revue *European Journal of Soil Science* en février 2009.

VI.1. Introduction

The arrangement of the particles in the soil is called soil structure, and is affected by climate, biological activity and soil management practices (Hillel, 2004).

The Latosols that represent 1/3 of the Brazilian territory (Ker, 1998) and occupy about 40% of the Brazilian Central Plateau surface (Silva et al., 2005) are characterized by a poor differentiation of the horizons, a weak macrostructure and a strong submillimetric granular structure (Embrapa, 1999) resulting in microaggregates 50 to 300 μm in size (e.g. Balbino et al., 2001 and 2002b; Volland-Tuduri et al., 2004 and 2005b).

Most Latosols in the Brazilian Taxonomy (Embrapa, 1999) correspond to Oxisols in the Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006) or Ferralsols in the World Reference Base (IUSS Working Group WRB, 2006).

The main minerals of the $<2 \mu\text{m}$ material are kaolinite, gibbsite, hematite, and goethite (e.g. Curi & Franzmeier, 1984, Macedo & Bryant, 1987, Ker, 1998, Schaefer et al., 2008, Reatto et al., 2009).

The weakness of the macrostructure would be related to the small shrinkage of the microaggregates for drying. Balbino et al. (2002b) studied the porosity of the microaggregates in several kaolinitic-sesquioxid Latosols from Cerrados biome. They showed that the microaggregates would shrink between -100 kPa potential and air-drying as a result of a reorganization of the clay fabric within the microaggregates for drying. The pore volume of the air-dried microaggregates was 3.7 to 37.1 % smaller than its value at -100 kPa potential. That decrease in pore volume appeared related to the organic carbon content of the microaggregates.

Du Gardin et al. (2002) discussed the prediction of the water retention curve from the mercury intrusion curve for kaolinitic Latosols from Amazonia. They recorded a smaller pore volume in the air-dried microaggregates than in the wet microaggregates. Du Gardin et al. (2002) explained that difference as mainly related to a collapse of the microaggregate fabric because of the high pressure applied during the mercury intrusion process in mercury porosimetry (Penumadu et Dean, 2000).

Braudeau et al. (2004) studied the shrinkage properties of rewetted < 2 mm sieved aggregates in consistent cylinders and showed that for Oxisols collected in Senegal the mean shrinkage of the elementary aggregates would be about 25 % between saturation and air-drying.

Volland-Tuduri et al. (2004) studied the shrinkage for drying of initially water saturated microaggregates using an environmental scanning electron microscope. For the kaolinitic-sesquioxid Latosols studied, they showed very small shrinkage at the scale of individual microaggregates since the volume of dried microaggregates was found to be 93 to 99 % of their volume at saturation.

Braudeau & Mohtar (2006) studied the shrinkage curve of beds of packed < 2 mm aggregates air-dried prior water saturation and collected in Oxisols from Ivory-Coast. They showed that shrinkage of the aggregates varied according to the clay mineralogy. However, because of the consequences of air-drying, sieving and packing on the behavior of the microaggregates, their results cannot be related easily to the shrinkage of the aggregates in the diagnostic horizon.

Viana et al. (2004) studied the shrinkage properties of both air-dried and undisturbed Latosols on one hand, and of both air-dried and grinded Latosols on the other by analyzing the crack network that appeared after 10 wetting-drying cycles. They showed a lack of cracks and the stability of the submillimetric granular aggregates in the initially air-dried but undisturbed Latosols studied. They showed also the development of a crack network varying according to the clay content and corresponding to a blocky structure for the initially air-dried and grinded Latosols.

Thus, the shrinkage properties of the microaggregates that would explain the weak macrostructure in Latosols are still under discussion. The objective of our study is the analyze of the shrinkage properties of undisturbed microaggregates collected in a set of Latosols varying in their particle size distribution and mineralogical composition according to their location in a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau.

VI.2. The soils studied

VI.2.1. The Central Plateau

The Central Plateau corresponds to two main geomorphic surfaces: the South American Surface (SAS) and the Velhas Surface (VS) (King, 1956; Lepsch & Buol, 1988; Motta et al., 2002; Marques et al., 2004).

The South American Surface (SAS) corresponds to a landscape that originated from a vast peneplain resulting from erosion between the lower Cretaceous and the middle Tertiary under humid climatic conditions favorable to deep weathering of rocks (Braun, 1971). Because of continent uplift, that peneplain was dissected, thus resulting in a landscape of tablelands 900 to 1,200-m high corresponding to remnants of the South American Surface (Radambrasil, 1984).

The Velhas Surface (VS) has formed later and corresponds to surfaces connecting the South American Surface to lower portions of the landscape where the rivers flow. The VS shows moderate and convex slopes, and covers a much smaller surface areas than the SAS.

The most representative climate of the Central Plateau is Megatermic or Humid Tropical (Aw) with the subtype savanna, according to the Köppen (1931) classification. It is characterized by a dry winter (medium temperature of the coldest month $> 18^{\circ}\text{C}$) and maximum rains in summer. The mean annual rainfall ranges from 1,500 to 2,000 mm, with the highest rainfall in January and the smallest in June, July and August (<50 mm/month) (Assad et al., 1993).

VI.2.2. The Latosols selected for study

Ten Latosols (L) developed in different parent materials and under natural vegetation were selected along an approximately 350-km long regional toposequence across two geomorphic surfaces in the Brazilian Central Plateau (Table VI.1): four Latosols (L1 to L4) on the South American Surface (SAS) and six others (L5 to L10) on the Velhas Surface (VS).

The main characteristics of the Latosols studied can be found in Reatto et al. (2007, 2008a, and 2009). The soils L1 to L4 and L10 were gibbsitic-sesquioxenic Latosols and L5 to L9 were kaolinitic-non-sesquioxenic Latosols, and L6 was a kaolinitic-sesquioxenic Latosol. They all showed a strong submillimetric granular structure resulting in microaggregates 50 to 300 μm in size except for L4 where the microstructure was characterized by the assemblage of partially clay coated quartz grains with small rounded microaggregates 10 to 30 μm in size with simple to compound packing voids (Reatto et al., 2009). The quartz grains of L4 were runiquartz (Stoops, 1981) with many $< 2 \mu\text{m}$ infillings richer in iron oxy-hydroxides than the quartz coating clay material (Reatto et al., 2009, see Figs. V.3g & V.3h). Samples were collected between 110 and 140 cm depth in the diagnostic horizon (Bw) of every Latosol.

VI.3. Methods

The particle size distribution was determined on the air-dried $< 2\text{-mm}$ material by using the pipette method after dispersion with NaOH 1N (Embrapa, 1997). The organic carbon content was determined on the air-dried $< 2\text{-mm}$ material by wet oxidation with 0.4 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$. The bulk density ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) was calculated using the oven-dry mass of the soil material contained in the 100 cm^3 cylinders (Embrapa, 1997).

The water content was determined at -300, and -1500 kPa by using undisturbed samples collected in triplicate with cylinders 100-cm^3 in volume ($\varnothing = 5.1 \text{ cm}$, $h = 5 \text{ cm}$). The water content was determined at -300, and -1500 kPa. For every Latosol, samples were first saturated for 24 h and then submitted to water extraction by applying the centrifuge method (Silva & Azevedo, 2001; Reatto et al., 2008b). The samples were then oven-dried at 105°C for 24 hours and sieved at 2 mm to obtain the dry mass of $< 2 \text{ mm}$ material. The water content at -300, and -1500 kPa was referred to the oven-dried $< 2 \text{ mm}$ material.

Table VI.1 Main characteristics of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied (modified after Reatto et al., 2007, 2009)

Soil type		Parent Material	Hor.	Mineralogy			
				<i>K</i>	<i>Gb</i>	<i>Hm</i>	<i>Gt</i>
-----g kg ⁻¹ -----							
South American Surface (SAS)							
L1	Red Latosol ⁽¹⁾ , Rhodic Acrustox ⁽²⁾ , Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	Granulite	Bw ₂	196	539	205	60
L2	Red Latosol ⁽¹⁾ , Typic Acrustox ⁽²⁾ , Orthic Ferralsol ⁽³⁾	Sandy Metarothimite	Bw ₂	320	496	142	42
L3	Yellow Latosol ⁽¹⁾ , Xanthic Acrustox ⁽²⁾ , Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	Sandy Metarothimite	Bw ₂	412	442	0	146
L4	Plinthic Yellow Latosol ⁽¹⁾ , Plinthic Acrustox ⁽²⁾ , Plinthic Ferralsol ⁽³⁾	Quartzite	Bw ₁	197	625	0	178
Velhas Surface (VS)							
L5	Red Latosol ⁽¹⁾ , Typic Acrustox ⁽²⁾ , Orthic Ferralsol ⁽³⁾	Clayed Metarothimite	Bw ₁	619	201	139	41
L6	Red Latosol ⁽¹⁾ , Rhodic Acrustox ⁽²⁾ , Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	Metapelite	Bw ₂	442	365	137	56
L7	Red-Yellow Latosol ⁽¹⁾ , Typic Acrustox ⁽²⁾ , Orthic Ferralsol ⁽³⁾	Metapelite	Bw ₂	591	241	75	93
L8	Red Latosol ⁽¹⁾ , Rhodic Acrustox ⁽²⁾ , Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	Metapelite	Bw ₂	605	218	137	40
L9	Red Latosol ⁽¹⁾ , Rhodic Acrustox ⁽²⁾ , Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	Metapelite and Limestone	Bw ₂	645	183	133	39
L10	Red Latosol ⁽¹⁾ , Rhodic Acrustox ⁽²⁾ , Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	Lacustrine Limestone	Bw ₂	399	405	196	0

Soil Type: (1) Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), (2) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006), (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB, 2006).

We determined the pore size distribution of the microaggregates by mercury intrusion and nitrogen desorption isotherm. Mercury porosimetry enables the measurement of both the pressure required to force mercury into the voids of a dry sample and the volume of intruded mercury at each pressure. Mercury intrusion assumes that the pores necks are cylindrical. If the pores necks are cylindrical then the relation between equivalent pore diameter D_e^{Hg} (expressed in μm) and applied pressure P (expressed in Pa) is as follows:

$$D_e^{Hg} = -4\gamma(\cos \theta)/P$$

where $\gamma = 0.484 \text{ Nm}^{-1}$ and $\theta = 130^\circ$ are respectively the surface tension of mercury and its contact angle with the soil material (Fiès, 1984). The pore size distribution was determined for P ranging from 1 to 200 MPa that corresponds to pores with D_e^{Hg} ranging from 1 μm down to 0.0065 μm , respectively. The experiments were performed with a Micromeritics-9310 with undisturbed microaggregates oven-dried at 105°C for 24 hours. Adsorption-desorption isotherms of N_2 were performed with about 150 mg of soils samples < 2-mm dried at 105°C during 24 hours in an oven and then dried again at 105°C under a pressure of 10^2 Pa.

The specific surface area (SSA) of the material was determined by using the BET equation (Brunauer et al., 1938). The equivalent pore size ($D_e^{N_2}$) distribution curve was obtained for $D_e^{N_2} < 0.2 \mu\text{m}$ by applying the BJH method to the N_2 desorption curve (Barrett et al., 1951). The experiments were performed with a Nova Surface Analyzer (Quantachrome Instrument Company). The morphology and size of the elementary particles was studied in transmission electron microscopy by using a Philips CM20/STEM working at 200 kV and equipped with an energy dispersive X-ray spectrometer. Prior to their deposit on a carbon coated grid, the < 2 μm fraction was dispersed in alcohol with ultrasounds.

VI.4. Results and Discussion

VI.4.1. Main characteristics of the Bw horizons studied

The Bw horizons of the Latosols studied exhibited a large range of clay content ($300 \leq \text{clay content} \leq 780 \text{ g kg}^{-1}$) (Table VI.2). Their Db ranged from 0.83 to 1.21 g cm^{-3} that is consistent with Db values recorded earlier in Latosols (Camargo et al., 1988; Ferreira et al., 1999b; Balbino et al., 2002b). This Db variation was poorly related to the clay content ($R^2 = 0.55$) (Fig. VI.1). Volland-Tuduri et al. (2005a) also established for a set of Latosols that Db was poorly correlated with the clay content ($R^2 = 0.36$) and showed that Db varied mainly with the microgranular structure development. The organic carbon (OC) was $\leq 6.2 \text{ g kg}^{-1}$ in the Bw studied (Table VI.2). This small OC content was related to the relatively deep sampling depth of these Bw horizons (i.e. between 110 to 140 cm depth). This small OC content is also consistent with the values recorded by Camargo et al. (1988) and Balbino (2001) at similar depth. The specific surface area (SSA) ranged from 7.2 to $30.5 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ and 71 % of its variance was explained for by the clay content alone (Table VI.2 and Fig. VI.2). The remaining unexplained variance did not appear related to the variation of the mineralogy of the clay fraction shown by Reatto et al. (2008a and 2009) for the Latosols studied (Table VI.1). The SSA can be attributed to the clay fraction solely, the contribution of silt and sand fractions being negligible for clay soils. Thus, we calculated the SSA of the clay fraction (SSA^{cl} , in m^2 per g of oven-dried clay) as follows:

$$SSA^{cl} = (SSA / C) \times 1000$$

with C, the clay content in g per kg of soil. Results showed that SSA^{cl} ranged from 24.1 (L4) to $41.1 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ (L2) (Table VI.3) which is consistent with the SSA^{cl} recorded earlier. Indeed, Melo et al. (2001) found $37.7 \leq SSA^{cl} \leq 52.6 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ for a set of kaolinitic Latosols and Balbino et al. (2002b) $45 \leq SSA^{cl} \leq 57 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ for another set of kaolinitic-sexquioxid Latosols.

The size of the elementary particles shown in transmission electron microscopy is consistent with the SSA^{cl} recorded in the Bw studied (Figure VI.3). The particles of kaolinite ranged from 0.1 to $0.3 \mu\text{m}$ in size in the *ab* direction, the particles of gibbsite from 0.05 to $0.10 \mu\text{m}$ in size and those of goethite or hematite from 0.01 to $0.3 \mu\text{m}$.

Table VI.2 Physico-chemical characteristics of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied

Hor.	Particle size distribution (μm)	OC			Db	W_{300}	W_{1500}	
		<2	2-50	50-2000				
		-----g kg ⁻¹ -----			g cm ⁻³	-----g g ⁻¹ -----		
South American Surface (SAS)								
L1	Bw ₂	520	40	440	3.4	1.21	0.190	0.171
L2	Bw ₂	610	140	250	6.1	0.90	0.251	0.231
L3	Bw ₂	750	90	160	0.2	0.88	0.264	0.245
L4	Bw ₁	300	10	690	3.4	1.18	0.113	0.101
Velhas Surface (VS)								
L5	Bw ₁	550	150	300	6.2	1.03	0.230	0.203
L6	Bw ₂	780	90	130	0.2	0.83	0.294	0.278
L7	Bw ₂	700	140	160	5.9	0.96	0.305	0.284
L8	Bw ₂	760	70	170	6.1	0.98	0.271	0.249
L9	Bw ₂	750	80	170	0.1	1.06	0.271	0.249
L10	Bw ₂	750	70	180	0.2	0.88	0.280	0.255

Db = bulk density, W_{300} = gravimetric water content at -300 kPa, W_{1500} = gravimetric water content at -1500 kPa.

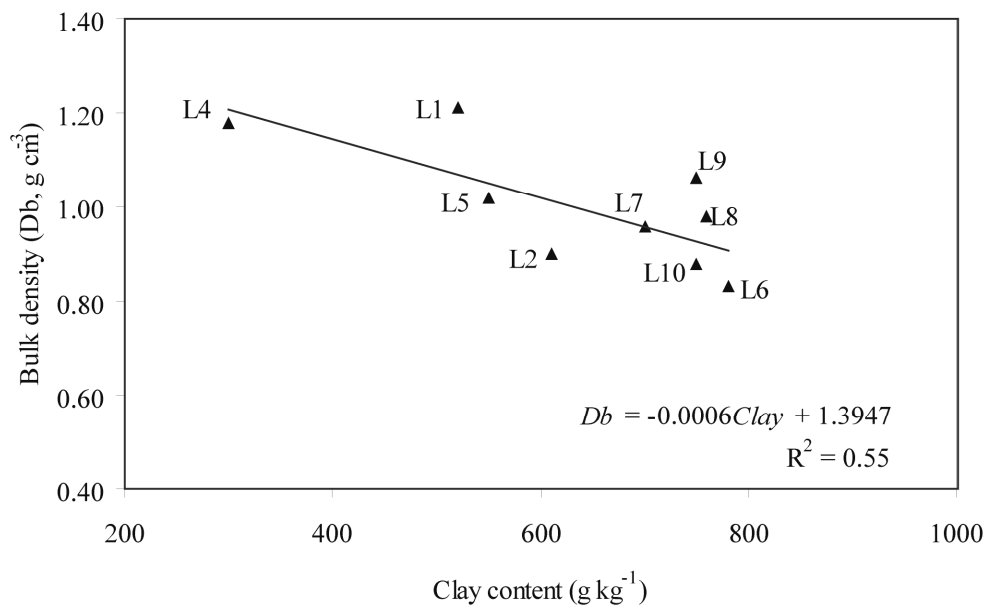


Figure VI.1 Bulk density according to the clay content of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied.

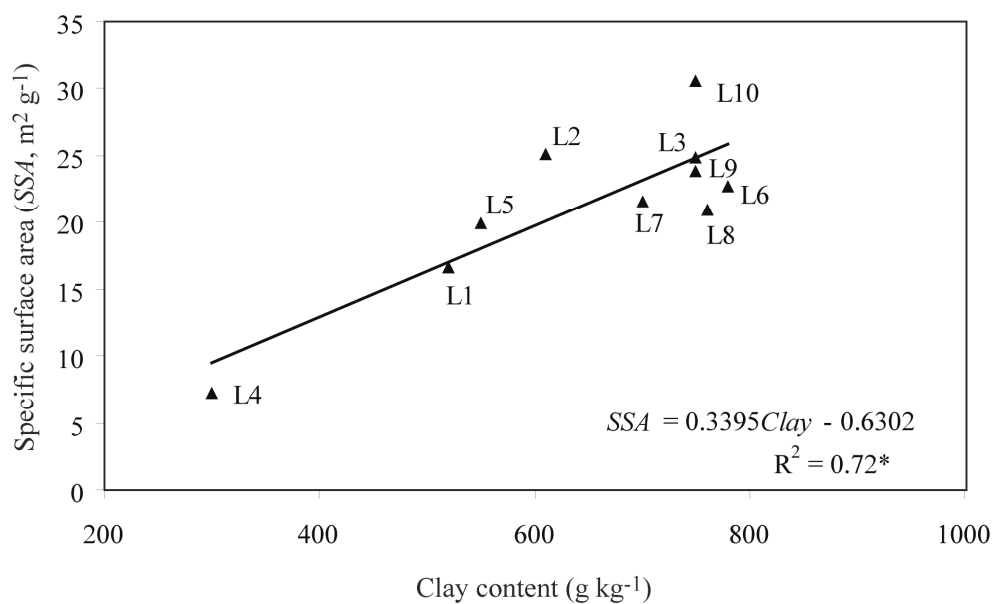


Figure VI.2 Specific surface area (SSA) of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied (* $P=0.05$, significant at $p>0.05$ level of probability).

Table VI.3 Specific surface area (SSA), Specific surface area of the clay fraction (SSA^{cl}), accumulated pore volume of dried microaggregates at – 300 kPa ($V_{p'}^{Hg+N_2}$), accumulated pore volume of dried microaggregates at – 1500 kPa ($V_{p''}^{Hg+N_2}$), decrease in the pore volume between – 300 kPa and drying at 105°C ($\Delta V_p'$) and relative to the clay fraction ($\Delta V_p'^{clay}$), decrease in the pore volume between – 1500 kPa and drying at 105°C ($\Delta V_p''$) and relative to the clay fraction ($\Delta V_p''^{clay}$) in the Bw horizons of the Latosols (L) studied.

L	Hor.	SSA	SSA ^{cl}	$V_{p'}^{Hg+N_2}$	$V_{p''}^{Hg+N_2}$	$\Delta V_p'$	$\Delta V_p''$	$\Delta V_p'^{clay}$	$\Delta V_p''^{clay}$
		-----m ² g ⁻¹ -----		-----cm ³ g ⁻¹ -----					
South American Surface (SAS)									
L1	Bw ₂	16.6	32.0	0.178	0.165	0.012	0.006	0.023	0.011
L2	Bw ₂	25.1	41.1	0.227	0.215	0.024	0.016	0.039	0.027
L3	Bw ₂	24.9	33.2	0.242	0.228	0.022	0.017	0.029	0.022
L4	Bw ₁	7.2	24.1	0.098	0.083	0.015	0.018	0.050	0.061
Velhas Surface (VS)									
L5	Bw ₁	19.9	36.2	0.193	0.174	0.038	0.029	0.069	0.053
L6	Bw ₂	22.8	29.2	0.258	0.248	0.036	0.030	0.046	0.038
L7	Bw ₂	21.6	30.9	0.227	0.219	0.078	0.065	0.111	0.093
L8	Bw ₂	20.9	27.5	0.239	0.226	0.032	0.023	0.042	0.030
L9	Bw ₂	23.8	31.8	0.239	0.226	0.032	0.023	0.042	0.031
L10	Bw ₂	30.5	40.7	0.245	0.229	0.034	0.026	0.046	0.035

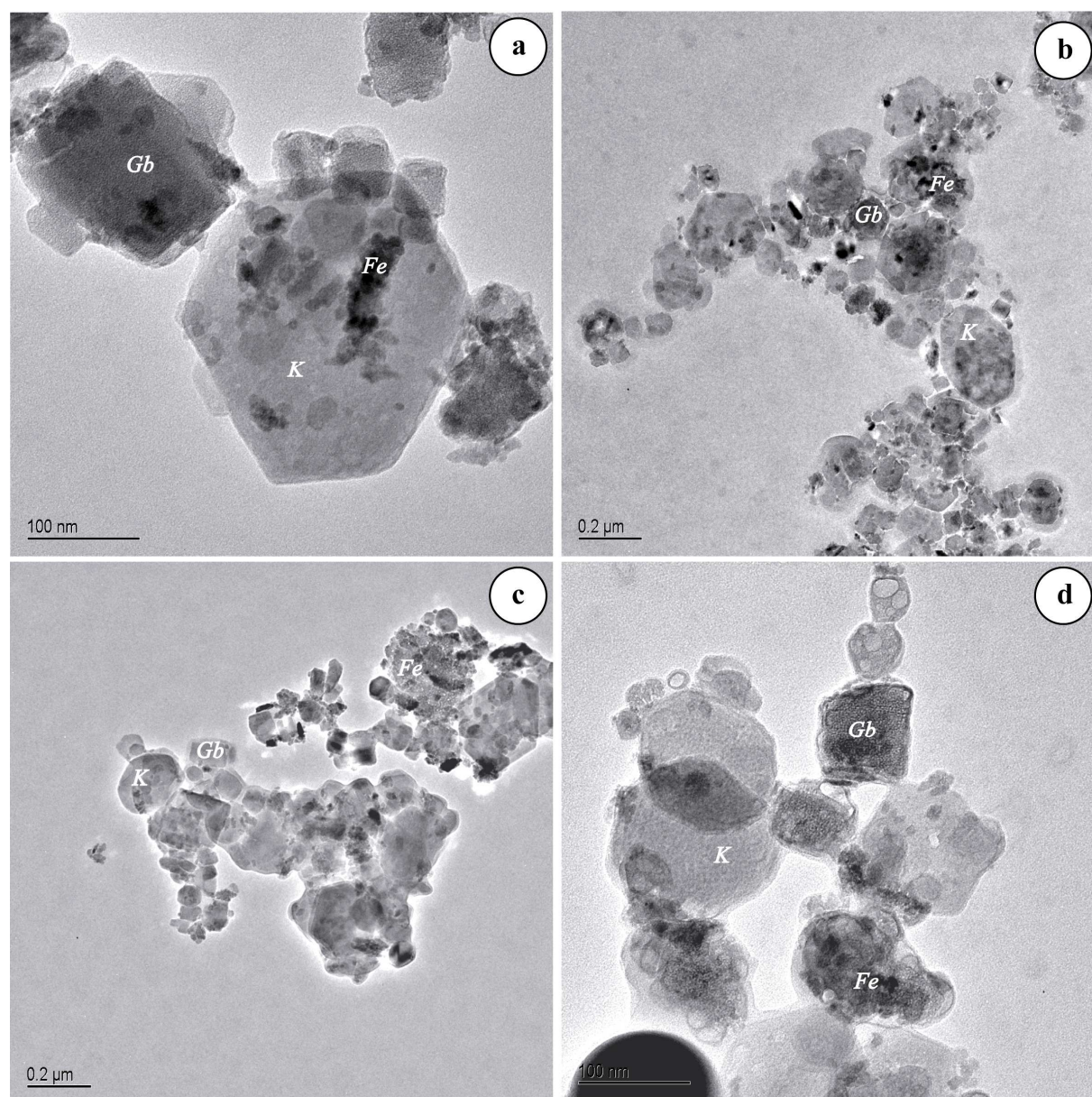


Figure VI.3 Observations in transmission electron microscopy of the fine material of the Latosols (L) studied: horizons Bw of L2 (a), L5 (b), L6 (c), and L8 (d).

VI.4.2. Water retained and characteristics of the clay fraction

The water retained at -300 kPa (W_{300}) and -1500 kPa (W_{1500}) varied respectively from 0.113 to 0.305 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ and from 0.101 to 0.284 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$, and 89% of the variance was explained for by the clay content alone at each water potential (Figs. VI.4a and VI.4b).

