

Mémoire sur Travaux

présenté devant

**L'Université Pierre et Marie Curie
(Paris VI)**

« Sciences de la Terre »

en vue de l'obtention de

L'Habilitation à Diriger des Recherches

**FORMATION ET EVOLUTION
DES SOLS TROPICAUX**

par

Emmanuel Fritsch

Jury :

A. Mariotti	Professeur Université Paris 6
B. Dupré	Directeur de Recherche, CNRS Toulouse
J. Berthelin	Directeur de Recherche, CNRS Nancy
J. Boulègue	Professeur Université Paris 6
A. Bruand	Professeur, Université d'Orléans-ISTO
G. Calas	Professeur, Université Paris 6
A.J. Herbillon	Professeur, Université Louvain La Neuve

SOMMAIRE

CURRICULUM VITAE

Diplômes et Titres

Résumé de carrière

Thèmes de recherche abordés

Outils et méthodes d'analyse

Affectations ORSTOM - IRD

Direction de programmes de recherche IRD

Participation à des programmes nationaux et internationaux

Animation et évaluation de la recherche

Participation à des instances scientifiques

Encadrement de travaux de recherche

Participation à des jurys (Thèse & HDR)

Enseignement

TRAVAUX DE RECHERCHE

Résumé

Introduction

Analyse structurale des couvertures d'altération

Processus d'altération et d'érosion en milieu tropical

Latéritisation

Oxydo-réduction

Appauvrissement, Eluviation-Illuviation, Erosion

Podzolisation

Sulfato-réduction

Distribution spatiale et dynamique des sols tropicaux

Evolutions en climat humide (Amérique latine)

Evolutions en climat de transition (Afrique de l'Ouest)

Dégradations anthropiques en climat semi-aride (Australie méridionale)

Perspectives

Les invariants géochimiques : une approche multi échelle de l'altération et l'érosion

Mobilité de Fe et Al en environnement latéritique : la signification des paragenèses

Mobilité de Fe et Al en environnement podzolique : les mécanismes de l'exportation

Approche cinétique : vers la datation des processus de latéritisation et de podzolisation

Bibliographie

LISTE DES PUBLICATIONS

CURRICULUM VITAE

Emmanuel FRITSCH

Né le 4 août 1952 à Toulon (Var)

Nationalité française

Veuf, 3 enfants

Adresse professionnelle :

Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés (IMPMC)

(ex. Laboratoire de Minéralogie Cristallographie de Paris : LMCP)

UMR CNRS 7590 – Universités Paris 6 et 7 – IPGP

Case 115 Tour 16-26, 2ème étage, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

Tél : 01.44.27.50.63 ; Fax : 01.44.27.37.85 ; e-mail : emmanuel.fritsch@lmcp.jussieu.fr

Diplômes et Titres

- 1996 Directeur de Recherche de 2ème classe ORSTOM – IRD.
- 1985 Chargé de Recherche de 1ère classe ORSTOM.
- 1984 Doctorat de Géologie Appliquée (thèse 3ème cycle), mention très honorable avec félicitations : "Les transformations d'une couverture ferrallitique : analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane française" - Laboratoire des Sciences de la Terre - Université de Paris 7.
- 1982 Chargé de Recherche de 2ème classe ORSTOM.
- 1980 Chargé de Recherche Stagiaire ORSTOM.
- 1976 Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA), spécialité : Agro-Eco-Pédologie. Institut National Polytechnique de Lorraine (INPL) – Université de Nancy I.
- 1976 Diplôme d'Agronomie Approfondie (DAA), spécialité : pédologie. Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie et des Industries Alimentaires (ENSAIA) de Nancy.
- 1976 Diplôme d'Ingénieur Agronome de l'ENSAIA de Nancy.
- 1971 Baccalauréat, Lycée Dumont d'Urville, Toulon.

Résumé de carrière

Thèmes de recherche abordés

- Structures et minéralogie des couvertures d'altération de la zone intertropicale,
- Fonctionnement hydro-biogéochimique de ces couvertures,
- Paragenèses à kaolinite et à oxydes de fer,
- Mobilité des éléments majeurs (Si, Fe, Al) et en traces en milieu tropical,
- Processus d'altération et d'érosion dans la géosphère tropicale.

Outils et méthodes d'analyse

- Analyse structurale de séquences de sols représentatives des grands types de paysages tropicaux (interfluves, bassins versants représentatifs expérimentaux : BVRE),
- Caractérisation pétrographique (lames minces, MEB, MET...) et physico-chimique d'échantillons de sols,

- Caractérisation minéralogique (DRX, affinement Rietveld...) et spectroscopique (UV-visible-PIR, infrarouge à transformée de Fourier, Mössbauer, résonance paramagnétique électronique...) de ces échantillons,
- Etudes hydro-géochimiques de séquences de sols (I. espaces poraux : porosimétrie, rétractométrie, II. hydrodynamique : équipements tensio-neutroniques, simulateur de pluie, III. chimie des eaux).

Affectations ORSTOM - IRD

- Depuis 2000 : Affecté au Laboratoire de Minéralogie Cristallographie de Paris (restructuré en un "Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés" en janvier 2005). Rattaché à l'UR058 "Processus d'altération et de pédogenèse et bilans de transferts dans la géosphère tropicale (GEOTROPE)" de l'IRD.
- 1995 - 1999 : Affecté au Brésil à l'Université de São Paulo (USP). Participation au programme "Organisation et fonctionnement hydro-biogéochimique des couvertures latéritiques d'Amazonie (DYLAT Amazonie)" sur convention ORSTOM-CNPq (Centro Nacional de Desenvolvimento Científica e Tecnológico).
- 1991 - 1994 : Affecté au Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) d'Adélaïde (Australie du Sud). Chercheur associé au laboratoire du Dr R.W. Fitzpatrick sur le projet QA022 du CSIRO "Soil and Landscape Processes Affecting Dryland Salinity, Waterlogging, Swelling and Abrasiveness".
- 1986 - 1991 : Affecté au Centre de Pédologie Biologie (CPB) de Nancy (France) du CNRS (Directeur A.J. Herbillon). Programme HYPERBAV.
- 1985 - 1986 : Affecté au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire). Participation au Programme "Hydro-pédologique de Recherche sur Bassins Versants (HYPERBAV)" sur le site de Booro-Borotou.
- 1983 - 1984 : Affecté au laboratoire des Sciences de la Terre du Prof. G. Bocquier de l'université de Paris VII (France). Thèse 3ème cycle.
- 1980 - 1982 : Affecté au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire). Elève ORSTOM 2ème année (Cartographie des sols de la réserve de Tai) puis chercheur ORSTOM (Etude de la fertilité des sols du Nord de la Côte d'Ivoire).
- 1979 : Affecté au centre ORSTOM de Bondy (France). Elève ORSTOM 1ère année.
- 1976 - 1978 : Volontaire Aide Technique (VAT: Service national) puis allocataire de recherche. Centre ORSTOM de Cayenne (Guyane française). Participation au programme ECEREX

Direction d'Unité de Recherche IRD

- 2001-2005. Directeur de l'Unité 058 de l'IRD intitulée : "Processus d'altération et de pédogenèse et bilans de transferts dans la géosphère tropicale" (GEOTROPE)" du Département Milieux et Environnements (DME) de l'IRD.
- 1995-2000. Responsable du programme "Organisation et fonctionnement hydro-biogéochimique des couvertures latéritiques d'Amazonie (DYLAT Amazonie)" du Grand Programme "Grands Bassins Tropicaux: Dynamiques et Usages" du Département Milieux et Environnements (DME) de l'IRD.

Participation à des programmes nationaux et internationaux

- 2004-2006. Coordinateur du programme National / ACI – FNS "ECCO Ecosphère continentale" (PNBC): "Podzolisation des latérites du haut bassin amazonien : impacts environnementaux sur le milieu physique, biologique et sur les exportations de matières (matières organiques et métaux)".
- 2003-2005. Participation au programme National / ACI – FNS "ECCO Ecosphère continentale" (PNBC et PNRH): "Hydro-biogéochimie des éléments traces, du carbone et de l'azote dans les fractions colloïdales et dissoute des rivières amazoniennes" (M. Benedetti).
- 2003-2005. Participation au programme Franco Indien CEFIPRA (Centre Franco-Indien pour la Promotion de la Recherche Avancée): "Hydro-bio-geochemical cycles in two experimental watersheds of South India". (M. Kumar & L. Barbiéro).
- 2003-2004. Participation au programme National / ACI – FNS "ECCO Ecosphère continentale" : "Etude intégrée du bassin de la rivière Kabini (Inde du Sud) : Influence des facteurs environnementaux sur les processus de fractionnement et les transferts hydro-biogéologiques" (J.J. Braun).
- 2001-2002. Participation au programme PNSE (PROgramme national de recherche Sols et Erosion) intitulé "Identification et datation de populations de kaolinites à l'aide de traceurs cristallographiques et isotopiques. Mise en oeuvre méthodologique et application à l'évolution de latérites d'Amérique du Sud" (Th. Allard).
- 1999-2001. Coordinateur du programme PNSE (PROgramme de recherche Sols et Erosion) intitulé "Dynamique du fer dans des couvertures latéritiques du bassin amazonien: Relations entre minéralogie, structure et fonctionnement hydro-biogéochimique".

Animation et évaluation de la recherche

- 1993. Associate Editor for the Proceedings of the 10th International Clay Conference, Adélaïde (juillet 1993).
- 1992. Chairman de la session "Soils with Fe/Mn Concentrations" lors du "9th International Working Meeting on Soil Micromorphology" (IWMSM), Townsville (12-17 July 1992).
- Rédaction et évaluation de projets nationaux: PNSE, ECCO (France) et FAPESP (Brésil)
- Referee d'articles : Geoderma, European Journal of Soil Science, Australian Journal of Soil Research

Participation à des instances scientifiques

- 2001-2005. Membre de la Commission Scientifique du Laboratoire d'Analyse Structurale Et Hydrothermalisme (LASEH) de l'Université de Limoges (re-élu en 2004)
- 2000-2003. Membre de la "Commission Scientifique Sectorielle : Sciences physiques et chimiques de l'environnement planétaire" (CSSI) - Collège I - de l'IRD
- 2000-2002. Membre du Comité du Programme National de recherche Sols et Erosion (PNSE)

Encadrement de travaux de recherche

- 2004-2006. Marion Bardy, française. Co-encadrement avec S. Derenne d'un travail de thèse : "Caractérisation des matières organiques et complexes organo-métalliques des podzols du Jau". Université Paris 6 (en cours).
- 2003-2005. Eva Lacarce, française. Co-encadrement avec P. Curmi d'un travail de thèse : "Processus pédogénétiques et évolutions minéralogiques à l'origine des associations sol rouge / sol noir sur le complexe gneissique de la zone de transition climatique de l'Inde péninsulaire". Université Paris 6 (en cours).
- 1998-2000. Guilherme Taitson Bueno, brésilien. Co-encadrement avec N.R. do Nascimento d'un travail de Mestrado "Sistemas de transformação pedologica : Influencia sobre a origem e evolução de depressões e da rede de drenagem recente na bacia do Rio Jau - Amazonas". 150p. Université de Sao Paulo (Brésil).
- 1991. J.S. McMaster, Ph. Michelsen, J.F. Wenke, australiens. Encadrement de stages de terrain pour l'obtention du "Master of Agriculture" : cartographie du bassin versant d'Herrmann (Mt Torrens).
- 1989 – 1991. Evelyne Peterschmitt, française. Encadrement de son travail de thèse (mission en Inde pour participer à la caractérisation structurale du site d'étude, suivi du dépouillement des données au CPB de Nancy) : " Les couvertures ferrallitiques des Ghâts occidentaux (Inde du Sud) : caractères généraux sur l'escarpement et dégradation par hydromorphie sur les revers ". 145p. Université Nancy I
- 1985 – 1987. Daniel Boa, ivoirien. Co-encadrement avec C. Valentin d'un travail de thèse dans le cadre du programme HYPERBAV : "Caractérisation, propriétés hydrodynamiques des sols gravillonnaires : cas de Booro-Borotou". 134p. Université d'Abidjan.
- 1986. N'da Kouakou, ivoirien. Encadrement d'un stage de fin d'études (ENSTP, Yamoussoukro) dans le cadre du programme HYPERBAV : "Etude géologique et structurale du bassin nord-ouest de la FéréDougouba et du bassin versant de Booro Borotou". Rapport ORSTOM, Adiopodoumé, 25p.
- 1984 -1985. Igué Mouinou, ivoirien. Encadrement du travail de 2ème année d'élève ORSTOM : "Analyse structurale et représentation cartographique (1/2 500) d'une couverture ferrallitique d'un bassin versant sur formations schisteuses à Lokpasso (sous-préfecture de Tiéningboué au centre nord-ouest de la Côte d'Ivoire)". Rapport ORSTOM, Adiopodoumé, 140p.
- 1984. Koné Yéfagofié, ivoirien. Encadrement d'un stage de fin d'études (ENSA, Abidjan) : "Etude du dessèchement irréversible des tourbes sous culture bananière du Niéky. Applications agronomiques". Rapport ORSTOM, Adiopodoumé, 30p.

Participation à des jurys (Thèse & HDR)

Rapporteur de jury

- Sophie Cornu. "Pédogenèses d'hier et d'aujourd'hui". HDR. Université d'Orléans. Prévues en juin 2005.
- Jean Jacques Braun. "Cycles hydro-biogéochimiques des éléments majeurs et en trace dans les écosystèmes tropicaux". HDR. Université de Toulouse. Prévues en juin 2005.
- Paul Tématio. "Etude de l'organisation, de la genèse et de l'évolution des sols volcaniques dans les Monts Bambouto : Influence de la lithologie et des facteurs du milieu sur la nature et les propriétés des sols en région de montagne tropicale humide". Thèse. Université de Yaoundé 1 (Cameroun). Prévues en avril 2005.

- Marilyne Soubran-Colin. "Localisation, distribution et mobilité des ETM dans les sols développés sur basaltes en climat tempéré". Thèse Université de Limoges. 21 décembre 2004.
- Christian Boupassia. "Etude des sols et des résidus miniers de la région de Moanda au Sud-Est du Gabon : Perspectives de réhabilitation du plateau manganésifère de Bangombé". Thèse Université de Bourgogne. 7 Avril 2004.
- Sébastien Stemmler. "Altération microbienne des minéraux dans les sols hydromorphes, incidence du couplage entre les cycles du carbone et du fer". Thèse Université Henri Poincaré, Nancy I. 21 décembre 2001.
- Evelyne Peterschmitt. "Les couvertures ferrallitiques des Ghâts occidentaux (Inde du Sud) : caractères généraux sur l'escarpement et dégradation par hydromorphie sur les revers". Thèse Université Henri Poincaré, Nancy I. 4 juillet 1991.

Enseignement

- Janvier 2005. Master UPMC Sciences et Technologies (Mention SDUEE : Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie) & Master INA-PG Sciences et Techniques du Vivant (Mention SAGEP : Sciences Agronomiques, Environnement, Paysage). Spécialité "Environnements continentaux et Hydro-Sciences". UE fondamentale de M1 (1^{ère} année): "Fondements de la Science des Sols" : I "Altération et Pédogenèse", II "Dégradation des sols en climat semi-aride (Australie du Sud)". 6 heures.
- Décembre 2004. DEA National de Science du Sol, Université Nancy I. Module O3 "Relation entre l'organisation spatiale des sols et leurs fonctionnements hydriques et biologique" : "Organisation et fonctionnement des couvertures pédologiques en milieu tropical : I Les formations continentales du bassin amazonien (sols – altérites), II Un exemple de couverture pédologique en déséquilibre : Le bassin versant d'Herrmann en Australie du Sud". 6 heures.
- Décembre 1989. DEA National de Sciences du Sol, Université Nancy I : "Les sols ferrallitiques et ferrugineux: (1) Identification, inventaire et aire géographique, (2) un exemple d'interaction entre systèmes sols en zone de contact forêt-savane : le bassin versant de Booro Borotou". 5 heures.

TRAVAUX DE RECHERCHE

Résumé

Si la nature et la distribution spatiale des sols tropicaux dans les grands domaines climatiques de la géosphère tropicale sont relativement bien connues (phase d'inventaire et de cartographie des sols), la nature des processus et des facteurs environnementaux permettant d'expliquer la dynamique évolutive de ces sols l'est beaucoup moins (phase de caractérisation et d'inventaire des processus d'altération et d'érosion). Ce mémoire a pour objectif de résumer des recherches qui ont essentiellement porté sur l'analyse des structures des couvertures d'altération et la caractérisation des processus de formation puis de transformation (ou dégradation) de ces couvertures dans trois domaines climatiques de la zone tropicale.

Les travaux ont fait appel à des approches pédologiques, pétrographiques et minéralogiques permettant de révéler la nature et la distribution relative des composantes des couvertures d'altération depuis l'échelle d'unités paysagiques représentatives des surfaces continentales tropicales (interfluve, bassin versant) jusqu'à celle de leurs constituants élémentaires (minéraux et biologiques). Sur certains sites, des études hydro-biogéochimiques ont été calées sur ces études structurales. L'originalité des travaux engagés réside de ce fait dans la complémentarité des approches utilisées, elles-mêmes adaptées à un emboîtement naturel de structures. Les travaux attribuent aux structures des fonctionnements et jugent de l'actualité des processus mis en jeu. Elles permettent non seulement de reconstituer l'histoire des couvertures étudiées mais aussi et surtout de prévoir leur évolution future par la connaissance des facteurs environnementaux qui contrôlent la dynamique évolutive des processus d'altération et d'érosion.

Les travaux réalisés dans la zone tropicale humide (Brésil, Guyane) ont permis d'opposer les processus de mise en place des formations latéritiques *sensu stricto* (latérisation) aux processus associés aux fluctuations de systèmes de nappe en milieu réducteur et parfois aussi acide (oxydo-réduction, appauvrissement et podzolisation). Les premiers processus agissent essentiellement dans les positions hautes et bien drainées des paysages. Ils sont attribués à l'altération des minéraux primaires des roches et à des mécanismes de dissolution/recristallisation des minéraux secondaires (kaolinite, oxydes de fer et d'aluminium) au sein de couvertures généralement épaisses et fortement appauvries en alcalins et alcalino-terreux. Ces processus favorisent l'accumulation résiduelle (ou relative) du fer et de l'aluminium dont la mobilité reste très limitée dans les profils d'altération (surtout Fe). Les seconds processus agissent dans les réservoirs de nappes soit en positions hautes (systèmes fermés) ou basses (systèmes ouverts au réseau hydrographique) des paysages. Ils provoquent une remobilisation massive du fer et de l'aluminium, couplée à une accumulation et redistribution des matières organiques du sol. L'exportation de ces éléments par les systèmes fluviaux entraîne l'accumulation résiduelle des constituants quartzueux des sols. Ces processus se développent en relation avec la morphologie des paysages. Ils sont en grande partie contrôlés par la nature des substrats, les apports pluviométriques et l'âge de ces formations (auto-développement).

Des processus très semblables (podzolisation exceptée) ont été retrouvés en climat tropical de transition (Afrique de l'Ouest). Toutefois, le développement privilégié de certains d'entre eux a permis la mise en place de niveaux cuirassés, leur démantèlement et la formation de sols sableux en bas de versant. L'étagement des niveaux cuirassés révèle l'histoire complexe de ces couvertures d'altération par inversion des reliefs lors de grands cycles d'érosion. Peu étudiées sur nos sites d'étude, ces indurations surmontent néanmoins des niveaux réduits et pourraient avec ces

derniers correspondre à d'anciens réservoirs de nappe. En bas de versant, l'appauvrissement et l'érosion de la partie supérieure des formations latéritiques puis le développement dans les formations hydromorphes plus profondes de systèmes éluviés-illuviés peuvent être reliés à l'ouverture du couvert végétal (transition forêt – savane). Ces dégradations entraînent une baisse de perméabilité du sol, un accroissement du ruissellement, une recharge et vidange rapides des nappes phréatiques à l'aval des versants et un retard notable des bassins versants aux crues en début de saison pluvieuse. La disparition progressive des formations latéritiques dans les régions plus sèches du nord de l'Afrique de l'Ouest peut être reliée à l'expansion des compartiments éluviés amont et des compartiments illuviés aval qui se trouvent alors enrichis en bases et en smectite (confinement du milieu).

En climat semi-aride (Australie méridionale), ces processus et fonctionnements interagissent avec ceux contribuant à la redistribution des sels. En haut de versant, la migration verticale des éléments fins du sol par éluviation et illuviation a contribué à la mise en place de planosols ("Duplex soils") dans la partie supérieure d'anciennes formations latéritiques. En bas de versant, le développement d'une nappe perchée dans les horizons superficiels sableux et d'une nappe phréatique dans les zones d'altération plus profondes ont favorisé la réduction de ces planosols. La redistribution des sels dans ces formations hydromorphes de bas de versant a assuré l'imperméabilisation d'horizons sub-superficielles par sodification et la mise en charge des nappes phréatiques. La résurgence très localisée de ces nappes a entraîné la salinisation de la surface du sol, la dégradation structurale des horizons superficiels par sulfato-réduction et leur érosion. Ces études ont révélé le rôle des nappes superficielles et profondes dans la redistribution de ces sels, de la lithologie (bancs de pyrite dans des métasédiments) dans le développement de certains processus (sulfato-réduction) et de l'homme dans l'activation des processus de salinisation, de sulfato-réduction et d'érosion.

Les connaissances que nous avons sur ces couvertures d'altération et sur les processus qui contrôlent la mobilité des éléments majeurs et en trace qui les constituent restent encore très incomplètes et parcellaires. Elles s'avèrent toutefois nécessaires pour mieux comprendre et modéliser l'évolution spatio-temporelle (à la fois passée et future) de ces formations et pour révéler les facteurs qui contrôlent ces dynamiques évolutives (roches, climats, actions anthropiques..).

Summary

While the type and the spatial distribution of soils within the main climatic domains of the tropics are pretty well known (stage of soil classification and soil survey), the processes and environmental factors that enable to explain the genesis and subsequent evolution of tropical soils are relatively less understood (stage of inventory and characterisation of the succession of weathering and erosion processes). The objective of the present dissertation is to summarize researches on the structural analysis of weathering mantles and the elucidation of soil forming and soil change processes in three climatic domains of the intertropical region.

The field and laboratory studies rely on pedological, petrographic and mineralogical investigations aiming at revealing the nature and volumetric distribution of the regolith components, ranging from landscape units representative of the continental surfaces (interfluvial, watershed) to their elementary constituents (i.e. minerals and biological components). On specific sites, hydro-biogeochemical studies were also carried out and were closely linked to these structural investigations. The originality of the studies is due to the complementarity of the approaches, which are adapted to the original nesting of regolith structures. The whole approach assigns to these structures

specific hydro-biogeochemical behaviours and establishes the topicality of the processes involved. They enable, not only, to decipher the history of the soil landscape but also, and mainly, to predict their future evolution by the knowledge of the environmental factors that control the dynamic of the weathering and erosion processes.

The works carried out in the humid tropical regions (Brazil, Guyana) contrast the soil forming processes related to the vertical development of lateritic profiles (lateritization) to the soil change processes associated with the development and seasonal fluctuation of groundwater aquifers in reducing and sometimes also acidic conditions (oxydo-reduction, clay depletion and podzolization). The soil forming processes act in the high elevated and well-drained part of the landscape. They involve the weathering of primary minerals of the geological substratum as well as the dissolution and recrystallization of secondary mineral (mainly kaolinite, Al and Fe oxides) within the vertical profiles, which are commonly deep and strongly depleted in bases. They lead therefore to the residual (or relative) accumulation of Fe and Al, whose mobility remains strongly restricted (predominantly for Fe). On the contrary, the soil change processes act in groundwater reservoirs either in the high elevated (closed systems) or low elevated (systems open to the river network) parts of the landscape. They are related to a massive mobilization of Fe and Al, and an accumulation and redistribution of organic compounds in soils. The exportation of these elements by the river network leads to the residual accumulation of quartz in the upland soils. The regolith volumes affected by these soil changes expand in relation to the landscape morphology. The soil changes are mainly controlled by lithological heterogeneities, rainfalls and soil aging (self-containing processes).

Very similar processes (podzolization excepted) were found to act in the transitional tropical climatic zone of West Africa. However, the preferential expansion of some of them has enabled the development of thick iron pans, followed by their dismantling and the formation of sandy soils in low lying positions. The set up of different landscape surfaces reveals the complex history of the soilscape by relief inversion during cycles of erosion. Poorly studied on our investigated sites, these duricrust formations overly, however, reduced compartments and both of them could correspond to ancient groundwater reservoirs. In the downslope position, the clay depletion and erosion of the uppermost lateritic profiles combined with the development at depth of eluvial upslope and illuvial downslope compartments in groundwater reservoirs could be linked to the opening of the vegetation (forest to savanna transition). These land degradations are related to decreasing soil permeability, increasing runoff and quick recharge and discharge of aquifers in low-lying positions with a noticeable delay to river floods at the beginning of the rainy season. The progressive disappearance of the lateritic formations towards the northern drier climatic zone of the West African continent is associated with the upslope expansion of the eluvial and illuvial compartments, the latter being progressively enriched in bases and smectitic minerals (soil confinement).

Under semi arid climates (South Australia), these processes interact with those contributing to salt redistribution. On the side slopes, the vertical transfer of fine clay particles has contributed to the formation of planosols ("Duplex soils") in the upper part of ancient lateritic formations. In the downslope position, the seasonal recharge and discharge of a fresh perched water in the sandy topsoil layer as well as the occurrence of a saline deep groundwater in the underlying saprolite have contributed to the bleaching of the planosols. The redistribution of salts within the reduced subsoil in low lying positions has insured the formation of almost impermeable sodic horizons that enable the deep groundwater to stay under pressure all over the year. However at specific places in footslope positions, the deep groundwater oozes up to the surface leading to the

formation of saline seepages and swamp areas highly prone to erosion. Such studies reveal therefore the role of perched and deep groundwater aquifers in the mobilisation of salts and lithology (pyrite seams in the metasediments) in the development of a specific soil change process (sulfidization). They also point out the important role of land use changes and thus of human beings in the activation of salinisation, sulfidization and erosion.

The knowledges gathered in the tropics on deeply weathered profiles and the soil processes controlling the mobility of their major and trace elements are still incomplete and restricted to specific sites. Nevertheless, they appear necessary to better understand and model in space and time the past and future dynamics of these formations as well as to reveal the environmental factors controlling their evolution (rocks, climates, human activities...).

Introduction

Les travaux que j'ai menés à l'ORSTOM puis à l'IRD se sont focalisés sur l'étude des processus d'altération et d'érosion qui agissent sur les structures des couvertures pédologiques tropicales et contrôlent la mobilité des éléments chimiques et particulaires au sein et hors de ces mêmes couvertures (exportations par les fleuves). Ces travaux ont été réalisés sur trois continents de la zone tropicale et subtropicale (Amérique latine, Afrique et Australie), zones où les couvertures latéritiques sont généralement prédominantes. Ces couvertures souvent épaisses couvrent près de 25 % de la surface émergée de la terre et contribuent largement, avec l'hydrosphère et la biosphère, au fonctionnement global de la planète (Tardy 1993). A la complexité structurale des couvertures latéritiques s'oppose généralement une composition minéralogique simple et monotone associant aux constituants primaires les plus abondants et les plus résistants (quartz, minéraux lourds) des constituants secondaires composés essentiellement de kaolinite et d'oxydes de fer et d'aluminium. Cette spécificité est attribuée à des processus d'altération très poussés dans les régions tropicales (Schellmann 1986) et à l'histoire de ces couvertures qui s'étend, pour certaines, sur plusieurs dizaines de millions d'années (Tardy & Roquin 1998). Ces couvertures sont de ce fait susceptibles d'enregistrer l'évolution temporelle des conditions contrôlant la dynamique des processus d'altération et d'érosion par les perturbations apportées à l'écosystème (variations climatiques, cycles d'érosion, tectonisme, actions anthropiques...).

Mes activités à l'IRD peuvent être regroupées en quatre grandes étapes. La première étape (de 1976 à 1984) a été l'occasion de me familiariser à l'analyse structurale des couvertures pédologiques (approche de terrain initiée par R. Boulet au Burkina Faso puis en Guyane Française) en participant à la caractérisation des latérites de bassins versants représentatifs expérimentaux (BVRE) du programme ECEREX (milieu tropical humide de la Guyane Française). Ces études détaillées de séquence de sols permettent de révéler l'anatomie ou les structures pédologiques (prises dans un sens plus large que celui communément adopté en pédologie) de petites unités de paysages. Elles se sont révélées très fructueuses pour révéler les processus de formation et d'évolution des sols tropicaux et ont été systématiquement réalisées dans d'autres environnements lors de mes affectations ultérieures. La deuxième étape (de 1985 à 1991), réalisée dans le cadre du programme HYPERBAV en Côte d'Ivoire, m'a permis de participer à une étude pluridisciplinaire (géologues, pédologues, hydrologues, botanistes et biologistes) et d'associer aux études structurales, des études sur le fonctionnement hydrodynamique des sols. Ces études hydro-pédologiques ont été réalisées dans le bassin versant de Booro Borotou situé à la "charnière" entre les

couvertures latéritiques (sols ferrallitiques) prédominantes du sud et les couvertures plus sableuses et encroûtées (sols ferrugineux et hydromorphes) du nord. Cette zone de transition assure également le passage entre un environnement forestier humide, pluvieux, à deux saisons des pluies au sud et un environnement de savane plus aride, à une saison des pluies et à net contraste saisonnier au nord. La troisième étape (de 1991 à 1994) m'a permis de sensibiliser le milieu anglophone aux approches structurales en participant à la caractérisation du bassin versant d'Herrmann dans les Mt Lofty Ranges (Australie méridionale). Cette étape a également été l'occasion d'associer aux études de séquences de sols, des études sur l'hydrodynamique et la géochimie des eaux. Le bassin versant d'Herrmann, soumis à un climat relativement sec (680 mm) à contraste saisonnier très marqué, est composé de planosols ("Duplex soils" australiens), développés sur une couverture latéritique d'âge Mésozoïque. L'originalité de ce site réside dans la diversité et la complexité des dégradations qui affectent les vallées (engorgement, salinité, érosion, pollution des eaux par les sels et les sulfates...). Ces dégradations ont été accélérées par les colons australiens à la suite d'un déboisement massif au siècle dernier. La quatrième étape (1995 à 2005) marque mon engagement au montage de projets et ma participation à des tâches d'animation et de responsabilités scientifiques dans le cadre de travaux axés sur l'étude des processus et des fonctionnements des couvertures latéritiques du bassin amazonien (milieu tropical humide). Ces processus et fonctionnements se sont avérés être très comparables à ceux étudiés en Guyane mais affectent des étendues beaucoup plus vastes. Ces travaux initiés au Brésil lors de mon affectation à l'Université de Sao Paulo se sont prolongés au Laboratoire de Minéralogie Cristallographie de Paris (restructuré en janvier 2005 en un Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés). Cette dernière affectation m'a amené à privilégier les outils minéralogiques et spectroscopiques afin de mieux caractériser les paragenèses minérales associées à la mise en place et au développement vertical des formations latéritiques. Ces transformations qui affectent les principaux minéraux secondaires de ces formations (essentiellement kaolinite et oxydes de fer et d'aluminium) sont susceptibles de nous renseigner sur leurs conditions de formations.

Par un heureux concours de circonstances, mes affectations successives m'ont permis de caractériser les couvertures latéritiques sous différents types de climat, allant des zones très humides et pluvieuses (Guyane, bassin amazonien brésilien) aux zones de plus en plus sèches et à régime pluviométrique plus contrasté (Côte d'Ivoire puis Australie méridionale). Ceci m'a permis de juger de la représentativité et diversité des processus d'altération et d'érosion susceptibles d'agir dans la zone tropicale.

Ce mémoire présente les résultats de ces travaux dans le cadre de collaborations variées établies au cours de mes différentes affectations en France et à l'étranger. Ces résultats regroupés dans trois chapitres résument ma contribution (1) à l'analyse structurale des couvertures d'altération, (2) à la caractérisation des processus de formation des sols tropicaux et (3) à l'étude de la dynamique évolutive de ces sols dans trois grands domaines climatiques de la zone tropicale.

Analyse structurale des couvertures d'altération

Les études de toposéquences de sols permettent d'une part d'identifier les principales structures des couvertures pédologiques et d'autre part d'analyser les relations structurales entre les grands compartiments de ces couvertures. Ces concepts nouveaux se sont progressivement précisés au cours de mes études structurales. Ils sont résumés dans trois publications.

La première publication (Fritsch *et al.* 1986) révèle par des représentations en coupe (séquences de sols) et en plan (cartes) la géométrie des différenciations pédologiques d'un interfluve de 16 ha (programme ECEREX, Guyane Française). Les structures du paysage pédologique sont assimilées aux courbes enveloppes d'horizon ou de matrice ("matrix boundaries" au sens de Brewer & Sleeman 1988). Cette étude montre que la dégradation des formations latéritiques est attribuée au développement de nappes propices à une redistribution massive du fer (oxydo-réduction) couplée à proximité de la surface à une perte en constituants fins (appauvrissement). Ces redistributions de matières ont affecté à la fois la partie supérieure (nappes perchées) et inférieure (nappes phréatiques) des couvertures latéritiques dans les positions hautes et basses du modelé. Les reliques des formations latéritiques initiales subsistent alors à la périphérie des plateaux et dans les hauts de versant.

La deuxième publication (Fritsch *et al.* 1992) est subdivisée en deux parties. La première partie formalise un peu plus la démarche. Dans la deuxième partie, trois exemples de couvertures latéritiques de la zone intertropicale (Inde, Afrique de l'Ouest, Amérique latine) illustrent cette approche. La nature des constituants et des structures est précisée pour chaque niveau d'organisation (du minéral jusqu'à l'unité de paysage). A l'échelle du paysage, un inventaire des principaux types de structure est proposé. Les relations qu'établissent ces structures entre elles sont enfin exprimées en termes de concordance et de discordance. Elles permettent d'établir des chronologies de formation et des regroupements. Ces regroupements qui respectent la structure d'ensemble du paysage se font en deux étapes. Ils aboutissent à l'identification de systèmes puis de domaines, deux concepts nouveaux pour les sciences de la terre. Les systèmes sols sont constitués d'une succession ordonnée et emboîtée d'horizons ou de matrices qui apparaissent discordantes sur des organisations périphériques encaissantes. Leur mise en place est attribuée au développement de certains processus ("soil-water processes"). Ces processus sont associés d'une part à des transformations minéralogiques et structurales et d'autre part à des échanges et transferts de matière. Ils sont contrôlés par les flux hydriques et la nature des matériaux traversés par ces flux. Les domaines correspondent à un regroupement de systèmes sols qui apparaissent identiques de par la nature des processus mis en jeu. Les grands domaines d'altération et de pédogenèse peuvent dès lors être resitués dans leur contexte paysagique. Enfin, il est démontré que ces regroupements d'horizons ou de matrices en systèmes sols puis en domaines permettent d'aboutir à une représentation synthétique et simplifiée des paysages qui facilite grandement les comparaisons. Dans le milieu tropical humide, on est ainsi généralement conduit à opposer les processus de formation des couvertures latéritiques *sensu stricto* (latéritisation) qui agissent dans les positions hautes, bien drainées des paysages (domaine latéritique), aux processus associés aux fluctuations de systèmes de nappes dans des zones confinées ou ouvertes au réseau hydrographique (domaine hydromorphe).

La troisième publication (Fritsch & Fitzpatrick 1994) est également subdivisée en deux parties. La première partie initie le lecteur à une nouvelle méthode qui permet d'élaborer des modèles d'organisation et de fonctionnement ("soil-water-landscape models"). Cette méthode reprend à son compte les concepts de base de l'analyse structurale. Elle se sert de la nature et de la distribution dans le paysage des matrices et des systèmes sols pour révéler les écoulements hydriques et les processus de formation ou de transformation des sols ("soil forming" ou "soil change processes" au sens de Fanning & Fanning 1989). La seconde partie présente un exemple de modèle (Fig. 11). Ce modèle est constitué de deux coupes et d'un bloc diagramme. La première coupe indique par des flèches la direction et l'importance relative des flux hydriques dans chaque système sol. La seconde coupe localise les processus au sein des domaines et des

systemes sols. Le bloc diagramme établit les interactions entre processus. Il est alors démontré que les processus sont antagonistes entre les grands domaines d'altération et de pédogenèse et qu'ils se relayent au sein de chaque système sol. Ce modèle conceptuel a été validé par des études hydro-géochimiques (Cox *et al.* 1996, Fritsch *et al.* 1997). Enfin, la comparaison de la géométrie des différenciations pédologiques avec celle définie par exemple par les systèmes de nappe permet de démontrer si les systèmes sols sont en équilibre ou déséquilibre dynamique avec les facteurs tant internes (lithologique et tectonique) qu'externes (climatique et anthropique) du milieu (Cox *et al.* 1996, Fitzpatrick *et al.* 1994). En cas de mise en déséquilibre, ces modèles permettent de prévoir l'évolution future du paysage.

Processus d'altération et d'érosion en milieu tropical

Latéritisation

Les transformations minéralogiques associées à la mise en place et au développement vertical des profils latéritiques affectent les principales phases minérales secondaires de ces formations: la kaolinite et les oxydes de fer (sl). Elles agissent dans les parties hautes et bien drainées des paysages et aboutissent à une accumulation résiduelle de fer et d'aluminium. Elles ont été plus particulièrement étudiées dans un profil de 10m d'épaisseur (I, Fig. 4), situé sur le rebord d'un plateau de la région de Manaus (Fritsch *et al.* 2002). Ce profil montre des changements progressifs de texture et de couleur.

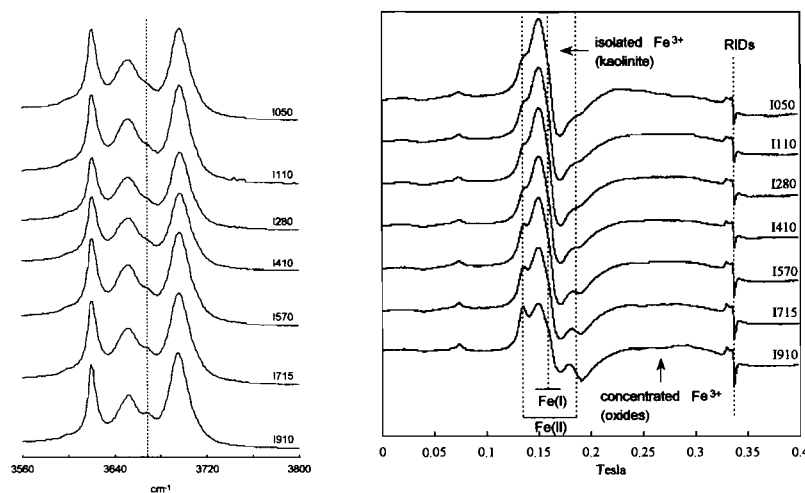


Figure 1. Spectres montrant l'accroissement progressif du désordre cristallin des kaolinites de la base vers le sommet du profil I de la coupe de Manaus : signal (i) des OH en spectroscopie infrarouge (à gauche) et (ii) du Fe^{3+} structural (FeI et FeII) en résonance paramagnétique électronique (à droite).

Les changements de texture sont attribués (i) à une diminution de la taille des particules kaolinitiques reliée au passage progressif, à la base du profil, de matériaux à texture d'altérite à des matériaux à texture de sol et (ii) à une perte en éléments fins (appauvrissement) dans la partie supérieure de ce profil. De la base vers le sommet du profil, la diminution de la taille des particules est reliée à un accroissement du désordre cristallin. Ce dernier est apprécié par une modification progressive d'intensité des bandes de vibration des OH des kaolinites en spectroscopie infrarouge et du signal du Fe^{3+} structural qui présente deux contributions majeures (FeI et FeII) en résonance paramagnétique électronique (Fig. 1). Le désordre cristallin observé dans ces silicates à structure lamellaire a été attribué à la présence de fautes d'empilement (Balan *et al.* 1999). Des mécanismes de dissolution et de recristallisation permettent d'expliquer

l'individualisation de différentes générations de kaolinites dont l'ordre cristallin diminue progressivement de bas en haut des profils latéritiques.

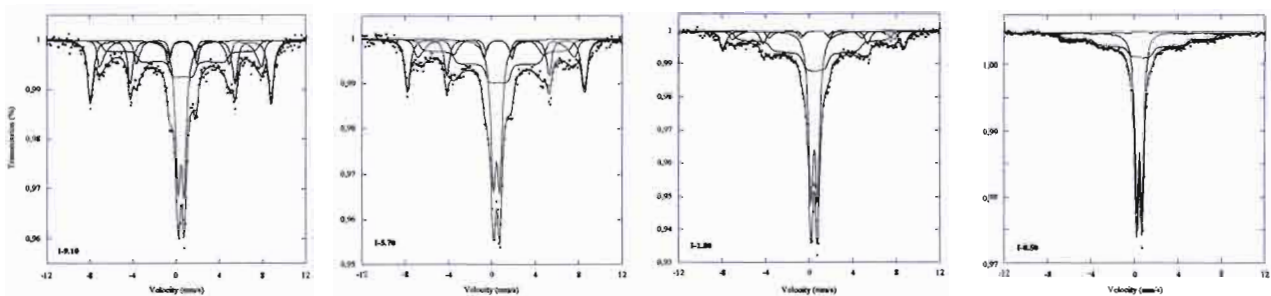


Figure 2. Spectres Mössbauer à 110K montrant la disparition progressive des deux sextuplets externes (hématite et goéthite moyennement substituées en Al) au profit d'un sextuplet interne en phase de relaxation (goéthite alumineuse) du bas (spectre à gauche) vers le haut (spectre à droite) du profil I de la coupe de Manaus

Les changements de couleur traduisent essentiellement un jaunissement progressif de la partie supérieure du profil latéritique rouge. Ce jaunissement, fréquemment observé dans la zone intertropicale, se fait sans perte des teneurs en fer. Il est attribué (i) à une baisse de la proportion et de la taille en hématite et en goéthite moyennement substituées en Al (environ 20 Al%) et (ii) à une augmentation progressive de la taille et de la proportion de goéthite fortement alumineuse (33 Al%) (Fig. 2). Comme pour les kaolinites, ces changements cristallographiques témoignent d'une dissolution sélective d'oxydes de fer moyennement substitués en Al (hématite et goéthite) et d'une recristallisation préférentielle de goéthite alumineuse (Fritsch *et al.* 2005). L'absence de perte en fer suggère des transferts sur de très courtes distances (à l'échelle des cristallites).

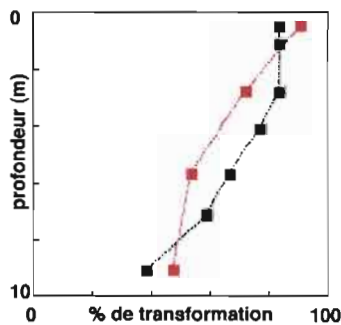


Figure 3: Traçage de la transformation des kaolinites (noir) et des oxydes de fer (rouge) par spectroscopies RPE et Mössbauer, respectivement. La décomposition des spectres permet de quantifier le remplacement de populations minéralogiques anciennes par de plus récentes. Il est ainsi possible de montrer que l'évolution des kaolinites et celle des oxydes de fer ne sont pas synchrones.

Dans la partie supérieure du profil, l'appauvrissement du sol en éléments fins est relié à la prépondérance des mécanismes de dissolution des kaolinites et de recristallisation de goéthite alumineuse, mais aussi de gibbsite de très petite taille qui atteint un maximum de concentration de l'ordre de 4%, juste en dessous des niveaux appauvris. L'incorporation d'Al dans le réseau de la goéthite puis de la gibbsite est de ce fait attribuée à une dissolution accrue des kaolinites et oxydes de fer moyennement substitués. Ces mécanismes sont propices à l'exportation de la silice par les eaux de drainage et les plantes (Lucas *et al.* 1993). Les diagrammes thermodynamiques d'équilibre des phases néo-formées (Trolard & Tardy 1989) permettent de relier ces transformations cristallographiques à une légère augmentation de l'activité de l'eau, ainsi qu'à un net accroissement de l'activité en Al et baisse de l'activité en Si. Ces conditions se développent dans la partie supérieure des profils latéritiques au cours de leur histoire et de leur épaissement. Elles sont propices à un début de bauxitisation des profils

latéritiques et sont révélées sur le terrain par le jaunissement de la partie supérieure de ces profils.

Les transformations cristallochimiques affectant les kaolinites et les oxydes de fer de ce profil ne sont pas synchrones. Elles sont décalées dans l'espace et probablement aussi dans le temps (Fig. 3). L'accroissement du désordre cristallin des kaolinites est en effet important en profondeur dans la zone de transition séparant les matériaux à texture d'altérite des matériaux à texture de sol. La néoformation de goethite alumineuse bien qu'initiée dans la zone de transition (50% du pool des oxydes de fer) est fortement accrue dans la partie supérieure des sols qui ont perdu une bonne partie de leurs constituants fins.

Oxydo-réduction

Le développement de conditions réductrices dans les couvertures latéritiques est propice à la remobilisation massive du fer (et des éléments majeurs et en traces associés au fer : Al, Cr, V...) par des systèmes de nappe en phase d'expansion (Fritsch *et al.* 1986, 2002). La dissolution des oxydes de fer devient alors prépondérante par rapport à leur recristallisation, et les flux hydriques au sein de ces couvertures assurent la redistribution et l'éventuelle exportation du fer. Cette mobilisation du fer par les nappes et le réseau hydrographique favorise de ce fait l'expansion des formations hydromorphes dans les paysages latéritiques. Erosion et altération apparaissent ainsi étroitement imbriquées puisque la mise en place et l'expansion des réseaux hydrographiques dans les paysages peuvent être couplées au développement simultané des réservoirs de nappe. Latéritisation et oxydo-réduction deviennent de ce fait les deux processus majeurs de la zone tropicale humide. Si la limite entre ces deux processus reste parfois difficile à établir sur le terrain (plus particulièrement lors du jaunissement des sols tropicaux), ils n'en caractérisent pas moins des environnements très contrastés par la nature des écoulements qui leur sont généralement attribués (non-saturé *versus* saturé) et par les conditions redox qui y règnent ou y ont régné et qui contrôlent en grande partie le cycle du carbone et du fer.

Les mécanismes mis en jeu sont étroitement liés à l'activité bactérienne qui utilise en environnement anaérobie les composés organiques du sol comme source d'énergie et certains de leurs constituants minéraux (essentiellement nitrates et oxydes de fer) comme accepteurs d'électrons (Macedo & Bryant 1989, Bousserhine *et al.* 1998). En croisant expérimentations de terrain (hydro-géochimie des nappes) et de laboratoire (tests d'incubation d'échantillons de sol), nous avons pu montrer que la mobilité du fer, sous le contrôle de l'activité bactérienne, était régie par la dynamique des nappes et par la nature et l'abondance des composés organiques et minéraux susceptibles d'être minéralisés ou réduits (Stemmler *et al.* 200X). Cette libération du fer est sporadique et n'a lieu qu'en saison pluvieuse lors du rabattement des nappes. La réduction des nitrates puis des oxydes de fer est couplée (i) à une minéralisation de composés organiques facilement biodégradables, (ici) à une déstabilisation du réseau cristallin des oxydes de fer, et (iii) à une production de carbone organique dissoute (COD) et de substances ferriques facilement réductibles (ferrihydrite et fer complexé à la matière organique). Des travaux antérieurs avaient déjà révélé le contrôle majeur de la cristallogénèse des oxydes de fer sur la cinétique des mécanismes mis en jeu. En particulier, il a été démontré que la dissolution des oxydes de fer diminuait lorsque la taille et le taux de substitution en Al de ces minéraux augmentaient (Schwertmann 1984, 1988, Jeanroy *et al.* 1991) et que l'aluminium libéré pouvait inhiber l'activité bactérienne (Bousserhine *et al.* 1998). Dans les altérites, la grande taille des oxydes de fer limite fortement leur aptitude à être réduits. Les oxydes peuvent alors subsister dans des bancs rouge violacé (rosette d'hématite) à jaune vif (goethite fibreuse) des

compartiments réduits de ces altérites (pallid zones). A l’opposé, ils sont plus facilement réductibles dans les sols car de plus petite taille et à taux de substitution en Al variable (Fritsch *et al.* 2005). La dissolution sélective d’hématites faiblement substituées puis de goethites plus fortement substituées assure le jaunissement et l’éclaircissement de latérites rouges puis *in fine* leur blanchiment (Peterschmitt *et al.* 1996). Le jaunissement et le blanchiment de ces latérites sont alors attribués à des pertes en fer. Ces pertes sont parfois couplées à des gains qui peuvent s’opérer à des échelles décamétriques (argile tachetée) ou hectométriques et aboutir à des indurations discontinues (plinthites, nodules ferrugineux) ou continues (bandes ou cuirasses ferrugineuses).