Thus, there was again a very small proportion of variance remaining that might be attributed to the mineralogy of the clay fraction although the proportion of kaolinite, gibbsite, goethite and hematite varied strongly from one horizon to another (Table VI.1). A very close relationship between W_{1500} and the clay content ($R^2 = 0.99$) was earlier recorded by Balbino et al. (2001) for a set of kaolinitic-sesquioxid Latosols, and consequently small variation of clay mineralogy. On the other hand, Tawornpruek et al. (2005) observed a poor relationship between the water retained at -1500 kPa and the clay content for a set of Oxisols from Thailand. This poor relationship might be related to a variation of the nature of the fine material and of the fabric at the scale of the elementary particles assemblage.

VI.4.3. Pore size distribution of the dried microaggregates

The pore size distribution of the dried microaggregates for $1 \leq D_e \leq 0.0028$ μm was established as earlier done by Bruand & Prost (1987) by combining the pore size distribution recorded in mercury porosimetry ($1 \leq D_e^{Hg} \leq 0.0065$ μm) on one hand, with the one computed from the nitrogen desorption curve ($0.12 \leq D_e^{N_2} \leq 0.0028$ μm) on the other (Fig. VI.5). This indeed enables the full description of the pore size distribution of the microaggregates, the mercury porosimetry being limited to $D_e^{Hg} \geq 0.0065$ μm with the mercury porosimeter used.

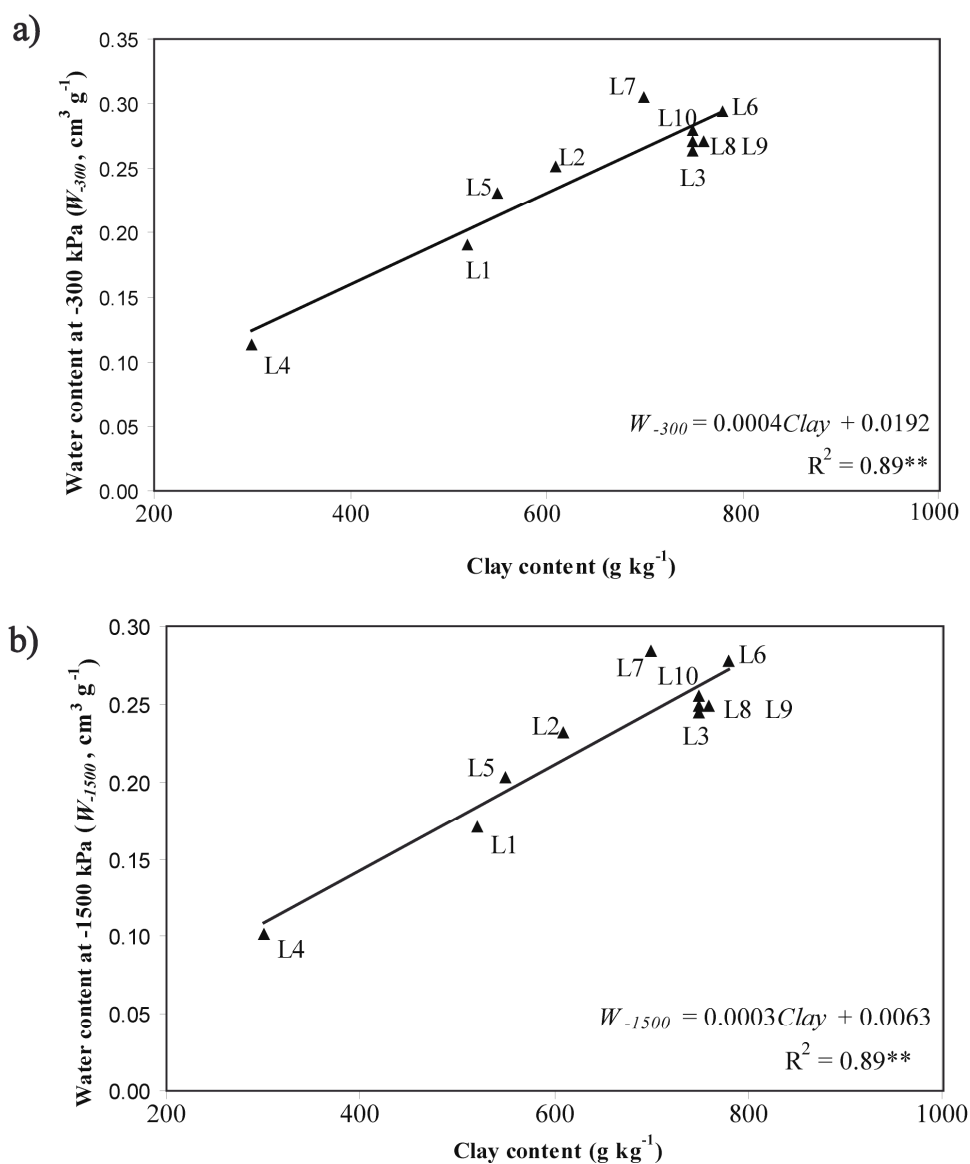
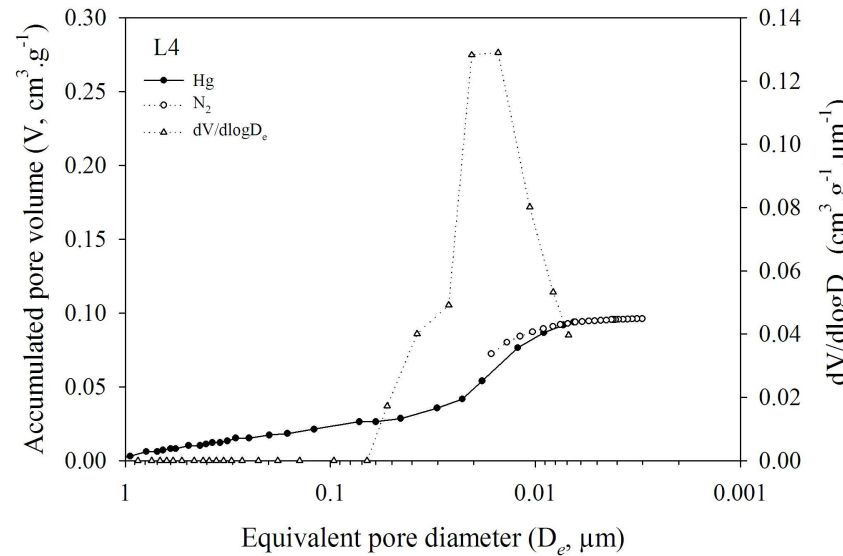
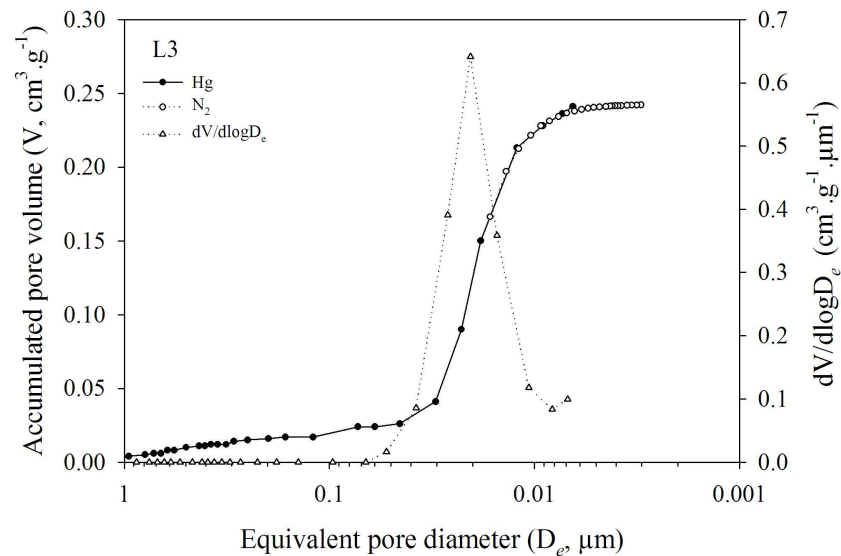
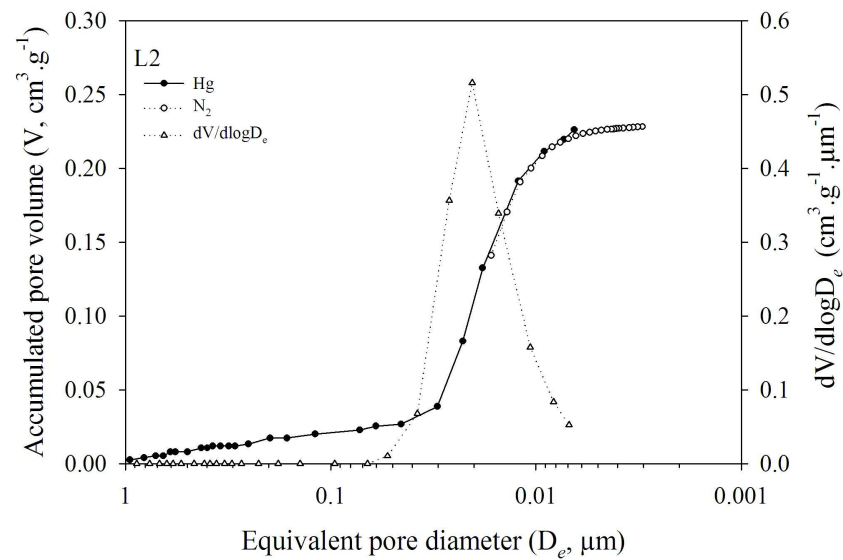
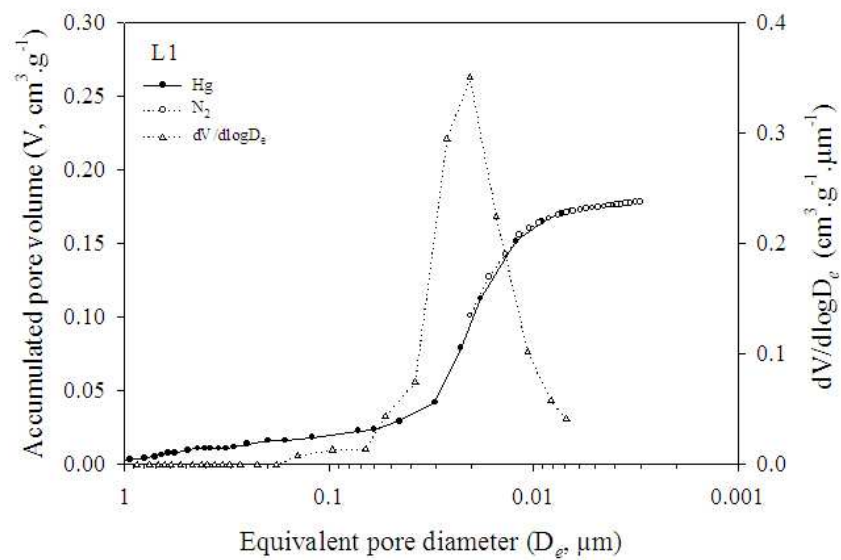
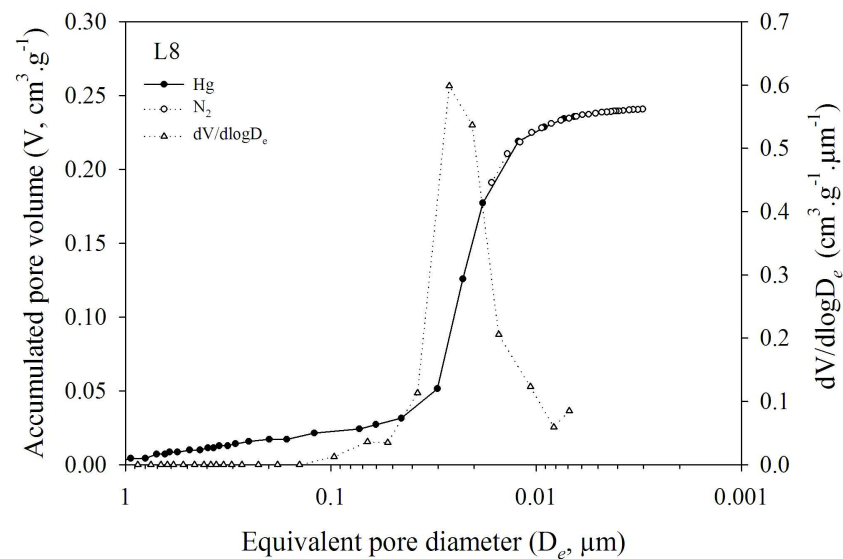
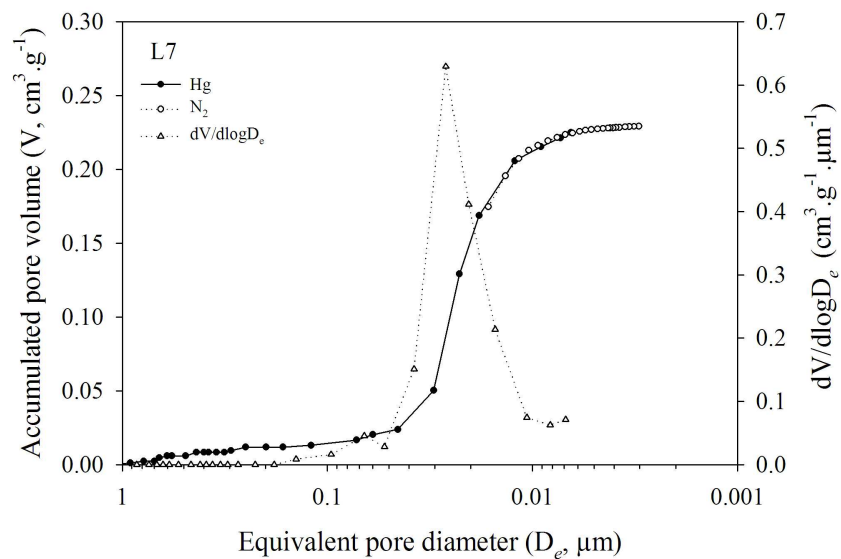
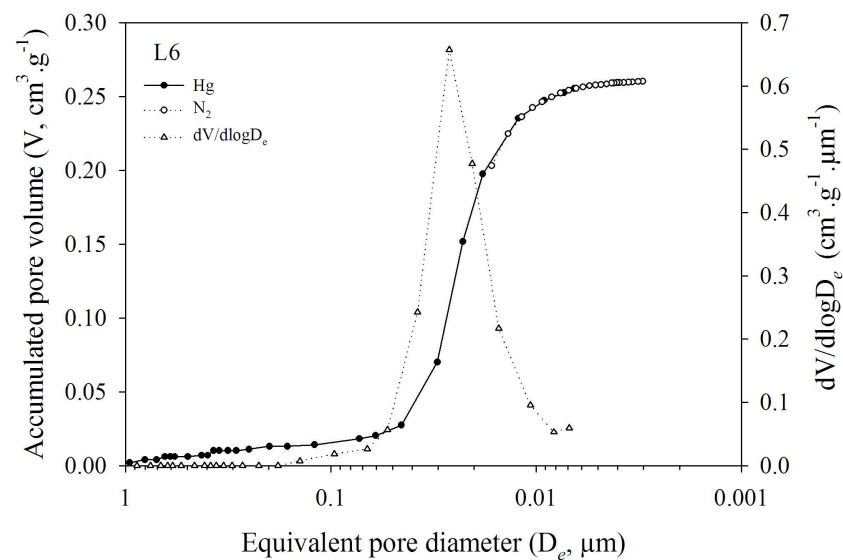
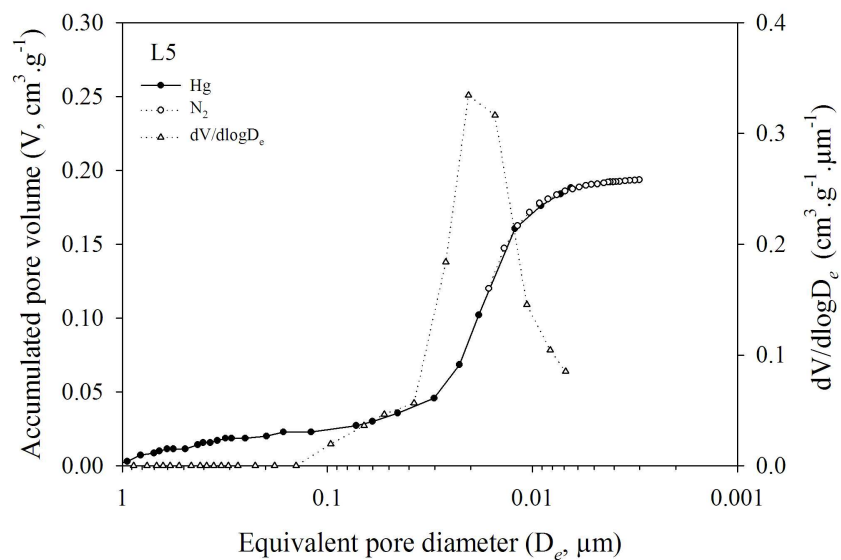


Figure VI.4 Gravimetric water content at – 300kPa (W_{-300}) (a), and gravimetric water content at – 1500kPa (W_{-1500}) according to the clay content (b). (** $P=0.01$, significant at $p>0.01$ level of probability).





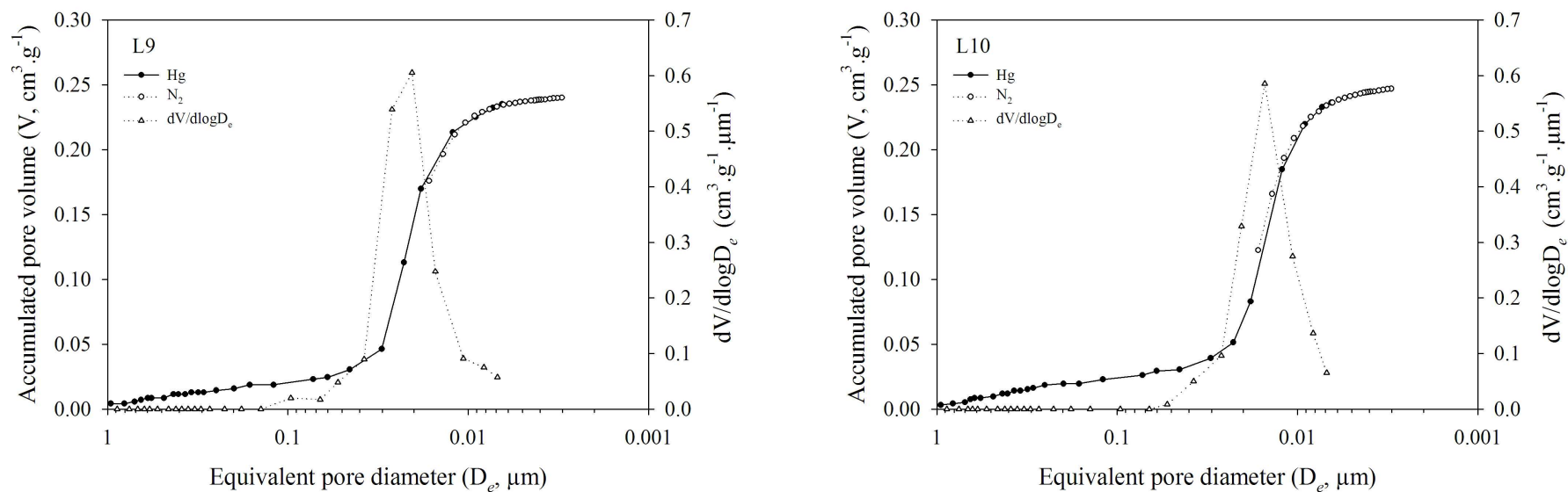


Figure VI.5 Accumulated pore volume (V) expressed in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$, obtained by combining N_2 desorption (—●—) and Hg intrusion (···○···) measurements, and derivate curve ($dV/d\log D$) (···△···) expressed in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, according to the equivalent pore diameter (D_e) for the Latosols (L) studied.

Our results showed that the pore size distributions recorded with the two methods in the common range of D_e (i.e. $0.02 \leq D_e \leq 0.0065 \mu\text{m}$) were similar for the Latosols studied except for L4 where the microstructure was characterized by the assemblage of partially clay coated quartz grains with small rounded microaggregates 10 to 30 μm in size (Reatto et al., 2009). For L4, the N_2 desorption curve did not join the N_2 adsorption curve at a relative pressure of 0.75 as for all the other Latosols studied but at a relative pressure of 0.45, thus indicating a much stronger ink bottle effect (Hillel, 2004). That stronger ink bottle effect would be related to the presence of empty voids within the runniquartz that would be accessible only through the pores of the clay infillings.

Our results showed that the total pore volume of the dried microaggregates ($V_{p''}^{\text{Hg}+\text{N}_2}$) varied from 0.083 to 0.248 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$. If we put aside L4 because of the difficulties encountered when combining the results from mercury porosimetry and nitrogen isotherm desorption, 95 % of the variance of $V_{p''}^{\text{Hg}+\text{N}_2}$ was explained for by the clay content alone.

VI.4.4. Shrinkage properties of the microaggregates

The close relationship between the amount of water retained at -300 and -1500 kPa and the clay content (see above) is consistent with the location of water at these two water potentials within pores resulting from the packing of the clay particles (Figs. VI.4a and VI.4b). According to the Jurin's law (Murray & Quirk, 1980, Bruand & Prost, 1987), at -300 and -1500 kPa one can consider that the water is retained by pores with equivalent pore diameter ≤ 1 and $\leq 0.2 \mu\text{m}$, respectively.

If we consider the volume of water retained at -300 and -1500 kPa as the volume of pores with equivalent pore diameter ≤ 1 and $\leq 0.2 \mu\text{m}$, respectively, it can be compared to the volume of pores with $D_e \leq 1 \mu\text{m}$ ($V_{p'}^{\text{Hg}+\text{N}_2}$) and $\leq 0.2 \mu\text{m}$ ($V_{p''}^{\text{Hg}+\text{N}_2}$) in the dried microaggregates (Fig. VI.5). Whatever the Bw horizon, the volume of water retained at -300 and -1500 kPa is higher than the volume of pores with $D_e \leq 1$ and $\leq 0.2 \mu\text{m}$ in the dried microaggregates, respectively.

We computed the decrease in the pore volume between -300 kPa and the dried state that corresponds to the shrinkage limit ($\Delta V_p'$ in cm^3 per g of dried soil) on one hand and between -1500 kPa and the dried state ($\Delta V_p''$ in cm^3 per g of dried soil) on the other. The pore volume ($\text{cm}^3 \text{ g}^{-1}$) at -300 and -1500 kPa was computed by using 1 g cm^{-3} for water density.

Our results showed that $0.012 \leq \Delta V_p' \leq 0.078 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ and $0.006 \leq \Delta V_p'' \leq 0.065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$.

The pore volume in the dried microaggregates was 6 to 25 % less than the volume of water at -300 kPa, and 3 to 23 % less than the volume of water at -1500 kPa, thus showing a measurable shrinkage of the microaggregates for drying. If we except L4, $\Delta V_p'$ and $\Delta V_p''$ can be attributed to a change of the assemblage of the elementary of the $<2 \mu\text{m}$ material.

Thus we calculated the decrease in the pore volume $\Delta V_p'^{clay}$ and $\Delta V_p''^{clay}$ in cm^3 per g of clay fraction as following:

$$\Delta V_p'^{clay} = (\Delta V_p' / C) \times 1000$$

$$\Delta V_p''^{clay} = (\Delta V_p'' / C) \times 1000$$

Results showed that $0.023 \leq \Delta V_p'^{clay} \leq 0.111 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ and $0.011 \leq \Delta V_p''^{clay} \leq 0.093 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (Table VI.3).

VI.4.5. Significance of the hydric stress history

Analysis of the $\Delta V_p'^{clay}$ and $\Delta V_p''^{clay}$ variation showed a difference according to the location of the Latosols in the Landscape. Indeed, if we except L4, $0.023 \leq \Delta V_p'^{clay} \leq 0.039 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ and $0.011 \leq \Delta V_p''^{clay} \leq 0.027 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ for Latosols located on the SAS, and $0.042 \leq \Delta V_p'^{clay} \leq 0.111 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ and $0.030 \leq \Delta V_p''^{clay} \leq 0.093 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ for Latosols located on the VS (Table VI.3).

Thus, the shrinkage was smaller for the microaggregates of the Latosols located on the SAS than for those of Latosols located on the VS. Therefore, the microaggregates of the Latosols studied were deformable and more deformable in those located on the VS than in those located on the SAS.

We can pursue the discussion of our results by considering the significance of the soil hydric history of the Latosols studied as earlier done by Bruand and Tessier (2000) for clayey B horizons collected in French Cambisols and Luvisols. The Latosols of the SAS being older than those of the VS, the fine material forming the microaggregates of the Bw of the SAS would have been submitted to wetting-drying cycles leading to higher effective stress than for the microaggregates of the Bw of the VS. The microaggregates of the Bw of the SAS would be consequently more consolidated and their shrinkage smaller than for the microaggregates of the Bw of the VS. Such a behaviour is consistent with what has already been observed by Tessier (1984) with kaolinite in the laboratory.

VI.5. Conclusion

Our results showed that the microaggregates of the Latosols studied are not rigid but shrink during drying. The pore volume of the microaggregates at -300 and -1500 kPa as well as the pore volume of the dried microaggregates was shown closely related to the clay content and consequently independent of the clay material mineralogy although a large range of mineralogy was investigated.

Our results showed also that the shrinkage of the microaggregates varies with the location of the Latosols in the landscape. Thus, the microaggregates of the Latosols located on the SAS shrink less than those of the Latosols located on the VS. This might be related to the hydric stress history, the latter varying with the age of the geomorphological surface at the scale of the landscape. Consequently, the mineralogy of the $<2 \mu\text{m}$ material would play at most a marginal role in the properties studied for the Latosols of the Central Plateau.

Finally, the weak macrostructure of the Latosols would not be related to a lack of shrinkage of their $<2 \mu\text{m}$ material but to a non propagation of the shrinkage at the macroscopic scale because of the strong submillimetric microstructure.

PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DE L'HORIZON DIAGNOSTIC DE LATOSOLS DANS
UNE TOPOSÉQUENCE RÉGIONALE DU PLATEAU CENTRALE BRÉSILIEN

CHAPITRE VII

PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DE L'HORIZON DIAGNOSTIC DE LATOSOLS DANS UNE TOPOSÉQUENCE RÉGIONALE DU PLATEAU CENTRALE BRÉSILIEN

Après avoir discuté la composition minéralogique des horizons Bw sélectionnés pour l'étude ainsi que les propriétés des microagrégats qui sont à la base des propriétés physiques des Latosols, nous allons dans ce chapitre* discuter les propriétés hydriques de ces horizons Bw. Nous verrons dans quelle mesure les variations de composition granulométrique, minéralogique et d'état structural expliquent les propriétés hydriques. Seront étudiées les propriétés de rétention en eau et la conductivité hydraulique à saturation.

* Ce chapitre a été publié en 2007 sous la forme d'un article intitulé " *Hydraulic properties of the diagnostic horizon of Latosols of a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau* " dans la revue *Geoderma* 139 : 51-59.

VII.1. Introduction

The Brazilian Central Plateau covers about 40% of the Cerrados Biome and 24% of the whole Brazilian territory (Adámoli et al., 1986). It can be divided into two main geomorphic surfaces: the South American Surface and the Velhas Surface (King, 1956; Lepsch and Buol, 1988; Motta et al., 2002; Marques et al., 2004). The South American Surface corresponds to a landscape that originated from a vast peneplain resulting from erosion between the lower Cretaceous and the middle Tertiary under humid climatic conditions favorable to deep weathering of rocks (Braun, 1971). Because of continent uplift, that peneplain was dissected, thus resulting in a landscape of tablelands 900 to 1,200 m high corresponding to remnants of the South American Surface (Radambrasil, 1984). On the other hand, the Velhas Surface has formed later and corresponds to surfaces connecting the South American Surface to lower portions of the landscape where the rivers flow. The Velhas Surface shows moderate and convex slopes and covers a much smaller surface areas of the Brazilian Central Plateau than the South American Surface.

The Latosols cover about 40% of the Central Plateau surface area (Silva et al., 2005). Most Latosols in the Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999) correspond to Oxisols in the Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998) and to Ferralsols in the World Reference Base (IUSS Working Group WRB., 2006; Reatto et al. 1998). In the Central Plateau, the Latosols can be Red Latosols (Acrustox, ~28%), Yellow Red Latosols (Acrustox, ~10%) and Yellow Latosols (Haplaquox, ~2%) (Silva et al., 2005).

The main characteristics of Latosols are a poor differentiation of the horizons, a weak macrostructure and a strong submillimetric granular structure (Embrapa, 1999) resulting in microaggregates 50 to 300 μm in size (Balbino et al., 2001 and 2002b; Volland-Tuduri et al., 2004 and 2005a) and earlier described as “pseudosand”, “micropeds” and “granules” (Kubiena, 1950; Brewer and Sleeman 1960; Brewer, 1976) or primary particle fraction (Westerhof et al., 1999).

The development of that granular structure in Brazilian Latosols was analyzed in numerous studies (e.g. Resende, 1976; Lima, 1988; Ker, 1995; Ferreira et al., 1999a; Schaefer, 2001; Gomes et al., 2004a; Cooper and Vidal-Torrado, 2005; Volland-Tuduri et al., 2004 and 2005a). Kaolinite, gibbsite, goethite and hematite were recognized in different proportions in the clay fraction of Latosols. Curi and Franzmeier (1984) analyzed the mineralogy of the clay fraction in a toposequence of Latosols developed in the weathered basalt in Southern Goiás state. They showed that gibbsite was the main mineral in red Latosols located upslope when it was kaolinite and goethite in yellow Latosols located downslope. Ferreira et al. (1999a) studied seven diagnostic horizons (horizon Bw) of Latosols from the Minas Gerais and Espírito Santo states. They showed that kaolinite and goethite were the main minerals in the clay fraction of yellow Latosols when it was gibbsite, hematite and goethite in different proportions in the <math><2\mu\text{m}</math> fraction of ferric red Latosols and red Latosols. They also concluded that kaolinite and gibbsite were the main minerals responsible for the structure development of the Latosols studied.

Ker (1995) studied the clay fraction of 26 diagnostic horizons collected in Latosols located in several Brazilian states. He showed that ferric red Latosols were rich in kaolinite, gibbsite and hematite, the red Latosols in kaolinite and hematite, the yellow red Latosols in kaolinite and goethite, and the yellow Latosols in kaolinite, gibbsite and goethite. Reatto et al. (2000) studied the diagnostic horizon of 124 Latosols located in the Brazilian Cerrado area and showed that other mineralogical compositions than those recorded by earlier authors were associated to the different types of Latosols. Gomes et al. (2004a) analyzed the clay fraction of 36 diagnostic horizons of Latosols located in the Eastern Goiás and Minas Gerais states. These authors grouped the Latosols studied according to their clay and Fe_2O_3 content and showed a large range of clay mineralogy.

The hydraulic properties of Latosols have been studied by several authors. Macedo and Bryant (1987) studied a hydrosequence of Latosols developed in weathered Tertiary sediments in the Federal District. They showed that the Red Latosols were located on the South American Surface in the well drained central part of the plateau. On the other hand they showed also that the Yellow Red Latosols were located downslope in poorly drained position.

Pachepsky et al. (2001) found relationships between the soil water retention and topographic variables and showed that more than 60% of the variation in soil water content at -10 and -33 kPa were explained by these relationships. Van den Berg et al. (1997) studied the water retention properties of Latosols in different regions and showed that water release occurs between -5 and -10 kPa such as in sandy soils. Cichota & van Lier (2004) discussed the spatial variability of the water retention properties of loamy Yellow Red Latosols. The water retained at every different potential ranging from -1 to -100 kPa was not closely related to the clay content.

Ferreira et al. (1999b) showed that the saturated hydraulic conductivity (K_s) of Latosols increased with the clay content but they did not discuss the variability within every class of Latosols. However they showed for the diagnostic horizon that $3.9 \cdot 10^{-6} < K_s < 2.2 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ for kaolinitic Latosols except for on diagnostic horizon ($K_s = 1.7 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$) and $5.5 \cdot 10^{-5} < K_s < 8.4 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ for gibbsitic Latosols. Thus, according to these authors, the kaolinitic Latosols would have smaller K_s than gibbsitic. They recorded also that kaolinitic Latosols had a greater bulk density, a smaller aggregate stability and macroporosity than gibbsitic Latosols.

Marques et al. (2002) studied the water retention properties and K_s of the different horizons of clay Yellow Latosol and Red Latosol. They recorded no difference between these two Latosols whatever the horizon studied. Gomes et al. (2004b) showed that the water retention properties in the surface horizons of large range of type of Latosols located in the Eastern Goiás and Minas Gerais states were closely correlated with the clay and organic carbon content. Balbino et al. (2004) studied a clayey Latosol and showed a variation of the water retention properties and unsaturated hydraulic conductivity between native vegetation and pasture. Cooper and Vidal-Torrado (2005) studied a Nitisol and a Latosol in Southeast of Brazil. They showed that the diagnostic horizon of the Nitisol had a strong to moderate subangular blocky structure and smaller K_s than the diagnostic horizon of the Latosol.

Although there is a large range of composition among Brazilian Latosols, the earlier studies did not show any close relationship between the Latosol composition and their hydraulic properties. There is still a lack of data available to infer the water retention properties and hydraulic conductivity of Latosols from their composition when these physical properties are highly significant to develop the land properly.

This study aims at analyzing the hydraulic properties of a set of Latosols varying in their particle size distribution and mineralogical composition according to their location in a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau.

VII.2. Material and Methods

VII.2.1. Site conditions

According to the Köppen classification, the most representative climate of the Central Plateau is Megatermic or Humid Tropical (Aw) with the subtype savanna. It is characterized by a dry winter (medium temperature of the coldest month $> 18^{\circ}\text{C}$) and maximum rains in summer. The mean annual rainfall ranges from 1,500 to 2,000 mm, with the highest rainfall in January and the smallest in June, July and August (< 50 mm/month). The relative humidity of the air is about 75% between January and April, when it is about 30% during the dry winter (Assad et al., 1993).

VII.2.2. Soil selection

The Latosols studied were selected according to Reatto et al. (2000) who studied the mineralogical composition of Latosols in the Cerrados Biome. By using a semi-quantitative method based on a sulfuric acid extraction and the soil color (Resende et al., 1987, Resende and Santana, 1988). Reatto et al. (2000) showed that for the data of mineral oxides from sulfuric acid extraction, was used to estimate the values of kaolinite, gibbsite, goethite and hematite, and the two last clay minerals with the integration of the color (hue, value and chrome), according Santana (1984). Besides of the mineralogical variability was realized an arrangement between: class of Latosols, according Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999) and topography surface, and textural class, and parent material.

Ten Latosols (L) were selected along an approximately 350 km long regional toposequence across the South American Surface (L1 to L4) and Velhas Surface (L5 to L10) (Table VII.1). The Latosols L5 and L6 were located on the upper Velhas Surface, L7 and L8 on the intermediate Velhas Surface, and L9 and L10 on the lower Velhas Surface. According to Reatto et al. (2000) who studied the mineralogical composition of a large range of Latosols

in the Cerrados Biome by using semi-quantitative methods based on sulfuric acid extraction and soil color (Resende et al., 1987; Resende and Santana, 1988), the selected Latosols showed a large range of mineralogical composition (Table VII.1).

VII.2.3 - Soil characterization

Soils were described according to the field manual of Lemos and Santos (1996) and the Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999). A 2-m deep pit was dug and the top horizon (A), transitional horizons (AB and BA) and diagnostic horizon (Bw) were described. Disturbed samples were collected in every horizon as well as undisturbed samples in triplicate using copper cylinders 100 cm³ in volume ($\varnothing = 5.1$ cm, h = 5 cm).

Basic soil characterization was performed on the air-dried <2-mm material according to the Brazilian standard procedures as described by Embrapa (1997). The particle size distribution was determined using the pipette method after dispersion with NaOH 1N. The particle density was determined by using 95% hydrated alcohol with 20 g of air-dried soil material in a 50-ml pycnometer. The soil pH was measured in distilled water and 1N KCl using 1:1 mass soil to solution ratio. The cation exchange capacity (CEC) was determined as being the sum of the electric charges of Ca²⁺, Mg²⁺, and Al³⁺ extracted with 1N KCl, of K⁺ and Na⁺ extracted with 0,05N HCl, and of H⁺ and Al³⁺ extracted with a tampon solution of Ca(CH₃COO)₂ and CH₃COOH at pH 7.0. The organic carbon content was determined by wet oxidation with 0.4N K₂Cr₂O₇.

The water retention properties of the horizon Bw were determined for every soil by using the undisturbed samples collected in triplicate. These samples were saturated for 24 h prior the determination of their water retention properties by using the centrifugation method (Freitas Junior and Silva, 1984). A 120-min centrifugation was used as recommended by Silva and Azevedo (2002). The water content was determined at -1, -6, -10, -33, -300, and -1500 kPa. The sample mass was measured at every water potential and the final water content was determined at -1500 kPa after oven-drying the soil at 105°C. The water content at every potential was then calculated. The bulk density (g.cm⁻³) was calculated using the oven-dry mass of the soil material contained in the 100 cm³ cylinders.

Table VII.1
General characteristics of the Latosols (L) studied

Latosols	Geographical Coordinates	Geomorphical Surface	Soil type	Altitude	Geology	Lithology	Parent Material	<2 µm mineralogy	Vegetation
L1	S066°60'77'' W81°60'187''	South America	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	1,050 m	Metamorphic Rocks- Complex Goiano – (Anápolis - Itauçu) and metaclastic rocks – Group Araxá - Superior Precambrian	Granulite	Mafic granulite	gibbsite/hematite	Subcaducifolic Tropical Florest (Floresta Tropical Subcaducifólia)
L2	S15°37'127'' W47°45'576''	South America	Red Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	1,200 m	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Sandy Metaritimite	Lateritic crusts and saprolite Sandy Metaritimite	gibbsite/hematite	Typical Savannas (Cerrado Típico)
L3	S15°36'919'' W47°45'78''	South America	Yellow Latosol ⁽¹⁾ Xanthic Acrustox ⁽²⁾ Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	1,190 m	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Sandy Metaritimite	Lateritic crusts and saprolite Sandy Metaritimite	gibbsite/goethite	Typical Savannas (Cerrado Típico)
L4	S15°36'320'' W47°44'148''	South America	Plinthic Yellow Latosol ⁽¹⁾ Plinthic Acrustox ⁽²⁾ Plinthic Ferralsol ⁽³⁾	1,180 m	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Quartzite	Lateritic crusts and saprolite Quartzite	gibbsite/goethite	Typical Savannas (Cerrado Típico)
L5	S15°36'502'' W47°42'813''	Velhas, superior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	920 m	Clastic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Clayed Metaritimite	Colluvial Sediment	kaolinite/hematite	Xeromorphic Tropical Florest (Cerradão)
L6	S15°31'450'' W47°41'903''	Velhas, superior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	880 m	Pelitic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Metapelite	Lateritic crusts and saprolite Metapelite	kaolinite/hematite	Subcaducifolic Tropical Florest (Floresta Tropical Subcaducifólia)
L7	S15°13'24,2'' W47°42'14,7''	Velhas, intermediate level	Red-Yellow Latosol ⁽¹⁾ Typic Acrustox ⁽²⁾ Orthic Ferralsol ⁽³⁾	820 m	Pelitic rocks - Paranoá Group - Superior Precambrian	Metapelite	Colluvial Sediment	kaolinite/goethite	Dense Savannas (Cerrado Denso)
L8	S15°13'23,3'' W47°42'5,2''	Velhas, intermediate level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	805 m	Pelitic rocks - Paranoá Group Superior Precambrian	Metapelite	Colluvial Sediment	kaolinite/hematite	Dense Savannas (Cerrado Denso)
L9	S15°11'183'' W47°43'680''	Velhas, inferior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	785 m	Pelitic rocks and limestone - Paranoá Group Superior Precambrian	Metapelite and limestone	Saprolite Metapelite and limestone	kaolinite/hematite	Dense Savannas (Cerrado Denso)
L10	S15°14'080'' W47°46'372''	Velhas, inferior level	Red Latosol ⁽¹⁾ Rhodic Acrustox ⁽²⁾ Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	760 m	Limestone and lacustrine sediment of Terciary	Lacustrine limestone	Colluvial Sediment	kaolinite/hematite	Dense Savannas (Cerrado Denso)

Geographical Coordinates: measured with a Global Positioning System (GPS); Altitude: measured with an altimeter; Soil Type: (1) Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), (2) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998), (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB., 2006); Vegetation classified according to Ribeiro and Walter (1998).

The saturated hydraulic conductivity was determined in the field using the Guelph permeameter procedure (Reynolds and Elrick, 1985). The water infiltration measurements were taken from three boreholes, applying two different constant water heads for each hole. The field saturated hydraulic conductivity was thus measured in the horizon Bw at a depth ranging from 110 to 140 cm according to the soil description.

VII.3. Results

VII.3.1. Structure

Field observations revealed a decrease in the development of the sub-angular blocky structure with depth and a strong increase in the development of the very fine granular structure. Locally concentrated nodules with similar composition to the surrounding soil material were recorded in different proportion in the Latosols studied. Nodules were about 20% of the soil volume between 30 and 70 cm depth in L1, L2, L3, L5, L6 and L10, 10% in L8, 5% in L9 and 2% in L4 and L7. Spherical iron concretions <2 mm in diameter were also recorded in L1 and their proportion roughly increased with depth. Most roots were located within the 0-5 cm top layer and their diameter decreased with depth, roots several centimeters in diameter being very rare below 20 cm depth. Channels a few millimeters in diameter and cavities a few centimeters in size that are related to termite and ant activity were found in the Latosols studied. They were particularly numerous in L7, moderately numerous in L1, L6 and L8 and a few in the other Latosols studied.

The diagnostic horizons (Bw) of the Latosols studied showed a compound weak to moderate medium subangular blocky structure and a strong fine to very fine granular structure (Table VII.2). Dense nodules were not recorded in the diagnostic horizons (Bw) of L2, L4, L6, L7 and L7. They were between 30 and 40% of the soil volume in L1, about 20% in L5, 10% in L7 and 5% in L3 and L8. Cavities and channels were several millimeters in diameters and few in L1, L4 and L5 while they were numerous in L7. They were very rare in the other diagnostic horizons.

Table VII.2
Morphological characteristics of the diagnostic horizons (Bw) selected in the Latosols (L) studied

Latosol	Horizon	Depth cm	Matrix Munsell Color		Compound Structure	Nodules	Root channels	Insects channels and cavities
			dry	wet				
L1	Bw ₂	100 - 160	2,5YR 4/8	2,5YR 3/6	1mSBK and 2fSBK and 1f-mGR and 3f-vfGR	(+++) <i>vf</i> -fDN	(+) <i>f</i> CH	no
L2	Bw ₂	115/120 - 200+	5YR 5/6	2,5 YR 4/8	1cSBK and 3f-vfGR	no	no	no
L3	Bw ₂	130 - 180	10YR 6/6	10YR 6/6	2-1cSBK and 3f-vfGR	(+) <i>f</i> LCN	no	no
L4	Bw ₁	60 - 110	10YR7/8	10YR 5/8	1cSBK and 1f-mSBK and 2f-vfGR	no	(+) <i>f</i> CH	no
L5	Bw ₁	57/90 - 90/120	5YR 5/8	2,5YR 3/6	2mSBK and 3-2fSBK and 3-2fGR	(++) <i>f</i> DN	(+) <i>f</i> CH	(+) <i>f</i> -mCV
L6	Bw ₂	140 - 200+	2,5YR 4/8	10R 3/6	1mSBK and 3f-vfGR	no	no	no
L7	Bw ₂	96/110 - 200+	5YR 5/6	5YR 5/9	2-1m-fSBK and 3f-vfGR	(+) <i>vf</i> DN	no	(++++) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
L8	Bw ₂	95 - 200+	2,5YR 4/8	2,5YR 3/6	2-1m-fSBK and 3f-vfGR	(+) <i>vf</i> DN	no	(+) <i>vf</i> - <i>f</i> CHCV
L9	Bw ₂	100/110 - 180	2,5YR 4/6	2,5YR 3/6	1mSBK and 3f-vfGR	no	no	no
L10	Bw ₂	100 - 140	2,5YR 4/6	10R 4/8	2-1c-mSBK and 2c-mGR and 3f-vfGR	no	no	no

Structure description: (grade – size – type). Grade: 1 – weak; 2 – moderate; 3 – strong. Size of granular structure: *vf* – very fine (< 1mm); *f* = fine (1-2mm); *m* = medium (2-5mm); *c* = coarse (5-10mm); *vc* = very coarse (>10mm). Size of subangular blocky: *vf* – very fine (< 5mm); *f* = fine (5-10mm); *m* = medium (10-20mm); *c* = coarse (20-50mm); *vc* = very coarse (>50mm). Type: GR = granular; SBK = subangular blocky. Nodules description: (grade – size – type). Grade: (++++) = very strong; (+++) = strong; (++) = moderate; (+) = weak; (+-) = very weak; no = not observed. Size similar of subangular blocky. Type: DN = dispersed nodules; LCN = locally concentrated nodules. Biological Activity description: (grade – size – type). Grade and size similar of nodules. Type: CH = channels; CV = cavities

VII.3.2. Physico-chemical characteristics of the diagnostic horizon Bw

The pH_w ranged from 4.8 to 5.3 and pH_{KCl} from 4.0 to 6.2. The horizons Bw of the Latosols of the South American Surface were more electropositive than the Latosols of the Velhas Surface (Table VII.3). The organic carbon content of the horizon Bw was close to 0.6 g.kg^{-1} in L2, L5, L7 and L8, close to 0.3 g.kg^{-1} in L1 and L4, and close to 0.02 g.kg^{-1} in L3, L6, L9, and L10. The sum of exchangeable bases (SB) ranged from 0.16 to $0.27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, except in L10 where it was much greater ($0.93 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$). The cation exchange capacity (CEC) ranged from 1.72 to $10.60 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. The high values of CEC appeared to be related to the high $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ content as observed in L2, L6 and L8.

The horizon Bw studied showed high clay content that ranged from 520 to 780 g.kg^{-1} , except for L4 where it was 300 g.kg^{-1} . The particle density (D_p) and bulk density (D_b) ranged from 2.64 to 2.88 g.cm^{-3} and from 0.84 to 1.21 g.cm^{-3} , respectively and there is no distinction between the horizons Bw collected in Latosols located on the South American Surface and those located on the Velhas Surface (Table VII.4). The saturated gravimetric water content (W_0) ranged from 0.378 to 0.748 g.g^{-1} and the gravimetric water content at -1500 kPa (W_{1500}) ranged from 0.099 to 0.281 g.g^{-1} . The field saturated hydraulic conductivity (K_s) of the diagnostic horizons Bw ranged from $8.64 \cdot 10^{-6}$ to $4.18 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ (Table VII.4).

VII.4. Discussion

VII.4.1. Total pore volume and elementary pore volumes

We computed the total pore volume (V_p in $\text{cm}^3 \text{ g}^{-1}$) by using both the bulk density (D_b) and particle density (D_p) as following:

$$V_p = 1/D_b - 1/D_p$$

Results showed that V_p ranged from 0.460 to $0.819 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (Tables VII.4 & VII.5) and 58.2% of the variance was explained for by the clay content (Fig. VII.1).

Table VII.3
Chemical characteristics of the diagnostic horizon (Bw) of the Latosols (L) studied

Latosol	Horizon	pH _w	pH _{KCl}	OC (g.Kg ⁻¹)	Cations (cmol _c kg ⁻¹)					SB	CEC
					Ca ²⁺ + Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	H ⁺ + Al ³⁺		
L1	Bw ₂	5.3	6.2	0.34	0.25	0.01	0.00	0.00	1.74	0.26	2.00
L2	Bw ₂	5.3	6.2	0.61	0.16	0.00	0.00	0.00	10.44	0.16	10.60
L3	Bw ₂	5.2	5.8	0.02	0.17	0.00	0.00	0.00	1.58	0.17	1.75
L4	Bw ₁	5.2	5.7	0.34	0.24	0.00	0.00	0.00	1.48	0.24	1.72
L5	Bw ₁	4.8	4.0	0.62	0.23	0.04	0.00	0.29	2.92	0.27	3.19
L6	Bw ₂	4.8	5.5	0.02	0.18	0.01	0.00	0.00	9.80	0.19	9.99
L7	Bw ₂	4.8	4.9	0.59	0.21	0.01	0.00	0.01	2.84	0.22	3.06
L8	Bw ₂	4.9	4.2	0.61	0.20	0.01	0.00	0.18	8.84	0.21	9.05
L9	Bw ₂	5.0	4.0	0.01	0.23	0.02	0.00	0.32	2.86	0.25	3.11
L10	Bw ₂	5.2	4.3	0.02	0.91	0.02	0.00	0.09	4.66	0.93	5.59

OC = Organic carbon. SB = Sum of exchange bases (Ca²⁺ + Mg²⁺ + K⁺ + Na⁺). CEC = Cation exchange capacity (SB + H⁺ + Al³⁺). BS = Bases saturation (SB/CEC) x100.

Table VII.4
Physical characteristics of the diagnostic horizon (Bw) of the Latosols (L) studied

Latosol	Horizon	Particle size distribution (μm)			Density		Gravimetric water content							K_s (m.s^{-1})
		50-2000 (g.kg^{-1})	2-50 (g.kg^{-1})	< 2 (g.kg^{-1})	D_p (g.cm^{-3})	D_b (g.cm^{-3})	W_0	W_1	W_6	W_{10}	W_{33}	W_{300}	W_{1500}	
L1	Bw ₂	440	40	520	2.73	1.21	0.392	0.384	0.290	0.267	0.221	0.188	0.169	8.64×10^{-6}
L2	Bw ₂	250	140	610	2.76	0.90	0.664	0.621	0.395	0.341	0.292	0.251	0.231	3.36×10^{-5}
L3	Bw ₂	160	90	750	2.72	0.88	0.640	0.609	0.422	0.367	0.301	0.264	0.245	3.53×10^{-5}
L4	Bw ₁	690	10	300	2.64	1.18	0.378	0.349	0.227	0.194	0.144	0.112	0.099	3.98×10^{-5}
L5	Bw ₁	300	150	550	2.76	1.02	0.531	0.516	0.377	0.325	0.272	0.228	0.202	1.52×10^{-5}
L6	Bw ₂	130	90	780	2.65	0.83	0.748	0.678	0.418	0.382	0.326	0.291	0.272	4.18×10^{-5}
L7	Bw ₂	160	140	700	2.76	0.96	0.615	0.569	0.391	0.364	0.327	0.302	0.281	2.65×10^{-5}
L8	Bw ₂	170	70	760	2.88	0.98	0.638	0.582	0.375	0.341	0.296	0.268	0.246	2.56×10^{-5}
L9	Bw ₂	170	80	750	2.80	1.06	0.487	0.459	0.381	0.340	0.298	0.268	0.248	2.97×10^{-5}
L10	Bw ₂	180	70	750	2.76	0.88	0.680	0.649	0.456	0.391	0.323	0.277	0.252	1.69×10^{-5}

D_p = Particle density. D_b = Bulk density. W_h = water content in g.g^{-1} at a potential of $-h$ in kPa. K_s = saturated hydraulic conductivity.

Table VII.5

Total pore volume and elementary pore volumes of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied

Latosol	Horizon	V_p	V_{intra}	V_{inter}
		(cm ³ g ⁻¹)		
L1	Bw ₂	0.460	0.156	0.305
L2	Bw ₂	0.739	0.183	0.556
L3	Bw ₂	0.771	0.225	0.547
L4	Bw ₁	0.463	0.090	0.373
L5	Bw ₁	0.618	0.165	0.453
L6	Bw ₂	0.819	0.234	0.585
L7	Bw ₂	0.682	0.210	0.472
L8	Bw ₂	0.667	0.228	0.439
L9	Bw ₂	0.584	0.225	0.359
L10	Bw ₂	0.765	0.225	0.540

V_p , total volume of pores;

V_{intra} , volume of intra-microaggregate pores,

V_{inter} , volume of inter-microaggregates pores

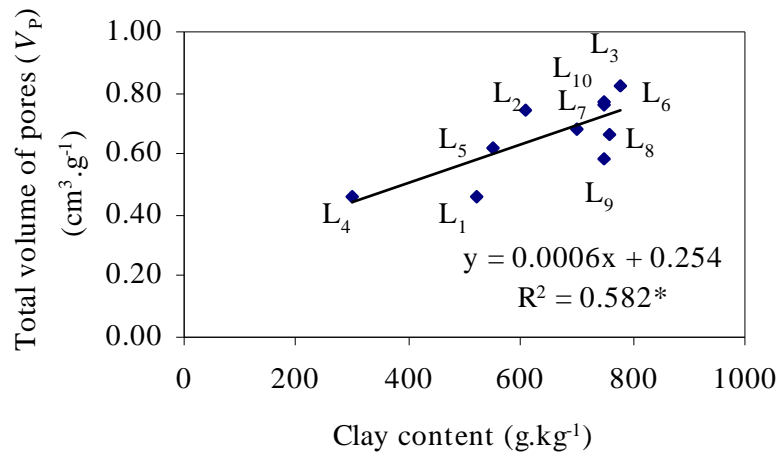


Fig. VII.1 - Volume of Total Pores (V_p) according to the clay content of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (*: $P = 0.05$, significant at $p > 0.05$ level of probability).

Earlier studies (Balbino et al., 2002b; Volland-Tuduri et al., 2004 and 2005a; Cooper and Vidal-Torrado, 2005) showed that the total pore volume of microaggregates of the Latosols resulted from the contribution of the pores related to the assemblage of elementary particles inside the microaggregates (intra-microaggregate pores, V_{intra} in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$) and of the pores between the microaggregates (inter-microaggregate pores, V_{inter} in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$).

The volume of inter-microaggregates pores resulted from the contribution of the pores related to the assemblage of the microaggregates and of those related to biological activity that are usually greater in these soils than the former (Schaefer, 2001; Barros et al., 2001; Volland-Tuduri et al., 2004 and 2005a). Balbino et al. (2002b) studied the variation of V_{intra} for a large range of Latosols and showed that it was closely related to the clay content (C) as following:

$$V_{\text{intra}} = 0.0003 C - 0.0004$$

with C , the clay content (g.kg^{-1}). According to that relationship, V_{intra} ranged from 0.090 to $0.234 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ for the Latosols studied (Table VII.5). Then we computed V_{inter} using the following relationship:

$$V_{\text{inter}} = V_p - V_{\text{intra}}$$

The recorded V_{inter} ranged from 0.305 to $0.585 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ (Table VII.5). That variation of V_{inter} cannot be related to the structure development of the diagnostic horizons Bw studied as described in Table 2. However, the smallest V_{inter} was recorded in L1 where the horizon Bw₂ showed the greatest proportion of dense nodules (Tables VII.2 & VII.5).

VII.4.2. Water retention properties

Our results showed that the percentage of variance of the gravimetric water content explained for by V_p decreased with the water potential (Fig. VII.2). That percentage gradually decreased from 97.9 to 63.6 % when the water potential decreased from -1 to -300 kPa, the percentage of variance explained being a little greater at -1500 kPa (65.1 %) than at -300 kPa.

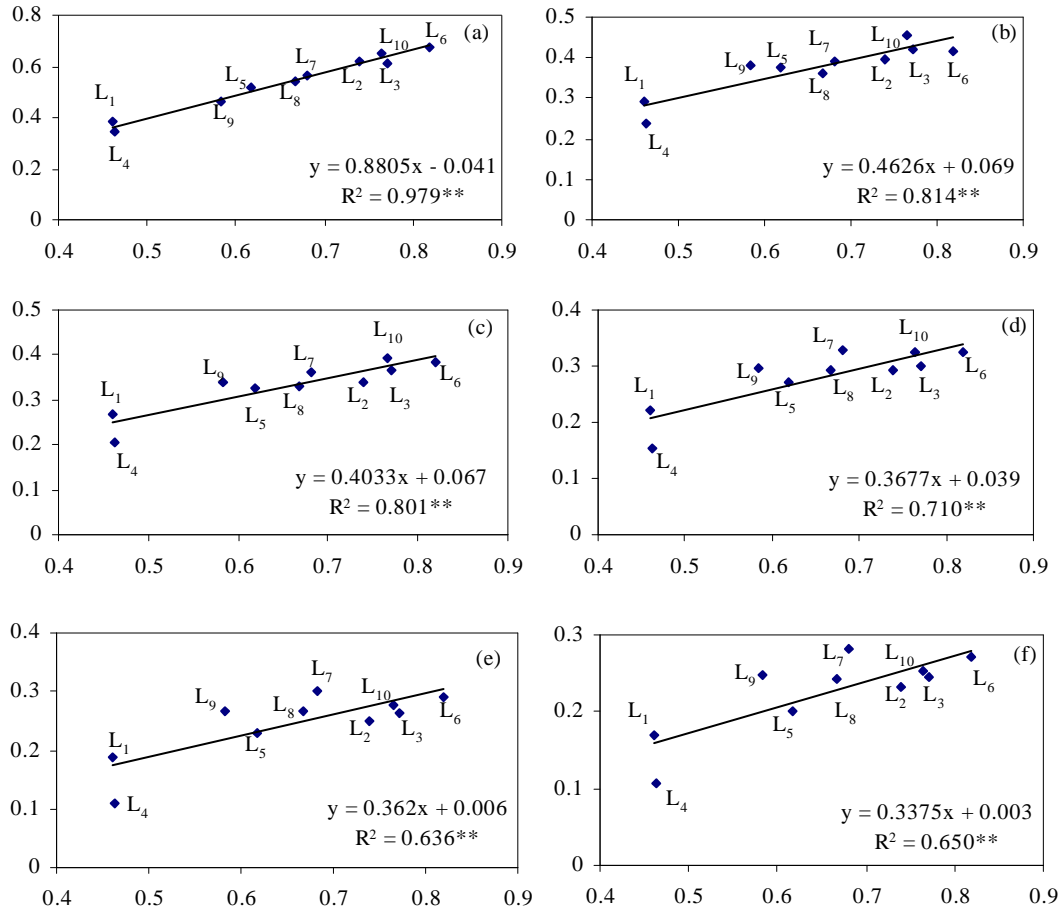


Fig.VII.2 - Gravimetric water content at (a) -1kPa, (b) -6kPa, (c) -10kPa, (d) -33kPa, (e) -300kPa, (f) -1500kPa according to the total volume of pores (V_p) of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (**: $P = 0.01$, significant at $p > 0.01$ level of probability).

Such a decrease of the closeness of the relationship with the water potential was earlier recorded for other soils (Bruand et al., 1988; Dexter, 2004) and it is related to the decrease in the proportion of V_p that retains water when the water potential decreases.

On the other hand, our results showed also that the percentage of variance of the gravimetric water content explained for by the clay content increased with the absolute value of the water potential (Fig. VII.3). Indeed, that percentage gradually increased from 56.7 to 90.7 % when the water potential decreased from -1 to -1500 kPa. That increase is related to the decrease in the size of the pores retaining the water when the water potential decreases, the more their pore size being small, the more the pore volume to which they correspond to being closely related to the $< 2 \mu\text{m}$ content (Bruand and Prost, 1987; Bruand et al., 1988).

The proportion of variance remaining unexplained for by the clay content and its increase with the water potential would result from the contribution to water retention of a volume of pores that increased with the water potential and that was not related to the $< 2 \mu\text{m}$ content but to aggregation development. On the basis of the Jurin's law, water is retained at -1500 kPa in pores with equivalent pore diameter (D_e) $\leq 0.2 \mu\text{m}$ thus indicating that at this water potential water was retained in pores resulting from the assemblage of the $< 2 \mu\text{m}$ particles and resulting in a great percentage of variance explained for by the $< 2 \mu\text{m}$ content at -1500 kPa (90.7%) (Fig. VII.3f).

VII.4.3. Saturated hydraulic conductivity

The smallest and greatest averaged K_s and V_{inter} were recorded for L1, respectively $8.64 \times 10^{-6} \text{m.s}^{-1}$ and $0.305 \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$, and L6, respectively $4.18 \times 10^{-5} \text{m.s}^{-1}$ and $0.585 \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ (Tables VII.4 & VII.5).

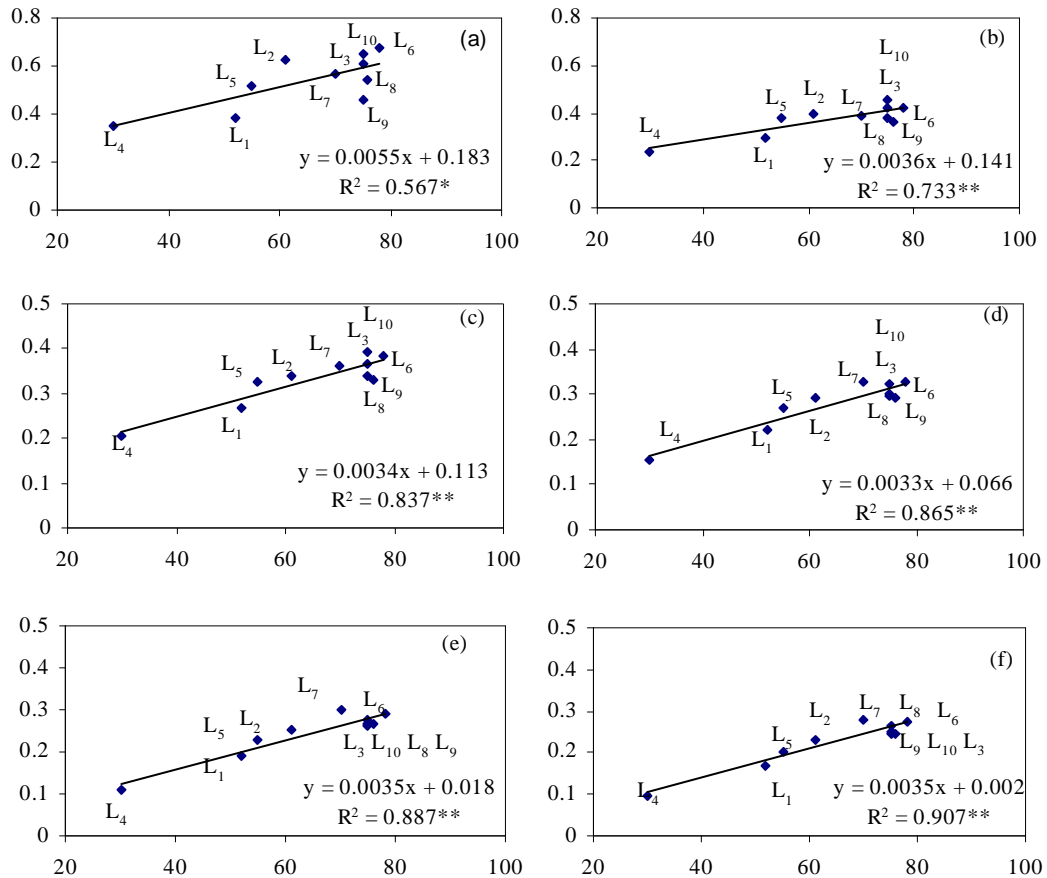


Fig. VII.3 - Gravimetric water content at (a) -1kPa, (b) -6kPa, (c) -10kPa, (d) -33kPa, (e) -300kPa, (f) -1500kPa according to the clay content of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (**: $P = 0.01$, significant at $p > 0.01$ level of probability), (*: $P = 0.05$, significant at $p > 0.05$ level of probability).

However, comparison of K_s and V_{inter} led to poor correlation between them probably because V_{inter} includes a large proportion of small pores that only participate marginally to water transfer when the soil is saturated. Ahuja et al. (1989) related K_s to the effective porosity (Φ_e) defined as the porosity occupied by air at -33 kPa as following:

$$K_s = a(\Phi_e)^b$$

where a and b are constants. That relationship was used by Franzmeier (1991) and Tomasella and Hodnett (1997) for a large range of soils. We computed the porosity occupied by air (Φ_a) at different potentials as following:

$$\Phi_a = (V_p - W_h/\rho_w) \times D_b$$

with ρ_w , the specific mass of water taken as equaled to 1 g cm^{-3} , and h, successively equaled to -1, -6, -10 and -33 kPa.

Then we correlated K_s to the different values of Φ_a and showed that the closest correlation was recorded with Φ_a computed for $h = -1 \text{ kPa}$ ($R^2 = 0.558$) (Fig. VII.4).

The correlation recorded with Φ_a computed for $h = -33 \text{ kPa}$ as earlier proposed by Ahuja et al. (1989) was the loosest ($R^2 = 0.362$).

Thus, unlike Φ_e defined by Ahuja et al. (1989) as the porosity occupied by air at -33 kPa ($D_e = 10 \text{ }\mu\text{m}$), the effective porosity should be defined as the porosity corresponding to larger pores ($D_e \geq 300 \text{ }\mu\text{m}$ since occupied by air at -1kPa) for the diagnostic horizons (Bw) of Latosols.

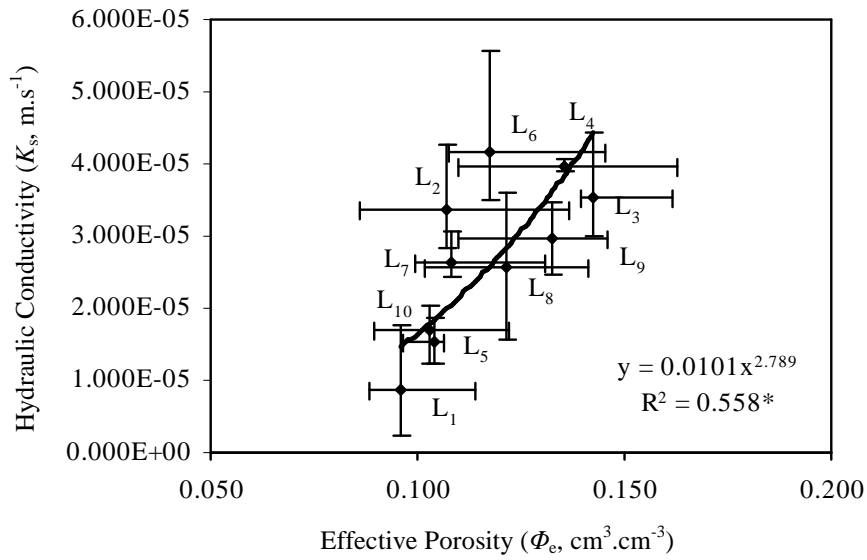


Fig. VII.4 – Saturated Hydraulic Conductivity (K_s) according to the effective porosity (Φ_e) of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (*: $P = 0.05$, significant at $p > 0.05$ level of probability).

VII.5 – Conclusion

Our results showed that for the diagnostic horizons studied the total pore volume (V_p) ranged from 0.460 to 0.819 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$. They showed also that 58.2 % of the variance of V_p was explained for by the clay content alone although there was a large range of clay mineralogy within the set of diagnostic horizons (Bw) studied.

According to Balbino et al. (2002b), V_p was divided into a volume of intra-microaggregates pores (V_{intra}) and inter-microaggregates pores (V_{inter}). Results showed that V_{intra} ranged from 0.090 to 0.234 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ and V_{inter} from 0.305 to 0.585 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$.

Results showed also that V_p explained a proportion of the variance of the water retained that decreased with the water potential. On the other hand, the clay content explained a proportion of that variance that increases when the water potential decreased.

The great proportion of variance (90.7 %) explained for by the clay content alone at -1500 kPa showed that there is little variability that can be attributed to clay mineralogy variation.

The saturated hydraulic conductivity (K_s) was related to an effective porosity (Φ_e) defined as the volume proportion of pore with equivalent diameter $> 300 \mu\text{m}$.

Thus, our results showed that water retention properties and saturated hydraulic conductivity varied mainly according to the clay content and development of large pores without any close link with the mineralogy of the clay fraction.

DISCUSSION GÉNÉRALE

ET CONCLUSION

DISCUSSION GÉNÉRALE

ET CONCLUSION

Dans le Plateau Central, les Latosols représentent environ 40% de la surface. Leur extension importante ainsi que le développement d'une agriculture de plus en plus intensive sur de tels sols nous a conduit à nous interroger sur l'origine des caractéristiques des différents types de Latosols et de leurs conséquences sur leurs propriétés physiques, celles-ci étant initialement considérées favorables au développement des activités agricoles.

Dans les chapitres qui ont précédé, nous avons présenté et discuté nos résultats sous la forme d'articles scientifiques qui ont été publiés ou qui sont en cours de publication. Dans ce qui suit, nous allons tenter une discussion générale de nos résultats en reprenant les principaux points qui ont motivé cette étude et plus globalement mon projet de réaliser une thèse. Nous aborderons ainsi successivement la composition minérale des Latosols étudiés, leur structure et les caractéristiques de la porosité, et enfin les propriétés hydriques qui en résultent.

I – Origine des variations de composition minérale des horizons Bw

1. Variations des proportions de gibbsite et kaolinite

Concernant la composition minérale des horizons Bw des Latosols étudiés, nous avons constaté qu'elle s'expliquait à la fois par la position topographique à l'échelle régionale et celle à l'échelle locale.

À l'échelle régionale, plus la surface géomorphologique est âgée, plus la proportion de gibbsite est élevée et celle de kaolinite faible. À l'échelle locale, selon la position du Latosol dans la toposéquence, le rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) varie. Ce rapport augmente lorsque le Latosol est à proximité de la rupture de pente par rapport à sa valeur au sein du plateau. Il décroît ensuite le long de la pente en descendant. Cela traduirait un fonctionnement hydrique plus favorable à l'élimination de la silice dans les situations où le rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) est le plus faible.

Lorsque l'on analyse la composition minérale à l'échelle régionale, on constate qu'il n'y a pas de distinction nette de composition minérale selon la surface géomorphologique considérée. En effet, les variations locales ont pour effet de créer une continuité de composition qui conduit des horizons Bw de Latosols, appartenant à la Surface Sud Américaine et d'autres appartenant à la Surface Velhas, à posséder des compositions minérales analogues.

Même si les horizons Bw appartenant à des Latosols de la Surface Sud Américaine ont potentiellement une proportion de gibbsite plus élevée que ceux appartenant à des Latosols de la Surface Velhas, il n'y a pas de discontinuité nette de composition entre les Latosols appartenant à ces différentes surfaces topographiques régionales.

De tels résultats renvoient aux nombreux travaux effectués dans le milieu intertropical, travaux qui ont montré l'importance des transformations latérales sur des distances courtes au sein de la couverture pédologique (e.g. Bocquier, 1971 ; Boulet et al., 1984 ; Boulet et al., 1993).

La variation latérale du rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) au sein de séquences de dimensions hectométriques est à rapprocher des travaux réalisés à propos de systèmes sols ferrallitiques – sols ferrugineux (Bocquier, 1971), de systèmes sols ferrallitiques – podzols (Boulet et al., 1982 ; Chauvel et al., 1987 ; Lucas et al., 1988), de systèmes sols ferrallitiques – sols ferrugineux (Chauvel, 1976) ou encore plus récemment de systèmes sols ferrallitiques – sols hydromorphes (Fritsch et al., 2007) (Figure 1).

De tels travaux « d'analyse structurale », très largement basés sur l'analyse de caractéristiques morphologiques traduisant des variations de composition du sol, ne sont pas aisément applicables à nos systèmes sols. En effet, les variations du rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) ne se traduisent pas par des différences morphologiques. Il n'en demeure pas moins qu'une analyse détaillée du rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) le long d'une séquence de dimensions hectométriques aurait sans doute permis de confirmer ce lien entre le fonctionnement hydrique des Latosols étudiés et la valeur de ce rapport.

Il ressort de notre analyse que le rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) pourrait varier dans les paysages du Plateau Central comme indiqué dans la figure 2. En effet, selon ce modèle de variation du gibbsite/(gibbsite + kaolinite), il y aurait une variation organisée selon la topographie qui se décalerait en fonction de la surface topographique. Selon cette même figure, il est noté que même si aucun des Latosols étudiés ne correspond à ce type de situation, le rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) réaugmenterait en bas de pente. Un modèle de variation reste bien évidemment à valider grâce à un choix adapté de situations à analyser dans les paysages du Plateau Central.

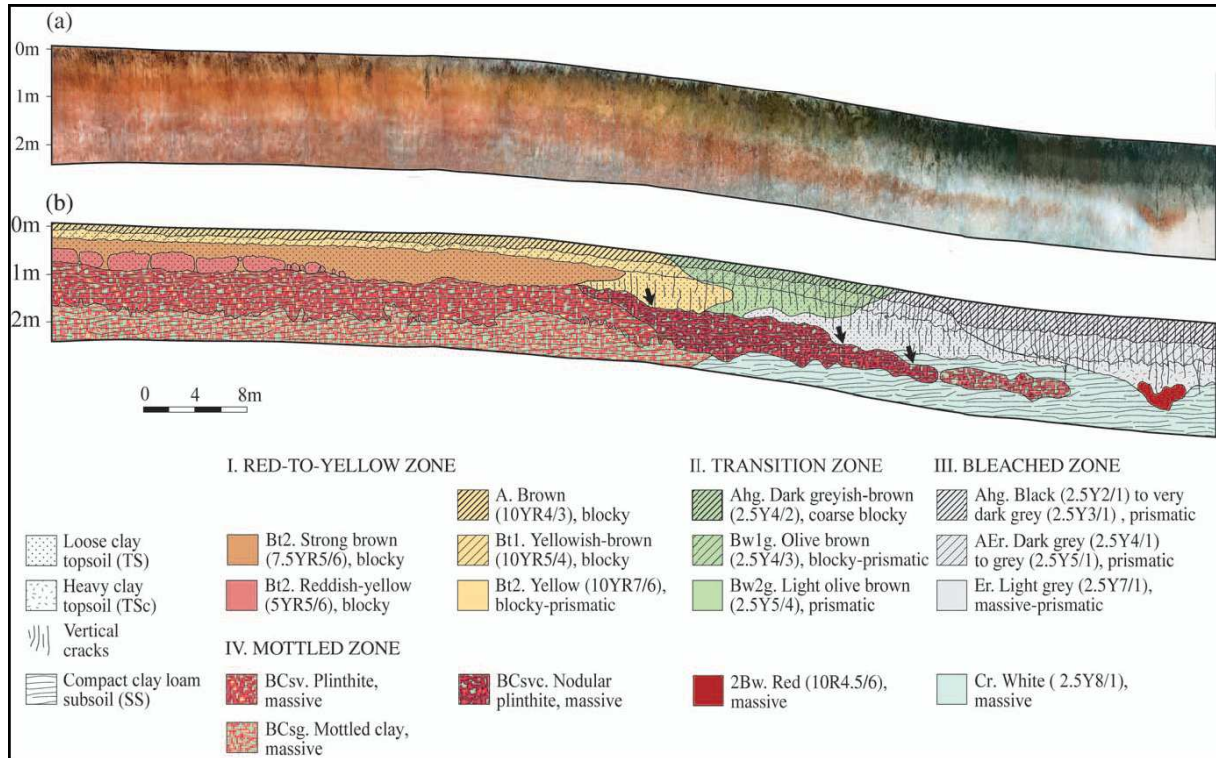


Figure 1 Exemple d'une catena de transformation latérale des systèmes sols ferrallitiques à sols hydromorphes dans le bassin de l'Amazone selon Frizstch et al. (2007).

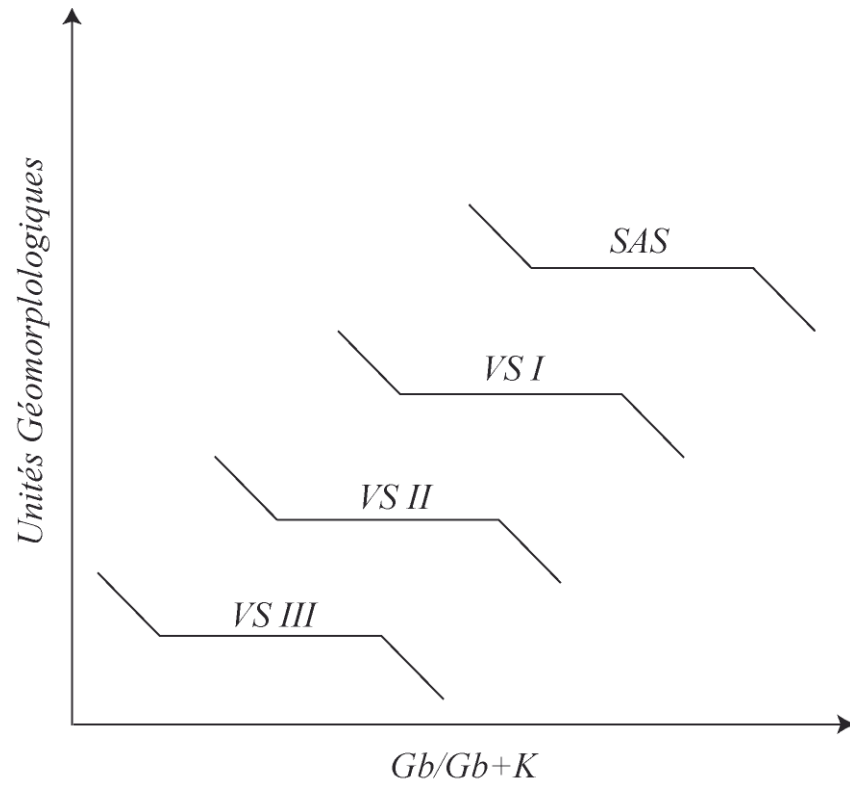


Figure 2 Schéma représentatif de Unités Géomorphologiques du Plateau Central brésilien en relation au rapport Gibbsite/Gibbsite + Kaolinite (Gb/Gb+K). Unités Géomorphologiques : Surface Sud Américaine (SAS), Surface Velhas (VS), VS I – niveau supérieur, VS II - niveau intermédiaire, VS III – niveau inférieur.