Lors de nos études structurales, deux cas de figures ont été observés. Dans le premier cas (Fig. 4), les niveaux réduits surmontent de fines bandes ferrugineuses (Fritsch *et al.* 1986, 2002; Peterschmitt *et al.* 1996). Ces formations hydromorphes en forme de poche témoignent d’un transfert vertical du fer depuis les zones supérieures décolorées vers les zones indurées sous-jacentes. Dans les bandes ferrugineuses, le fer précipite essentiellement sous forme d’oxydes de grande taille et à faible taux de substitution. Ces oxydes correspondent essentiellement à des hématites en plaquette lorsque les bandes surmontent des formations latéritiques rouges (Fritsch *et al.* 1986, 2002) et exclusivement à des goethites fibreuses lorsqu’elles sont incluses dans des formations hydromorphes jaunes à blanches plus vastes (Peterschmitt *et al.* 1996). Ces redistributions de fer restent, dans un premier temps, très localisées. Elles témoignent d’excès d’eau dans les profils latéritiques et sont ainsi caractéristiques de la zone tropicale humide,

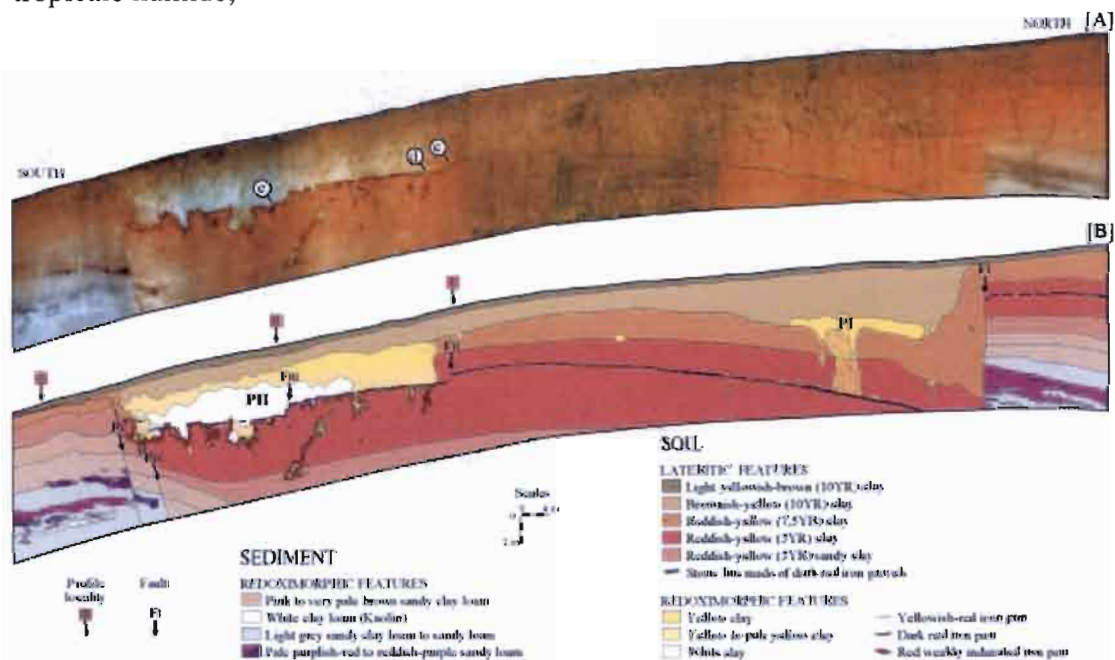


Figure 4. Coupe de Manaus montrant les compartiments latéritiques délimités par des réseaux de failles et les zones affectées par l’hydromorphie sur un rebord de plateau (d’après Fritsch *et al.* 2002).

Dans le deuxième cas de figure (amont de la Fig. 5), les niveaux réduits sont, à l’inverse, surmontés par des niveaux indurés plus épais et plus vastes. Ces formations correspondent aux plinthites du haut bassin amazonien (Fritsch *et al.* 200X) ou aux cuirasses ferrugineuses de l’Afrique de l’Ouest (e.g. Fritsch *et al.* 1990a). Les plinthites sont associées à des remontées de fer dans la frange capillaire de nappes phréatiques situées à proximité de la surface topographique. Elles s’observent de ce fait dans des positions topographiques basses et seraient également caractéristiques de la zone

tropicale humide. Les cuirasses qui arment à différentes altitudes les paysages africains sont à l'inverse caractéristiques de régions tropicales plus sèches. Elles témoignent d'inversion de relief lors de grands cycles d'érosion (Tardy 1993) propices à l'étagement des surfaces indurées et d'une fossilisation des réservoirs de nappes à l'origine de leur mise en place (paléo-formations).

Dans les deux cas de figures, les hétérogénéités du substrat contrôlent en grande partie ces évolutions géochimiques. En particulier, l'apparition très localisée de formations hydromorphes en climat tropical humide peut être reliée à des discontinuités hydrauliques dans les profils d'altération (présence d'une ligne de gravats à nodules ferrugineux : Fritsch *et al.* 2002, transition matériau à texture d'altérite - matériau à texture de sol: Fritsch *et al.* 1986, Peterschmitt *et al.* 1996). De même, les formations cuirassées de la zone intertropicale présentent très souvent des caractéristiques des manteaux d'altération plus profonds et peuvent parfois même reposer directement sur ces derniers (Fritsch *et al.* 1990a). Ces formations et leurs produits de dégradation (nodules ferrugineux) peuvent ainsi contenir des kaolinites bien cristallisées qui s'opposent aux kaolinites désordonnées des formations meubles encaissantes (Muller & Bocquier 1987). Les accumulations de fer dans les profils latéritiques semblent ainsi figer les paragenèses à kaolinite dans les niveaux indurés (cuirasses, nodules) alors qu'elles sont susceptibles de se poursuivre dans les formations meubles encaissantes.

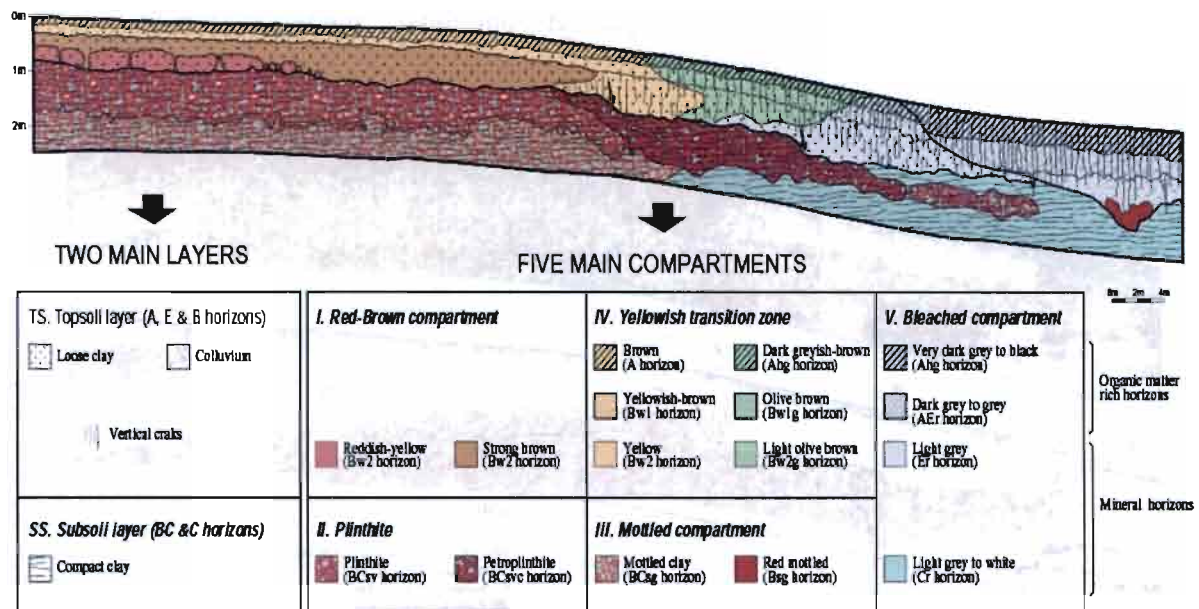


Figure 5. Coupe d'Humaita montrant un développement croissant des processus liés à la remobilisation du fer à deux niveaux (dans les sédiments et au voisinage de la surface dans les sols) depuis les positions hautes vers le centre des dépressions des plateaux surbaissés de la région (d'après Fritsch *et al.* 200X).

Dans toutes les couvertures étudiées, les formations hydromorphes se développent à partir de la surface ou de la sub-surface soit dans les positions hautes des modelés (e.g. centre des plateaux) soit, de façon plus systématique, dans les bas de versants. En termes de bilan, ces formations peuvent correspondre soit à des systèmes fermés à la fois soustractifs et additifs soit à des systèmes ouverts au réseau hydrographique, partiellement additifs ou exclusivement soustractifs. Les systèmes fermés correspondent aux altérations en poches de la zone tropicale humide. Ils sont soustractifs dans leur partie supérieure et/ou amont et additifs dans leur partie inférieure et/ou aval. Les systèmes ouverts et partiellement additifs correspondent aux plinthites de la zone tropicale humide et aux cuirasses de la zone tropicale plus sèche. La demande

éapotranspiratoire semble contrôler les accumulations de fer dans la partie supérieure de ces profils d'altération. Les systèmes ouverts et exclusivement soustractifs (donc dépourvus d'accumulation absolue de fer) sont plus spécifiques de la zone tropicale humide et peuvent se développer à la fois en profondeur et à proximité de la surface topographique (aval de la Fig. 5).

Appauvrissement, Eluviation-Illuviation, Erosion

L'appauvrissement en constituants fins amorcé dans la partie supérieure de certaines formations latéritiques peut s'accélérer en conditions faiblement puis fortement réductrices. La conjonction de ces processus d'appauvrissement et de réduction en climat tropical de transition (Afrique de l'Ouest) entraîne la perte de structuration des sols (prise en masse) (Fritsch *et al.* 1989) et l'apparition de surfaces encroûtées et faiblement protégées par le couvert végétal (Valentin & Fritsch 1990b). L'érosion mécanique de ces sols et l'individualisation en surface de croûtes génèrent alors des ruissellements importants (Valentin *et al.* 1990a). En bas de versant, la disparition quasi totale des éléments fins dans les sols et des encroûtements en surface favorise à nouveau les infiltrations (Fritsch *et al.* 1990b). Plus en profondeur et en dessous des systèmes cuirassés de bas de versant, les formations hydromorphes à gley contiennent des systèmes éluviés amont et illuviés aval (Fritsch *et al.* 1990a). A proximité des bas fonds, les systèmes appauvris de surface rejoignent la partie supérieure des systèmes éluviés plus profonds. Nous avons pu montrer sur le bassin versant de Booro Borotou que les premiers servent d'impluvium aux seconds. Ils permettent la recharge et vidange rapides des nappes phréatiques (Fritsch *et al.* 1990b). Les exportations de matières par les rivières permet l'expansion de ces systèmes vers l'amont des versants. Cette dynamique évolutive est propice en milieu réducteur à la pisolitisation (formation de cortex goethitique) puis au démantèlement des niveaux cuirassés de bas de versant. Elle est attestée par la charge élevée en kaolinite des eaux des rivières et par la présence très localisée de gels ferriques dans certaines zones de résurgence des nappes. La conjonction de ces processus (érosion superficielle, soutirage interne) entraîne l'affaissement des bas de versant et l'affleurement des niveaux cuirassés de mi-versant (Fritsch *et al.* 1990a). A l'aval de la rupture de pente de mi-versant, les hétérogénéités du substrat rocheux (e.g. zones de fracturation) canalisent les soutirages favorisant la mise en place de zones plus déprimées. Ces dernières concentrent les écoulements de surface et active alors l'érosion en griffe et en tunnel des bas de versant (Planchon *et al.* 1987).

Podzolisation

En milieu tropical humide, le développement de conditions réductrices et acides dans des systèmes de nappe est favorable à la podzolisation des couvertures latéritiques. Ce processus a été plus particulièrement étudié dans les plateaux surbaissés du parc national du Jau (Fig. 6), situé à la périphérie des zones fortement podzolisées du haut bassin amazonien (Nascimento *et al.* 2004).

La formation de podzols dans les parties déprimées de ces plateaux a été reliée à la recharge et vidange de nappes perchées et à l'apparition de savanes arborées (*campinarana*) puis arbustives (*campina*) au sein de la forêt. Depuis les parties exondées vers les zones déprimées des plateaux, deux compartiments majeurs (respectivement 2 puis 3 et 4 dans figure 6) retracent schématiquement les principales étapes de la podzolisation des latérites.

La première étape aboutit à la formation en milieu réducteur de podzols humifères épais (*sensu* Thompson 1992) à horizons spodiques peu différenciés de type Bhs. Elle est associée (i) à l'accumulation de matières organiques dans la partie

supérieure de latérites préalablement éclaircies et appauvries en éléments fins, (ii) à la migration verticale de composés organiques acides, et (iii) au couplage des mécanismes de dissolution des minéraux secondaires et de formation de complexes organo-métalliques. Cette première étape marque de ce fait la production massive de complexes organo-métalliques dans les horizons spodiques (Bhs) de ces podzols humifères. La nature des métaux complexés (d'abord Fe puis Al) est, quant à elle, contrôlée par la dissolution sélective des minéraux secondaires en conditions réductrices et acides (oxydes de fer, gibbsite puis kaolinite, Fig. 7). A ce stade de la podzolisation, il existe bien un contrôle minéralogique des latérites sur la nature des complexes néoformés et un contrôle des composés organiques sur la quantité de complexes produits.

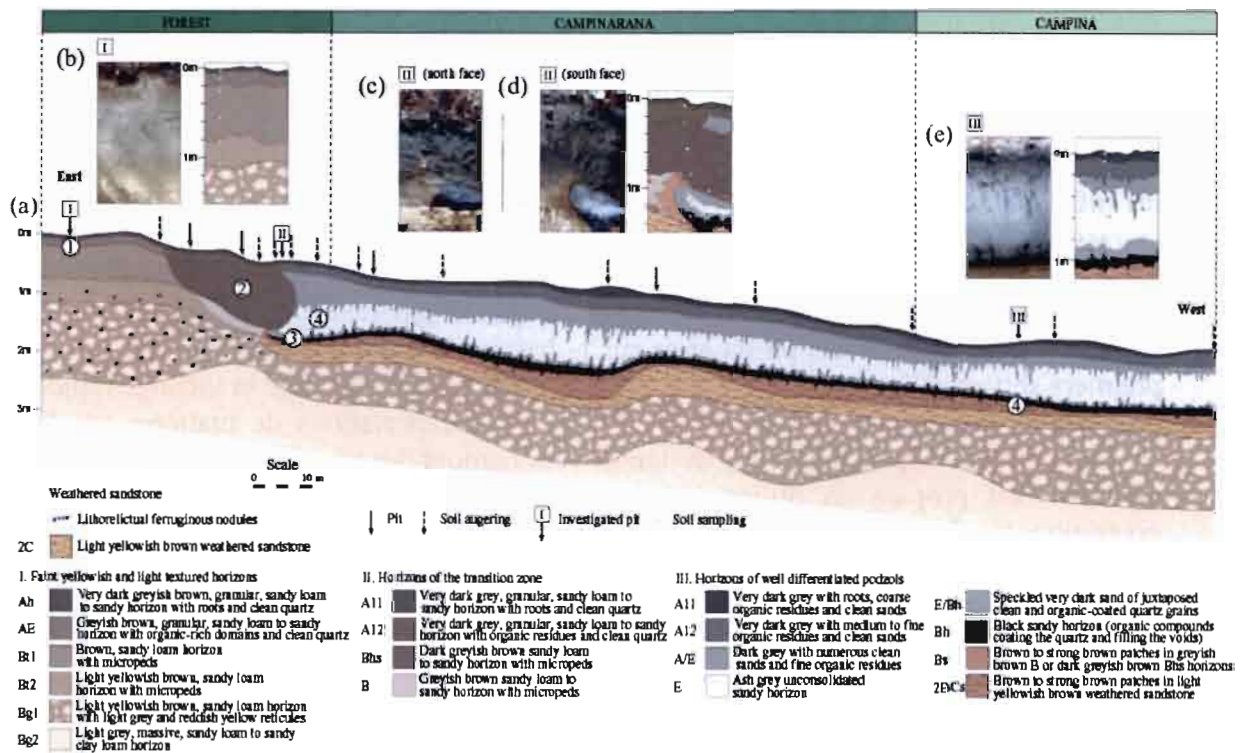


Figure 6. Coupe du Jau montrant un développement croissant des processus de podzolisation depuis les positions hautes vers le centre des dépressions des plateaux (d'après Nascimento et al. 2004).

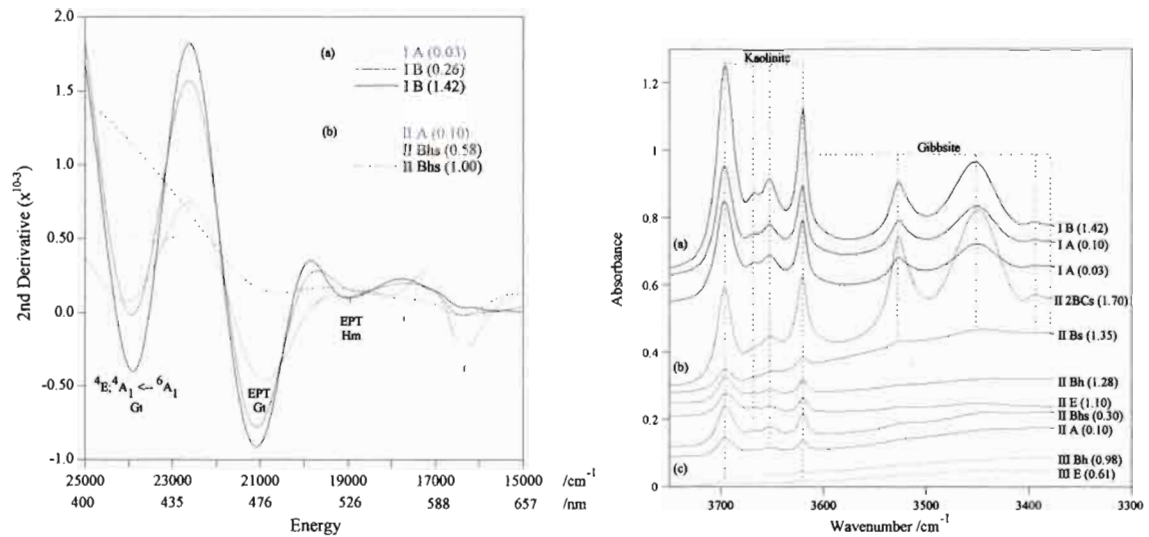


Figure 7. Données spectroscopiques (optique à gauche et infrarouge à droite) montrant la disparition de goéthite alumineuse (dérive seconde de spectres optiques obtenus sur profils I et II) puis de gibbsite et enfin de kaolinite (bandes de vibration des OH en spectroscopie infrarouge) au fur et à mesure du développement des processus de podzolisation.

La seconde étape marque l'apparition de nappes perchées dans les podzols. La cinétique de recharge et vidange de ces nappes est étroitement associée à la formation de podzols plus évolués et plus épais. Ces podzols comprennent alors des horizons supérieurs éluviés très poreux (A et E) et des horizons inférieurs illuviés moins perméables. Ces derniers correspondent aux horizons spodiques des podzols qui apparaissent alors bien différenciés (Bh et Bs). L'appauvrissement (perte en éléments fins par les nappes) et l'altération des minéraux secondaires permettent la mise en place des horizons éluviés. Ces horizons à sables déliés se forment essentiellement au détriment des podzols humifères amont, et plus particulièrement au détriment de l'horizon spodique (Bhs) riche en complexes organo-métalliques. Ces complexes et ceux nouvellement formés (essentiellement alumineux) peuvent migrer en profondeur et s'accumuler lors de la vidange de la nappe dans des matériaux encaissants moins perméables (formation des Bs ou 2BCs lorsque l'illuviation des complexes se fait dans la roche altérée). Le développement de conditions acides dans les horizons éluviés et les eaux de la nappe perchée favorise la désorption des métaux des composés organiques (Fig. 8). Enfin, les fluctuations rapides de la nappe favorisent l'éluviation. Cette éluviation développe une macroporosité qui permet (i) la migration puis l'accumulation (revêtements) de composés organiques noirs de plus grande taille et à faible charge métallique (différenciation des horizons humifères A et Bh des podzols) et (ii) l'exportation latérale de ces composés par la nappe (différenciation des horizons cendrés E des podzols). Ainsi, les exportations au réseau hydrographique des matières mobilisées dans ces nappes perchées (sous forme dissoute, colloïdale et particulaire) permet l'expansion des compartiments podzoliques et la réduction des aires latéritiques dans les plateaux. Cette dynamique évolutive est attestée par la coloration noire des eaux qui drainent les podzols et les affluents du Rio Negro. Les mécanismes associés à la séquestration puis à la libération du fer et de l'aluminium dans ces types d'environnements aboutissent ainsi à la situation paradoxale suivante où les sols des dépressions ont une morphologie de podzols évolués mais n'en sont plus au regard de la très faible charge métallique ($Al_0+1/2Fe_0 < 5 \text{ g kg}^{-1}$, FAO 1998) des composés organiques de leurs horizons illuviaux (Bh et Bs).

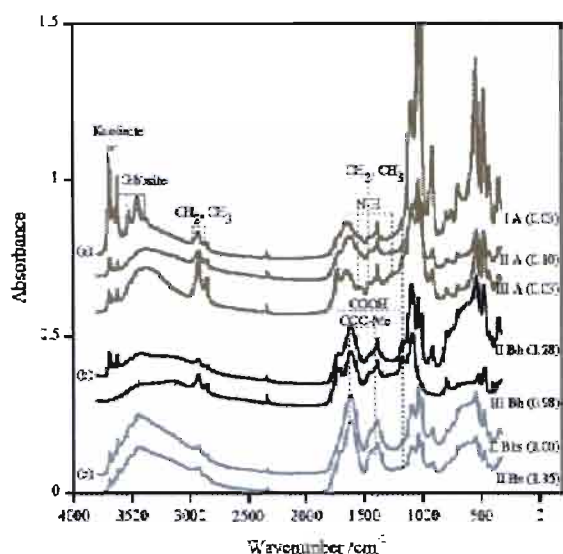


Figure 8. Données spectroscopiques (infrarouge) montrant l'accroissement des bandes d'absorption des acides carboxyliques (COOH) au détriment des groupements carboxylates (COO-Me) de l'amont vers l'aval de la séquence et de la profondeur vers la surface (gradients associés à une acidification du milieu : sols et eaux de la nappe perchée).