2. Origine des microagrégats

Les microagrégats de l'horizon Bw des Latosols sont sub-sphériques, de taille comprise entre 50 et 300 micromètres, et correspondent aux « pseudosables », « micropeds » et « granules » qui ont été initialement décrits respectivement par Kubiena (1950), Brewer et Sleeman (1960) et Brewer (1976).

Le développement et l'origine de la microstructure microagrégée des Latosols ont été discutés dans de nombreuses études. Dans la plupart d'entre elles, ce sont des hypothèses faisant intervenir les propriétés de la phase minérale qui ont été avancées. C'est en particulier le cas des travaux réalisés par Muller (1977) à propos de la microstructuration de sols ferrallitiques du Centre Cameroun. Selon cet auteur, les microagrégats résulteraient essentiellement d'un processus physique de fragmentation à la suite de l'apparition d'un réseau de séparations plasmiques au sein du fond matriciel argileux. Dans une étude antérieure, Beaudou (1972) étudiant des sols ferrallitiques de Centrafrique avait proposé des hypothèses quant à la formation des microagrégats qui font elles aussi intervenir des propriétés de la phase minérale (ferritisation). Dans son étude des sols rouges microagrégés de Casamance au Sénégal, Chauvel (1976) discute lui aussi l'origine et l'évolution des microagrégats en faisant intervenir que les propriétés des phases minérales en interaction étroite avec les conditions physico-chimiques environnantes.

A la différence de ces auteurs qui, sans écarter un rôle possible de l'activité biologique, ont largement privilégié des hypothèses faisant intervenir les propriétés de la phase minérale, nous avons été conduits à largement privilégier une hypothèse qui fait intervenir l'activité biologique des insectes sociaux, en particulier les termites géophages. Cette hypothèse n'est pas totalement nouvelle puisque Stoops (1964, 1968), Eschenbrenner (1986) et Trapnell et Webster (1986) mettaient déjà en évidence la ressemblance morphologique entre les microagrégats agglomérés et formant les parois de nombreuses termitières d'une part et ceux présents dans la masse du sol d'autre part. D'autres encore, ont attribué les microagrégats de sols des régions sub-tropicale et tropicale du Brésil à l'activité des termites (Fernandes Correa, 1989 ; Miklos, 1992 ; Barros, 1996). A l'image de Jungerius et al. (1999), qui attribuent l'origine des microagrégats d'horizons profonds à des termites du genre *Macrotermes*, un nombre croissant de travaux récents indiquent sans le démontrer que la structure microagrégée résulterait de l'activité des insectes sociaux, principalement de

l'activité des termites et des fourmis (e.g. Wang et al., 1995 ; Young et al., 1998; Cammerat et al., 2002). Plus récemment, Cooper et al. (2005) réalisaient une étude morphologique des microagrégats dans une séquence de sols ferrallitiques et concluaient à des origines différentes selon la morphologie des microagrégats, l'activité de la macrofaune du sol étant explicitement identifiée comme étant à l'origine de l'une d'elles. Mais c'est Schaefer (2001) qui le premier propose que la structure microagrégée présentes dans de nombreuses couvertures ferrallitiques, tout particulièrement au Brésil, soit essentiellement le produit de l'activité de la macrofaune du sol, les termites étant l'acteur principal de la réorganisation. Il s'agit alors d'une hypothèse globale qui repose sur peu d'éléments factuels.

Partant des observations réalisées par Vollant-Tuduri (2005b) à propos de Latosols du Plateau Central, et avec en tête l'hypothèse proposée par Schaefer (2001), nous avons proposé un schéma explicatif de formation des microagrégats des Latosols. Selon ce schéma, les microagrégats résulteraient essentiellement de l'action de terrassement des populations de termites géophages, les reliques des structures maçonnées (cloisons de termitières, parois des chambres, ...) constituant les volumes irréguliers denses arrondis (DIRV) observés sur le terrain lors des descriptions des profils de Latosols. Jusqu'alors, mis à part le travail de Schaefer (2001), l'origine biologique n'a jamais été envisagée que pour expliquer partiellement l'origine des microagrégats ou de certains microagrégats dans les sols ferrallitiques microagrégés comme les Latosols. Dans chacun de ces cas, ce n'est d'ailleurs qu'avec les structures maçonnées qu'une filiation a été établie. Dans le schéma que nous proposons, les structures maçonnées ne contribueraient que très marginalement à la formation des microagrégats. En revanche, c'est l'ensemble de l'activité de terrassement, qu'il est difficile d'étudier puisqu'elle ne donne pas lieu à la formation d'édifices reconnaissable et attribuable de façon univoque à l'activité biologique, qui serait à l'origine de la formation des microagrégats.

3. Porosité des microagrégats

Nos résultats ont montré l'absence de variation de la porosité au sein des microagrégats (en volume comme en distribution de taille) bien que la composition minéralogique soit variable d'un horizon Bw à l'autre. La variabilité mise en évidence par Balbino et al. (2002b) (Figure 3) avait été interprétée comme étant la conséquence d'une variation de composition

minéralogique. Nos résultats rappellent que beaucoup plus que la composition minéralogique, ce sont les caractéristiques de tailles des particules élémentaires et leur mode d'assemblage qui sont pertinentes. Ainsi, comme pour les horizons Bw étudiés, des variations de composition minéralogiques peuvent ne pas entraîner de variations de taille et de mode d'assemblage suffisantes pour que cela ait des conséquences sur la porosité des microagrégats.

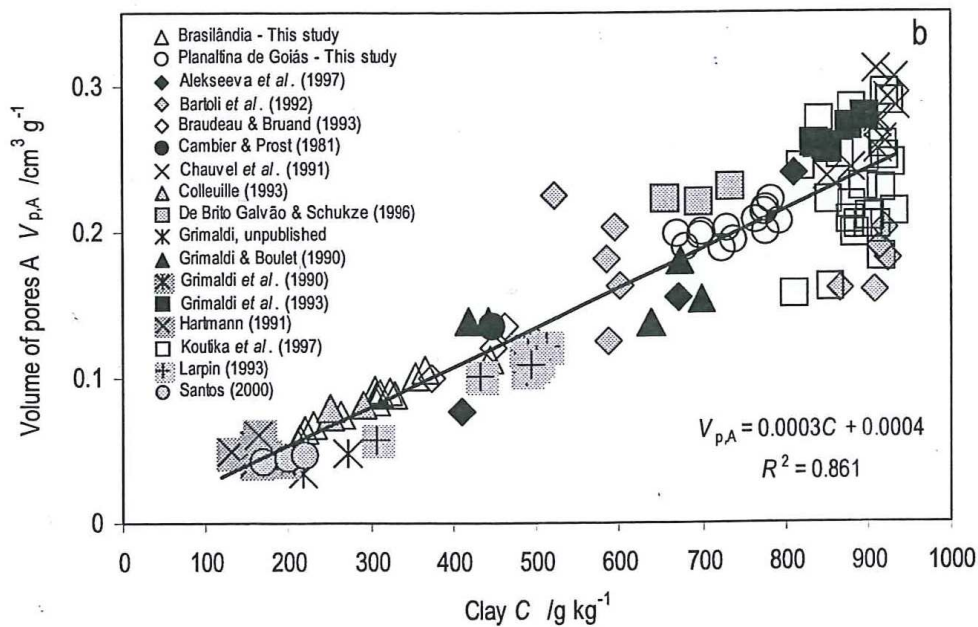


Figure 3 Volume des pores intra-microagrégats en relation le teneur d'argile des Ferralsols selon Balbino *et al.* (2002b).

La seule différence relevée est celle mise en évidence pour le Latosol L4. Elle a cependant été interprétée comme étant la conséquence d'un biais spécifique à cet horizon compte tenu de sa faible teneur en argile et de la probable existence de vides au sein des quartz (vides résultant de l'altération de ces quartz par dissolution) qui seraient comptabilisés comme des pores de la phase argileuse alors qu'il en est rien.

Cette absence de variation de la porosité interne aux microagrégats, malgré une variation de composition minéralogique, est à rapprocher de l'étroitesse de la relation entre la quantité d'eau retenue par les horizons Bw à -1500 kPa (rayon équivalent = 0.015 μm) et la teneur en argile de ces mêmes horizons Bw. Une telle étroitesse indique que la non mise en évidence d'un effet « composition minéralogique » ne concerne pas uniquement l'état déshydraté mais qu'elle caractérise aussi l'état hydraté.

4. Propriétés de retrait des microagrégats

Ainsi que nous l'avons rappelé en détail dans l'introduction du chapitre qui avait pour objet l'étude des propriétés de retrait des microagrégats, celles-ci ont été largement discutées à partir de mesure indirectes, excepté dans le cas de l'étude réalisée par Vollant-Tuduri et al. (2004) en microscopie sur des microagrégats hydratés.

Nous avons montré que les microagrégats se déformaient lors de la dessiccation et qu'ils n'étaient par conséquent pas des édifices rigides. Nous n'avons mis en évidence cette déformation des microagrégats qu'entre des états déjà relativement déshydratés (-300 kPa et -1500 kPa) et l'état totalement déshydraté. On peut néanmoins aisément supposer que les microagrégats se déforment aussi entre des valeurs de potentiel plus élevées.

L'absence de macrostructure nette, voire son absence, n'est par conséquent pas la conséquence de l'absence de variation de volume des microagrégats lors des cycles d'humectation - dessiccation. Elle apparaît en revanche comme étant la conséquence d'une compensation dans l'espace inter-microagrégats des variations de volume des microagrégats. Macroscopiquement, on rejoint ainsi le comportement de « sol sableux » souvent évoqué pour décrire certains aspects du comportement des sols ferrallitiques microagrégés.

Un résultat encore plus inattendu a été enregistré à propos des propriétés de retrait des microagrégats, c'est la différence d'intensité de la variation de volume lors de la dessiccation qui a été observé en fonction de la surface géomorphologique à laquelle les Latosols appartenait. Cette différence n'a pu d'ailleurs être mise en évidence qu'après avoir normé les variations de volumes enregistrées par la teneur en argile, et par conséquent avoir calculé les propriétés de retrait de la phase argileuse présente dans les microagrégats. Cela nous a conduit à proposer que de telles différences de comportement soient la conséquence d'une histoire hydrique différente entre les sols, les Latosols situés sur la surface la plus ancienne ayant subi des contraintes hydriques plus élevées que ceux situés sur les surfaces plus récentes. Cette explication, bien qu'inattendue, n'en est pas moins cohérente avec les résultats des nombreuses études réalisées au laboratoire sur des matériaux kaolinitiques modèles (Tessier, 1984). Nous avons replacé les deux ensembles d'horizons Bw dans un schéma faisant apparaître que leur comportement s'inscrit dans deux boucles dessiccation - humectation différentes, la contrainte hydrique maximum subie par chacun de ces ensembles étant différente (Figure 4).

5. Propriétés hydriques et variation de composition minéralogique

Concernant les propriétés hydriques, en particulier les propriétés de rétention en eau, nous nous attendions à enregistrer des différences en fonction des variations de composition minéralogique. En fait, la quantité d'eau retenue dans une large gamme de potentiel est apparue être avant tout liée à la quantité d'argile au sens granulométrique. Compte tenu de l'étroitesse des relations obtenues, nous avons été conduits à conclure que la composition minéralogique n'aurait tout au plus qu'un rôle marginal dans les variations de propriétés de rétention en eau observées.

Il faut de toute évidence se garder de généraliser ce résultat à l'ensemble des Latosols du Brésil. En effet, dans la séquence étudiée, les variations de composition minéralogique ne sont pas accompagnées de variations de distribution de taille et de variations de mode d'assemblage des particules élémentaires (kaolinite, gibbsite, goëthite, hématite) suffisantes pour qu'elles entraînent des différences de quantité retenue qui ne s'expliquent pas par la quantité d'argile granulométrique.

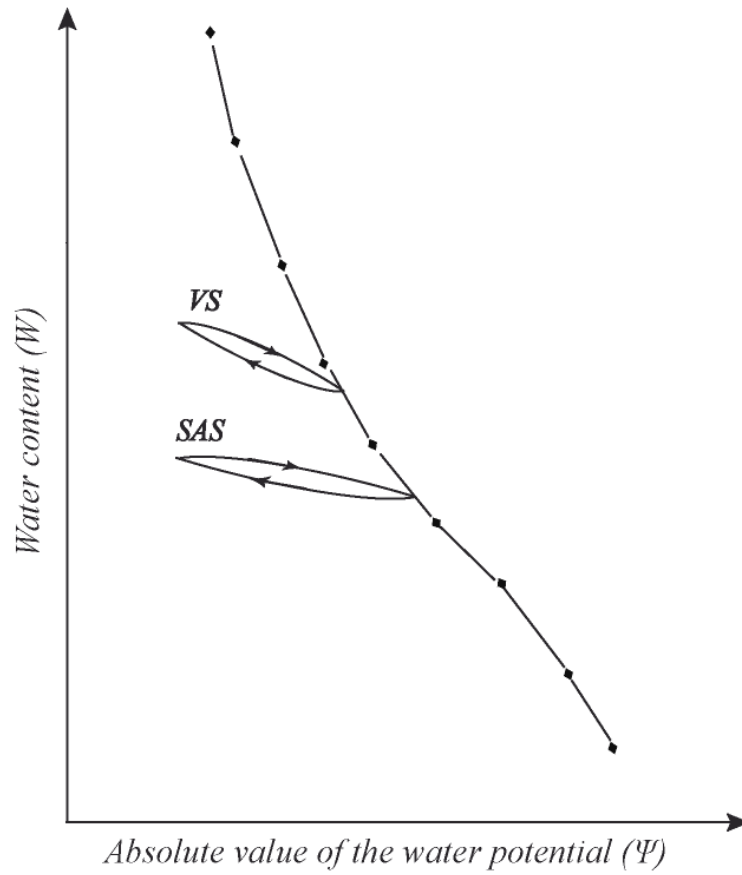


Figure 4 Teneur en eau en fonction de la valeur absolue du potentiel hydrique: courbe vierge (- ♦ -), courbe de Latosols situé sur la Surface Sud Américaine (SAS) et pour Latosols situé sur la Surface Velhas (VS).

Il est plus que vraisemblable qu'à l'échelle de l'ensemble de Latosols brésiliens, les variations de composition minéralogique qui les caractérisent aient pour conséquence des variations de taille et de mode d'assemblage, et par conséquent des variations de distribution de taille des pores, et de la sorte des variations de propriétés de rétention en eau.

Concernant la conductivité hydraulique à saturation, il a été montré que la porosité efficace vis-à-vis de cette propriété était la proportion volumique de pores de diamètre équivalent $> 300 \mu\text{m}$. En l'absence de différence de microagrégation entre les différents horizons Bw étudiés (excepté pour le Latosol L4), ce résultat est cohérent puisque seuls des différences au niveau des pores les plus grands pouvaient expliquer les variations de conductivité hydraulique à saturation enregistrées.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adámoli, J., Macedo, J., Azevedo, L.G., Madeira Neto, J. 1986. Caracterização da região dos cerrados. *In: Solos dos Cerrados: tecnologias e estratégias de manejo* (ed. Goedert, W.J.). Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/ Nobel, São Paulo, pp.33–74.
- Ahuja, L.R., Cassel, D.K., Bruce, R.R., Barnes, B.B. 1989. Evaluation of spatial distribution of hydraulic conductivity using effective porosity data. *Soil Sci.* 148, 404–411.
- Allaby, A., Allaby, M. 2003. *A dictionary of Earth Sciences*. University Press, Oxford. 619 pp.
- Arulanandan, K., P. Y. Thompson, B. L. Kutter, N. J. Meegoda, K. K. Muraleetharan, and C. Yogachandran. 1988. Centrifuge modeling of transport processes for pollutants in soils. *J. Geotech. Eng. Ascel.* 114 (2): 185-205.
- Assad, E.D., Sano, E.E., Masutomo, R., Castro, L.H.R., Silva, F.A.M. 1993. Veranicos na região dos cerrados brasileiros : frequência e probabilidade de ocorrência. *Pesq. agropec. bras.*, 28, 993–1002.
- Balbino, L. C., Bruand, A., Cousin, I., Brossard, M., Quétin, P., Grimaldi, M. 2004. Change in the hydraulic properties of a Brazilian clay Ferralsol on clearing for pasture. *Geoderma*, 120, 297–307.

- Balbino, L. C., Brossard M., Leprun J-C., Bruand A. 2002a. Mise en valeur des Ferralsols de la région du Cerrado (Brésil) et évolution de leurs propriétés physiques: une étude bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*, 9 (2), 83–104.
- Balbino, L.C., Bruand, A., Brossard, M., Grimaldi, M., Hajnos, M., Guimarães, M.F. 2002b. Changes in porosity and microaggregation in clayey Ferralsols of the Brazilian Cerrado on clearing for pasture. *Eur. J. Soil Sci.*, 53, 219–230.
- Balbino, L. C., Bruand, A., Brossard, M., Guimarães, M. F. 2001. Comportement de la phase argileuse lors de la dessiccation dans des Ferralsols microagrégés du Brésil : rôle de la microstructure et de la matière organique. *C. R. Acad. Sci.*, 332, 673-680.
- Barrett, E. P., Joyner, L. G., Halenda, P. P. 1951. The determination of pore volumes and area distributions in porous substances. *J. Am. Chem. Soc.*, 73, 373-380.
- Barros, E., Curmi, P., Hallaire, V., Chauvel, A., Lavelle, P. 2001. The role of macrofauna in the transformation and reversibility of soil structure of an oxisol in the process of forest to pasture conversion. *Geoderma*, 100, 193-213.
- Barros O.N.F. 1996. *Formação de horizontes pedológicos em solos sobre basalto (Londrina-Pr-Brasil) e ação biológica no intemperismo*. Thèse pour l'obtention du grade de docteur. São Paulo. 173 p.
- Beaudou A. G. 1972. Expression micromorphologique de la microaggregation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. X, n. 4: 357-372.
- Bennema, J., Jongerius, A., Lemos, R. C. 1970. Micromorphology of some oxic and argillic horizons in south Brazil in relation to weathering sequences. *Geoderma*, 4, 333-355.
- Bocquier, G. 1971. *Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique*. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. ORSTOM, n 62, 350 pp.

- Borges, T. A., Oliveira, F. A., Silva, E. M., Goedert, W. J. 2008. Avaliação de parâmetros físico-hídricos de Latossolo Vermelho sob pastejo e sob cerrado. *Rev. bras. eng. agríc. ambient.*, 13, 18-25.
- Boulet, R., Lucas, Y., Fritsch, E., Paquet, H. 1993. Géochimie des paysages : l rôle des couvertures pédologiques. *Coll. Sédimentologie et Géochimie de la Surface à la mémoire de Georges Millot.* 55-76.
- Boulet, R., Chauvel, A., Lucas, Y. 1984. Les systèmes de transformation en pédologie. *Livre Jubilaire du Cinquantenaire.* Afes. 167-191.
- Boulet, R., Humbel F-X., Lucas, Y. 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. II – Une méthode d’analyse prenant en compte l’organisation tridimensionnelle des ouvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM. Sér. Pédol.*, XIX, 4 : 323-339.
- Braudeau, E. & Mohtar, R. H. 2006. Modeling the swelling curve for packed soil aggregates using the pedostructure concept. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70, 494-502.
- Braudeau, E., Frangi, J-P. & Mohtar, R. H. 2004. Characterizing nonrigid aggregated soil-water medium using its shrinkage curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68, 359-370.
- Braum, O.P.G. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Rev. bras. geog.*, 32, 3–39.
- Brewer, R. 1976. *Fabric and mineral analysis of soils.* New York, Robert E. Krieger. 482pp.
- Brewer, R., Sleeman, J. R. 1960. Soil structure and fabric: their definition and description. *J. Soil Sci.*, 11, 172-185.
- Briggs, L. J., McLane J. W. 1910. Moisture equivalent determinations and their application. *Proc. Am. Soc. Agron.* 2: 138–147.

- Bruand, A., Tessier, D. 2000. Water retention properties of the clay in soils developed on clayed sediments: significance of parent material and soil history. *Eur. J. Soil Sci.* 51, 679-688.
- Bruand, A., Cousin, I., Nicoullaud, B., Duval, O., Bégon, J. C. 1996. Backscattered electron scanning images of soil porosity for analyzing soil compaction around roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 895-901.
- Bruand, A., Prost R. 1988a. Analyse minéralogique quantitative d'un échantillon de sol: utilisation des données concernant la composition chimique de l'échantillon. *Agronomie* 8(1), 15-22.
- Bruand, A., Tessier D., Baize, D. 1988. Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse. *C.R. Acad. Sci.*, 307, 1937-1941.
- Bruand, A., Prost, R. 1987. Effect of water content on the fabric of a soil material: an experimental approach. *J. Soil Sci.*, 38, 461-472.
- Brunauer, S., Emmett, P. H., Teller, E. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *J. Am. Chem. Soc.*, 60, 309-319.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U. 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications. 152 pp.
- Camargo M. N., Kimble, J. M., Beinroth, F. H. 1988. Classification, Characterization and Utilization of Oxisols, Part 2: Field Trip Background, Site and Pedon Descriptions, Analytical Data. *In: Proceedings of the Eight International Soil Classification Workshop, Brazil*. SNLCS-Embrapa, Soil Management Support Services and Soil Conservation Service-United States Department of Agriculture, University of Puerto Rico. 240 pp.

- Cammerat L. H., Willott S. J., Compton S. G., Incoll L.D. 2002. The effects of ants' nests on the physical, chemical and hydrological properties of a rangeland soil in semi-arid Spain. *Geoderma*, 105, 1-20
- Caputo, M. C., J. R. Nimmo. 2005. Quasi-steady centrifuge method for unsaturated hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 41 (11): W11504.
- Centurion J. F., M. H. Moraes, C. L. F. Della Libera. 1997. Comparação de métodos para determinação da curva de retenção de água em solos. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 21: 173–179.
- Chauvel A, Lucas, Y. Boulet R. 1987. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. *Experientia*, 43, 234-241.
- Chauvel, A. 1976. *Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées*. Thèse Sci. Strasbourg et Travaux et Documents ORSTOM n.62, 532p.
- Ciachota, R., van Lier, Q de J. 2004. Análise da variabilidade espacial de pontos amostrais da curva de retenção da água no solo. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 28, 585-596.
- Cline, M. 1975. Origin of the term Latosol. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 162-163.
- Cooper, M., Vidal-Torrado, P. 2005. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 29, 581–595.
- Cooper, M., Vidal-Torrado, P., Chaplot, V. 2005. Origen of microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Sci. Agric.*, 62 (3), 256-263.
- Curi, N., Franzmeier, D. 1984. Toposequence of Oxisols from Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 341–346.
- Dexter, A.R. 2004. Soil physical quality Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120, 201–214.

- Du Gardin, B., Grimaldi, M., Lucas, Y. 2002. Effects de la déshydractation sur les sols du système ferralsol-podzol d'Amazonie centrale. Reconstitution de la courbe de désorption d'eau à partir de la porosimétrie au mercure. *Bulletin Société Géologie France*, 173 (2), 113-128
- Elrick, D. E., Reynolds, W. D., Tan, K. A. 1989. Hydraulic Conductivity Measurements in the Unsaturated Zone Using Improved Well Analyses. *Ground Water Monitoring Review*, 9, 184-193
- Embrapa. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2nd edition. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Rio de Janeiro, 196 pp.
- Embrapa. 1999. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Rio de Janeiro, 412 pp.
- Embrapa. 1997. *Manual de métodos de análise de solo*. 2ed. rev. atual. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Rio de Janeiro-RJ. 212 pp.
- Eschenbrenner, V. 1986. Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. *Cah. ORSTON, sér. Pédol.*, vol. XXII, 4, 397-408.
- Fernandes Correa G. 1989. Les microreliefs "murundus" et leur environnement pédologique dans l'ouest du Minas Gerais, région du Plateau Central brésilien. Thèse pour l'obtention du grade de docteur. Université de Nancy I en Pédologie. Nancy. 144 p.
- Ferreira, M.M., Fernandes, B., Curi, N., 1999a. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da região sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 23, 507-514.
- Ferreira, M. M., Fernandes, B., Curi, N. 1999b. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 23, 515-524.

- Fiés, J. C. 1984. Analyses de la répartition du volume de pores dans les assemblages argile squelette : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie à mercure. *Agronomie*, 4, 319-355.
- Figueiredo, M. A., J. D. Fabris, A. F. D. C. Varajão, P.R. C. Couceiro, I. S. Loutfli, I. S. Azevedo, V. K. Garg. 2006. Óxidos de ferro de solos formados sobre gnaiss do Complexo Baçã, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, *Pesq. agropec. bras.*, 41(2), 313-321.
- Fitzpatrick, E. 1984. *Micromorphology of Soils*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge. 433 pp.
- Franzmeier, D.P. 1991. Estimation of hydraulic conductivity from effective porosity data for some Indiana soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1801–1803.
- Freitas Júnior, E., Silva, E.M. 1984. Uso da centrífuga para determinação da curva de retenção de água do solo, em uma única operação. *Pesq. agropec. bras.*, 19, 1423–1428.
- Fritsch, E., Herbillon, A. J., Nascimento, N. R., Grimaldi, M., Melfi, A. J. 2007. From Plinthic Acrisols to Plinthosols and Gleysols: iron and groundwater dynamics in the tertiary sediments of the upper Amazon basin. *Eur. J. Soil Sci.*, 58, 989-1006.
- Gomes, J.B.V., Curi, N., Schulze, D.G., Marques, J.J.G.S.M., Ker, J.C., Motta, P.E.F. 2004a. Mineralogia, morfologia e análise microscópica de solos do Bioma Cerrado. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 28, 679–694.
- Gomes, J.B.V., Curi, N., Motta, P.E.F., Ker, J.C., Marques, J.J.G.S.M., Schulze, D.G. 2004b. Análise de componentes principais de atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos do Bioma Cerrado. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 28, 137–153.
- Graybill, F. A. 1976. *Theory and application of the linear model*. Duxbury press, Colorado State University.

- Hillel, D. 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Science, Academic Press, Oxford, UK. 494 pp.
- Holt, J. A., Lepage, M. 2000. Termites and soil properties. *In: Termites: Evolution, Sociality, Symbioses, Ecology*. (Abe, T, Bignell, D. E., Higashi, M., Eds). Kluwer Academic Publisher, pp. 389-407.
- IUSS Working Group WRB. 2006. *World reference base for soil resources 2006*, World Soil Resources Reports N° 103. FAO, Rome. 128 pp.
- Jungerius P. D., van den Ancker J. A. M., Múcher H. J. 1999. The contribution of termites to the microgranular structure of soils on the Uasin Gishu Plateau, Kenya. *Catena*, 34, 349-363.
- Kampf, N., E. Kamt, P. Schneider. 1988. Óxidos de ferro em Latossolos do Brasil Sudeste e Sul. *In: Anais da III Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação de Aptidão Agrícola*, Embrapa-SNLCS, Rio de Janeiro-RJ, Série Documentos, 12, 153-183.
- Ker, J. C. 1998. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos*, 5(1), 17-40.
- Ker, J. C. 1995. *Mineralogia, sorção e desorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil*. Thèse pour l'obtention du grade de docteur. Universidade de Viçosa, Viçosa-MG, 181 pp.
- Khazode, R. M., D. G. Fredlund, S. K. Vanapalli. 2000. A new test procedure to measure the soil-water characteristic curves using a small-scale centrifuge. p.335-340. *In Proc. Asian Conference on Unsaturated Soils from Theory to Practice. UNSAT-ASIA*.
- Khazode, R. M., S. K. Vanapalli, D. G. Fredlund. 2002. Measurement of soil-water characteristics curves for fine-grained soils using a small-scale centrifuge. *Can. Geotech. J.*, 39: 1209-1217.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Central. *Rev. bras. geog.*, 18(2), 3-39.

- Klute, A. 1986. *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*. Amer. Soc. Agronomy and Soil Sci. Soc. Amer., Madison, Wisconsin, USA. 1188 pp.
- Köppen, W. P. 1931. *Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Kubienska, M. L. 1950. Zur micromorphologie der braunen and roten tropenboden. *Transactions of the 4th International Congress of Soil Science, Amsterdam*, 1: 304-307.
- Le Lay, C. 1997. *Fabrication des lames minces de sol*. INRA – Orléans. 2 pp.
- Lemos, R. C., Santos, R. D. 1996. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 3 ed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 84 pp.
- Lepsch, I. F., Buol, S. W. 1988. Oxisol-Landscape relationships in Brazil. *In: Proceedings of the Eighth International Soil Classification Workshop. Classification, Characterization and Utilization of Oxisols. Part 1: Papers*. (Beinroth, F. H., Camargo, M. N., Eswaran, H., Eds). Rio de Janeiro-RJ, pp. 174-189.
- Lima, P. C. 1988. Micromorfologia de “horizonte B” de latossolos do Sudeste e Sul do Brasil. *In: Anais da III Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação da Aptidão Agrícola*. Rio de Janeiro - RJ, EMBRAPA-SNLCS/SBCS. Documentos, 12: 391-411.
- Lucas, Y., Nahon D., Cornu, S., Eyrolle, F. 1996. Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. *In : Géochimie de la surface, pédologie, hydrologie*. (ed. Fabre, F.). C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Iia, 322, 1-16

- Lucas, Y., Boulet, R., Chauvel, A. 1988. Intervention simultanée des phénomènes d'enfoncement vertical et de transformation latérale dans la mise en place de systèmes de sols de la zone tropicale humide. Cas des systèmes sols ferrallitiques-podzols de l'Amazonie Brésilienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306 (II), 1395-1400.
- Macedo, J., Bryant, R. B. 1987. Morphology, mineralogy, and genesis of a hydrosequence of Oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 690-698.
- MAPA de Solos do Brasil. 2001. Rio de Janeiro: IBGE:EMBRAPA SOLOS. 1 mapa, color. 120 x 91 cm. Escala 1:5000.000.
- Marques, J. J., Schulge, D. G., Curi, N., Mertzman, S. A. 2004. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 119, 179-195.
- Marques, J.D., Libardi, P.L., Vanlier, Q., Jong, V.L. 2002. Relação entre horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas entre dois Latossolos. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 26, 567-577.
- Marques, J.J.G.S.M. 2000. *Trace element distributions in Brazilian Cerrado soils at the landscape and micrometer scales*, Ph. D. Thesis, Purdue University, USA. (available at <http://www.dcs.ufla.br/marques>).
- Medeiros, S. D. 1987. *Determinação da curva de retenção da água no solo através do fatiamento de amostras centrifugadas*. Thèse pour l'obtention du grade de docteur. ESALQ-USP, Piracicaba, SP.
- Melfi, A. J., G. Pedro, B. Volkoff. 1979. Natureza e distribuição dos compostos ferríferos nos solos do Brasil. *R. Bras. Ciênc. Solo*, 3, 47 – 54.
- Melfi A. J., Pedro G. 1978. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2 – Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. *R. bras. Geociências*, 8, 11 – 22.

- Melfi A. J., Pédro G. 1977. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1 – Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. *R. bras. Geociências*, 7, 271 – 286.
- Melo, V. F., Singh, B., Schaefer, C. E. R., Novaes, R. F., Fontes, M. P. F. 2001. Chemical and mineralogical properties of kaolinite-rich Brazilian soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, 1324-1333.
- Miklós, A. A. de W. 1992. *Biodynamique d'une couverture pédologique dans la région de Botucatu, Brésil*. Thèse pour l'obtention du grade de docteur. Université d'Paris VI – Paris, France. 438p.
- Motolusky H. J., Christopoulos A. 2003. Fitting models to biological data using linear and nonlinear regression. A practical guide to curve fitting. GraphPad Software Inc., San Diego CA, www.graphpad.com.
- Motta, P. E. F., Carvalho Filho, A., Ker, J. C., Pereira, N. R., Carvalho Junior, W., Blancaneaux, P. 2002. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. *Pesq. agropec. bras.*, 37, 869-878.
- Muller, J-P. 1977. Microstructuration des structichrons rouges ferrallitiques, à l'amont des modelés convexes (Centre-Cameroun) Aspects morphologiques. 1977. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XV, n. 3, 239-258.
- Murray, R. S., Quirk, J. 1980. Clay-water interactions and the mechanism of soil swelling. *Colloids Surfaces*, 1, 17-32.
- Nakajima, H., and A. T. Stadler. 2006. Centrifuge modeling of one-step outflow testes for unsaturated parameter estimations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10: 715-729.

- Nimmo, J. R., Perkins K. S., Lewis A. M. 2002. Steady-state centrifuge. p. 903-916. In J. H. Dane and G. C. Topp (eds.). *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. Soil Sci. Soc. Amer., Madison, Wisconsin, USA.
- Odén, S. 1975. An integral method for the determination of moisture retention curves by centrifugation. *Grundförbättring*, 27 (4): 137–143.
- Pachepsky, Ya. A., Timlin, D. J., Rawls, W. J. 2001. Soil water retention as related to topographic variables. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, 1785-1795.
- Page, A. L., Miller, R. H., Keeney, D. R. 1982. *Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties*. Amer. Soc. Agronomy and Soil Sci. Soc. Amer., Madison, Wisconsin, USA. 1159 pp.
- Penumadu D. & Dean J. 2000. Compressibility effect in evaluating the pore-size distribution of kaolin clay using mercury intrusion porosimetry. *Can. Geoth. J.*, 37, 393-405.
- Radambrasil, 1984. *Levantamentos de recursos naturais, Folha SD. 23. Brasília*. Ministério de Minas e Energia - Secretaria Geral. 19, 654 pp.
- Reatto, A., Bruand, A., Martins, E. S., Muller, F., Silva, E. M., Carvalho Jr, O. A., Brossard, M. & Richard, G. 2009. Development and origin of the microgranular structure in latosols of the Brazilian Central Plateau: Significance of texture, mineralogy, and biological activity. *Catena*, 76, 122-134.
- Reatto, A., Bruand, A., Martins, E. S., Muller, F., Silva, E. M., Carvalho Jr, O. A., Brossard, M. 2008a. Variation of the kaolinite and gibbsite content at regional and local scale in the Latosols of the Brazilian Central Plateau. *C. R. Geoscience*, 340, 741-748.
- Reatto, A., Silva, E. M., Bruand, A., Martins, E. S. & Lima, J. E. F. 2008b. Validity of the centrifuge method for determining the water retention properties of tropical soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72(6), 1547-1553.

- Reatto et al., Correia, J. R., Spera, S. T., Martins, E. S. 2008c. Solos do Bioma Cerrado : aspectos pedológicos. *In*: Sano, S., Almeida, S. P., Ribeiro, F. Cerrado : Ecologia e Flora. Embrapa Informação Tecnológica, Brasília-DF, pp. 107 – 149.
- Reatto A., Bruand, A., Silva, E. M., Martins, E. S., Brossard, M. 2007. Hydraulic properties of the diagnostic horizon of Latosols of a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau. *Geoderma*, 139, 51-59.
- Reatto, A., Martins, E. S., Guimarães, E.M., Spera, S. T., Correia, J. R. 2000. Variabilidade mineralógica de latossolos da área da Embrapa Cerrados em relação aos do Bioma Cerrado. *B. P. Embrapa Cerrados*, 20, 1-29.
- Reatto, A., Correia, J. R., Spera, S. T. 1998. Solos do Bioma Cerrado: aspectos pedológicos. *In*: Sano, S.M., Almeida, S.P. (Eds). Cerrado : ambiente e flora. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Planaltina-DF, pp. 47 - 88.
- Resende, M., Santana, D. P. 1988. Uso das Relações Ki e Kr na estimativa da mineralogia para classificação dos Latossolos. *In*: Anais da 3. Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação de Aptidão Agrícola. Rio de Janeiro-RJ, EMBRAPA-SNLCS/SECS. Documentos 12, 225-229.
- Resende M, A. F. C. Bahia Filho, J. M. Braga. 1987. Mineralogia da argila de latossolos estimada por alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 11, 17–23.
- Resende, M. 1976. *Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of Central Plateau of Brazil*. Ph. D. Thesis. Purdue University, West Lafayette, 237 pp.
- Reynolds, W. D., Elrick, D. E. 1985. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sortivity, and the α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.*, 140, 292-302.

- Ribeiro J.F., Walter B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. *In*: Sano, S., Almeida, S. P., Ribeiro, F. Cerrado : Ecologia e Flora. Embrapa Informação Tecnológica, Brasília-DF, pp. 152 – 212.
- Ribeiro J.F., Walter B.M.T. 1998. Fitofisionomias do Bioma Cerrado. *In*: Sano, S.M., Almeida, S.P. (Eds). Cerrado: ambiente e flora. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Planaltina-DF, pp 89–166.
- Richards, L. A., Fireman M. 1943. Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. *Soil Sci.*, 56: 395–404.
- Robert M., Tessier D. 1974. Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann. Agron.*, 25 (6), 859–882.
- Russel, M. B., Richards, L. A. 1938. The determination of soil moisture energy relations by centrifugation. *Soil Sci. Soc. Proc.*, 3: 65–69.
- Sanchez P.A., Logan T.J. 1992. Myths and science about the chemistry and fertility of soils in the tropics. In myths and science of soils of the tropics. SSSA Special Publication n°29, Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, Madison, WI, USA, 35-46.
- Santana, D.P., 1984. *Soil formation in a toposequence of oxisols from Patos de Minas region*, Minas Gerais, State, Brasil. Ph. D. Thesis. Purdue University, West Lafayette. 129 pp.
- Schaefer, C. E. G. R., Fabris, J. D. & Ker, J. C. 2008. Minerals in the clay fraction of Brazilian latosols (Oxisols): a review. *Clay Miner.*, 43, 1-18.
- Schaefer, C. E. R., Gilkes, R. J., Fernandes, R. B. A. 2004. EDS/SEM study on microaggregates of Brazilian Latosols, in relation to P adsorption and clay fraction attributes. *Geoderma*, 123, 69-81.

- Schaefer, C. E. R., Ker, J. C., Gilkes, R. J., Campos, L. M., Saadi, A. 2002. Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. *Geoderma*, 107, 243-269.
- Schaefer, C. E. R. 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Aust. J. Soil Res.*, 39, 909-926.
- Schwartzmann U., Taylor, R. M. 1989. Iron Oxides. In: J.B. Dixon, S. B. Weed (Eds.), Minerals in Soil Environments, Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA. pp. 379-438.
- Ségalen, P. 1994. *Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Tome 1. Introduction générale. Les sols ferrallitiques: leur identification et environnement immédiat.* Paris, éditions de l'ORSTOM. Collection Études et Thésis. 201 pp.
- Silva, A.V., Farias, M.F., Reatto A., Martins, E.S., Brossard, M., Becquer, T., Oliveira, O.R., 2005. Caracterização e distribuição das principais classes pedológicas do Planalto Central Brasileiro. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. SBCS, Recife-PE, CD-ROM.
- Silva, E. M., Lima, J. E. F. W., Azevedo, J. A., Rodrigues, L. N. 2006. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. *Pesq. Agropec. Bras.*, 41 (2), 323-330.
- Silva, E.M., Azevedo, J.A. 2002. Influência do período de centrifugação na curva de retenção de água em solos de Cerrado. *Pesq. Agropec. Bras.*, 37, 1487-1494.
- Silva, E.M., Azevedo, J.A. 2001. Período de centrifugação adequado para levantamento da curva de retenção da água em solos do Bioma Cerrado. *B.P. Embrapa Cerrados*, 8, 1-40.

- Simunek, J., Nimmo J. R. 2005. Estimating soil hydraulic parameters from transient flow experiments in a centrifuge using parameter optimization technique. *Water Resour. Res.*, 41 (4), W04015.
- Singh, D. N., Kuriyan S. J. 2002. Estimation of hydraulic conductivity of unsaturated soils using a geotechnical centrifuge. *Can. Geotech. J.*, 39, 684-694.
- SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP. 1986. *Guelph permeameter operating instructions*. Santa Barbara: Soilmoisture Equipment Corp. 28 p.
- Soil Survey Staff. 2006. *Keys to Soil Taxonomy*. 10th ed. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington, DC. 332pp.
- Soil Survey Staff, 1998. *Keys to Soil Taxonomy*. 8 ed. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington. 326 pp.
- Stoops, G. 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil Science of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA. 184 pp
- Stoops, G. 1981. Micromorphology of the oxic horizon. *In: Soil Micromorphology. Volume 2: Soil Genesis*. (Bullock, P. & Murphy, C. P., Eds.). A B Academic Publishers, pp. 419-440.
- Stoops, G. 1968. Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). *Pédologie (Gand) XVIII*, 1, 110-149.
- Stoops, G. 1964. Application of some pedological methods to the analysis of termite mounds. *In: "Études sur les termites africains"*. Coll. Int. UNESCO Univ. Lovanium (Léopoldville), Masson éd Paris, 379-398.

- Tardy Y. 1993. *Péetrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris. 459 pp.
- Tawornpruek, S., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A., Gilkes, R. J. 2005. Microstructure and water retention of Oxisols in Thailand. *Aust. J. Soil Res.*, 43, 973-986.
- Taylor, R. N. 1995. *Geotechnical Centrifuge Technology*. Blackie Academic and Professional, London.
- Tessier, D. 1984. *Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux : hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation*. Thèse d'Etat, Université Paris 7. 361 pp.
- Thomas, M. D., Harris K. 1925. The moisture equivalent of soils. *Soil Sci.*, 21 (6), 411-423.
- Tomasella, J., Hodnett, M.G., 1997. Estimating unsaturated hydraulic conductivity of Brazilian soils using soil-water retention data. *Soil Sci.*, 162, 703-712.
- Trapnell, C. G., Webster, R. 1986. Microaggregates in red earths and related soils in East and Central Africa, their classification and occurrence. *J. Soil Sci.*, 37, 109-123.
- USDA, 2000. *World Soil Resources*. Soil Survey Division.
- Van den Berg, M., Klamt E., Van Reeuwijk, L.P., Sombroek, W.G. 1997. Pedotransfer functions for the estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils. *Geoderma*, 78, 161-180.
- van Genuchten, M. T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898
- Vettori L. 1959. As relações K_i e K_r na fração argila e na terra fina. In: Anais do VII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Piracicaba-SP, SBCS. p. 35.

- Viana, J. H. M., Fernandes Filho, E. I., Schaefer, C. E.G.R. 2004. Efeitos de ciclos de umedecimento e secagem na reorganização da estrutura microgranular de Latossolos. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 28, 11-19.
- Vidal-Torrado, P., Lepsh, I. F. 1999. Relações material de origem/solo e pedogênese em uma sequência de solos predominantemente argilosos e latossólicos sobre psamitos na depressão periférica paulista. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 23, 357-369.
- Vidal-Torrado, P., Lepsh, I. F. 1993. Morfogênese dos solos de uma topossequência com transição B latossólico/ B textural sobre migmatitos de Mococa (SP). *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 17(1), 109-119.
- Vitte A. C. 2001. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Terra Livre*, 16, 11 – 24.
- Volland-Tuduri, N., Bruand, A., Brossard, M., Balbino, L. C., Oliveira, M. I. L., Martins, E. S. 2005a. Mass proportion of microaggregates and bulky density in a Brazilian clayed Oxisol. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 69, 1559–1564.
- Volland-Tuduri, N. 2005b. *Nature et mode d'assemblage des constituantes minéraux et organiques dans des Ferralsols de la région des Cerrados (Brésil) évolution après mise en culture*. Thèse pour l'obtention du grade de docteur. Université d'Orléans-Orléans, France. 231 pp. (<http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00009347/fr>)
- Volland-Tuduri, N., Brossard, M., Bruand, A., Garreau, H. 2004. Direct analysis of microaggregates shrinkage for drying : Application to microaggregates from a Brazilian clayed Ferralsol. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 336, 1017–1024.
- Wang D., McSweeney K., Lowery B., Norman J. M. 1995. Nest structure of ant *Lasius neoniger* Emery and its implications to soil modification. *Geoderma*, 66, 259-272.

- Weaver, R. M. 1974. Soils of the Central Plateau of Brazil: chemical and mineralogical properties. *Agronomy Mimeo 74-8*, Department of Agronomy, Cornell University, Ithaca, New York. 52 pp.
- Westerhof, R., Buurman, P., van Griethuysen, C., Ayarza, M., Vilela, L., Zech, W. 1999. Aggregation studied by laser diffraction in relation to plowing and liming in the Cerrado region in Brazil. *Geoderma*, 90, 277–290.
- Young I., Blanchart E., Chenu C., Dangerfield M., Fragoso C., Grimaldi M., Ingram J., Jocteur-Monrozier L. 1998. The interaction of soil biota and soil structure under global change. *Global Change Biology*, 4, 703-712.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES

Introduction Générale	1
Chapitre I - Quelques éléments de synthèse bibliographique et objectifs de l'étude	6
I.1. Composition et distribution des Latosols selon les unités géomorphologiques	10
I.2. Développement et origine de la structure microagrégée	14
I.3. Variations des propriétés physico-hydriques de l'horizon diagnostic	16
I.4. Objectifs et organisation de l'étude	18
Chapitre II - Description de Latosols étudiés	20
II.1. Caractérisation des sites d'étude	22
II.1.1. Climat du Plateau Central et sa végétation	22
II.1.2. Géomorphologie et géologie	22
II.1.3. Sélection des sites	27
II.2. Caractérisation des Latosols étudiés	40
II.2.1. Descriptions morphologiques	40
II.2.2. Caractéristiques physiques	40
II.2.3. Caractéristiques chimiques	41
II.2.4. Caractéristiques minéralogiques	41

Chapitre III - Méthodes d'étude	49
III.1. Étude de terrain	52
III.1.1. Description des profils et prélèvement des échantillons de sols	52
III.1.2. Détermination de la conductivité hydraulique saturée	52
III.2. Analyse au laboratoire d'échantillons perturbés (< 2 mm)	55
III.2.1. Analyses physiques	55
III.2.1.1. Analyse granulométrique et densité des particules	55
III.2.1.2. Porosimétrie au mercure	56
III.2.1.3. Surface totale et distribution de taille des pores à partir de l'isotherme de désorption d'azote	57
III.2.2. Analyses chimiques	58
III.2.3. Analyses minéralogiques	58
III.2.3.1. Diffraction des rayons-X	58
III.2.4. Microscopie électronique à transmission	58
III.3. Analyse au laboratoire d'échantillons non perturbés (cylindre)	59
III.3.1 Analyse micromorphologique et microscopie électronique à balayage	59
III.3.2. Densité apparente ou densité du sol	59
III.3.3. Propriétés de rétention en eau	60
Chapitre IV - Variabilité à l'échelle régionale et locale de la teneur en kaolinite et gibbsite de Latosols du Plateau Central brésilien	61
<i>IV.1. Introduction</i>	63
<i>IV.2. Material and Methods</i>	64
<i>IV.3. Results and Discussion</i>	67
<i>IV.3.1. Composition and mineralogy of the Latosols along the regional sequence studied</i>	67
<i>IV.3.2. Mineralogy of Latosols located in the Brazilian Central Plateau</i>	69

<i>IV.3.3. Variation of the kaolinite and gibbsite content at the regional and local scale</i>	73
<i>IV.4. Conclusion</i>	74
Chapitre V - Développement et origine de la structure microagrégée de Latosols brésiliens du Plateau Central : signification de la texture, de la minéralogie et de l'activité biologique	76
<i>V.1. Introduction</i>	78
<i>V.2. Material and Methods</i>	79
<i>V.2.1. Site conditions</i>	79
<i>V.2.2 Soil selection and characterization</i>	81
<i>V.3. Results</i>	86
<i>V.3.1. Field observations</i>	86
<i>V.3.2. Physico-chemical properties</i>	90
<i>V.3.3. Observations in microscopy</i>	90
<i>V.4. Discussion</i>	94
<i>V.4.1. Mineralogical classification of the Latosols studied</i>	94
<i>V.4.2. Mineralogy of the diagnostic Bw horizons</i>	98
<i>V.4.3. Types of microgranular structure, particle size distribution, and mineralogy</i>	98
<i>V.4.4. Microgranular structure development and associated voids</i>	99
<i>V.4.5. Microgranular structure development and biological activity</i>	100
<i>V.5. Conclusions</i>	101
Chapitre VI - Propriétés de retrait des microagrégats dans de Latosols brésiliens : importance de la teneur en argile, de la composition minéralogique et de l'histoire hydrique	104
<i>VI.1. Introduction</i>	106
<i>VI.2. The soils studied</i>	108
<i>VI.2.1. The Central Plateau</i>	108
<i>VI.2.2. The Latosols selected for study</i>	108

<i>VI.3. Methods</i>	109
<i>VI.4. Results and Discussion</i>	112
<i>VI.4.1. Main characteristics of the Bw horizons studied</i>	112
<i>VI.4.2. Water retained and characteristics of the clay fraction</i>	117
<i>VI.4.3. Pore size distribution of the dried microaggregates</i>	117
<i>VI.4.4. Shrinkage properties of the microaggregates</i>	122
<i>VI.4.5. Significance of the hydric stress history</i>	123
<i>VI.5. Conclusion</i>	124
Chapitre VII - Propriétés hydrauliques de l'horizon diagnostique de Latosols dans une toposéquence régionale du Plateau Centrale brésilien	125
<i>VII.1. Introduction</i>	127
<i>VII.2. Material and Methods</i>	130
<i>VII.2.1. Site conditions</i>	130
<i>VII.2.2. Soil selection</i>	130
<i>VII.2.3 - Soil characterization</i>	131
<i>VII.3. Results</i>	133
<i>VII.3.1. Structure</i>	133
<i>VII.3.2. Physico-chemical characteristics of the diagnostic horizon Bw</i>	135
<i>VII.4. Discussion</i>	135
<i>VII.4.1. Total pore volume and elementary pore volumes</i>	135
<i>VII.4.2. Water retention properties</i>	140
<i>VII.4.3. Saturated hydraulic conductivity</i>	142
<i>VII.5. Conclusion</i>	146
Discussion Générale et Conclusion	147
I – Origine des variations de composition minérale des horizons Bw	149
<i>1. Variations des proportions de gibbsite et kaolinite</i>	149

<i>2. Origine des microagrégats</i>	153
<i>3. Porosité des microagrégats</i>	154
<i>4. Propriétés de retrait des microagrégats</i>	156
<i>5. Propriétés hydriques et variation de composition minéralogique</i>	157
Références bibliographiques	160
Table des matières	180
Liste des figures	186
Liste des tableaux	192
Annexe	195
A. Validité de la méthode de la centrifugeuse pour la détermination des propriétés de l'eau des sols tropicaux	195
<i>A.1. Introduction</i>	197
<i>A.2. Material and Methods</i>	199
<i>A.2.1. The studied soils</i>	199
<i>A.2.2 Soil-water retention properties</i>	200
<i>A.2.3. Statistical Analysis of the data sets</i>	205
<i>A.3. Results and Discussion</i>	205
<i>A.3.1. Analysis of the elementary measured water contents</i>	205
<i>A.3.2. Analysis of the water retention curves</i>	208
<i>A.4. Conclusions</i>	210
<i>A.5. Appendix</i>	211