Sulfato-réduction

Comme son nom l'indique, ce processus est associé à la réduction de solutions sulfatées fortement minéralisées. Il s'apparente de ce fait au processus de réduction des oxydes de fer qu'il relaye dans le temps. Cette dernière étant achevée, la réduction des sulfates devient possible en présence de matière organique et de bactéries sulfato-réductrices. Cette réduction de sulfates en présence d'abondantes quantités de fer ferreux favorise la formation de pyrites framboïdales dans les horizons organiques des profils d'altération. Ces horizons acquièrent alors une coloration noire et une odeur très caractéristique attribuée à l'émission d' H_2S . En conditions oxydantes, ces horizons deviennent fortement acides et déstructurés. De telles transformations sont communément reliées à la mise en place de sols sulfatés acides. Ces sols correspondent aux mangroves de certains environnements côtiers tropicaux. Ils peuvent également être attribués à des zones marécageuses observées de façon plus ponctuelle à l'intérieur des terres. C'est ce deuxième cas de figure que nous avons étudié plus en détail en Australie méridionale dans les couvertures latéritiques fortement dégradées (Planosols) des Mt Lofty Ranges soumises de nos jours à un climat semi-aride (Fritzpatrick *et al.* 1996). Ces paysages déboisés au siècle dernier par les colons australiens ont subi une série de dégradations qui réduisent d'année en année les surfaces mises en pâturage.

Deux facteurs majeurs ont permis la mise en place et le développement de sols sulfatés acides dans les positions basses de ces paysages montagneux: (i) l'apparition et le maintien au cours de l'année d'un milieu engorgé et réducteur dans les horizons organiques des profils d'altération et (ii) la présence en profondeur, et à proximité de ces zones de résurgence de nappes, de bancs de pyrite dans des métasédiments en voie d'altération. La dissolution en profondeur des bancs de pyrite permet la néoformation de pyrites secondaires dans les zones de résurgence de nappes soumises à de fortes activités bactériennes (baisse drastique des Eh et pH). Ces zones deviennent marécageuses. L'affleurement récent de ces nappes est attribué au déboisement massif au siècle dernier des massifs forestiers à base d'Eucalyptus. En réduisant l'évapotranspiration, ces déboisements ont favorisé la remontée des nappes dans les vallées qui ont affleuré en surface à la faveur de conduits privilégiés (anciens pivots de racine, fissures verticales). La préservation au cours de l'année d'un milieu engorgé et réducteur est attribuée au maintien de la charge des nappes dans les vallées. Une alimentation préférentielle de ces nappes à l'amont des versants et la présence dans les vallées de matériaux sodiques très peu perméables (formation de solonetz) qui bordent et surmontent les zones salines plus profondes assurent la mise en charge de ces nappes. Suivant l'importance de cette

charge, les conditions réductrices sont plus ou moins bien maintenues au voisinage de la surface et des dissolutions saisonnières de pyrites secondaires et cristallisations en surface de sels sulfatés deviennent possibles à la bordure, voir même dans la partie centrale, de ces zones marécageuses. Enfin la présence dans ces paysages à Planosols de deux systèmes de nappe, l'un superficiel à eau fraîche et l'autre profond, sous pression, à eau salée et sulfatée, entraîne des évolutions géochimiques et des dégradations structurales très spectaculaires à l'échelle des saisons et des événements pluvieux. En particulier, chaque pluie en saison humide déclenche un apport latéral et rapide d'eau fraîche et oxygénée dans ces zones marécageuses qui favorisent l'oxydation des pyrites secondaires et l'apparition en surface d'abondants gels ferrugineux brun rouille (formation de ferrihydrite et schwertmannite).

Distribution spatiale et dynamique des sols tropicaux

Evolutions en climat humide (Amérique latine)

Les travaux cartographiques entrepris dans le milieu tropical brésilien (Radambrasil 1978) montrent qu'il existe une distribution ordonnée des sols à l'échelle des paysages et également une distribution ordonnée de ces paysages à l'échelle du bassin amazonien (Fig. 9). Ces distributions et les connaissances plus ponctuelles que nous avons pu acquérir sur les structures et le fonctionnement de ces sols, plus particulièrement dans les trois sites pilotes (Manaus, Humaita et Jau) de ce bassin (étoiles dans Fig. 9), nous permettent de proposer un modèle géochimique global qui retrace à l'échelle du bassin les stades successifs de la formation puis de la transformation des formations latéritiques dans un environnement tropical où les apports pluviométriques et les excès d'eau dans les sols et les sédiments sont localement très importants. Le modèle oppose un milieu bien drainé (formations latéritiques *sensu stricto*) prédominant à la périphérie de ce bassin à un milieu moins bien drainé, périodiquement ou constamment engorgé (formations hydromorphes) qui devient majoritaire dans la partie centrale et surtout amont et plus pluvieuse de ce bassin.

Le modèle attribue la mise en place des formations bien drainées et parfois épaisses du bassin au développement des processus de latéritisation. Avec le temps, ces processus assurent l'épaississement de la base des profils d'altération et, lorsqu'ils ne sont pas érodés en surface, le vieillissement ou l'appauvrissement de leur partie supérieure. A la base de ces profils, les processus de ferrallitisation conduisent à l'accumulation résiduelle du fer, de l'aluminium et d'une partie de la silice dans des phases minérales stables et très largement représentatives des environnements tropicaux (essentiellement kaolinite et oxydes de fer). Si la mobilité du fer et de l'aluminium reste très limitée dans ces environnements, des transformations minéralogiques semblent agir très lentement aux rythmes des saisons. Ainsi, la dissolution et recristallisation à courtes distances de phases minérales sensibles à l'altération tropicale assurent un accroissement du désordre cristallin (kaolinite) et des taux de substitution (oxydes de fer), et par conséquent la transformation progressive de matériaux à texture d'altérite en matériaux à texture de sol. Au sommet des profils, les processus d'allitisation privilégient la recristallisation de goethite alumineuse et de gibbsite au détriment de la kaolinite. En milieu plus hydraté, la mobilité de la silice et de l'aluminium est ainsi accrue alors que celle du fer reste encore très limitée. Ces évolutions entraînent un jaunissement et un appauvrissement en constituants fins de la partie supérieure des profils d'altération. En conséquence, les évolutions minéralogiques et géochimiques observées dans les formations latéritiques meubles du bassin amazonien apparaissent très semblables à

celles déjà mises en évidence dans les formations indurées et étagées de l'Afrique de l'Ouest. Même si elles restent très lentes, ces évolutions seraient toujours actuelles en Amazonie. Elles seraient, à l'opposé, figées en climat plus aride dans les paysages cuirassés et bauxitiques africains.

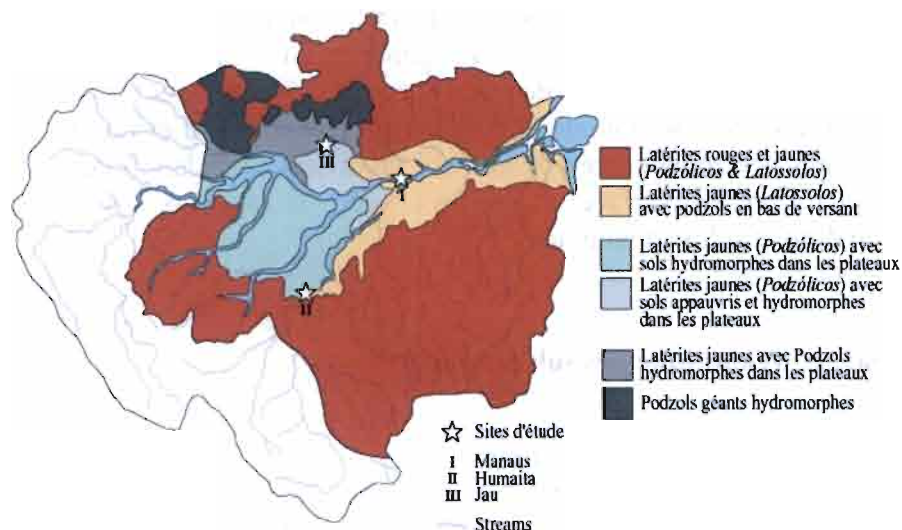


Figure 9. Les sols du bassin amazonien brésilien (document réduit et simplifié à partir des cartes Radam Brazil au 1 : 2 500 000) montrant la distribution des latérites rouges et jaunes et l'extension des zones hydromorphes et podzoliques dans la partie amont de ce bassin.

Le modèle proposé relie enfin la dégradation naturelle des formations latéritiques du bassin à l'expansion dans l'espace et dans le temps des formations hydromorphes et des systèmes de nappe qui leur sont associés. Ces systèmes ont affecté de préférence les formations sédimentaires du haut bassin amazonien et se sont propagés de façon centripète depuis les axes majeurs du réseau hydrographique et le centre des plateaux. L'apparition de conditions réductrices puis acides dans les systèmes de nappe ont permis le développement séquentiel de deux processus majeurs pour la zone tropicale humide : (i) l'oxydo-réduction, et (ii) la podzolisation. Les études hydro-biogéochimiques entreprises sur des séquences de sols des sites d'Humaita (Stemmler *et al.* 200X) et du Jau (Nascimento *et al.* 2004) ont montré que ces processus étaient toujours actuels et qu'ils étaient particulièrement actifs en saison pluvieuse à la périphérie de systèmes de nappe dans les fronts d'altération séparant les grands compartiments fonctionnels du sol (latéritique versus hydromorphe ou podzolique). Ces fronts latéraux assurent la remobilisation puis *in fine* l'exportation des éléments majeurs (principalement Fe et Al) préalablement accumulés dans les formations latéritiques *sensu stricto*. Ces redistributions de matières dans les sols puis exportations par les fleuves se font sous forme dissoute (oxydo-réduction) ou complexée à des substances organiques (podzolisation). Elles contribuent de ce fait à une véritable fonte géochimique des couvertures d'altération et à l'accumulation d'un résidu quartzueux dans un environnement qui s'acidifie et devient pratiquement stérile et inerte aux activités biologiques.

Evolutions en climat de transition (Afrique de l'Ouest)

Les travaux cartographiques entrepris en Afrique de l'Ouest (Boulet *et al.* 1971) montrent qu'il existe une distribution zonale et latitudinale des sols (Fig. 10) et de la végétation qui peut être reliée au climat et plus particulièrement à une diminution, du sud vers le nord, du drainage climatique. Ces distributions de sols se retrouvent à l'échelle des versants dans la zone climatique de transition (Fritsch *et al.* 1990a). Les connaissances que nous avons sur les structures et le fonctionnement de ces sols nous permettent de proposer un modèle global qui retrace à l'échelle de cette portion de continent africain les stades successifs de la transformation des formations latéritiques dans un environnement tropical où les apports pluviométriques deviennent de plus en plus limités.

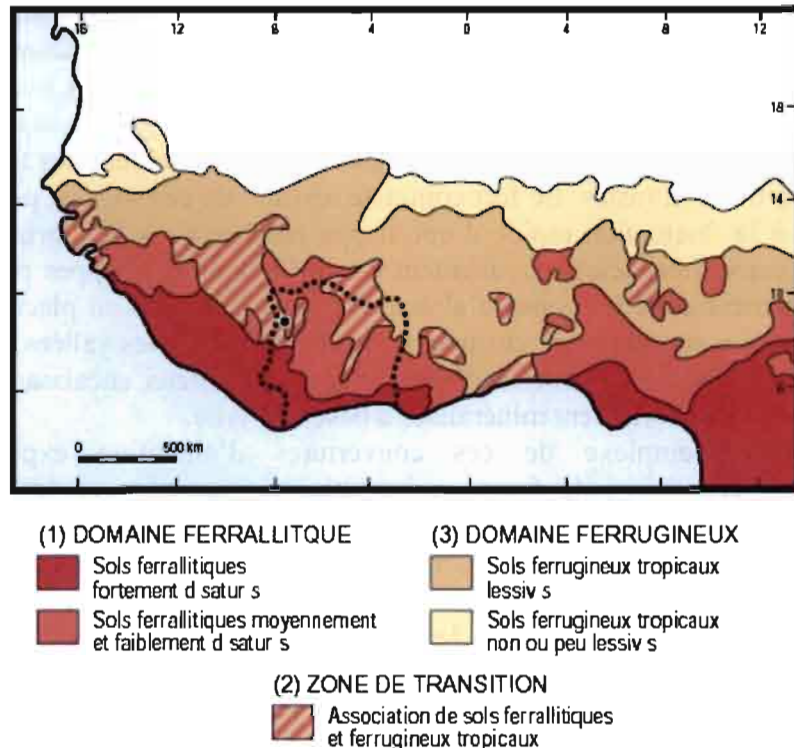


Figure 10. Les sols des grands domaines d'altération (ferrallitique et ferrugineux) de l'Afrique de l'Ouest.

Le modèle oppose un milieu bien drainé (formations latéritiques *sensu stricto*), prédominant au sud dans les régions les plus pluvieuses, à un milieu fortement appauvri en constituants fins par des nappes fugaces et érodé par de fort ruissellement dans les régions plus sèches du nord. Il relie la dégradation naturelle des formations latéritiques de ce continent à l'expansion dans l'espace et dans le temps des formations superficielles encroûtées et appauvries et des systèmes éluviés-illuviés dans les formations hydromorphes plus profondes. Ces derniers, absents dans les régions les plus pluvieuses du sud, présentent un développement limité au bas de versant en zone climatique de transition (Fritsch *et al.* 1990a) et deviennent prépondérants dans les paysages des régions plus sèches du nord (Boulet 1974, Bocquier 1973). Leur expansion spatiale et de celle des systèmes superficiels appauvris et encroûtés qui sont à l'origine de leur mise en place expliquent la disparition progressive des formations latéritiques vers le nord. Suivant le même gradient climatique, les zones aval illuviées de ces systèmes deviennent également prépondérantes par rapport aux zones amont éluviées et les premiers s'enrichissent progressivement en bases et en minéraux smectiques (Bocquier 1973). Ces évolutions témoignent d'un confinement de ces systèmes qui deviennent plus rarement visités par les nappes.

Dégradations anthropiques en climat semi-aride (Australie méridionale)

Les travaux entrepris en Australie méridionale dans la chaîne montagneuse des Mt Lofty ont montré qu'il existait une distribution ordonnée des sols le long des versants qui reflétait à la fois le fonctionnement passé et actuel de ces couvertures d'altération (Fritsch *et al.* 1994, Fitzpatrick *et al.* 1996, Cox *et al.* 1996). Les transformations qu'ont subies ces couvertures ont été attribuées aux changements climatiques consécutifs à la dérive du continent australien (des régions tropicales vers les régions boréales plus arides de l'hémisphère sud) et à l'altération du régime hydrologique liée d'une part à la formation des Mt Lofty et d'autre part à la mise en culture récente des paysages forestiers de ce continent. Des altérations tropicales d'âge Mésozoïque ont formé des profils latéritiques rouges puis sous l'action d'aquifères profondes des altérites blanches ("pallid zone"). Le développement de climats plus arides et la formation des chaînes montagneuses des Mt Lofty ont entraîné une profonde dégradation de la partie supérieure de ces latérites par érosion et éluviation – illuviation des niveaux remaniés. Des Planosols se sont alors progressivement formés. Ils apparaissent largement dominants sur le continent australien ("Duplex soils") et présentent des fonctionnements hydrologiques très contrastés. Le fort contraste textural de ces sols est propice à la mise en charge et à la fluctuation rapide d'une nappe perchée dans les horizons sableux de surface. Ces eaux superficielles alimentent en profondeur des nappes permanentes qui fluctuent lentement dans les zones d'altération. Suite à la mise en place des Mt Lofty, des altérations plus récentes sont enfin apparues dans le fond des vallées. Ces altérations se sont développées dans les métasédiments quartzo schisteux encaissants incluant très localement des bancs fortement minéralisés à base de pyrite.

L'histoire complexe de ces couvertures d'altération explique que les redistributions secondaires de fer ne soient plus en accord avec le fonctionnement hydrologique actuel des sols. En particulier les altérites blanches ("pallid zone"), situées dans les positions hautes des paysages, ne sont plus visitées par les nappes profondes. Le fonctionnement hydrologique actuel de ces sols apparaît, à l'inverse, en parfait accord avec les redistributions de sels dans les paysages. Ainsi suite à la formation des Mt Lofty, le rabattement de nappes profondes fortement minéralisées et la lixiviation de la partie supérieure des profils d'altération par des eaux fraîches ont permis la mise en place de niveaux sodiques peu perméables qui surmontent dans les fonds de vallée les niveaux salés. Ces évolutions privilégient la recharge des nappes profondes dans les positions hautes du modelé et celle des nappes perchées dans les bas de versants. Elles assurent également dans les fonds de vallée la mise en charge des nappes profondes et l'accumulation de sels dans des substrats en voie d'altération.

Enfin le déboisement massif de ces paysages de collines au siècle dernier et leur mise en pâturage a favorisé la remontée des nappes dans les fonds de vallée et une succession en chaîne de dégradations structurales qui sont résumées dans un modèle conceptuel de formation et d'évolution des sols. Ce modèle comprend deux coupes et un bloc diagramme (Fig. 11). Les coupes visualisent les principaux compartiments des couvertures d'altération ainsi que les flux hydriques et les processus susceptibles d'agir au sein de ces compartiments. Le bloc diagramme révèle les interactions entre processus au sein des deux systèmes de nappe du bassin et les évolutions saisonnières observées lorsque ces deux systèmes se rejoignent à l'aval des versants et à proximité de la surface des sols. Il attribue la salinisation récente (cristallisation d'halite mais aussi de gypse en surface) et l'éventuelle sulfato-réduction (formation plus localisée de pyrite secondaire) de ces sols à la résurgence très localisée de nappes profondes fortement minéralisées qui restent sous pression en saison sèche. Il relie les pertes en sels (sodification), la dissolution des pyrites secondaires, la formation en surface de gels ferriques (schwertmannite, ferrihydrite) puis l'érosion de ces zones de résurgence à la vidange

rapide de la nappe perchée, processus agissant essentiellement en saison pluvieuse. L'érosion apparaît dès lors comme un processus ultime qui permet à l'écosystème de retrouver un nouvel équilibre en rabattant à nouveau les nappes salées et sulfatées.

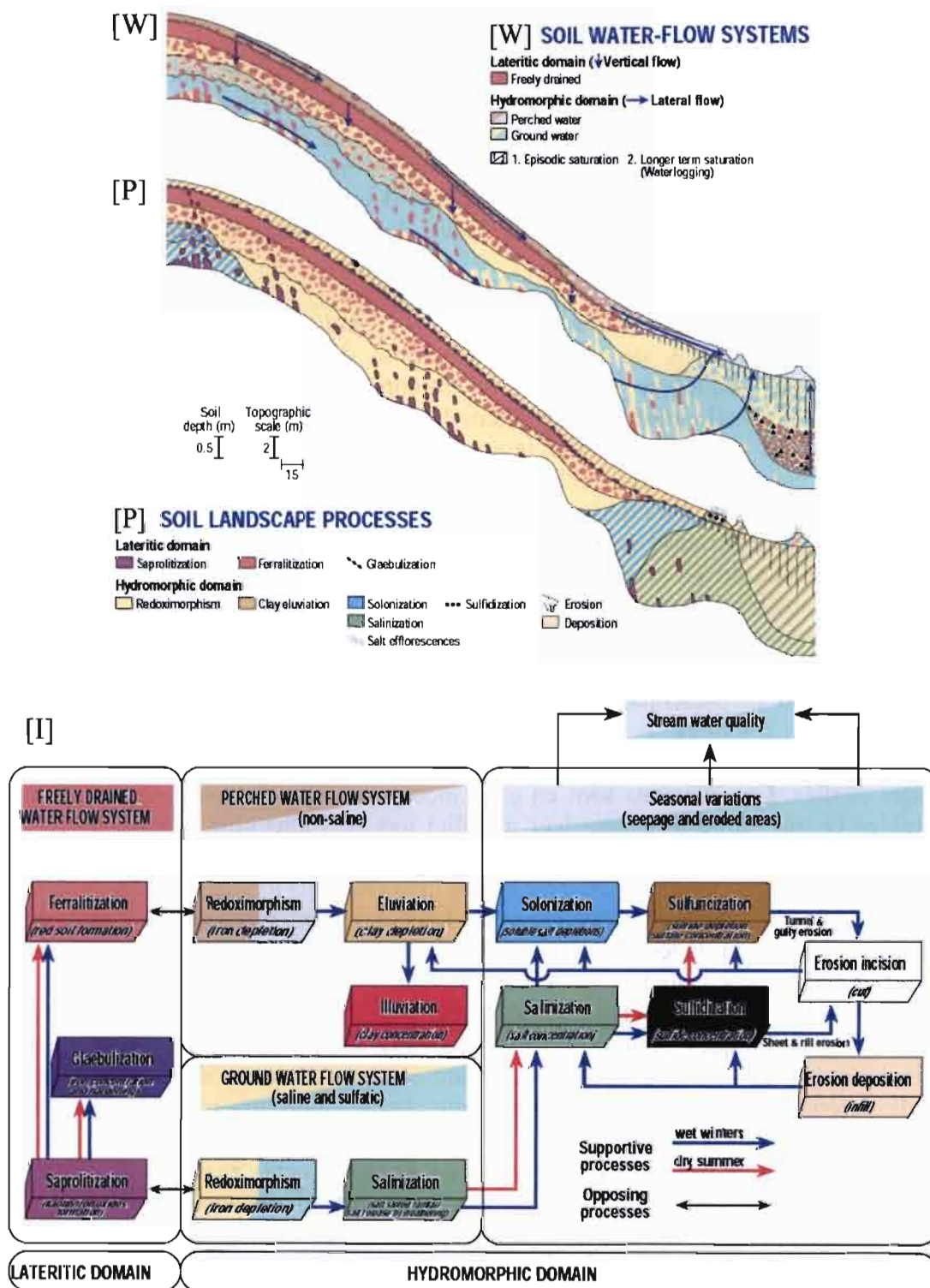


Figure 11. Conceptual soil-water-landscape model of the Herrmanns sub-catchment illustrating : [W] the three soil water-flow systems in a representative toposequence, [P] the dominant soil-landscape processes (both ancient and modern) in the toposequence and [I] interactions between the various soil water-flow systems and soil-landscape processes (after Fritsch & Fitzpatrick 1994).

Perspectives

Les priorités scientifiques pour les quatre années à venir viseront à développer dans le cadre de programmes nationaux nos études sur les paragenèses à kaolinite et à oxydes de fer en nous intéressant plus particulièrement à la mobilité du fer et de l'aluminium dans les environnements latéritiques et podzoliques de la zone intertropicale. Nous développerons en parallèle des travaux sur la distribution et la mobilité du Th, Ti et Zr, éléments généralement utilisés pour les calculs de bilans de masse des sols tropicaux. Ces travaux devraient nous permettre de juger de l'autochtonie ou l'allochtonie des profils étudiés et de l'importance des processus d'altération et d'érosion mis en jeu. Enfin, nous développerons des méthodes permettant de dater les principaux constituants de ces profils d'altération (kaolinite, oxydes de fer et composés organiques) et d'accéder ainsi à la cinétique des processus de latéritisation et de podzolisation.

Les invariants géochimiques : une approche multi échelle de l'altération et l'érosion

Nous envisageons de revisiter l'ensemble des données physico-chimiques réalisées sur nos séquences de sols et d'entreprendre sur certaines séquences des caractérisations cristallographiques détaillées des phases porteuses du Th, Ti et Zr. Nous nous focaliserons dans un premier temps sur les phases porteuses du Ti et sur la répartition de ces phases dans les différentes fractions granulométriques des échantillons de la coupe de Manaus. En effet, nous avons déjà abordé le problème de la réactivité de la principale phase porteuse du Zr, le zircon, vis-à-vis des processus d'altération (Balan *et al.* 2001). Celle du Th sera abordée ultérieurement vue les faibles concentrations de cet élément dans les matériaux latéritiques étudiés et la très petite taille de sa principale phase porteuse, la thorianite. Notons toutefois la présence fréquente d'anomalies positives en Th dans les indurations ferrugineuses de nos profils d'altération.