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Distribution géographique des grands types de sols de la " Soil Taxonomy " (USDA, 2000).	4
Figure I.1. Distribution géographique des Latosols au Brésil (a), dans le biome Cerrado (b) et dans le Plateau Central (c).	8
Figure I.2. Distribution géographique des Latosols Rouges et Latosols Rouge-Jaunes dans le Plateau Central du Brésil.	9
Figure I.3. Schéma représentatif de l'évolution du paysage du Plateau Central brésilien au cours des temps géologiques (a), et coupe stratigraphie des formations non consolidées dans les quelles les Latosols sont développés (b) (selon Macedo et Bryant, 1987).	10
Figure I.4. Schéma représentant le paysage actuel du Plateau Central sur la surface Sud-Américaine montrant la distribution des Latosols en accord avec la position de la nappe phréatique (indiquée en pointillés wt) (selon Macedo et Bryant, 1987).	13
Figure I.5. Exemples de microstructures de Latosols : (a) microstructure microagrégée et schéma d'un agrégat de Latosol gibbsitique (A, gibbsite et B, oxydes de fer), et (b) microstructure massive et schéma d'un agrégat de Latosol kaolinitique (A, kaolinite, B, oxydes de fer et C, matériel organique (selon Ferreira et al. 1999a)	15
Figure II.1. Carte hypsométrique de la région du Plateau Central d'après Silva et al. (2005).	24
Figure II.2. Carte géologique du biome Cerrado et du Plateau Central.	25
Figure II.3. Carte lithologique du biome Cerrado et du Plateau Central.	26
Figure II.4. Localisation des profils des Latosols (L) étudiés dans chaque surface géomorphologique le long d'une toposéquence régionale (~350 km) à travers le Plateau Central brésilien.	28

Figure II.5. Paysage typique correspondant au Latosol L1 (profil de sol sous végétation naturelle de type Forêt Tropicale Subcaducifoliée et matériau parental de type granulite).	30
Figure II.6. Paysage typique correspondant au Latosol L2 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Typique et ses matériaux parentaux de type métarythmite sableuse et cuirasse latéritique).	31
Figure II.7. Paysage typique correspondant au Latosol L3 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Typique et ses matériaux parentaux de type métarythmite sableuse et cuirasse latéritique).	32
Figure II.8. Paysage typique correspondant au Latosol L4 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Typique et ses matériaux parentaux de type quartzite et cuirasse latéritique).	33
Figure II.9. Paysage typique correspondant au Latosol L5 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerradão et matériau parental de type métarythmite argileuse).	34
Figure II.10. Paysage typique correspondant au Latosol L6 (profil de sol sous végétation naturelle de type Forêt Tropicale Subcaducifoliée et matériau parental de type métapélitique).	35
Figure II.11. Paysage typique correspondant au Latosol L7 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type métapélitique).	36
Figure II.12. Paysage typique correspondant au Latosol L8 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type métapélitique).	37
Figure II.13. Paysage typique correspondant au Latosol L9 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type métapélitique).	38
Figure II.14. Paysage typique correspondant au Latosol L10 (profil de sol sous végétation naturelle de type Cerrado Dense et matériau parental de type calcaire lacustre).	39
Figure III.1. Schéma des analyses réalisées sur le terrain et au laboratoire.	51
Figure III.2. Détermination de la conductivité hydraulique saturée (K_s) sur terrain : a) Perméamètre de Guelph en détail sur trépied, b et c) séquence de l'installation, et la procédure de mesure du niveau d'eau.	53
Figure IV.1. Contenus relatifs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les horizons Bw des Latosols de la toposéquence régionale étudiée (a) et ceux des horizons Bw issus de la littérature (b) : Latosols situés sur la Surface Sud Américaine (+) et sur la Surface Velhas (▲).	68

- Fig. IV.2. Contenus relatifs en kaolinite, gibbsite, and (goëthite + hématite) dans les horizons Bw des Latosols de la toposéquence régionale étudiée (a) calculé avec une goëthite et une hématite sans substitution par Al et (b) calculé avec une goëthite substituée par Al à 33% et une hématite substituée par Al à 16%, et dans les horizons Bw issus de la littérature (c) calculé avec une goëthite et une hématite sans substitution par Al et (d) calculé avec une goëthite substituée par Al à 33% et une hématite substituée par Al à 16% : Latosols situés sur la Surface Sud Américaine (+) et ceux situés sur la Surface Velhas (▲). 71
- Figure IV.3. Diagrammes de rayons-X de la fraction <math><2 \mu\text{m}</math> (poudre) des horizons Bw des Latosols étudiés. 72
- Figure IV.4. Altitude de chaque Latosol (L) en fonction du rapport gibbsite/(gibbsite + kaolinite) calculé avec une goëthite et une hématite non substituée par Al (◆) et avec à la fois une goëthite substituée par Al à 33% et une hématite substituée par Al à 16% (▲). Chaque Latosol est localisé sur sa portion de paysage (Axe 1: variabilité locale liée aux conditions hydriques le long de la toposéquence et Axe 2: variabilité régionale en fonction de l'âge de la surfaces). SAS: Surface Sud Américaine, VS: Surface Velhas (VS - I: Niveau Supérieur, VS - II: Niveau Intermédiaire, VS - III: Niveau Inférieur). 75
- Figure V.1. Distribution of the Latosols of the Brazilian Central Plateau.* 80
- Figure V.2. Location of the ten Latosols studied (L) on each geomorphic surface along a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau.* 82
- Figure V.3. Microstructure of the Bw horizon observed in optical microscopy (natural light): a and b, strong microgranular structure with highly separated microaggregates in L1; c and d, strong microgranular structure with moderately separated microaggregates in L9; e and f, moderate microagranular structure with coalesced microaggregates in L5; g and h, compound microgranular structure and pellicular grain microstructure in L4.* 92
- Figure V.4. Microstructure of the Bw horizon observed in scanning electron microscopy using the backscattered electrons: a, strong microgranular structure with highly to moderately separated microaggregates in L1; b, strong microgranular structure with moderately to weakly separated microaggregates in L7; c, moderate to weak microagranular structure with coalesced microaggregates in L5; d, compound microgranular structure and pellicular grain microstructure in L4.* 93
- Figure V.5. Different types of microstructure (a), particle size distribution (b) and clay mineralogy (c) for the Bw horizon of the Latosols (L) studied (▲, gibbsitic – sexquioxidic Latosols, ●, kaolinitic – sexquioxidic and ○, kaolinitic – non sexquioxidic Latosols).* 96
- Figure V.6. Distribution of the different types of microgranular structure (types A, B and C) in the diagnostic horizons (Bw) of L1 (a), L5 (b), L2 (c) and L9 (d).* 102

<i>Figure V.7. Model based on long-term termite activity for the Latosols studied showing the accumulated action of bioturbation on the structure with time.</i>	103
<i>Figure VI.1. Bulk density according to the clay content of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied.</i>	114
<i>Figure VI.2. Specific surface area (SSA) of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied (*P=0.05, significant at p>0.05 level of probability).</i>	114
<i>Figure VI.3. Observations in transmission electron microscopy of the fine material of the Latosols (L) studied: horizons Bw of L2 (a), L5 (b), L6 (c), and L8 (d).</i>	116
<i>Figure VI.4. Gravimetric water content at - 300kPa (W_{-300}) (a), and gravimetric water content at - 1500kPa (W_{-1500}) according to the clay content (b). (**P=0.01, significant at p>0.01 level of probability).</i>	118
<i>Figure VI.5. Accumulated pore volume (V) expressed in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$, obtained by combining N_2 desorption ($\text{---}\bullet\text{---}$) and Hg intrusion ($\text{---}\circ\text{---}$) measurements, and derivate curve ($dV/d\log D$) ($\text{---}\Delta\text{---}$) expressed in $\text{cm}^3 \text{g}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, according to the equivalent pore diameter (D_e) for the Latosols (L) studied.</i>	119
<i>Figure VII.1. Volume of Total Pores (V_P) according to the clay content of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (*: P = 0.05, significant at p > 0.05 level of probability).</i>	139
<i>Figure VII.2. Gravimetric water content at (a) -1kPa, (b) -6kPa, (c) -10kPa, (d) - 33kPa, (e) -300kPa, (f) .1500kPa according to the total volume of pores (V_P) of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (**: P = 0.01, significant at p > 0.01 level of probability).</i>	141
<i>Figure VII.3. Gravimetric water content at (a) -1kPa, (b) -6kPa, (c) -10kPa, (d) - 33kPa, (e) -300kPa, (f) .1500kPa according to the clay content of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (**: P = 0.01, significant at p > 0.01 level of probability), (*: P = 0.05, significant at p > 0.05 level of probability).</i>	143
<i>Figure VII.4. Saturated Hydraulic Conductivity (K_s) according to the effective porosity (Φ_e) of the diagnostic horizons (Bw) for the Latosols (L) studied. (*: P = 0.05, significant at p > 0.05 level of probability).</i>	145
<i>Figure 1 Exemple d'une catena de transformation latérale des systèmes sols ferrallitiques à sols hydromorphes dans le bassin de l'Amazone selon Frizstch et al. (2007).</i>	151
<i>Figure 2 Schéma représentatif de Unités Géomorphologiques du Plateau Central brésilien en relation au rapport Gibbsite/Gibbsite + Kaolinite (Gb/Gb+K). Unités Géomorphologiques : Surface Sud Américaine (SAS), Surface Velhas (VS), VS I – niveau supérieur, VS II - niveau intermédiaire, VS III – niveau inferieur.</i>	152
<i>Figure 3 Volume des pores intra-microagrégats en relation le teneur d'argile des Ferralsols selon Balbino et al. (2002b).</i>	155

Figure 4 Teneur en eau en fonction de la valeur absolue du potentiel hydrique: 158
 courbe vierge (- ♦ -), courbe de Latosols situé sur la Surface Sud Américaine (SAS)
 et pour Latosols situé sur la Surface Velhas (VS).

*Figure A.1. Saturated soil core samples (a), empty sample holders with and without 203
 filter paper (b) and sample holders positioned inside the centrifuge rotor chamber
 (c).*

*Figure A.2. Point-wise comparison of measured volumetric soil-water content 207
 values from both pressure plate and centrifuge methods for soils from Embrapa
 Cerrados database set (1). F_w : F-test statistic value, according to (Graybill, 1976).
 p : probability of F_w according to F-distribution for 2 and 464 degrees of freedom.*

*Figure A.3. Soil-water retention fitting using van Genuchten model using results 209
 from both pressure plate and centrifuge methods for soils from data set (2). O:
 Oxisols, F_c : F-test statistic value, p : probability of F_c according to F-distribution for
 3 and 39 degrees of freedom.*

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1. Les Latosols des surfaces géomorphologiques du biome Cerrado (d'après Gomes et al. 2004a, 2004b)	11
Tableau II.1 - Caractéristiques générales des profils de Latosols étudiés dans les surfaces géomorphologiques du Plateau Central	29
Tableau II.2 - Descriptions morphologiques des profils de Latosols (L) étudiés	43
Tableau II.3 - Caractérisation physique et chimique des profils de Latosols (L) étudiés	46
Tableau II.4 - Caractérisation minéralogique des profils de Latosols (L) étudiés	48
Tableau III.1 - Les valeurs de α pour le calcul de la conductivité hydraulique saturée à l'aide du perméamètre de terrain (d'après Elrick et al., 1989)	55
Tableau IV.1 - Caractéristiques générales des Latosols étudiés	65
<i>Table V.1 - General characteristics of the Latosols (L) studied (modified after Reatto et al., 2007; Reatto et al., 2008a)</i>	83
<i>Table V.2 - Field morphological descriptions of the Latosols (L) studied</i>	87
<i>Table V.3 - Physical and chemical characteristics of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied</i>	91
<i>Table V.4 - Micromorphological analyses of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied (description according to Bullock et al., 1985 and Stoops, 2003)</i>	95
<i>Table V.5 - Mineralogy of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied</i>	97
<i>Table V.6 - Volume of voids resulting from the assemblage of the microaggregates (inter-aggregates voids) for the Bw horizons of the Latosols (L) studied</i>	100

<i>Table VI.1 - Main characteristics of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied (modified after Reatto et al., 2007, 2009)</i>	110
<i>Table VI.2 - Physico-chemical characteristics of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied</i>	113
<i>Table VI.3 - Specific surface area (SSA), Specific surface area of the clay fraction (SSA^{cl}), accumulated pore volume of dried microaggregates at -300 kPa ($V_p^{Hg+N_2}$), accumulated pore volume of dried microaggregates at -1500 kPa ($V_p^{Hg+N_2}$), decrease in the pore volume between -300 kPa and drying at 105 °C ($\Delta V_p'$) and relative to the clay fraction ($\Delta V_p'^{clay}$), decrease in the pore volume between -1500 kPa and drying at 105 °C ($\Delta V_p''$) and relative to the clay fraction ($\Delta V_p''^{clay}$) in the Bw horizons of the Latosols (L) studied</i>	115
<i>Table VII.1 - General characteristics of the Latosols (L) studied</i>	132
<i>Table VII.2 - Morphological characteristics of the diagnostic horizons (Bw) selected in the Latosols (L) studied</i>	134
<i>Table VII.3 - Chemical characteristics of the diagnostic horizon (Bw) of the Latosols (L) studied</i>	136
<i>Table VII.4 - Physical characteristics of the diagnostic horizon (Bw) of the Latosols (L) studied</i>	137
<i>Table VII.5 - Total pore volume and elementary pore volumes of the diagnostic horizons (Bw) of the Latosols (L) studied</i>	138
<i>Table A.1. General characteristics of the two sets of soil samples from Brazilian Tropical soils studied</i>	201

VALIDITÉ DE LA MÉTHODE PAR CENTRIFUGATION POUR LA DETERMINATION
DES PROPRIÉTÉS DE RETENTION EN EAU DES SOLS TROPICAUX

ANNEXE

VALIDITÉ DE LA MÉTHODE PAR CENTRIFUGATION POUR LA DETERMINATION
DES PROPRIÉTÉS DE RETENTION EN EAU DES SOLS TROPICAUX

Cette annexe* a pour objectif la comparaison de deux méthodes utilisées pour déterminer les propriétés de rétention en eau des sols. Sont ainsi comparées la méthode par centrifugation qui est très utilisée au Brésil et celle de la presse la membrane (méthode pneumatique). Les échantillons utilisés sont extraits d'une hydroséquence de 10 km de long au niveau de la transition du Cerrado-Amazonie (série 1) et de la toposéquence de 350 km de long d'où proviennent les sols étudiés dans cette thèse (série 2). La comparaison sera conduite en comparant point à point, c'est-à-dire à chaque valeur de potentiel, les séries de résultats obtenues avec les deux méthodes, puis en comparant les courbes ajustées à l'aide du modèle de van Genuchten sur ces séries de résultats obtenues avec les deux méthodes.

* Cette annexe a été publiée en 2008 sous la forme d'un article intitulé “ *Validity of the centrifuge method for determining the water retention properties of tropical soils* ” dans la revue *Soil Science Society of America Journal*, 72 (6), 1547 - 1553.

A.1. Introduction

The relationship between soil-water content and its corresponding water potential is one of the basic parameters required to model water movement. Among the earliest works dealing with that relationship, Briggs and McLane (1910) defined the equivalent moisture as being the soil-water content recorded when a 1-cm long soil sample is centrifuged for 40 min in a gravitational field equal to 10^3 times the acceleration of gravity. Thus, they were the first to use a variation of the gravitational field by centrifugation to apply a particular value of water potential to a soil sample. The method was questioned later by Thomas and Harris (1925) who showed that the equivalent moisture was influenced by the amount of material centrifuged and the physical and chemical conditions of the centrifugation. Then, Russel and Richards (1938) extended the method by presenting a rather complete mathematical treatment of the centrifuge theory for calculating the water potential corresponding to a measured water content of centrifuged soil samples.

After the development of the pressure plate apparatus (Richards and Fireman, 1943), the centrifuge technique was noticeably put aside probably due to difficulties in having centrifuges with capability to develop speed of rotation sufficiently high to obtain soil-water water potentials nearby the corresponding permanent wilting point. Later on the centrifuge technique came about into consideration with the work done by Odén (1975) who proposed a mathematical formalism to put forth an integral method for the determination of the soil-water retention curve by centrifugation. This method was experimentally discussed by using soil samples varying in composition and comparing the results with those recorded with suction or pressure plates and showed a relatively good agreement between the two methods.

Nowadays, the centrifuge technique has been also applied to determine the unsaturated hydraulic conductivity (see Nimmo et al., 2002; Singh and Kuriyan, 2002; Caputo and Nimmo, 2005; Simunek and Nimmo, 2005; Nakajima and Stadler, 2006). In addition the centrifuge was used in geotechnical engineering to carry out scaled model tests for studies on soil mechanical behavior and contaminant movement in groundwater (Arulanandan et al., 1988; Taylor, 1995).

Such a small appeal for the centrifuge method for determining the soil-water retention is frequently related to the fact that many researchers are uncertain about its accuracy as compared to the results obtained from the pressure plate method.

Indeed, even though Freitas Junior and Silva (1984) derived a mathematical equation to calculate the average water potential at a given cross-section of a centrifuged soil sample, thus enabling the determination of different points of the soil-water retention curve from a previously selected rotation speed, they did not perform any statistical analysis to discuss the quality of their results.

Medeiros (1987) applied the method developed by Freitas Junior and Silva (1984) to an Alfisol and several Oxisols and showed that the water contents obtained with the centrifuge and pressure plate methods were in general highly linearly-correlated but with appreciable differences at each soil-water potential.

Centurion et al. (1997) compared the centrifuge method with the pressure plate method when applied to representative Brazilian tropical soils. They showed that the results recorded with the centrifuge and pressure plate methods were again highly correlated.

Balbino et al. (2002a) analyzed data obtained from Brazilian Oxisols and showed that the water content determined at -10 , -33 and -1500 kPa were greater when measured with the centrifuge method compared to the pressure plate method.

Khanzode et al (2000, 2002), by using a proposed adaptation of a medical centrifuge to measure soil-water characteristic curves on artificially-packed disturbed soil samples, compared three soils with clay content ranging from 7 to 70 g kg⁻¹ and showed also the centrifuge method overestimated the water retention when compared to the data obtained with tempe cells for water potentials varying from -1 to -600 kPa. By testing the run duration, they concluded that 120 minutes of rotation was sufficient to attain equilibrium conditions for the silty soil used but not good enough to reach equilibrium for the heavier soils studied.

Meanwhile, Silva and Azevedo (2001, 2002), using soils from the Cerrado Biome, that usually present soil-water characteristics typical of sandy soils, showed that the run duration was critical for the precision of the centrifuge method, finding that it was required from 83 to

130 minutes to reach the equilibrium at each applied rotation speed, depending on the soil texture, while the centrifugation time was 5 to 60 minutes in the work done by Odèn (1975) and 50 to 60 minutes in the work done by Centurion et al. (1997).

A possible explanation of the different water content recorded with the centrifuge and pressure plate method at a given water potential is the run duration adopted. The centrifuge method being much less time consuming than the pressure plate method for determining the soil-water retention curve, it is potentially an attractive alternative method.

The aim of this work is to demonstrate the validity of the centrifugation method by using a wide range of tropical soils.

A.2. Material and Methods

A.2.1. The studied soils

Two sets of Brazilian tropical soils were selected for the study: (set 1) ten soil core samples located along a 10-km local hydrosequence across a Cerrado-Amazonia transition, and (set 2) ten other soil core samples located along a 350-km regional toposequence across the Cerrado (Reatto et al., 2007) (Table A.1).

The soil-water retention properties for core samples were determined by using the pressure plate apparatus on one hand (Richards and Fireman, 1943) and the centrifugation method on the other hand (Russel and Richards, 1938), following the laboratory procedures (Freitas Junior and Silva, 1984; Silva and Azevedo, 2002) applied for the whole centrifuged soil sample.

The soils were described according to the field manual of Lemos and Santos (1996) and the Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999). Core samples were collected by using stainless steel cylinders of 100 cm³ in volume ($\varnothing = 5.1$ cm, L = 5.0 cm) in the top, transitional and diagnostic horizons of the soils belonging to the local hydrosequence (set 1) and in the sole diagnostic horizon of the soils belonging to the regional toposequence (set 2). Disturbed soil samples were also collected in order to determine the particle density, particle size distribution, and organic carbon content according to the Brazilian standard procedures

(Embrapa, 1997), which in general follow the international procedures (Klute, 1986; Page et al., 1982). Specifically, the particle size distribution was determined with the pipette method after dispersion in NaOH 1N. The particle density was measured by using 95% hydrated alcohol, instead of distilled water, with 20 g of air-dried soil material in a 50-ml pycnometer; and the organic carbon content was determined by wet combustion with 0.4N $K_2Cr_2O_7$ (Table A.1).

A.2.2 Soil-water retention properties

The water retention properties were determined by using core soil samples (Silva et al., 2006). Gravimetric water contents (w in $g\ g^{-1}$) at -1, -3, -6, -10, -33, -80, -400, -1000, and -1500 kPa water potential were determined for the soils belonging to the local hydrosequence (set 1) while it was determined only at -1, -6, -10, -33, -300, and -1500 kPa water potential for the soils belonging to the regional toposequence (set 2).

For every soil, samples were first saturated for 24 h and then weighed to determine the soil-water content at saturation before submitting them to water extraction by applying the pressure plate and centrifuge methods. For the centrifuge method (Russel and Richards, 1938), we used a Kokusan H-1400pF centrifuge with an outer radii, r_e , of 8.3 cm, specially designed to hold four soil samples (Fig. A.1).

Table A.1. General characteristics of the two sets of soil samples from Brazilian Tropical soils studied

Set	Geographical Coordinates		Soil Type	Horiz.	Depth (cm)	Munsell Color (wet)	Particle size distribution (μm)			Density		O.C. (g kg^{-1})	
	Id.	Latitud (decimal degrees)					Longitud	50-2000 (g kg^{-1})	2-50 (g kg^{-1})	< 2 (g kg^{-1})	D_p (Mg m^{-3})		D_b (Mg m^{-3})
First Set: Tropical Soil (S) from Embrapa Cerrados database	S1	-10.03502778	-49.84908333	Typic Plinthaquox ⁽¹⁾ - Plintossolo Pétrico ⁽²⁾ - Plinthic Phintosol ⁽³⁾	A	0 - 5	7.5YR3/1	590	80	330	2.45	0.97	2.77
					AB _f	5 - 20	10YR4/1	600	50	350	2.45	1.27	1.56
	S2	-10.05530556	-49.86936111	Typic Plinthaquox ⁽¹⁾ - Plintossolo Pétrico ⁽²⁾ - Plinthic Phintosol ⁽³⁾	A	0 - 5	7.5YR4/2	791	30	179	2.55	1.32	3.24
	S3	-10.04861111	-49.84583333	Typic Plinthaquox ⁽¹⁾ - Plintossolo Pétrico ⁽²⁾ - Lithic Phintosol ⁽³⁾	A	0 - 5	7.5YR3/2	816	36	148	2.68	1.36	1.49
	S4	-10.0094444	-49.88155556	Typic Fluvaquent ⁽¹⁾ - Gleissolo Háplico ⁽²⁾ - Plinthic Gleysol ⁽³⁾	A	0 - 12	10YR3/1	174	25	801	2.58	1.25	1.75
					AC	12 - 42	10YR4/2	166	28	806	2.64	1.26	0.83
					C _{gf}	42 - 65	10YR7/3	192	11	797	2.76	1.24	0.34
	S5	-10.06375000	-49.90833333	Typic Fluvaquent ⁽¹⁾ - Gleissolo Háplico ⁽²⁾ - Dystric Gleysol ⁽³⁾	A	0 - 22	10YR3/1	568	83	349	2.45	1.10	2.52
					AC	22 - 35	10YR5/1	582	70	348	2.51	1.12	1.60
					C _g	35 - 70	10YR6/2	560	27	413	2.68	1.16	0.66
S6	-10.06366667	-49.90841667	Xanthic Hapludox ⁽¹⁾ - Latossolo Amarelo ⁽²⁾ - Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	A ₁	0 - 25	7.5YR4/2	542	60	398	2.42	1.02	1.92	
				A ₂	25 - 65	10YR5/2	526	183	291	2.55	1.09	1.67	
				B _{w1}	65 - 100	10YR6/3	542	40	418	2.58	1.04	0.89	
				B _{w2}	100 - 120	10YR6/2	577	32	391	2.72	1.08	0.54	
S7	-10.03627778	-49.84877778	Typic Fluvaquent ⁽¹⁾ - Gleissolo Háplico ⁽²⁾ - Plinthic Gleysol ⁽³⁾	A	0 - 20	10YR3/1	770	49	181	2.58	1.11	2.03	
				AC	20/35-50	10YR5/2	795	19	186	2.58	1.11	1.43	
				C _{gf}	50 - 80	10YR6/2	720	37	243	2.65	1.08	0.59	
S8	-10.07333333	-49.87177778	Typic Fluvaquent ⁽¹⁾ - Gleissolo Háplico ⁽²⁾ - Plinthic Gleysol ⁽³⁾	A	0 - 25	7.5YR4/1	783	46	171	2.61	1.33	1.38	
				AC	25 - 35/40	7.5YR5/2	748	43	209	2.61	1.28	0.86	
				C _{gf}	35/40 - 70	10YR7/2	601	64	335	2.72	1.16	0.36	
S9	-10.07444444	-49.87219444	Xanthic Hapludox ⁽¹⁾ - Latossolo Amarelo ⁽²⁾ - Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	A	0 - 15/20	10YR3/1	464	168	368	2.45	0.85	3.80	
				AB/BA	15/20 - 50	10YR4/2	414	120	466	2.48	0.86	1.70	
				B _{w1}	50 - 85	10YR5/2	406	120	474	2.58	0.77	1.22	
S10	-10.07444444	-49.87219444	Xanthic Hapludox ⁽¹⁾ - Latossolo Amarelo ⁽²⁾ - Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	A	0 - 30/40	5YR2.5/1	403	141	456	2.33	0.66	4.52	
				AB/BA	30/40 - 70	7.5YR2.5/1	398	111	491	2.33	0.71	3.17	
				B _{w1}	70 - 100	7.5YR4/1	493	40	467	2.58	0.94	1.08	
Second Set - Oxisols (O)	O1	-16.6346500	-49.4428100	Rhodic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	100 - 160	2.5YR3/6	440	40	520	2.73	1.21	3.40
	O2	-15.6186510	-47.7597840	Typic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Orthic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	115 - 200	2.5YR 4/8	250	140	610	2.76	0.90	6.10
	O3	-15.6150640	-47.7515510	Xanthic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Amarelo ⁽²⁾ - Xanthic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	130 - 180	10YR6/6	160	90	750	2.72	0.88	0.20
	O4	-15.6093700	-47.7378500	Plinthic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Amarelo plíntico ⁽²⁾ - Plinthic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w1}	60 - 110	10YR5/8	690	10	300	2.64	1.18	3.40
	O5	-15.6083670	-47.7135500	Typic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Orthic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w1}	57 - 120	2.5YR3/6	300	150	550	2.76	1.02	6.20
	O6	-15.5246390	-47.6986690	Rhodic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	140 - 200	10R3/6	130	90	780	2.65	0.83	0.20
	O7	-15.2207000	-47.7024500	Typic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho Amarelo ⁽²⁾ - Orthic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	96 - 200	5YR5/9	160	140	700	2.76	0.96	5.90
	O8	-15.2213020	-47.7020760	Rhodic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	95 - 200	2.5YR3/6	170	70	760	2.88	0.98	6.10
	O9	-15.1862160	-47.7177710	Rhodic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	100 - 180	2.5YR3/6	170	80	750	2.80	1.06	0.10
	O10	-15.0683610	-47.7741110	Rhodic Acrustox ⁽¹⁾ - Latossolo Vermelho ⁽²⁾ - Rhodic Ferralsol ⁽³⁾	B _{w2}	100 - 140	10R4/8	180	70	750	2.76	0.88	0.20

Id: Identification; First Set - Embrapa Cerrados database with ten soils (S) from Brazilian Cerrado-Amazonia transition; Second Set - Ten Oxisols (O) from Brazilian Central Plateau (Reatto, et al., 2007), GPS: Global Positioning System; Soil Type: (1) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006), (2) Brazilian Soil Taxonomy (Embrapa, 1999), (3) World Reference Base (IUSS Working Group WRB., 2006); D_p = Particle density. D_b = Bulk density; OC = Organic carbon.