Th, Ti et Zr présentent deux caractéristiques majeurs qui justifient pleinement leur utilisation conjointe pour juger de l'autochtonie ou l'allochtonie des profils tropicaux et de l'intensité des processus d'altération et d'érosion au sein des séquences de sols étudiés. Ces éléments sont en effet incorporés dans des phases minérales peu altérables ce qui limite fortement leur mobilité lors de l'altération supergène. Ils sont également incorporés dans phases minérales à granulométrie contrastée. Ce second aspect permet la redistribution sélective de ces trois éléments lors de processus d'érosion ou biologique, ces processus favorisant le fractionnement physique de leurs phases porteuses. A cet égard, les premiers résultats obtenus dans des environnements très contrastés du bassin amazonien se sont avérés très prometteurs.

La faible mobilité de Th, Ti et Zr a justifié l'utilisation de ces éléments comme invariants géochimiques pour le calcul des bilans de masse. Les fortes corrélations positives que nous avons obtenues en croisant ces trois éléments dans l'ensemble des profils latéritiques étudiés confirment cette faible mobilité mais révèlent aussi l'accumulation relative de ces éléments de la base vers le sommet de ces profils. Sur la plus grande épaisseur des profils de Manaus, cet accroissement des teneurs en invariants est étroitement relié à une augmentation de la teneur en Al, élément majeur avec Si, le plus souvent incorporé dans les phases minérales secondaires de ces sols (principalement kaolinite). Dans ces environnements tropicaux, de tels gains traduisent des accumulations résiduelles, attribuées à la dissolution des grains de quartz (Lucas 1989). Les corrélations positives obtenues entre Al et invariants (Fritsch *et al.* 2002) témoignent d'une faible mobilité d'Al à la base de ces profils dans un environnement qui est, nous l'avons déjà signalé, propice aux dissolutions et recristallisations de kaolinite et d'oxydes de fer (ferrallitisation). Quelques investigations également entreprises sur des profils latéritiques de Guyane (ECEREX) montrent que ces gains verticaux peuvent

témoignent d'une faible mobilité d'Al à la base de ces profils dans un environnement qui est, nous l'avons déjà signalé, propice aux dissolutions et recristallisations de kaolinite et d'oxydes de fer (ferrallitisation). Quelques investigations également entreprises sur des profils latéritiques de Guyane (ECEREX) montrent que ces gains verticaux peuvent être plus ou moins importants et que la cristallinité des kaolinites et la quantité de dégâts d'irradiation (cf. chapitres suivants) sont elles mêmes très variables. L'ensemble de ces données semble ainsi ouvrir des perspectives de recherches nouvelles pour mieux caractériser les cinétiques de latéritisation de ces sols, et plus particulièrement de celles conduisant à la production de kaolinite désordonnée. Dans la partie supérieure du profil de Manaus (Fritsch *et al.* 2002) et sur l'ensemble des latérites jaunes du Jau (Nascimento *et al.* 2004), des corrélations négatives et non plus positives sont obtenues entre Al et invariants, les pertes d'Al étant en partie compensées par des gains en invariants. Ces corrélations négatives témoignent d'un appauvrissement de ces sols par dissolution accrue des minéraux argileux et sont, comme nous l'avons déjà signalé, caractéristiques d'un jaunissement et d'un début d'allitisation des profils d'altération. Ils ne peuvent en aucun cas être attribués à un transfert particulière d'éléments fins dans ces profils. Comme nous allons le voir, ce transfert particulière entraînerait un fractionnement physique de Th, Ti et Zr qui n'a pas été observé dans les profils étudiés.

Des trois éléments, Zr et Th sont les moins abondants mais aussi les moins mobiles car incorporés dans des minéraux primaires et secondaires pratiquement inaltérables (respectivement zircon et thorianite). A l'opposé, l'altération du rutile en anatase et de l'ilménite en pseudorutile lors du développement vertical des profils latéritiques (Fitzpatrick *et al.* 2000) a amené certains auteurs à suggérer une certaine mobilité du Ti (Cornu *et al.* 2003). Même si Ti est susceptible de changer de phase porteuse au cours du développement vertical des profils d'altération, la mobilité de cet élément reste probablement très limitée aux vues des très faibles quantités de Ti mesurées dans les eaux des rivières qui ont percolé au travers de ces profils (Braun *et al.* 200X). Ce constat est de ce fait sensiblement identique à celui établi pour Fe dans des environnements bien drainés (Fritsch *et al.* 2005), les deux principales phases porteuses du fer étant l'hématite et la goethite. Si l'immobilité de Ti peut être remis en cause, la prise en considération de cet élément n'apparaît pas moins déterminante pour juger de l'autochtonie des profils d'altération. En effet, Ti présente un comportement au fractionnement physique intermédiaire entre Th qui est incorporé dans des oxydes de très petites tailles et intimement associés aux argiles, et Zr essentiellement présent dans des grains de zircon de la taille des sables fins. Plus spécifiquement, les oxydes primaires de Ti (i.e. rutile, ilménite) sont essentiellement de la taille des limons et des sables alors que les oxydes secondaires de Ti (i.e. anatase, pseudorutile) ont des tailles égales ou inférieures au micromètre. Le fractionnement physique de ces éléments est manifeste dans la séquence de sols d'Humaita caractérisé par un niveau sédimentaire enrichi en Fe, surmonté par un sol d'un mètre d'épaisseur fortement homogénéisé par l'activité termitique qui est, lui-même, relayé à l'aval par un compartiment alluvial riche en constituants fins argileux (Fritsch *et al.* 200X). Le sol apparaît légèrement appauvri en Th et en argile par rapport niveau sédimentaire sous-jacent et au contraire enrichi en Ti et en Zr, avec des accroissements plus marqués des teneurs en Zr qu'en Ti. A l'opposé, les dépôts argileux aval (alluvion) sont enrichis en Th et en moindre mesure en Ti par rapport aux sols en place de l'amont et pratiquement dépourvus de Zr. Malgré une assez forte dispersion des valeurs obtenues liée à la nature sédimentaire du substrat, les variations n'en demeurent pas moins tranchées et ordonnées. Elles témoignent d'une remontée biologique d'éléments fins par l'activité termitique, d'une exportation sélective de ces éléments par érosion des versants et de leur accumulation dans les

dépressions des plateaux. Enfin, le transfert particulière de Th et Ti a également été démontré dans les couvertures d'altération fortement appauvries en éléments fins et plus particulièrement entre les niveaux éluviés supérieurs et amont et les niveaux illuviés inférieurs et aval des podzols du Jau (Nascimento *et al.* 2004).

Mobilité de Fe et Al en environnement latéritique : la signification des paragenèses

Nous poursuivrons nos travaux sur les paragenèses minérales à kaolinite et à oxydes de fer dans les environnements latéritiques bien drainés de la zone intertropicale en abordant simultanément ces deux types de paragenèses et en essayant de dissocier les marqueurs des processus d'altération (épaississement et vieillissement des matériaux) de ceux attribués à l'érosion (rajeunissement) des profils d'altération. Les paragenèses à kaolinite et à oxydes de fer n'ont pour l'instant été abordées conjointement que dans le profil de la coupe de Manaus. Le sol très épais de ce profil est caractéristique des vieilles altérations du bassin amazonien qui se sont développées sur des sédiments continentaux d'âge Crétacé. Il est entre autres suffisamment ancien (cf. chapitre datation) et altéré pour révéler les deux grandes étapes (i.e. ferrallitisation *versus* allitisation) associées à la latéritisation et au développement vertical des profils d'altération en milieu tropical humide. L'épaisseur de ces sols et le fort contraste des paragenèses minérales à kaolinite et à oxydes de fer sont les témoins d'un âge avancé et/ou d'une certaine stabilité des zones étudiées au regard des processus de rajeunissement de ces sols. Nous rechercherons de ce fait des situations contrastées par rapport à celles déjà étudiées en Amazonie, en privilégiant en particulier des sites où les processus d'érosion prennent le pas sur les processus d'altération. Ces sites existent dans les chaînes montagneuses des Ghâts occidentaux en Inde du Sud. En effet, la lente surrection de la marge passive des Ghâts a entraîné l'érosion de ces chaînes montagneuses (Gunell Y. 1998). Ces montagnes sont dès lors coiffées par des sols latéritiques peu épais (1-3 mètres), qui peuvent néanmoins surmonter de puissants manteaux d'altération. Nous sélectionnerons plusieurs profils latéritiques dans le bassin de la Haute Kabini et entreprendrons ce travail en collaboration avec les chercheurs IRD de la CEFIRSE (LMTG-UR154, B. Dupré). Cette collaboration permettra de coupler nos études cristallographiques à des études géochimiques sur les eaux qui percolent et drainent ces paysages montagneux. Nous envisageons également d'extrapoler ces types d'études aux profils latéritiques des bassins ECEREX de Guyane française. Ces profils présentent en effet des contrastes marqués d'épaisseur de sol et de coloration (rouge-jaune), reliés eux-mêmes à leur localisation dans les paysages et à des régimes hydriques contrastés (Fritsch 1990), qui témoigneraient d'une compétition spatiale entre processus d'altération et d'érosion.

Les travaux seront réalisés en étroite collaboration avec E. Balan et Th. Allard pour les kaolinites et avec G. Morin et N. Menguy pour les oxydes de fer et également dans le cadre de stages d'encadrement d'étudiants à l'IMPMC. L'étude du désordre cristallin des kaolinites (FTIR et RPE) est abordée sur des échantillons globaux à l'échelle des profils d'altération. Sur le site de Manaus, elle a également été envisagée dans les différentes fractions granulométriques des principaux horizons du profil latéritique de référence. Les premiers résultats obtenus indiquent une augmentation du désordre cristallin lorsque la taille des particules diminue. Le gradient cristallographique observé à l'échelle du profil vertical se retrouve de ce fait au sein de chaque échantillon de sol et plus particulièrement dans ceux présentant le plus fort contraste à la transition entre altérite et sol. Ces données révèlent l'importance de la faune du sol (en particulier des termites) dans la remontée de matériaux profonds, l'homogénéisation des matériaux proches de la surface et l'interférence des processus biologiques avec les processus physico-chimiques permettant le remplacement des

populations de kaolinite. Nous envisageons également d'utiliser la spectroscopie infrarouge à très basse température (5° K) qui permet une analyse plus fine de la nature et de la quantité des fautes d'empilement. La diversité de taille et de substitution isomorphique des oxydes de fer du sol sera abordée par microscopie électronique à transmission de très haute résolution, par diffraction de RX et affinement Rietveld des spectres obtenus et par l'étude des propriétés magnétiques de ces oxydes par spectroscopie Mössbauer. Les spectres Mössbauer seront acquis à différentes températures (de 295 à 15° K). Par une méthode d'inversion des données, nous espérons extraire la distribution de la température de Néel des goethites (température fortement liée à la taille et au taux de substitution en Al de ces oxy-hydroxydes) à partir de l'ensemble des spectres obtenus à différentes températures. Un traitement similaire sera également envisagé pour les hématites de sol. Nous pourrions de ce fait mieux décrire les évolutions cristallographiques affectant les oxydes de fer au cours du développement vertical des profils d'altération.

Mobilité de Fe et Al en environnement podzolique : les mécanismes de l'exportation

Nous poursuivrons nos actions dans les environnements podzoliques du haut bassin amazonien en focalisant nos travaux sur la caractérisation des substances organiques des podzols et sur l'étude de leur aptitude à complexer les métaux (Fe et Al). Ces choix scientifiques sont guidés par les connaissances que nous avons pu acquérir sur les sols et les eaux qui drainent les paysages fortement dégradés du bassin amazonien.

Les résultats obtenus sur le site du Jau (Nascimento *et al.* 2004) permettent de mieux cerner les mécanismes associés à la mobilisation du fer et de l'aluminium en environnement podzolique. La complexation de ces éléments par des composés organiques acides se fait essentiellement dans les podzols humifères amont (véritable front d'altération des latérites en voie de podzolisation). Leur désorption semble, à l'opposé, être la règle dans les podzols hydromorphes aval. La nature et la taille des composés organiques susceptibles de migrer dans les podzols seraient étroitement liées à l'ouverture et au développement d'une macroporosité dans les horizons éluviés de ces sols. Des composés organiques acides à faible poids moléculaire et forte capacité de complexation (AF) migreraient préférentiellement dans podzols humifères amont. Ils seraient relayés par des composés organiques de plus grande taille et à charge métallique moins élevée (AH) dans les podzols hydromorphes aval. A plus grande échelle, les travaux engagés suggèrent que la séquestration provisoire du fer et de l'aluminium est importante à la bordure des zones podzolisées du haut bassin amazonien et qu'elle devient négligeable dans leur partie centrale à podzols géants (Fig. 9). Ces travaux ouvrent de ce fait des perspectives nouvelles pour révéler la contribution des compartiments podzoliques ouverts au réseau hydrographique à la signature des eaux noires des rivières qui drainent ces aires contributives très réactives au sein des paysages latéritiques.

A l'échelle des grands fleuves du bassin amazonien, des travaux récents réalisés par Allard *et al.* (2002) et Benedetti *et al.* (2003) ont montré une variabilité spatiale et temporelle dans la distribution des matières organiques dissoutes (MOD) et des éléments traces (Fe, Al, Cu) en solution. Du fer trivalent complexé à la matière organique et des oxydes de fer nanométriques ont été mis en évidence dans les matières en suspension (fractions colloïdales et particulaires). Il a été montré le contrôle du pH des fleuves sur l'abondance relative de ces deux formes du fer. Benaim et Mounier (1998) signalent également une variation de la distribution de la MOD et de sa capacité complexante le long du Rio Negro. Il est actuellement impossible de préciser si de telles variations reflètent une intensification du processus de podzolisation des latérites ou

d'une altération des signaux mesurés lors des écoulements dans les fleuves, plus particulièrement dans les zones de mélange. En particulier, nous ne savons pas si les paysages fortement podzolisés du haut bassin amazonien ont pratiquement perdu leur charge en métaux (Fe et Al) ou s'ils contribuent, à l'opposé, à une production massive de complexes organo-métalliques.

L'état actuel de nos connaissances sur la podzolisation des latérites du haut bassin amazonien nous a de ce fait conduit à privilégier trois grands volets de recherche et à sélectionner deux sites d'étude (site du Rio Jau et site du Rio Curicuriari, affluents situés respectivement à l'aval et à l'amont du Rio Negro). Le premier volet s'attachera à mieux caractériser les substances organiques et à révéler leur aptitude à complexer les métaux dans des compartiments podzoliques préalablement reconnus et caractérisés. Nous l'envisageons de ce fait sur le site du Jau. Dans le cadre du deuxième volet, nous projetons d'étudier une nouvelle séquence de sols dans la zone fortement podzolisée du haut bassin amazonien (site du Curicuriari). Deux critères nous ont amené à sélectionner ce site d'étude : (i) l'importance de l'extension des podzols (ou plus exactement de sols possédant la morphologie de podzols) dans ce type d'environnement et (ii) la quantité de minéraux secondaires soumis à un tel processus. Si la quantité de produits secondaires formés dans les latérites reste très limitée dans le site du Jau (sols développés sur formation gréseuse paléozoïque), elle l'est beaucoup plus dans la région retenue pour le site du Curicuriari (Dubroeuq & Volkof, 1998). Ces variations auront très certainement une incidence sur l'abondance des espèces produites lors de la podzolisation (complexes organo-métalliques et composés inorganiques faiblement cristallisés). Les latérites de ce deuxième site sont par ailleurs plus spécifiques de celles communément rencontrées dans le bassin versant du Rio Negro. Le troisième volet vise à faire converger les travaux menés sur les sols et les eaux en milieu faiblement (site du Jau) et fortement (site du Curicuriari) podzolisé. À partir des signatures cristallichimiques de produits organiques et inorganiques produits dans les podzols (volets 1 et 2) et celles des colloïdes récoltés à l'amont des réseaux hydrographiques (volet 3), nous rechercherons à déterminer les zones sources à l'origine de ces exportations de matières.

Le premier volet de cette étude est envisagé dans le cadre de la thèse de Marion Bardy (X-ENGREF) qui a débuté en septembre 2004 sous la direction conjointe de Sylvie Derenne (DR CNRS, ENSCP) et d'Emmanuel Fritsch. Le deuxième volet de cette étude est prévu dans le cadre d'une thèse en co-tutelle (UNESP Brésil - Paris VI) menée par M. Guilherme Taison Bueno qui débutera en septembre 2005 sous la direction conjointe de Nadia Régina do Nascimento (professeur-chercheur à l'UNESP de Rio Claro) et d'Emmanuel Fritsch.

Ces travaux sont engagés dans le cadre de collaborations entre l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), l'Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés (IMPMC), le Laboratoire de Géochimie des Eaux (LGE), le Laboratoire de Chimie Bio organique et Organique Physique (LCBOP) de l'E.N.S.C. et le Laboratoire d'Ecologie Microbienne de la Rhizosphère (LEMIR). Ils sont en grande partie financés par deux programmes nationaux (ACI - FNS "ECCO Ecosphère continentale : PNBC et PNRH):

- "Podzolisation des latérites du haut bassin amazonien : impacts environnementaux sur le milieu physique, biologique et sur les exportations de matières (matières organiques et métaux)" 2004-2006 (coordinateur E. Fritsch).
- "Hydro-biogéochimie des éléments traces, du carbone et de l'azote dans les fractions colloïdales et dissoute des rivières amazoniennes" 2003-2005 (coordinateur M. Benedetti).

Approche cinétique : vers la datation des processus de latéritisation et de podzolisation

Nous envisageons de développer des méthodes permettant de dater les principaux constituants des sols tropicaux (kaolinite, oxydes de fer et composés organiques) et d'accéder ainsi à la cinétique des processus de latéritisation et de podzolisation.

Nous poursuivrons les travaux engagés à l'IMPMC sur l'utilisation des dégâts d'irradiation au sein des kaolinites pour leur datation. Nous avons affiné cette méthode de datation en étalonnant la courbe de dosimétrie au désordre cristallin des kaolinites de chaque échantillon de sol (irradiations expérimentales sur kaolinites de sol). L'objectif recherché est de dater les différentes populations de kaolinites des profils latéritiques dont la mise en place peut être reliée à des mécanismes de dissolution recristallisation et de brassage par la faune du sol. Les premiers résultats obtenus sur trois sites d'étude de la région de Manaus (Balan *et al.* 200X) donnent un âge moyen de 25 Ma pour les sédiments et de 8 Ma pour la partie supérieure des latosols. Le gradient obtenu traduit bien un rajeunissement vertical des profils latéritiques (de bas en haut) qui conforte notre modèle sur l'évolution cristallochimique des populations de kaolinite au sein de ces profils. Nous étendrons l'étude de kaolinites des formations meubles bien drainées du site de Manaus à celles qui sont piégées dans des cuirasses de Guyane et dont les âges ont été évalués de façon indépendante (paléomagnétisme, méthodes isotopiques). Cette datation des kaolinites de cuirasses a été abordée dans le cadre d'un programme PNSE coordonné par Th Allard ("Identification et datation de populations de kaolinites à l'aide de traceurs cristallochimiques et isotopiques. Mise en oeuvre méthodologique et application à l'évolution de latérites d'Amérique du Sud").

Nous avons engagé en collaboration avec C. Chenu et G. Bardoux du laboratoire de Biogéochimie des Milieux Continentaux (BiomCo, UPMC-INRA-CNRS, UMR 7618, A. Mariotti) des études isotopiques sur les composés organiques des sols du Jau (C^{13} , N^{15}) et envisageons de dater ces composés (C_{14}) afin d'accéder à la cinétique de podzolisation des latérites dans cette zone de transition du bassin amazonien. Les premiers résultats obtenus montrent en effet des gradients très ordonnés (à la fois verticaux dans les profils d'altération et latéraux sur la séquence de sols) attribués d'une part à la cinétique de ce processus et d'autre part à l'apparition d'une végétation de savane dans la dépression du plateau (couvert végétal présentant environ 14% de plantes en C4). Les gradients isotopiques (ΔC^{13}) observés sous couvert forestier semblent être liés au fractionnement physique des composés organiques lors leur migration verticale et latérale dans les profils d'altération et à la minéralisation de ces substances, les composés à faibles poids moléculaires (les premiers à migrer) ayant un ΔC^{13} plus élevé que les résidus végétaux ou les composés à forts poids moléculaires. Ce gradient, qui pré existe dans les latosols jaunes de l'amont, s'accroît dans les podzols humifères de la zone de transition puis dans les podzols fortement différenciés de l'aval. L'apparition d'une contribution de plantes en C4 dans la dépression du plateau permettra de dater l'apparition des plages de savanes dans la forêt qui semble être reliée au développement des podzols à nappe dans les plateaux. Cette contribution montre dès à présent qu'une bonne partie des substances organiques noires accumulées dans les Bh profonds proviennent des horizons organiques de surface. Ces caractérisations isotopiques et ses datations, abordées dans un premier temps sur des échantillons globaux, seront entreprises ultérieurement dans les différentes fractions de la matière organique des sols (fraction soluble, acides fulviques AF, acides humiques AH et résidu organique résistant ROR) dans le cadre de la thèse de Marion Bardy.

Nous envisageons également d'utiliser dans un futur proche des méthodes isotopiques pour dater les oxydes de fer des profils latéritiques et d'accéder ainsi aux cinétiques de dissolution recristallisation de ces constituants au sein des profils étudiés.

La méthode géochronologique proposée par Shuster *et al.* (2005) sera testé dans un premier temps sur quatre échantillons d'oxydes de fer de la coupe de Manaus (datation (U-Th)/He des goethites).

Bibliographie

- Allard T., Ponthieu M., Weber T., Filizola N., Guyot J-L., Benedetti M.F. 2002. Nature and properties of suspended solids in the Amazon basin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, n° 1, 67-7523.
- Balan E., Allard T., Fritsch E., Sélo M., Falguères C., Chabaux F., Pierret M.-C., Calas G. 200X. Formation and evolution of lateritic profiles in the central Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (en révision).
- Balan E., Allard T., Boizot B., Morin G., Muller J.P. 1999. Structural Fe³⁺ in natural kaolinites : New insights from electron paramagnetic resonance spectra fitting at X and Q-band frequencies. *Clays and Clay Minerals*, 47, 605-616.
- Balan E., Trocellier P., Jupille, J., Fritsch E., Muller J.-P., Calas G. 2001a. Surface chemistry of weathered zircons. *Chemical Geology*, 181, 13-22.
- Benaïm J., Mounier S., *Croatia Chimica Acta* 71 (1998) 405.
- Benedetti M.F., Ranville J. F., Allard T., Bednar A. J., Menguy N. 2003. The iron status in colloidal matter from the Rio Negro, Brasil. *Colloid and surfaces A* 217 : 1-9.
- Bocquier G. 1973. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation bio géodynamique. *Mém. Office Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (ORSTOM)*, Paris, 62..
- Boulet R. 1974. Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. *Mém. Office Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (ORSTOM)*, Paris. 85.
- Bousserrhine, N., Gasser, U., Jeanroy, E. & Berthelin, J., 1998. Effect of aluminium substitution on ferri-reducing bacterial activity and dissolution of goethites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Earth and Planetary Sciences*, 326, 617-624.
- Braun, J.J., Ndam Ngoupayou, J.R., Viers J., Dupre, B., Bedimo Bedimo, J.P., Boeglin, J.L., Robain, H., Nyeck, B., Freydier, R., Sigha Nkamdjou, L., Rouiller, J., Muller, J.P. 200X. Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (en révision).
- Brewer, R. & Sleeman, J. R. 1988. Soil Structure and Fabric. CSIRO Australia, Melbourne.
- Bruand A., Braudeau E. & Fritsch E., 1990. Evolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe : exemple du bassin de Booro Borotou. In Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 90-96.
- Cox J.W., Fritsch E. & Fitzpatrick R.W, 1996. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. VII. Water duration. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 803 - 824.
- Fanning, D.S. & Fanning, M C 1989. Soil, morphology, genesis and classification. John Wiley & Sons.
- FAO 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Report n° 84. Rome.


- Fitzpatrick R.W., Cox J.W., Fritsch E. & Hollingsworth I. D., 1994. A soil-diagnostic key to manage saline and waterlogged catchments in the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Soil Use and Management*, 10, 145-152.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Self P.G., 1996. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. V. Development of saline sulfidic features in non tidal seepage areas. *Geoderma*, 69, 1-29.
- Fritsch E., Bocquier G., Boulet R., Dosso M. & Humbel F.X., 1986. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n°4, 361-395.
- Fritsch E., Cox J.W. & Fitzpatrick R.W., 1997. Processos hidro-geoquímicos de transformação de solos tropicais : um exemplo do sul da Australia. *Geochimica Brasiliensis*, 11 (3) 285-297.
- Fritsch E., Herbillon A.J., Jeanroy E., Pillon P. & Barres O., 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges - sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bul.* 42 (2) : 65-89.
- Fritsch E., Valentin C., Morel P. & Leblond P., 1990a. La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. In Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 31-57.
- Fritsch E., Chevallier P. & Janeau J.L., 1990b. Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 185-206.
- Fritsch E., Peterschmitt E. & Herbillon A.J., 1992. A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. *Sci. Géol. Bul.* 45 (2), 77 - 97.
- Fritsch E. & Fitzpatrick R. W., 1994. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. I. A new method for constructing conceptual soil-water-landscape models. *Aust. J. Soil Res.*, 32, 889 - 907 (colour figs 880 - 885).
- Fritsch E., Montes-Lauar C.R., Boulet R., Melfi A.J., Balan E., & Magat Ph. 2002. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *European Journal of Soil Science*, 53, 2, 203-218.
- Fritsch E., Morin G., Bedidi A., Bonnin D., Balan E., Caquineau S., Calas G. 2004. Transformation of haematite and Al-poor goethite to Al-rich goethite and associated yellowing in a ferralitic clay soil profile of the middle Amazon basin (Manaus, Brazil). *European Journal of Soil Science*, (10.1111/j.1365-2389.20005.00693.x).
- Fritsch J.M. 1990. Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants: operation ECEREX en Guyane Française. Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 392p.
- Gunnell, Y. 1998. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change* 18, 47-57.
- Jeanroy, E., Rajot, J.L., Pillon, P. & Herbillon, A.J. 1991. Differential dissolution of hematite and goethite in dithionite and its implication on soil yellowing. *Geoderma*, 50, 79-94.

- Lucas, Y. 1989. *Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations*. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers.
- Lucas, Y., Luizao, F.J., Chauvel, A., Rouillet, J. & Nahon, D. 1993. The relation between biological activity of the rainforest and mineral composition of the soils. *Science*, 260, 521-523.
- Macedo, J. & Bryant, R.B., 1989. Preferential microbial reduction of hematite over goethite in a Brazilian Oxisol. *Soil Science Society of American Journal*, 53, 1114-1118.
- Muller, J.P. & Bocquier, G. 1987. Textural and mineralogical relationships between ferruginous nodules and surrounding clayey matrices in a laterite from Cameroun. In *Proceedings of the International Clay Conference, Denver, Colorado* (eds L.G. Schultz, H. Van Olphen & F.A. Mumpton), Clay Minerals Society, 186-196.
- Nascimento (do) N.R., Bueno G. T., Fritsch E., Herbillon A.J., Allard Th., Melfi A.J., Astolfo R., Boucher H., Y. Li. 2004. Podzolisation as a deferralitization process. A study of an Acrisol-Podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. *European Journal of Soil Science*, 55, 523-538.
- Peterschmitt E., Fritsch E., Rajot J.L. & Herbillon A.J., 1996. Yellowing bleaching and ferritization in a hydrotoposequence of the Western Ghâts, South India. *Geoderma*, 74, 235-253.
- Planchon O., Fritsch E. & Valentin C., 1987. Rill development in a wet savannah environment. *Catena sup.* 8, 55-70.
- Radam Brazil (or Projeto Radam), 1972 - 1978. *Levantamento de Recursos Naturais*. Vol. 1 - 15. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Rio de Janeiro.
- Schellmann, W. 1986. A new definition of laterite. *Geological Survey of India Memoir*, 120, 1-7.
- Schwertmann, U., 1984. The influence of aluminium on iron oxides: IX Dissolution of Al-goethites in 6 M HCl. *Clay Minerals*, 19, 9-19.
- Schwertmann, U., 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: *Iron in soils and clay minerals*. (Eds J.W. Stucki, B.A. Goodman & U. Schwertmann), pp. 267-308, D. Reidel Publishing Company, Reidel. Dordrecht.
- Shuster, D.L., Vasconcelos, P.M., Heim, J.A. & Farley, K.A. 2005. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, (3), 659-673.
- Stemmler S. 2001. *Altération microbienne des minéraux dans les sols hydromorphes, incidence du couplage entre les cycles du carbone et du fer*". Thèse de l'Université Henri Poincaré, Nancy I.
- Tardy, Y. & Roquin, C. 1998. *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. (Ed BRGM), Orléans.
- Tardy, Y. 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris.
- Thompson, C.H. 1992. Genesis of Podzols on Coastal Dunes in Southern Queensland. I. Field Relationships and Profile Morphology. *Australian Journal of Soil Research*, 30, 593-613.
- Trolard, F. & Tardy, Y. 1989. A model of Fe³⁺-kaolinite, Al³⁺-goethite, Al³⁺-hematite equilibria in laterites. *Clay Minerals*, 24, 1-21.
- Valentin C., Chevallier P., Fritsch E. & Janeau J.L., 1990. Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. In *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide*. Booro Borotou. Collection "Etudes et Thèses", ORSTOM, Paris, 147-163.

Valentin C. & Fritsch E., 1990. Un résumé des processus pédologiques ouest-africains.
In Structure et fonctionnement hydropédologique d'un bassin versant de savane
humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 227-
232.

LISTE DES PUBLICATIONS

Articles dans des revues à comité de lecture

- Fritsch E., Bocquier G., Boulet R., Dosso M. & Humbel F.X., 1986. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n°4, 361-395.
- Fritsch E. & Valentin C., 1987. Characterization of a soil transect in Misamfu research station (Zambia). Africaland. Land Development and Management of Acid Soil in Africa. II. 287-310.
- Planchon O., Fritsch E. & Valentin C., 1987. Rill development in a wet savannah environment. *Catena sup.* **8**, 55-70.
- Fritsch E., 1988. Morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique dégradée par hydromorphie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXIV, n°1, 3-15.
- Ruellan A., Fritsch E. & Dosso M., 1989. L'analyse structurale de la couverture pédologique. Science du sol, AFES.
- Fritsch E., Herbillon A.J., Jeanroy E., Pillon P. & Barres O., 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges - sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bul.* **42** (2) : 65-89.
- Feller C., Fritsch E., Poss R. & Valentin C., 1991. Effet de la texture sur le stockage et la dynamique des matières organiques dans quelques sols ferrugineux et ferrallitiques (Afrique de l'ouest en particulier). Effect of the texture on the storage and dynamics of organic matter in some low activity clay soils (West Africa, particularly). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXVI, n°1, 25-36.
- Fritsch E., Peterschmitt E. & Herbillon A.J., 1992. A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. *Sci. Géol. Bul.* **45** (2), 77 - 97.
- Boulet R., Lucas Y., Fritsch E. & Paquet H., 1993. Géochimie des paysages : le rôle des couvertures pédologiques. In Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface" à la mémoire de Georges Millot. H. Paquet et N. Clauer eds., Les colloques de l'Académie des Sciences et du Cadast, Paris, 55-76.
-  Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1994. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. I. A new method for constructing conceptual soil-water-landscape models. *Aust. J. Soil Res.*, **32**, 889 - 907 (colour figs 880 - 885).
- Rinder G.E., Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1994. Computing procedures for mapping soil features at sub-catchment scale. *Aust. J. Soil Res* , **32**, 909 - 913 (colour figs 886 - 887).
- Fitzpatrick R.W., Boucher S.C., Naidu R. & Fritsch E., 1994. Environmental consequences of soil sodicity. Proc. National Conference on Sodic Soils, Adelaide, Nov. 1992. *Aust. J. Soil Res* , **32**, 1069 - 93. Similar but edited/revised paper is also published in the book entitled : In: " Distribution properties and management of Australian sodic soils" (eds R. Naidu, M.E. Summer and P. Rengasamy). CSIRO Publications, Melbourne, Australia, 165-178.
- Fitzpatrick R.W., Cox J.W., Fritsch E. & Hollingsworth I. D., 1994. A soil-diagnostic key to manage saline and waterlogged catchments in the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Soil Use and Management*, **10**, 145-152.

- Grimaldi C., Fritsch E. & Boulet R., 1994. Composition chimique des eaux de nappe et évolution d'un matériau ferrallitique en présence du système muscovite - kaolinite - quartz. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 319, n°11, 1383-1389.
- Fitzpatrick R.W, Fritsch E. & Self P.G., 1996. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. V. Development of saline sulfidic features in non tidal seepage areas. *Geoderma*, **69**, 1-29.
- Cox J.W., Fritsch E. & Fitzpatrick R.W, 1996. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. VII. Water duration. *Aust. J. Soil Res.*, **34**, 803 - 824.
- Peterschmitt E., Fritsch E., Rajot J.L. & Herbillon A.J., 1996. Yellowing bleaching and ferritization in a hydrotoposequence of the Western Ghâts, South India. *Geoderma*, **74**, 235-253.
- Fritsch E., Cox J.W. & Fitzpatrick R.W., 1997. Processos hidro-geoquímicos de transformação de solos tropicais : um exemplo do sul da Australia. *Geochimica Brasiliensis*, **11** (3) 285-297.
- Boulet R., Fritsch E., Filizola H. F., Araujo Filho (De) J. C., Leprun J. C., Barretto F, Balan E. & Tessier D. 1998. Iron Bands, Fragipans and Duripan in the North-Eastern Plateaus of Brazil - Properties and Genesis. *Can. J. of Soil Sc*, 519-530.
- Balan, E., Neuville, D.R., Trocellier , P., Fritsch, E., Muller, J.-P., Calas, G. 2001. Metamictization and chemical durability of detrital zircon. *American Mineralogist*, **86**, 1025-1033.
- Balan, E., Trocellier , P., Jupille, J., Fritsch, E., Muller, J.-P., Calas, G. 2001. Surface chemistry of weathered zircons. *Chemical Geology*, **181**, 13-22.
- Felizola H.F., Lamotte M., Fritsch E., Boulet R., Araujo Filho J.C., Silva F.B.R. & Leprun J.C. 2001. Os fragipãs e duripãs das depressões dos tabuleiros costeiros do nordeste brasileiro: Uma proposta de evolução. *R. Bras. Ci. Solo*, **25**, 947-963.
- Fritsch E., Montes-Lauar C.R., Boulet R., Melfi A.J., Balan E., & Magat Ph. 2002. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *European Journal of Soil Science*, **53**, 2, 203-218.
- Nascimento (do) N.R., Bueno G. T., Fritsch E., Herbillon A.J., Allard Th., Melfi A.J., Astolfo R., Boucher H., Y. Li. 2004. Podzolisation as a deferralization process. A study of an Acrisol-Podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. *European Journal of Soil Science*, **55**, 523-538.
- Fritsch E., Morin G., Bedidi A., Bonnin D., Balan E., Caquineau S., Calas G. 2005. Transformation of haematite and Al-poor goethite to Al-rich goethite and associated yellowing in a ferralitic clay soil profile of the middle Amazon basin (Manaus, Brazil). *European Journal of Soil Science*, (10.1111/j.1365-2389.20005.00693.x).
- Balan E., Allard T., Fritsch E., Sélo M., Falguères C., Chabaux F., Pierret M.-C., Calas G. 200X. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (in press).
- Fritsch E., Nascimento (do) N. R., Herbillon A. J., Grimaldi M., Melfi M. J., Abdelmoula M., Genin J.M., Bourrié G., Trolard F. 200X. Release and sequestration of iron and aluminium within a sequence of Cambisols, Plinthosols and Gleysols developed on Solimões formation of the upper Amazon Basin. *European Journal of Soil Science*, (submitted)
- Stemmler S.J., Fritsch E., Herbillon A.J., Nascimento (do) N.R., Trolard F., Bourrie G., Grimaldi M. & Berthelin J. 200X. Laboratory and field experiments on microbial-induced weathering of Fe-oxides from tropical profiles of the low elevated

plateaux of the upper Amazon Basin. *Soil Science Society of America Journal* (submitted).

Articles dans des ouvrages

- Fritsch E., Valentin C., Morel P. & Leblond P., 1990. La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. *In* Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 31-57.
- Bruand A., Braudeau E. & Fritsch E., 1990. Evolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe : exemple du bassin de Booro Borotou. *In* Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 90-96.
- Valentin C., Chevallier P., Fritsch E. & Janeau J.L., 1990. Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. *In* Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 147-163.
- Fritsch E., Chevallier P. & Janeau J.L., 1990. Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. *In* Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 185-206.
- Valentin C. & Fritsch E., 1990. Un résumé des processus pédologiques ouest-africains. *In* Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 227-232.

Participation à des congrès

Communications orales et articles correspondants

- Fritsch E., Planchon O. & Boa. D., 1986. Les transformations d'un paysage cuirassé au nord-ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. *In* : Séminaire Régional sur les latérites. Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, Douala, 59-76.
- Valentin C., Fritsch E., Planchon O., 1987. Sols, surfaces et formes d'érosion linéaire en milieu ferrallitique de savane. L'exemple d'un bassin versant du nord-ouest de la Côte d'Ivoire. *In* : Land Development Management of acid soils. IBSRAM Proc. n°4, Bangkok, 67-81.
- Fitzpatrick R.W., Boucher S.C., Naidu R. & Fritsch E., 1992. Environmental consequences of soil sodicity. *In* Sodic Soils : The Next Battle For Land Managers. National Conference and Workshop Nov. 9 - 13. 1992. Abstracts (eds R. Naidu and D. Wright), p 25.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Self P.G., 1993. Australia's unique saline acid sulphate soils associated with dryland salinity. (ed. R. Bush) *Proc. First National Conference on Acid Sulphate Soils* Coolangatta, 24 - 25th June, 1993, 41 -56.
- Fitzpatrick R.W., Cox J.W., Fritsch E. & Hollingsworth I. D., 1993. A soil-diagnostic key to the management of saline catchments in the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Proc. of National Conference on Land Management for Dryland Salinity Control* La Trobe University, Bendigo, 28th September - 1 October, 1993 (ISBN 075064085X), p. 98 - 107.
- Fitzpatrick R.W., Cox J.W., Hollingsworth I. D., & Fritsch E., 1995. Soil-diagnostic indicator to manage degraded rainwater catchment systems. *Proc. of the 7th*

- International Rainwater Catchment Systems Conference* Beijing, China, 21 - 25th June, 1995, p.
- Fritsch E., Cox J.W. & Fitzpatrick R.W., 1996. Processos hidro-geoquímicos de transformação de solos tropicais : um exemplo do sul da Austrália. *XIII Congresso Latino Americano de Ciência do Solo. Solo-Suelo 1996*. Água de Lindóias, SP - Brasil, 4 - 8 de agosto
- Melfi A.J., Cerri C.C. & Fritsch E., 1997. Solos Tropicais - Formação e transformação (degradação) dos sistemas pedológicos lateríticos. *Simpósio da Academia Brasileira de Ciências : A importância da Ciência para o Desenvolvimento Nacional*. USP, São Paulo - Brasil, 6 de março.
- Boulet R., Fritsch E., Filizola H.F., de Araujo Filho J.C., Leprun J.P., Barretto F., Balan E. & Tessier D, 1997. Iron Bands, Fragipan and Duripan in the north eastern plateaux of Brazil - Structure, Mineralogy and Genesis. *11th International Clay Conference*, Carleton University, Ottawa, 15 - 21st June 1997. p A10.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Cox J.W., 1997. Erosion features produced by changes in soil saturation, saline and sulfidic conditions. *International Symposium on Soil Erosion and Dryland Farming*, Xi'an, People's Republic of China, 11 - 19th September 1997.
- Lamotte, M., Silva, F.B.R. (de), Boulet, R., Bruand, A., Araujo Filho, J.C. (de), Leprun, J.C., Fritsch E., Filizola, H.F., Vannier, A. & Boulange, B. 1998. Induration of ferrallitic micr aggregated soils (North-eastern Brazil). In: Men and their soil. Proceedings of 16th World Congress of Soil Science (Montpellier, 1998). Communication orale et article.
- Fritsch E., Fitzpatrick R.W., Melfi A.J., Herbillon A.J. and Boulet R. 1998. Soil features at toposequence scale for identifying structures, water flows and processes either past or present. *16th World Congress of Soil Science*. Montpellier, France, 20 - 26th August 1998.
- Melfi A.J., Cerri C.C., Fritsch E. and Formoso M.L.L. 1999. Tropical soils – Genesis, distribution and degradation of lateric pedological systems. In: *Formoso M.L.L. and Cerri C.C. Workshop on tropical soils – Academia Brasileira da Ciência*. Rio de Janeiro, 9-30.
- Fritsch E., A.J., Herbillon A.J., Grimaldi M., Melfi A.J., Nascimento N.R., Berthelin J., Stemmler S., Genin J.M., Abdelmoula M., Bourrié G. et Trolard F. 2000. Mobilisation et piégeage du fer dans une couverture latéritique d'Amazonie affectée sur les plateaux par l'hydromorphie. *Journées et Colloque Sols et Erosion*. Toulouse, France 29-31 mai 2000.
- Grimaldi, M., Caron X., Allard V., Roselen V., Lamotte M., Fritsch E., Boulet, R. Magat, R. 2000. Groundwater dynamics and hydrological regime of rivers in the upper Amazon basin (Humaita, Brazil). International congress, August 2000, Manaus, Brazil.
- Balan E., Trocellier P., Neuville D., Fritsch E., Muller J.-P. & Calas, G., 2001. Does metamictization control the weathering of zircon ? (communication in preparation for EUG XI, 8-12 April 2001, Strasbourg, France)
- Fritsch E., Herbillon A.J., Nascimento N.R., Grimaldi M., Melfi A.J., Genin J.M. & Abdelmoula M. 2001. Release and sequestration of iron within a sequence of Cambisols, Plinthosols and Gleysols developed on Solimões formation of the upper Amazon basin. (Invited communication at the 1st Portuguese Soil Science Society Congress, 27-30 June 2001, Lisbon, Portugal)
- Balan E., Neuville D.R., Trocellier P., Fritsch E., Muller J.-P., Calas G. 2001 Does metamictization control the weathering of zircon ? EUGXI-Strasbourg

Posters

- Fritsch E., Fitzpatrick R.W. & Hudnall W.H., 1992. Spacial distribution of regolith matrices within toposequences : A framework for studying soil-landscape processes. Poster delivered at the 4th National Soils Conference, Australian Society of Soil Science, Adelaide, 19-23th April, 1992. Book of Abstracts p.10.
- Fritsch E., Fitzpatrick R.W. & Wright M.J., 1992. Spacial distribution of regolith matrices within toposequences : Pedogenic processes at the transition between E and Bt horizons of duplex soils. Poster delivered at the 9th International Working Meeting on Soil Micromorphology (IWMSM), Townsville, 12-17th July 1992. Book of Abstracts p.35.
- Fritsch E., Fitzpatrick R.W. & Self P.G., 1992. Spacial distribution of regolith matrices within toposequences : Hydromorphic features associated with redoximorphism. Poster delivered at the 9th International Working Meeting on Soil Micromorphology (IWMSM), Townsville, 12-17th July 1992. Book of Abstracts p.45.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Self P.G., 1993. Australia's unique saline acid sulphate soils associated with dryland salinity. National Conference on Acid Sulphate Soils Coolangatta, 24 - 25th June 1993. Book of Abstracts p.6.
- Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1993. Interpretation of soil features produced by modern and ancient processes in degraded landscapes : Dryland salinity and sodicity. Poster delivered at the 10th International Clay Conference, Adelaide, 18-23th July 1993.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Self P.G., 1993. Interpretation of soil features produced by modern and ancient processes in degraded landscapes : Saline-sulfidic conditions. Poster delivered at the 10th International Clay Conference, Adelaide, 18-23th July 1993. Book of Abstracts p.10.
- Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1993. Spacial distribution of regolith matrices within toposequences : Erosion patterns in Natraqualfs linked with waterlogging, clay eluviation and dryland salinity *In* Sodic Soils : The Next Battle For Land Managers. National Conference and Workshop Nov. 9 - 13. 1992. Abstracts (eds R. Naidu and D. Wright), p 62.
- Fritsch E., Cox J.W. & Fitzpatrick R.W., 1993. Interpretation of soil features produced by modern and ancient processes in degraded landscapes : Water flow and quality. Poster delivered at the 10th International Clay Conference, Adelaide, 18-23th July 1993.
- Rinder G.E., Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1993. Employing computer technology to produce complex soil features at toposequence scale. Poster delivered at the 10th International Clay Conference, Adelaide, 18-23th July 1993.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E., Self P.G. & Cox J.W., 1993. Origin and management of Australia's unique saline acid sulphate soils associated with dryland salinity. Poster presentation. 18th Soil Science Society of South Africa Congress, Potchefstroom University of CHE, January 1994. Book of Abstracts p.23 - 25. p 12 - 13.
- Boulet R., Fritsch E., Filizola H.F., Coelho J., Leprun J.C., Barretto F. & Balan E., 1996. Frágipãs, duripãs e bandas ferruginosas dos tabuleiros do nordeste do Brasil - Distribuição, Mineralogia, Gênese. Poster. *XIII Congresso Latino Americano de Ciência do Solo. Solo-Suelo 1996*. Água de Lindóias, SP - Brasil, 4 - 8 de agosto.
- Melfi A.J., Fritsch E., Boulet R., Seyler F., Carvalho A., & Magat Ph., 1996. Distribuição dos solos nas paisagens lateríticas da Amazonia - Elaboração de um modelo conceitual ilustrando a evolução hidro-bio-geoquímica destas paisagens.

Poster. *XIII Congresso Latino Americano de Ciência do Solo. Solo-Suelo 1996.* Água de Lindóias, SP - Brasil, 4 - 8 de agosto.

- Fritsch E., Boulet R., Melfi A.J., Balan E., Montes-Lauar C.R. & Magat Ph., 1997. Ancient and Modern iron depletion and concentration features in sediments and soils (Manaus, Brazil). *11th International Clay Conference*, Carleton University, Ottawa, 15 - 21st June 1997. p A29.
- Montes-Lauar C.R., Balan E., Fritsch E., Melfi A.J., Boulet R., Magat Ph. & Carvalho A., 1997. Stratigraphy and Mineralogy of red-purple continental sediments (Alter do Chão formation of Manaus, Brazil). *11th International Clay Conference*, Carleton University, Ottawa, 15 - 21st June 1997. p A52.
- Rosolen V., Fritsch E., Boulet R., Melfi A. J., Lamotte M. & Magat Ph., 1998. Red-yellow-white Laterites in the plateaus of the southern part of the upper Amazon basin (Humaita region) - Structure, Mineralogy and Genesis In: Men and their soil. Proceedings of 16th World Congress of Soil Science (Montpellier, 1998). Poster and Summary.
- Nascimento N.S, Fritsch E., Boulet, R., Melfi, A.J., Lamotte, M. & Magat, P. 1998. Red-Yellow-White laterites, clay depleted soils and podzols in the plateaus of the middle east part of the upper Amazon basin (Jaú National Park). Structure, mineralogy and genesis. In: Men and their soil. Proceedings of 16th World Congress of Soil Science (Montpellier, 1998). Poster and Summary.
- Boulet, R., Fritsch E., Filizola, H.F., Araujo Filho, J.C. (De), Silva, F.B.R. (E), Lamotte, M. & Leprun, J.C. 1998. Fragipans et duriapns des plateaux littoraux du Nordeste brésilien. Stades d'évolution. In: Men and their soil. Proceedings of 16th World Congress of Soil Science (Montpellier, 1998). Poster and Summary.
- Bueno G.T., Nascimento N.S, Fritsch E., Melfi, A.J. 1999. Oxisols/spodosols systems: Influences on the distribution and genesis of depressions in the low course of Jau river, Amazon basin. Proceedings of the Regional Conference on Geomorphology, Rio de Janeiro, 17th-22nd of July, 1999. Poster and Summary.
- Fritsch E., Morin G., Herbillon A.J., Genin J.M, Abdelmoula M., & Calas. G. 2001. Mössbauer spectra of iron species along a red yellow white sequence of soils from the upper Amazon Basin. 4th European Conference on Mineralogy and Spectroscopy (Paris, September 2001). Summary in Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie Vol. 13, n°3, p74.