In the centrifuge, each soil cylinder was inserted in a stainless sample holder provided by the centrifuge manufacturer. A drilled metallic plate and 205 μm filter paper were placed at the bottom of the sample holder to facilitate retention of soil particles and drainage during centrifugation (Fig. A.1). The Kokusan H-1400pF centrifuge was equipped with a mechanism to maintain and control the inside temperature within the range of 16 to 21°C. This method is routinely employed in the soil physics laboratory at Embrapa Cerrados (Silva and Azevedo, 2001).

For the centrifugation method, care was taken to keep the samples under constant rotation by 120 minutes in order to reach the soil-water potential equilibrium corresponding to a given centrifugal force (Silva and Azevedo, 2002). After each centrifugation step, the samples were weighed out and returned to the centrifuge in order to undergo a higher rotation speed. This procedure was repeated up to the last established water potential (-1500 kPa). The samples were then oven-dried at 105°C for 24 hours to obtain the soil dry mass. Each applied rotation speed, whenever necessary, was adjusted by using an electronic tachometer.

The equation used for calculating the average distribution of matric soil-water potential, \bar{h} (kPa), along the soil sample of length, L (cm), subject to an angular velocity, ω (rad s^{-1}) was the following:

$$\bar{h} = \frac{k}{6} \omega^2 g^{-1} L [L - 3r_e] \quad [1]$$

with g , being the acceleration of gravity (981 cm s^{-2}), and k a constant value equal to $0.09807 \text{ kPa cm}^{-1}$. For example, if $\omega = 77.67 \text{ rad s}^{-1}$ that corresponds to 741.6 revolution per minute (*rpm*), then with $r_e = 8.3 \text{ cm}$ and $L = 5.0 \text{ cm}$, we obtain $\bar{h} = -10 \text{ kPa}$. Similarly, the angular velocity for -1 kPa is 24.56 rad s^{-1} that corresponds to 234.5 rpm, and so on. Equation (1) takes into consideration the nonlinear behavior of the matric water potential distribution along the soil sample that is established during the centrifugation. Because of this nonlinearity, the average water potential is not necessarily at the midpoint of the soil sample as pointed out by Khanzode et al. (2000).

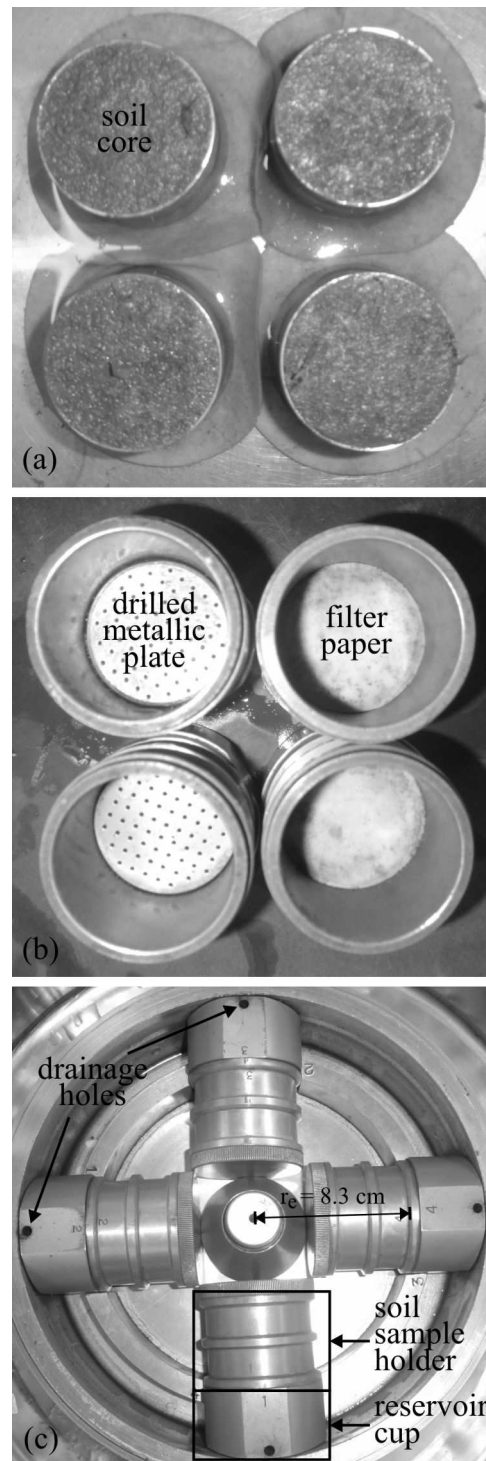


Fig. A.1. Saturated soil core samples (a), empty sample holders with and without filter paper (b) and sample holders positioned inside the centrifuge rotor chamber (c).

In the case of the pressure plate apparatus (Richards and Fireman, 1943), the water potentials were established and controlled by an electrical automatic air-pressure pump. The time for equilibrium for the pressure plate varied depending on the magnitude of the applied pressure and the type of soil. Each pressure step was maintained until the water dropping outflow nearly stops, which took from three to ten days.

In any case, the soil sample mass for both methods was measured at every water potential and the final water content determined at -1500 kPa after oven-drying the soil at 105°C for 24 hours.

The water content at each potential was then calculated. The bulk density (D_b in Mg m^{-3}) was determined on six replicates by using the oven-dry mass of the soil material contained in cylinders 100 cm^3 in volume. The volumetric water content (θ in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) was computed as follows:

$$\theta = \frac{1}{\rho} w D_b \quad [2]$$

with, ρ , the water density (Mg m^{-3}).

The soil-water contents recorded with the two methods were fitted to the van Genuchten's model (van Genuchten, 1980) in order to allow a pair-wise comparison between the resulting soil-water retention curves and, thus, additionally validating the similarity between the methods. This model was expressed by the following equation

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[1 + (\delta |h|)^n \right]^{(-1+1/n)} \quad [3]$$

with θ , the volumetric soil-water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_r , the fitted residual volumetric soil-water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_s , the measured saturated volumetric soil-water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), h , the matric soil-water potential (kPa), δ and n , fitting parameters in kPa^{-1} and dimensionless, respectively. The fitted parameters (θ_r , δ , n) were obtained with the solver routine embedded in the Microsoft Excel program.

A.2.3. Statistical Analysis of the data sets

Water contents recorded at every water potential for the soils belonging to set 1 were compared in a point-wise manner by plotting each measured soil-water content obtained with the pressure plate and centrifuge methods by appropriate statistical analysis as proposed by Graybill (1976) (see appendix).

The water retention properties of the soils belonging to set 2 were used to establish the similarity of the overall soil-water retention curves as determined with the pressure plate and centrifuge methods and adjusted by the van Genuchten model. The statistical analysis of this comparison follows the F-test used by Silva and Azevedo (2002), that somewhat resembles the curve comparison method proposed by Motolusky and Christopoulos (2003) to select nonlinear models fitted to a given set of data points.

A.3. Results and Discussion

A.3.1. Analysis of the elementary measured water contents

On the basis of the data recorded with the soils belonging to the hydrosequence studied, we gathered a total of 468 average soil-water contents obtained either with the pressure plate (θ_p) or centrifuge (θ_c) method. These water contents were compared in a point-wise manner (Fig. A.2), in order to verify if the outcome follows in general the 1:1 relationship. The fitted straight line showed a high correlation ($R^2 = 0.9891$). The slope was very close to 1 (namely 0.9796) and the intercept to 0 (namely 0.01136) (Fig. A.2).

The statistical analysis applied to discuss the significance of the deviation between the 1:1 model and the fitted straight line using the Graybill test showed that both models were statistically identical for a p -value = 0.0109 (Fig. A.2).

As a result, the comparison of point-wise soil-water content measured with the pressure plate (θ_p) and centrifuge (θ_c) method for soils originated from the hydrosequence (Cerrado-Amazonia transition) showed that in the two methods the water contents corresponding to the

range from -1 to -1500 kPa are statistically identical for a large range of soil types (Plinthaquox, Fluvaquent, Hapludox) (Table A.1).

Considering the good agreement found between these methods, then it could be inferred that the overestimated water contents recorded by Balbino et al. (2002a) and Khanzode et al. (2000, 2002) with the centrifuge technique would be related to some inappropriate combined consideration of the centrifugation run duration, geometry of the soil sample and type of soil structure and not necessarily to inappropriate equilibrium conditions as suggested by Khanzode et al. (2000, 2002).

Thus, use of artificially packed soil samples such as in the work of Khanzode et al. (2000, 2002) might have affected the water retention process, especially at low soil-water potentials.

On the other hand, Balbino et al. (2002a) plotted in the same graph water contents measured at a given matric potential with the centrifuge and pressure plate methods according to the clay content.

In doing so, a unique relationship was assumed between the water content at a given water potential and the clay content which is highly questionable because of the contribution of the mineralogy and assemblage of the fine fractions to the water retention properties (Bruand and Tessier, 2000).

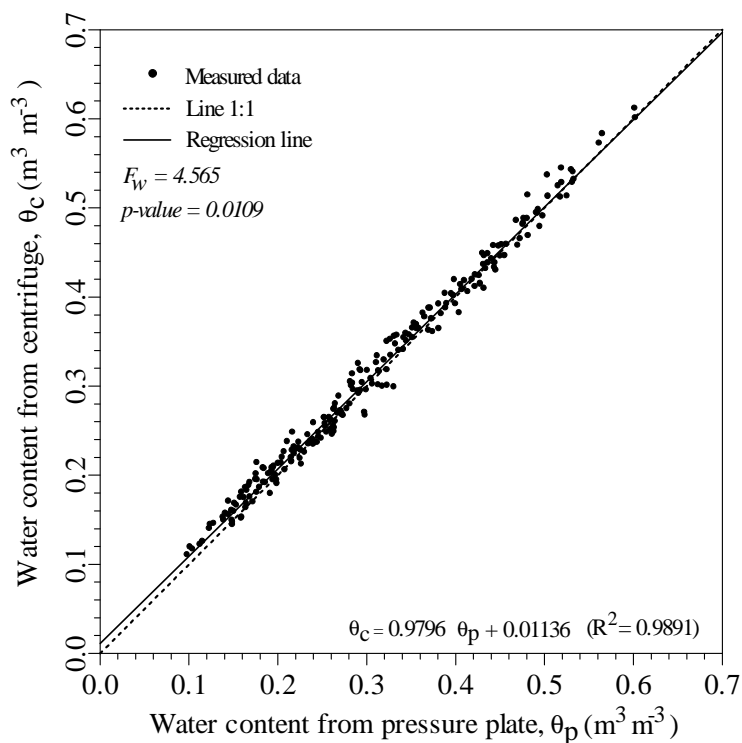


Fig. A.2. Point-wise comparison of measured volumetric soil-water content values from both pressure plate and centrifuge methods for soils from Embrapa Cerrados database set (1). F_w : F-test statistic value, according to (Graybill, 1976). p : probability of F_w according to F-distribution for 2 and 464 degrees of freedom.

A.3.2. Analysis of the water retention curves

For every horizon of the regional toposequence studied, the van Genuchten model was fitted to the water contents recorded with the centrifuge method and then to those recorded with the pressure plate method (Fig. A.3).

The statistical results based on the F-test for curve comparison (Silva and Azevedo, 2002) showed that the smallest probability of rejecting the null hypothesis of similarity for the water retention curves measured with the two methods was $p\text{-value} = 0.0106$ for the soil sample from O9 while the highest similarity was observed for the soil sample from O3 ($p\text{-value} = 0.7388$).

The variation of sample height was $<2\%$ for all the samples studied up to -80 kPa, then reaching 20 to 30 % according to the sample at -1500 kPa. Despite this height variation that resulted from sample deformation because of centrifugal force and possibly of some sample shrinkage because of water removal, the soil-water retention curves obtained with the two methods did not differ significantly (Fig. A.3).

Finally, detailed analysis of the curves showed that the difference of water content between the two methods was the largest at -1 kPa on replicate samples (except for O10) (Fig. A.3). This difference would be related to the large change in water content with respect to potential at high potential, thus generating errors whatever the method used.

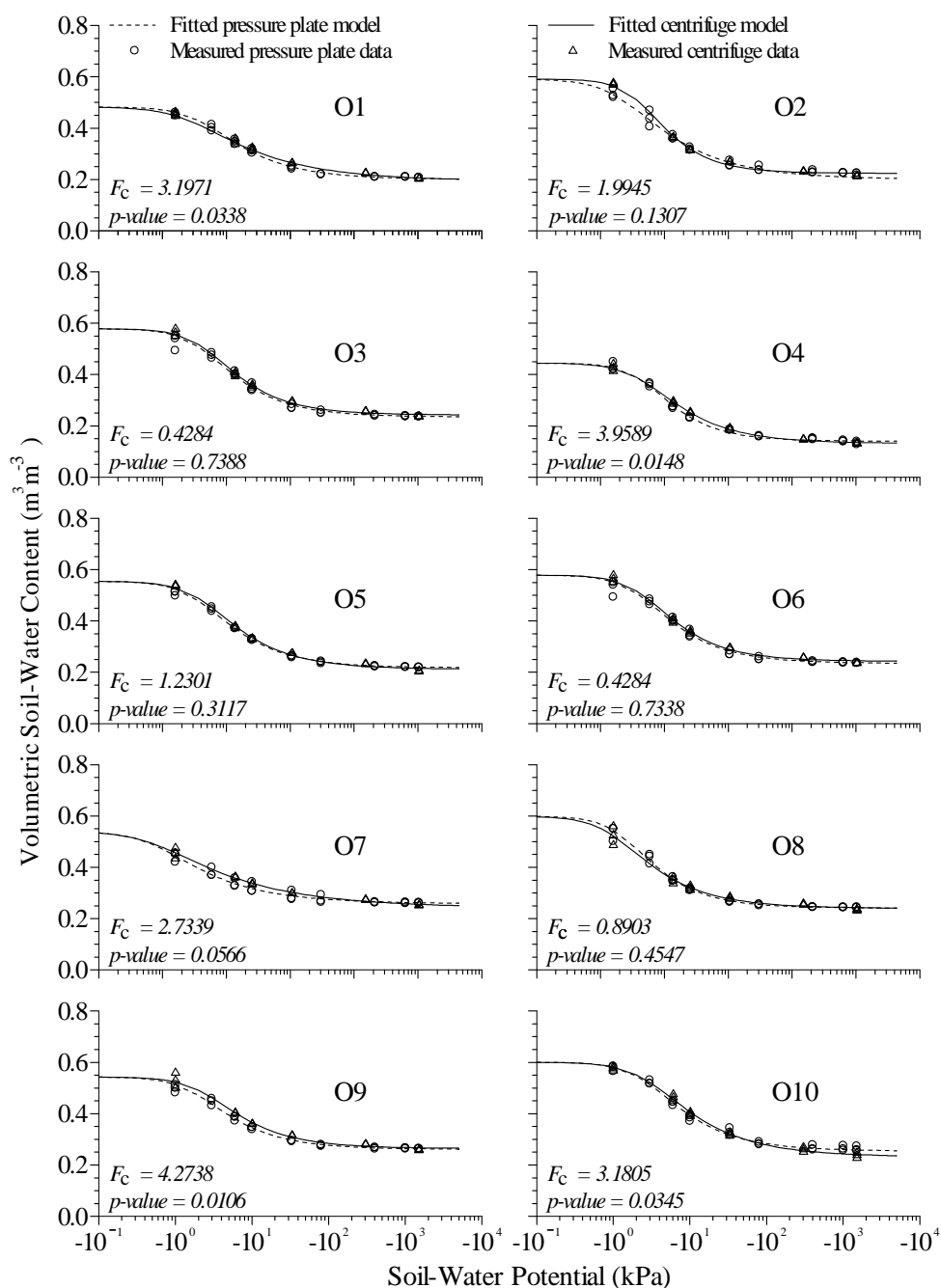


Fig. A.3. Soil-water retention fitting using van Genuchten model using results from both pressure plate and centrifuge methods for soils from data set (2). O: Oxisols, F_c : F-test statistic value, p : probability of F_c according to F-distribution for 3 and 39 degrees of freedom.

A.4. Conclusions

Our results showed good agreement between the centrifuge and pressure plate methods when applied to the large range of tropical soils studied in a routine laboratory application.

Comparison of the water content recorded in a point-wise manner and of the water retention curve showed indeed clearly that there was no difference when the appropriate methodology was used for the centrifuge method.

These results showed also that the centrifuge should be considered as an appropriate method because it requires a relatively short time compared to the pressure plate method for the determination of the whole water retention curve.

Indeed, a soil-water retention curve with nine pressure points requires from 2 to 3 months to be accomplished in a 24-hour running time while the centrifuge method with 120 minutes of rotation time for every pressure point requires only four days, including the time required to oven dried the soil.

A.5. Appendix

Graybill (1976) proposed a mathematical expression to calculate an F_w -statistic distribution value to test the significance of a null hypothesis of similarity of a set of linear models. In this work, the test was applied for the data set (1) and consisted in verifying the similarity between the 1:1 model and the straight line fitted to the experimental data. The hypothesis of equality is rejected if and only if $F_w \geq F_{\alpha:2, N-4}$ is met. In this inequality, $F_{\alpha:2, N-4}$ is the F-distribution value corresponding to a previously established Type I error α with 2 and $N-4$ degrees of freedom; N is the total number of data points of both models.

The statistic F_w (Graybill, 1976) can be expressed as follows for soils from data set (1):

$$F_w = \left\{ \frac{\sum_{m=1}^2 \sum_{i=1}^{N_m} (\theta_{C_{mi}} - \bar{\theta}_{C_m})^2 - \frac{\left[\sum_{m=1}^2 \sum_{i=1}^{N_m} (\theta_{C_{mi}} - \bar{\theta}_{C_m})(\theta_{P_{mi}} - \bar{\theta}_{P_m}) \right]^2}{\sum_{m=1}^2 \sum_{i=1}^{N_m} (\theta_{P_{mi}} - \bar{\theta}_{P_m})^2} - \sum_{m=1}^2 \sum_{i=1}^{N_m} (\theta_{C_{mi}} - \hat{\theta}_{C_{mi}})^2}{\sum_{m=1}^2 \sum_{i=1}^{N_m} (\theta_{C_{mi}} - \hat{\theta}_{C_{mi}})^2} \right\} \left(\frac{N-4}{2} \right)$$

with $m = 1$ (model 1:1) and $m = 2$ (centrifuge versus pressure plate);

i = an index for a given water-content value; $\theta_{C_{mi}}$ = a measured centrifuge-water content for a given m and i ; $\theta_{P_{mi}}$ = a measured pressure plate-water content for a given m and i ; $\bar{\theta}_{C_m}$ = the average centrifuge-water content for a given m ; $\bar{\theta}_{P_m}$ = the average pressure plate-water content for a given m ; $\hat{\theta}_{C_{mi}}$ = a calculated centrifuge-water content for a given m and i ; $\hat{\theta}_{P_{mi}}$ = a calculated pressure plate-water for a given m and i ; N_m = number of data points for each model. For $m = 1$, it was set $\theta_{C_{mi}} = \theta_{P_{mi}}$; $\bar{\theta}_{C_m} = \bar{\theta}_{P_m}$; $\hat{\theta}_{C_{mi}} = \hat{\theta}_{P_{mi}}$.

The statistic F_c was computed as follows in this study for soils from data set (2):

$$F_c = \frac{|RSS_{comb} - (RSS_{met1} + RSS_{met2})|}{(RSS_{met1} + RSS_{met2})} \left(\frac{DF_{den}}{DF_{num}} \right)$$

where RSS_{met1} and RSS_{met2} are the residual sum of squares, resulting from fitting a given soil-water retention model to the data obtained from either pressure-plate (*met1*) or centrifuge methods (*met2*), respectively;

RSS_{comb} represents the residual sum of squares, obtained from fitting the same soil-water retention model to the data altogether obtained from both pressure-plate and centrifuge;

DF_{num} and DF_{den} represent the degrees of freedom of numerator and denominator, respectively, corresponding to difference between the number of data points and the parameters from each fitting.

Adriana REATTO

Nature et propriétés de l'horizon diagnostique de Latosols du Plateau Central brésilien

Résumé : Les Latosols correspondent à environ 40% du Plateau Central brésilien. Ils sont caractérisés par une faible activité de l'argile, une faible différenciation de leurs horizons, une macrostructure peu développée et une microstructure en revanche très développée représentée par des microagrégats de 50 à 300 µm de diamètre. Dix Latosols (L) ont été sélectionnés le long d'une toposéquence régionale d'environ 350 km de long qui recoupe la Surface Sud Américaine (SAS) (L1 à L4) et la Surface Velhas (VS) (L5 à L10). Ces différents Latosols rendent compte de la variabilité de composition granulométrique et minéralogique, et de celle de matériau parental que l'on peut rencontrer dans le Plateau Central brésilien. Nos résultats montrent que la variabilité de proportion de gibbsite et de kaolinite peut s'expliquer à la fois par l'âge de la surface géomorphologique et les conditions hydriques en fonction de la position topographique au sein de chaque toposéquence. Les résultats montrent également que la structure microagrégée ne varie pas en fonction de la composition granulométrique ou minéralogique. Elle est apparue en revanche liée à la bioturbation du sol par les termites. Il a aussi été montré que les microagrégats des Latosols étudiés ne sont pas rigides mais diminuent de volume lors de la dessiccation. De plus, la composition minéralogique de la fraction argileuse ne jouerait qu'un rôle marginal dans les variations du volume poral lors de la dessiccation. Les microagrégats des Latosols situés sur la SAS diminuent moins de volume lors de la dessiccation que les microagrégats situés sur la VS, cette différence serait liée à leur histoire hydrique. Enfin, les propriétés de rétention en eau et la conductivité hydraulique à saturation varient respectivement en fonction de la teneur en argile et du développement des pores de diamètre supérieur à 300 µm, et par conséquent sans lien étroit avec la minéralogie de la fraction argileuse.

Mots-clés : Ferralsol, minéralogie, termite, microstructure, micromorphologie, propriétés hydrauliques

Nature and properties of the diagnostic horizon of Latosols from Brazilian Central Plateau

Abstract: The Latosols correspond to about 40% of the Brazilian Central Plateau. They are characterized by low activity clay, little horizon differentiation, a weak macrostructure and a strong microgranular structure resulting in microaggregates 50 to 300 µm in size. Ten Latosols (L) were selected along a 350-km long regional toposequence across the South American Surface (SAS) (L1 to L4) and Velhas Surface (VS) (L5 to L10). The studied Latosols take into account the textural and mineralogical variability, as well as the topographical location and parental material variability. Our results showed a large variation of the kaolinite and gibbsite content in relation to a regional component attributed to the age of the geomorphic surface and a local component mainly related to the hydraulic conditions along the toposequence. The results showed also that the microgranular structure varied without any relationship with the texture and mineralogy of the fine material. It appeared as being mainly related to soil bioturbation by termites. The microaggregates of the Latosols studied are not rigid but shrink during drying with no relation with the mineralogy of the fine material. Our results showed that the microaggregates of the Latosols located on the SAS shrink less than those of the Latosols located on the VS. This would be related to a difference of hydric stress history. Finally, the water retention properties and saturated hydraulic conductivity varied according to the clay content and development of pores larger than 300 µm in diameter respectively without any apparent role of the mineralogy of the fine material.

Key-words: Oxisol, mineralogy, termite, microstructure, micromorphology, hydraulic properties



Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)



1 A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

<http://web.cnrs-orleans.fr/~webisto/>