Guide de terrain pour excursion pré- et post conférence

Fitzpatrick R.W., Fritsch E., Self P.G. & Cox J.W., 1993. Soil landscapes in an Adelaide Hills sub-catchment undergoing degradation. In "Soil Landscapes in the Adelaide Hills and Coastal Plains" (eds. R. W. Fitzpatrick *et al.*). Field guide for pre- and post- Conference 1day tours F.2a and F.2b 17th & 24th July, 1993. 10th International Clay Conference/ International Soil Science Society Commission VII, 3 - 23.

Etudes cartographiques

Fritsch E., 1979. Etude des organisations pédologiques et représentation cartographique détaillée de quatre bassins versants expérimentaux sur schiste Bonidoro de Guyane française (piste de St-Elie). Rapport ORSTOM Cayenne, cote P 183, 3p, 4 cartes (bassins A, C, E, F).

Fritsch E., 1980. Etude pédologique et représentation cartographique à 1/15 000 d'une zone de 1 600 ha. représentative de la région forestière du sud-ouest ivoirien. Rapp. élève 2ème année. ORSTOM, Adiopodoumé, 137p.

Rapports internes sans comité de lecture

Rapports multigraphiés (Technical Reports)

- Fritsch E., 1977. Organisation d'une toposéquence de sols sur schistes Bonidoro de Guyane Française (piste de St Elie). Etude macromorphologique. Rapport ORSTOM Cayenne, cote P 174, 72p.
- Boulet R., Fritsch E. & Humbel F.X., 1978. Méthode d'étude et de représentation des couvertures pédologiques de Guyane Française. Rapport ORSTOM Cayenne, cote P. 177, 24p.
- Boulet R., Fritsch E. & Humbel F.X., 1978. Les sols des terres hautes et de la plaine côtière ancienne en Guyane Française. Organisation en système et dynamique actuelle de l'eau. Rapport ORSTOM Cayenne, cote P 182, 170p.
- Fritsch E., 1982. Aspects de surface de grains de quartz prélevés dans l'ensemble d'altération et l'ensemble meuble supérieur sablo-argileux d'une couverture pédologique surbaissée de Guyane française. Rapport ORSTOM Adiopodoumé, 16p.
- Fritsch E., 1982. Aspects morphologiques et cristallographiques de l'altération de la muscovite en kaolinite (Guyane française). Rapport ORSTOM Adiopodoumé, 16p.
- Fritsch E., 1982. Evolution des sols sous recrû forestier après mise en culture traditionnelle dans le sud-ouest ivoirien. Rapport ORSTOM Adiopodoumé, 74p.
- Jaffre T., de Namur Ch., Fritsch E., Monteny B., Barbier J.M. & Omont C., 1983. Contribution à l'étude de l'influence de la déforestation en zone équatoriale sur l'évolution de la concentration en gaz carbonique dans l'atmosphère. Projet inter équipe. Forêt ivoirienne, PIREN-ORSTOM, Abidjan, Centre ORSTOM Adiopodoumé, 28p, 8 fig., 7 tab., 3p annexes (fiches analytiques), + 9p., 1 fig., 2 tab., + 31p., 12 fig., 2 tab., 1 carte.
- Fritsch E., 1983. Evolution de la fertilité physique et chimique des sols cultivés de façon intensive en zone dense de Korhogo à la suite d'une mise en jachère ou d'un apport de fumure. Rapport ORSTOM Adiopodoumé, 15 p., 8 fig., 5 p. annexes.
- Fritsch E., 1983. Contribution de la section de pédologie du centre ORSTOM d'Adiopodoumé à l'étude du rôle du bétail dans le maintien de la fertilité des sols de savane du nord de la Côte d'Ivoire. Caractérisation physico-chimique des sols des blocs de Karakoro et d'Odienné. Rapport ORSTOM Adiopodoumé, 7 p., 3 fig., 7 p. annexes.
- Iris J.M., Fritsch E. & Janeau J.L., 1984. Modalités de l'infiltration dans un sol structuré. Rapport ORSTOM Adiopodoumé, 12 p.
- Cadet P., Fritsch E., Quénéhervé P. & Iris J.M., 1984. Influence des pluies sur l'efficacité potentielle des traitements nématicides en bananeraie en Côte d'Ivoire. Convention ORSTOM-COFRUITEL. ABIDJAN. Centre ORSTOM d'Adiopodoumé, 12p.
- Fritsch E., Iris J.M., Janeau J.L., Cadet P. & Quénéhervé P., 1984. Utilisation des résultats de la campagne de simulation de pluie dans le cadre de la mise en place du programme de lutte chimique contre les nématodes du bananier. Convention ORSTOM-COFRUITEL. ABIDJAN. Centre ORSTOM d'Adiopodoumé, 28p.
- Fritsch E., Iris J.M. & Janeau J.L., 1985. Comportement hydrodynamique des sols des plantations bananières de basse Côte d'Ivoire. Application à la diffusion des produits nématicides. *In* Eau et Développement Agricole. Abidjan. pp. 83-85.
- Fritsch E., Iris J.M. & Janeau J.L., 1985. Comportement hydrodynamique des sols organiques. Un exemple sur sol hydromorphe organique à tourbe peu évoluée profonde de la vallée du Nieké. *In* Eau et Développement Agricole. Abidjan. pp. 48-51.

- Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1992. A new method for tackling soil degradation processes. CSIRO Div. Soils Tech. Memorandum N° 44/1992. 6p.
- Fitzpatrick R.W., Naidu R., Fritsch E., & Hollingsworth I.D., 1992. Dryland Salinity Processes and Remedies in Mt Lofty Ranges sub-catchments: Being and End of Grant Report (CDS6). Land & Water Resources Research & Development Corporation Research and Development Grant CDS6. 15p. CSIRO Div. Soils Tech. Report No, 100/1992.
- Fitzpatrick R.W., Naidu R., Fritsch E., Hollingsworth I.D., Davies P.J., Thompson J., & Williams B.G, 1992. Dryland Salinity Processes and Remedies in Mt Lofty Ranges sub-catchments: Compendium of reports, journal articles and additional information Being and End of Grant Report for Land & Water Resources Research & Development Corporation, Research and Development Grant CDS6. 95p.
- Fitzpatrick R.W, Davies Ph., Thompson J. & Fritsch E., 1992. Water table fluctuation in representative soils in seven sub-catchments near Keyneton, Mt Torrens and Harrogate in the Mt Lofty Ranges, South Australia. CSIRO Div. Soils Tech. report. 4p.
- Williams B.G, Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Cox J.W., 1995. Electromagnetic induction survey of the Herrmann catchment near Mt Torrens, South Australia. CSIRO Div. Soils Tech. report. 33p.
- Fitzpatrick R.W., Fritsch E. & Cox J.W., 1995. Profile descriptions and soil map of the Herrmann catchment near Mt Torrens, South Australia. CSIRO Div. Soils Tech. report. 30p.
- Fitzpatrick R.W., Bruce D.A., Davies P.J., Spouncer L.R., Merry R.H., Fritsch E. & Maschmedt D., 1999. Soil Landscape Quality Assessment at Catchment and Regional Scale. Mount Lofty Ranges Pilot Project: National Land & Water Resources Audit. CSIRO Land & Water Technical Report. 28/99. July 1999 pp69.

Projets, programmes de recherche, rapports d'étude et de mission

- Fritsch E., Iris J.M.& Janeau J.L. 1983. Approche méthodologique d'une étude morpho-structurale et hydrodynamique de quelques sols représentatifs des cultures bananières de Basse Côte d'Ivoire. Projet d'étude dans le cadre de la convention ORSTOM-COFRUITEL, 16p.
- Quénéhervé P., Cadet P., Topart P., Duprez V., Mateille T., Fritsch E., Iris J.M.& Janeau J.L. 1984. Le traitement du bananier à la plantation et en cours de cycle ainsi que les problèmes liés à l'eau. Rapport de la convention ORSTOM-COFRUITEL, 79p.
- Chevallier P., Fritsch E., Janeau J.L., Iris J.M. & Valentin C. 1982. Axe -Programme IB - Milieux terrestres et sociétés humaines - Implantation: Côte d'Ivoire - Région de savane - Disciplines pivots : hydrologie, pédologie - Proposition de programme de recherche sur bassin versant (projet HYPERBAV), Abidjan. Rapport ORSTOM, Adiopodoumé, 14p.
- Valentin C., Chevallier P., Fritsch E., Mitja D. & Planchon O. 1989. Fonctionnement hydrique à différentes échelles d'un petit bassin versant de savane humide en Côte d'Ivoire. Analyse de l'influence des couvertures pédologiques et végétales. Rapport final d'ATP "influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols", 12p.
- Fitzpatrick R.W., Naidu R., Fritsch E. & Hollingsworth I.D., 1992. Dryland salinity processes and remedies : Mt Lofty Ranges Sub-catchments. Land & Water Reseach & Development Corporation, Research and Development Grant CDS6. Submission of final report. 14p.

- Fritsch E. & Bourgeon G. 1993. Département Terre Océan Atmosphère (TOA), UR 1G - Implantation : Inde - Région forêt-savane des Ghâts - Projet d'implantation d'une équipe de pédologues structuralistes à l'Institut Français de Pondichéry (IFP) : étude des systèmes sols du milieu ferrallitique et fersiallitique indien. Adélaïde. Rapport ORSTOM, 5p.
- Fritsch E. 1994. Organisations pédologiques le long de quatre transects transversaux d'une zone de bas-fond de la région de Bidi (Bas-fond de Gourga, Burkina Fasso). Rapport de mission, 10p (6 figs dont 4 planches en couleurs).
- Melfi J.A. & Fritsch E. 1996. Projeto Temático (FAPESP). Organização e funcionamento hido-bio-geoquímico das coberturas lateríticas da Amazonia (Sumário, Projeto de pesquisa, Orçamento, Cronograma, Pessoal e infra-estrutura e Resultado de auxílios anteriores). 34p (6 figs coloridas).
- Fritsch E. & Melfi J.A. 1996. Programme Dylat Amazonie. Version française : Organisation et fonctionnement hydro-bio-géochimique des couvertures latéritiques d'Amazonie (1. Fiche thématique, 2. Programme de recherche et 3. Annexe). Version portugaise : Organização e funcionamento hidro-bio-geoquímico das coberturas lateríticas da Amazonia (1. Ficha tematica, 2. Programa de pesquisa e 3. Anexo). 23p (6 figs en couleur).
- Fritsch E. 1999. Programme PNSE (PROgramme de recherche Sols et Erosion) : "Dynamique du fer dans des couvertures latéritiques du bassin amazonien: Relations entre minéralogie, structure et fonctionnement hydro-bio-géochimique". 1999-2001 (coordinateur E. Fritsch).
- Fritsch E. 2000. Projet de création d'une Unité de Recherche IRD : "Processus d'altération et de pédogenèse et bilans de transferts dans la géosphère tropicale" (GEOTROPE). Accepté puis classé ultérieurement sous le n° UR058.
- Fritsch E. 2004. Projet CAPES COFECUB: "Podzolisation des latérites du haut bassin amazonien : Etudes des mécanismes et facteurs contrôlant la dynamique évolutive des podzols et les exportations de matières dans les têtes de rivières du bassin versant du Rio Negro". 2004-2005.
- Fritsch E. 2004. Programme National / ACI – FNS "ECCO Ecosphère continentale" (PNBC): "Podzolisation des latérites du haut bassin amazonien : impacts environnementaux sur le milieu physique, biologique et sur les exportations de matières (matières organiques et métaux)". 2004-2006.
- Fritsch E. 2004. Projet de renouvellement de l'Unité de Recherche 058 de l'IRD : "Processus d'altération et d'érosion et bilans de transferts dans la géosphère tropicale" (GEOTROPE). Unité mise en transition en 2005 sous le n° UT058.

Mémoire sur Travaux

présenté devant

**L'Université Pierre et Marie Curie
(Paris VI)**

« Sciences de la Terre »

en vue de l'obtention de

L'Habilitation à Diriger des Recherches

**FORMATION ET EVOLUTION
DES SOLS TROPICAUX**

par

Emmanuel Fritsch

Annexe : Sélection d'articles

Approche structurale, modèles d'organisation et de fonctionnement

- Fritsch E., Bocquier G., Boulet R., Dosso M. & Humbel F.X., 1986. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n°4 : 361-395.
- Fritsch E., Peterschmitt E. & Herbillon A.J., 1992. A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. *Sci. Géol. Bul.* **45** (2), 77 - 97.
- Fritsch E. & Fitzpatrick R.W., 1994. Interpretation of soil features produced by Ancient and Modern processes in degraded landscapes. I. A new method for constructing conceptual soil-water-landscape models. *Aust. J. Soil Res.*, **32**, 889 - 907 (colour figs 880 - 885).

Processus de latéritisation, d'oxydo-réduction et de podzolisation en milieu tropical humide (Amérique latine, Inde)

- Fritsch E., Montes-Lauar C.R., Boulet R., Melfi A.J., Balan E., & Magat Ph. 2002. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *European Journal of Soil Science*, **53**, 2, 203-218.
- Fritsch E., Morin G., Bedidi A., Bonnin D., Balan E., Caquineau S., Calas G. 2005. Transformation of haematite and Al-poor goethite to Al-rich goethite and associated yellowing in a ferralitic clay soil profile of the middle Amazon basin (Manaus, Brazil). *European Journal of Soil Science*, (10.1111/j.1365-2389.20005.00693.x).
- Peterschmitt E., Fritsch E., Rajot J.L. & Herbillon A.J., 1996. Yellowing bleaching and ferritization in a hydrotoposequence of the Western Ghâts, South India. *Geoderma*, **74**, 235-253.
- Nascimento (do) N.R., Bueno G. T., Fritsch E., Herbillon A.J., Allard Th., Melfi A.J., Astolfo R., Boucher H., Y. Li. 2004. Podzolisation as a deferralitization process. A study of an Acrisol-Podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. *European Journal of Soil Science* , **55**, 523-538.

Processus d'oxydo-réduction, d'éluviation-illuviation et d'érosion en milieu tropical de transition (Afrique de l'Ouest)

- Fritsch E., Valentin C., Morel P. & Leblond P., 1990. La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. In Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Booro Borotou. *Collection "Etudes et Thèses"*, ORSTOM, Paris, 31-57.
- Fritsch E., Herbillon A.J., Jeanroy E., Pillon P. & Barres O., 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges - sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bul.* **42** (2) : 65-89.

Processus de sulfato-réduction en milieu semi-aride (Australie méridionale)

- Fitzpatrick R.W, Fritsch E. & Self P.G., 1996. Interpretation of Soil Features Produced by Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes. V. Development of saline sulfidic features in non tidal seepage areas. *Geoderma*, **69**, 1-29.

Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française

Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation

E. FRITSCH (1), G. BOCQUIER (2), R. BOULET, (3)
M. DOSSO (4), F.X. HUMBEL (5)

- (1) Pédologue O.R.S.T.O.M., C.P.B.- CNRS, 17, rue Notre Dame des Pauvres BP 5 - 54501 Vandœuvre Les Nancy cédex
(2) Université Paris VII, 2, place Jussieu 75251 Paris cédex (3) Pédologue O.R.S.T.O.M., BP 165, 97323 Cayenne cédex
(4) I.B.M. France, 36, av. R. Poincaré, 75016 Paris
(5) Pédologue O.R.S.T.O.M., Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M., 70-74 route d'Aulnay 93140 Bondy

RÉSUMÉ

L'étude détaillée d'un interfluve de Guyane française apporte une contribution à la connaissance des systèmes transformants dans les formations supergènes des régions tropicales humides. Elle a grandement bénéficié de l'expérience accumulée par un certain nombre de chercheurs (BOCQUIER, 1971 ; RUELLAN, 1971 ; BOCQUIER et MULLER J.P., 1973 ; BOULET, 1974, 1978, 1981 ; BOULET et al., 1979 ; NAHON, 1976 ; CHAUVEL, 1977 ; BOULANGE, 1983...) dont les travaux étaient fondés sur une méthodologie nouvelle de type structuraliste.

L'analyse structurale respecte le continuum des différenciations pédologiques (en horizons ou en caractères) dans le paysage. Par des représentations en coupe et des cartes, elle définit la géométrie de ces différenciations, étudie leurs relations, permet d'établir leur chronologie de formation et de regrouper certaines d'entre elles dans différents systèmes transformants.

Chaque système transformant est caractérisé par une succession ordonnée de différenciations emboîtées les unes dans les autres et en discordance sur une organisation antérieure. Il retrace les différentes étapes d'une évolution géochimique et minéralogique, elle-même induite par des modifications du comportement hydrique. Ces systèmes sont représentatifs des milieux en cours d'évolution aussi bien d'un point de vue hydrique que géochimique (région en déséquilibre). Les transformations minéralogiques qui leur sont associées sont les plus récentes et les plus actives. Le développement dans l'espace et dans le temps de ces systèmes concourt à la dégradation interne des formations supergènes par accentuation des manifestations d'hydromorphie. En activant d'une façon localisée l'érosion chimique, les systèmes transformants sont susceptibles de donner de nouvelles formes au paysage.

MOTS-CLÉS : Différenciations -- Structures -- Relations structurales -- Chronologie relative -- Front de transformation -- Mécanismes géochimiques -- Erosion chimique -- Modélé.

ABSTRACT

THE TRANSFORMING SYSTEMS OF A FERRALLITIC SOIL IN FRENCH GUIANA.
STRUCTURAL ANALYSIS OF A SUPERGENE FORMATION AND TYPE OF REPRESENTATION

The detailed study of an interfluve in French Guiana contributes to the knowledge of the transforming systems in the supergene formations of the humid tropical zones. It largely profited by the experience gained by a number of researchers (BOCQUIER, 1971 ; RUELLAN, 1971 ; BOCQUIER and MULLER J.P., 1973 ; BOULET, 1974, 1978, 1981 ; BOULET et al., 1979 ; NAHON 1976 ; CHAUVEL, 1977 ; BOULANGE, 1983...) whose works were based on a new structuralist methodology.

The structural analysis takes account of the continuum of the soil differentiations (in horizons or features) in the landscape. It determines through sections and maps the geometric configuration of these differentiations, studies

their relations, allows to establish their chronological formations and together some of them into different transforming systems.

Each transforming system is characterized by an orderly succession of differentiations which are fitted into one another and are unconformable to a previous structure. It shows the different phases of a geochemical and mineralogical evolution which is induced by modifications in the water behaviour. These systems are representative of the transforming environments from an hydrous and a geochemical point of view (unbalanced zone). The attendant mineralogical transformations are the most recent and the most active ones. The space and time evolution of these systems contributes to the internal degradation of the supergene formations by increasing the hydromorphic characteristics. The transforming systems are likely to give new aspects to the landscape by increasing locally the chemical erosion.

KEY WORDS : Differentiations — Structures — Structural relations — Relative chronology — Transforming front — Geochemical mechanism — Chemical erosion — Modelled landscape.

INTRODUCTION

La zone étudiée est située à 25 km au S-SW de Sinnamary (cf. fig.1) dans un paysage forestier de petites collines sur schistes de la partie septentrionale de la Guyane française. L'étude s'est déroulée en trois étapes.

La première étape a été initiée en 1977 par l'opération de recherche interdisciplinaire ECEREX (EColo-gie, ERosion, EXpérimentation) elle-même guidée par les priorités du projet d'exploitation papetière de la forêt guyanaise. Dans le cadre de la caractérisation du milieu pédologique régional sous forêt, dont la complexité des structures avait déjà été mise en évidence, ce premier travail (FRITSCH, 1977) avait pour objet l'analyse macroscopique d'une toposéquence correspondant à une catégorie d'altérations et de différenciations largement représentée dans le secteur.

La deuxième étape s'est achevée en France après une période d'interruption de sept ans (FRITSCH, 1984). Elle fut adaptée à une analyse structurale complète de la toposéquence, allant du repérage des horizons sur le terrain à l'identification des cristallites élémentaires. Elle a nécessité différents moyens d'observation et d'analyse.

Enfin, la dernière étape fut entreprise fin 1984 en collaboration avec R. BOULET, G. BOCQUIER et M. DOSSO lors d'une mission de deux semaines en Guyane française. Elle a permis de confronter de nouveau sur le terrain les données et les relations fondamentales établies aux échelles micro et ultramicroscopiques puis d'élargir la zone d'étude à l'ensemble de l'interfluve.

CADRE DE L'ÉTUDE

1. La géologie

Le secteur appartient au vaste domaine géosynclinal de la partie nord du bouclier guyanais (fig.1) qui disparaît plus au nord sous les sédiments récents de la

plaine côtière. Ce géosynclinal est composé de terrains sédimentaires anciens fortement métamorphisés, affectés par une schistosité subverticale générale de direction W.NW-E.SE (CHOUBERT, 1978). Mis en place aux environs de 2700 à 2500 M.A. (millions d'années), les sédiments anciens se seraient accumulés lors d'une longue période d'érosion qui a aplani les reliefs de l'orogénèse guyanaise.

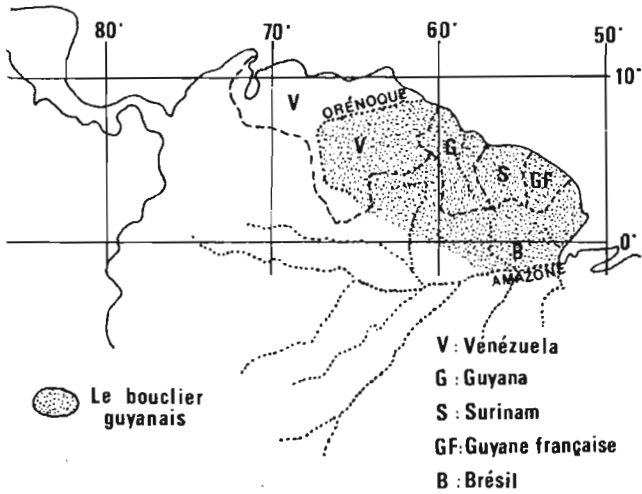
Le substratum géologique, connu exclusivement par ses faciès d'altération, appartiendrait à une série schistogréseuse, stratifiée, à faciès flysch, dans laquelle la granitisation aurait engendré une multitude de corps pegmatitiques en filons ou en lentilles (CHOUBERT, 1978 ; MAZÉAS, 1961).

Les faciès d'altération sont composés principalement de quartz et de muscovite, minéraux primaires considérés parmi les plus stables dans l'échelle d'altérabilité des minéraux endogènes (GOLDICH, 1938). Ils présentent une schistosité redressée, entrecroisée, dans laquelle les faciès grossiers pegmatitiques de dimensions très variables sont fréquemment en concordance structurale avec les faciès fins schisteux. Ces faciès d'altération se caractérisent ainsi par une composition minéralogique relativement monotone associée à une grande hétérogénéité texturale et structurale.

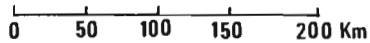
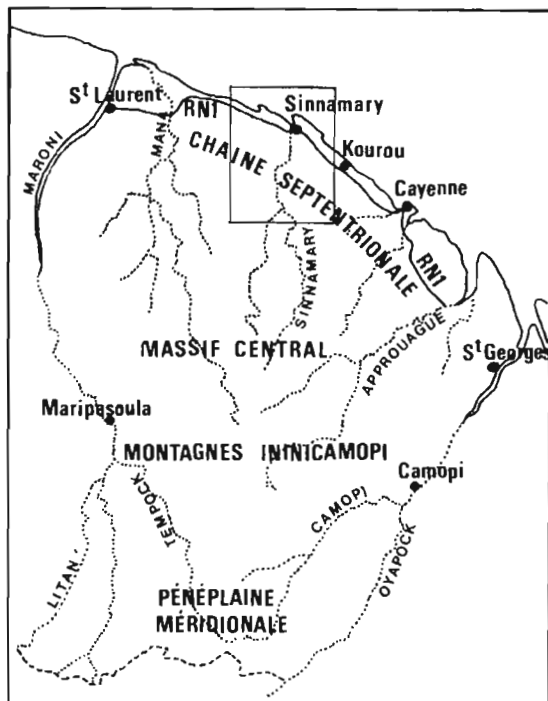
2. Le climat

Le climat, de type équatorial humide (AUBREVILLE, 1950), est caractérisé par un total annuel de précipitations élevé (3100 à 3500 mm : ROCHE, 1982) réparti en deux saisons pluvieuses et par des intensités d'averses généralement fortes (supérieures à 100 mm/h.). Il apporte de ce fait une quantité d'eau considérable que le sol évacue en grande partie par ruissellement ou écoulement latéral interne (HUMBEL, 1978 ; FRITSCH J.M., 1981 ; GUEHL, 1981 ; ROCHE, 1982). Si l'érosion mécanique reste relativement modérée sous forêt (0,2 à 1 T/ha,

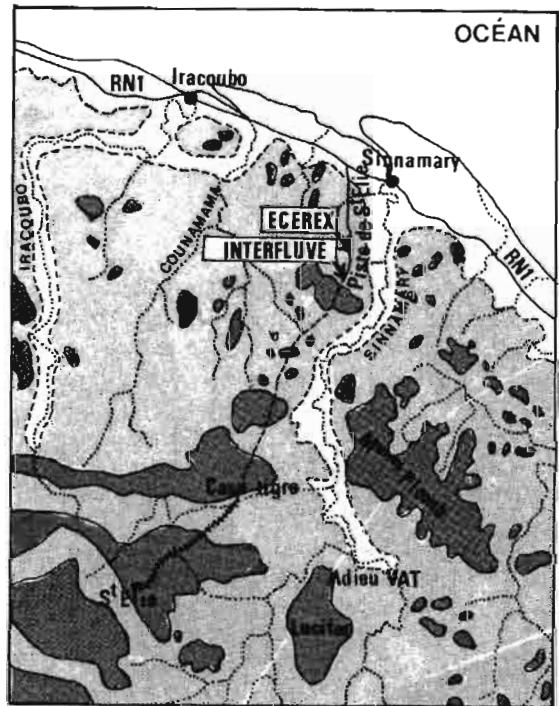
LE NORD DE L'AMÉRIQUE DU SUD



LA GUYANE FRANÇAISE
(ÉCHELLE 1/5.000.000)



LA RÉGION DE SINNAMARY
(ÉCHELLE 1/1.000.000)



Terres basses et vallées

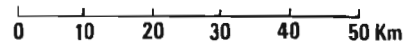
Zone collinaire

Altitude

du sommet

< 50 m

> 50 m



ROCHE, 1982), l'engorgement des horizons supérieurs des couvertures pédologiques est à l'inverse fréquent.

3. Les paysages

Les paysages schisteux sont constitués de collines de section elliptique, individualisées en « amandes » ou en « haricots » (BOYE, 1976). Ces collines peuvent avoir, soit une forte dénivelée (supérieure à 50 m), des sommets étroits en crêtes aiguës et des versants souvent dissymétriques à très forte pente, soit, à l'inverse, une faible dénivelée et des sommets nettement convexes, parfois plan convexes. La prédominance du deuxième type de colline témoigne de l'érosion chimique qui a longtemps prévalu.

La forte ramification du réseau hydrographique (influencé par la schistosité et les masses filoniennes pegmatitiques) et le développement des bas fonds dans les parties aval concordent avec une pluviométrie très abondante.

4. Les couvertures pédologiques

Les couvertures pédologiques appartiennent au domaine ferrallitique. De nombreuses études pédologiques (LIM, THACH, 1977; HUMBEL, 1978; FRITSCH E., 1979; BOULET, 1978, 1981; BOULET, BRUGIERE, HUMBEL, 1979; FRITSCH J.M., 1981; GUEHL, 1981; ROCHE, 1982; FRITSCH E., 1984) tendent à confirmer la transformation par engorgements successifs des couvertures ferrallitiques formées antérieurement au cours d'une longue histoire continentale. Plusieurs stades de cette transformation ont pu être schématisés (BOULET, 1981) à partir d'exemples étudiés à différents endroits dans le paysage schisteux, stades qui auraient pu également s'être succédés dans le temps. Ceux-ci résultent d'un « enfoncement » plus ou moins poussé d'organisations de transformation dans la séquence verticale des horizons d'une couverture ferrallitique initiale. Cette couverture initiale épaisse et à régime percolatif jusqu'à la nappe profonde (drainage vertical libre) ne s'observe plus qu'à quelques endroits au niveau des collines à forte dénivelée du paysage schisteux.

La transformation interne de la couverture initiale s'accompagne d'une modification de la dynamique de l'eau et d'une érosion chimique plus active. Cette érosion conduit à un abaissement de la surface topographique et plus particulièrement à l'aplanissement des sommets et à l'installation de conditions nettement hydromorphes (nappe perchée temporaire). Ainsi, les stades de transformation les plus poussées s'observent dans les collines à faible dénivelée et à sommet plan.

Le déclenchement et l'entretien de ces transformations sont attribués par BOULET (1981) à l'abaissement du

niveau de base entretenu par la lente surrection de la façade maritime du bouclier guyanais ainsi qu'aux conditions climatiques particulièrement agressives et abondantes.

MODELÉ DE L'INTERFLUVE ET ORGANISATION GÉNÉRALE DE LA FORMATION SUPERGÈNE

1. Le modelé et le micromodelé

L'interfluve est délimité par trois marigots (petites rivières) à écoulement permanent, disposés en étoile. Sa superficie est de 16 ha et sa dénivelée maximale de 24 m. Cette petite unité du paysage présente cinq facettes (cf. fig.2) correspondant successivement, des points les plus hauts vers les plus bas :

- au sommet plan convexe ou plateau en forme d'« haricot », très légèrement incliné vers l'Est (pente 0 à 8 ‰),
- aux trois cols reliant le plateau aux parties hautes des collines avoisinantes et à l'éperon prolongeant le plateau vers le Sud-ouest (pente 0 à 12 ‰),
- au versant convexe de pentes généralement fortes, plus faibles à l'Est (12 à 45 ‰),
- au replat aval, concave puis convexe (pente 10 à 30 ‰), étroit, localement absent,
- au bas fond dont le raccord avec le replat aval peut être plus ou moins marqué et l'extension importante à l'aval des marigots. Sa pente est faible et rectiligne (0 à 10 ‰).

De très nombreuses dépressions appelées « Djougoung pété » par la population locale et « Cow hole » par les noirs Saramakas s'observent à deux endroits dans les parties basses du plateau (cf. fig.2). De forme circulaire ou ovale, elles peuvent localement être anastomosées et aboutir à la formation de véritables canaux. D'un à quatre mètres de diamètre, elles n'excèdent pas 60 centimètres de profondeur. Leur formation a été attribuée par BLANCANEUX (1973) aux chablis (arbres déracinés naturellement, entraînant la terre comprise entre leurs racines). Ces dépressions piègent les eaux de pluie et de ruissellement. Elles peuvent rester en charge plus de cinq jours après une forte averse. Les dépressions les moins perméables sont fréquemment regroupées et délimitent des plages couvertes de plantes herbacées indicatrices d'un milieu hydromorphe. Ces plages sont particulièrement nombreuses et plus ou moins coalescentes dans la partie Est du plateau.

Sur le versant, les écoulements superficiels sont importants en pleine saison pluvieuse. Bien que l'érosion mécanique mesurée dans cette région soit relativement faible, celle-ci n'en est pas moins manifeste à certains endroits. Il s'agit :

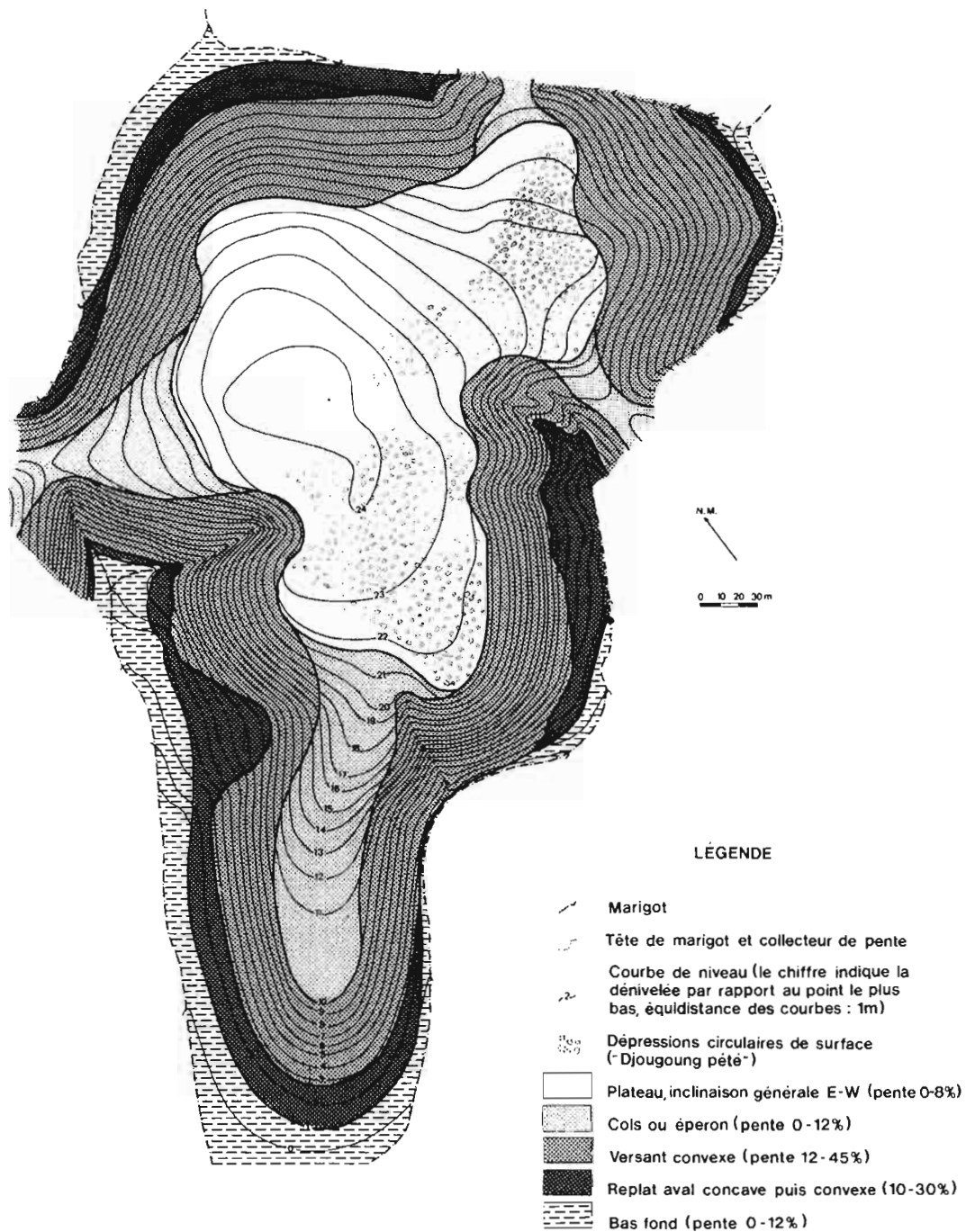


FIG. 2 — La topographie et les différentes facettes du modelé de l'interfluve

- d'érosion en nappe à l'amont des versants, qui met en relief certaines racines traçantes et entraîne la terre fine de la partie supérieure du mat racinaire,
- d'érosion en rigole, particulièrement visible dans les « renforcements » du versant. A ces niveaux, la hiérarchisation des écoulements crée un réseau dense de rigoles fortement ramifié. Les rigoles dépourvues de litière après une forte pluie, sont couvertes de fines pellicules sableuses. L'amont de ces « renforcements » est lui-même caractérisé par un micromodelé en marches d'escalier attribué aux chablis (FRITSCH E., 1984),
- d'érosion en griffe surtout à l'amont des marigots et d'effondrement de berge lorsque le lit du marigot « attaque » la base des versants (cf. fig.2 : disparition du replat aval sur le versant Est de l'éperon).

Sur le replat aval, les pellicules sableuses et les constructions biologiques épigées (turricules) prédominent. Les pellicules sableuses peuvent être reliées à des réorganisations sur place (VALENTIN, 1981) et/ou à l'érosion des sols du versant. Les constructions épigées, localisées au pied des plantes herbacées, nombreuses dans ce milieu, témoignent d'une activité biologique intense due à la proximité de la nappe phréatique de la surface.

2. L'organisation générale de la formation supergène

D'après les prospections et les études réalisées dans le secteur, la formation supergène présentée ici correspond au stade le plus avancé de la dégradation par hydromorphie d'une couverture ferrallitique initiale. Elle

présente une différenciation que nous pouvons décrire suivant deux axes :

- une différenciation verticale de quatre ensembles correspondant de bas en haut à l'ensemble d'altération, l'ensemble pédoturbe, l'ensemble glébulaire et l'ensemble meuble supérieur,
- une différenciation latérale en trois domaines. Du plateau vers le bas fond, il s'agit du domaine sommital, du domaine de référence localisé à l'amont des versants et du domaine aval.

A l'amont des versants (domaine de référence) et de bas en haut, les quatre ensembles se succèdent dans un ordre de complexité croissante par transformation progressive des matériaux originels. De la couverture ferrallitique initiale, il ne subsiste plus qu'une portion de l'ensemble d'altération. La partie supérieure de cet ensemble et les trois autres ensembles qui le surmontent sont issus de sa transformation. A ce stade de l'évolution géochimique et structurale, le développement vertical et latéral (de l'aval vers l'amont) des organisations de transformation dans la couverture initiale (fig.3) a affecté la totalité de sa zone de différenciation et la partie supérieure de son ensemble d'altération. La succession verticale des différenciations secondaires apparaît alors en concordance avec la surface topographique. Le domaine de référence comprend de ce fait deux grandes zones : une zone d'altération héritée de la couverture initiale et une zone de différenciations secondaires.

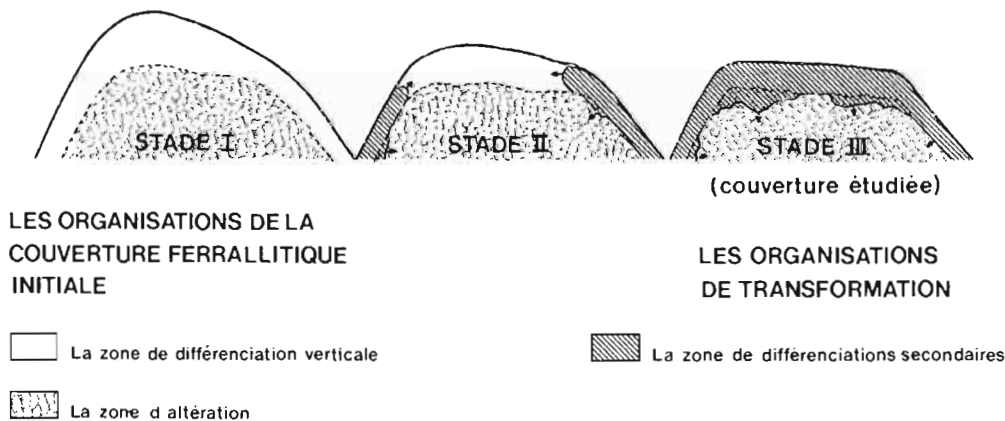


FIG. 3 — L'extension dans l'espace et dans le temps des organisations de transformation dans la couverture ferrallitique initiale

Dans le plateau et à l'aval des versants (domaine sommital et domaine aval), de nouvelles différenciations se surimposent par transformation à celles du domaine de référence. Leur développement vertical et latéral n'étant que partiel, elles apparaissent en discordance sur les

organisations du domaine de référence et en accord avec le fonctionnement hydrique actuel. Ce sont donc les plus récentes. Elles retransforment actuellement, par accentuation des manifestations d'hydromorphie et à partir de deux pôles (amont et aval), la formation supergène.

Que l'on soit sur le plateau ou à l'aval des versants, les nouvelles différenciations sont localisées à deux niveaux de profondeur. Elles permettent donc de distinguer, pour chaque domaine sommital et aval, deux systèmes transformants superposés (fig.4) :

- un système transformant supérieur,
- un système transformant inférieur.

Dans la suite de l'exposé, les coupes synthétiques jointes au texte ont été réalisées d'après les observations de terrain. Certaines de ces observations ont été resituées dans leur contexte paysagique au niveau de deux toposéquences orientées Est-Ouest et présentées en annexe (cf. fig.17).

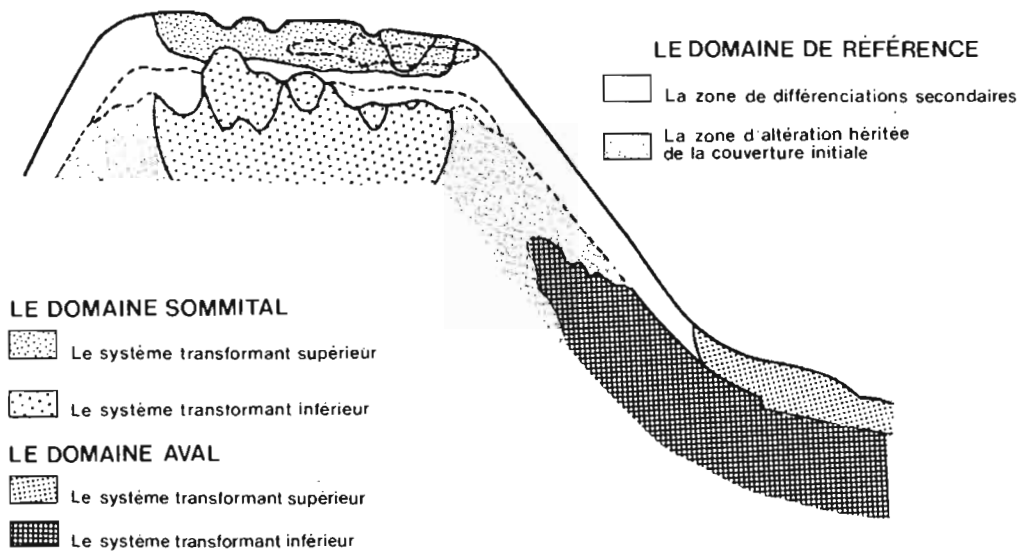


FIG. 4 — Les trois domaines de la formation supergène

LES TROIS DOMAINES D'ALTÉRATION ET DE DIFFÉRENCIATION DE LA FORMATION SUPERGÈNE

1. Le domaine de référence

La localisation des quatre ensembles et des deux grandes zones du domaine de référence est schématisée dans la figure 5.

1.1. LA ZONE D'ALTÉRATION HÉRITÉE DE LA COUVERTURE INITIALE

Les deux altérites de la couverture initiale (cf. fig.5) ont un pendage subvertical et des directions localement entrecroisées. Leur distinction est basée à la fois sur des critères de texture, de structure et de coloration.

Le degré de conservation des textures (schistosité ou foliation) et des structures (pendage et orientation) est directement lié aux dimensions de grains de la roche mère. Il permet de dissocier :

- une isaltérite (CHATELIN, 1972) pegmatitique (faciès à gros grains) dans laquelle les textures et les structures héritées de la pegmatite sont conservées au niveau d'alignements lithorelictuels le plus souvent continus et épais,

- une allotérite (CHATELIN, 1972) schisteuse (faciès à grains fins) dans laquelle les organisations héritées du schiste sont peu nombreuses. Elles correspondent aux alignements lithorelictuels discontinus, ferruginisés.

Ces deux altérites se distinguent également par leur coloration. Ainsi, d'un faciès lithochrome pour les isaltérites pegmatitiques en filons (lits alternativement rouges, rose pâle, jaune pâle, blanc terne), nous passons latéralement et brutalement à un faciès rouge, homogène pour l'allotérite schisteuse. Cette dernière domine dans la zone d'altération de l'interfluve.

Les altérites ont été le siège d'une succession de transformations minéralogiques (FRITSCH E., 1984) qui s'ordonne de la façon suivante :

- dissolution des minéraux parentaux (quartz, muscovite),
- kaolinitisation des muscovites,
- ferruginisation hématitique.

La dissolution des quartz et des muscovites développe une porosité inter et intracristalline, augmentant ainsi les surfaces en contact avec les solutions d'altération. Elle est prépondérante à la base des filons pegmatitiques.

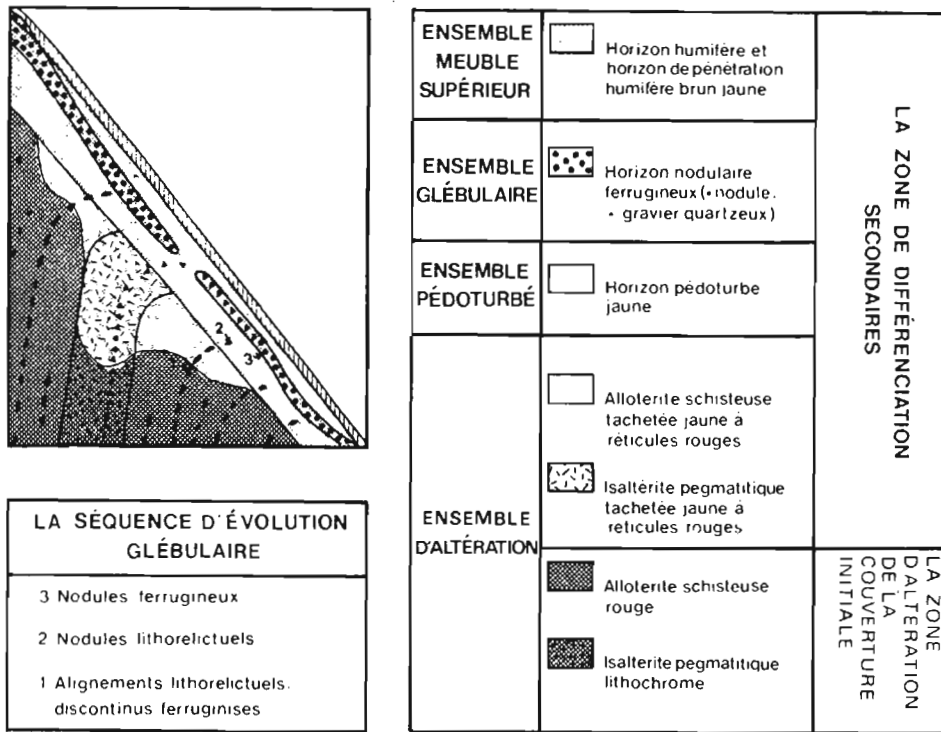


FIG. 5 — Les zones d'altération et de différenciation verticale des sols du domaine de référence

La kaolinitisation des muscovites nourrit sur place un plasma d'altération qui efface progressivement, par pédoturbation, les textures et les structures lithologiques. En fractionnant les particules micacées, la pédoturbation favorise également leur altération. La kaolinitisation et la pédoturbation sont, à l'inverse, prépondérantes dans les allotérites schisteuses et, dans une moindre mesure, dans la partie supérieure des filons pegmatitiques.

La ferruginisation hématitique résulte pour une faible part d'une libération sur place du fer par altération des minéraux parentaux (Muscovite, Tourmaline...) et surtout d'apport provenant des transformations minéralogiques ayant affecté la zone de différenciation sus-jacente aux altérites.

Dans les allotérites schisteuses, cette ferruginisation est importante, principalement dans les alignements sub-verticaux les plus grossiers du schiste. A ces niveaux, elle conserve en discontinuité les structures redressées des substrats et fige latéralement différents stades d'altération des muscovites en kaolinite. Elle est donc bien postérieure dans les alignements lithorelictuels à la kaolinitisation des muscovites mais aussi antérieure à la poursuite de kaolinitisation et de la pédoturbation dans

les fonds matriciels interglébulaires dépourvus d'organisations lithorelictuelles.

Dans les isaltérites pegmatitiques, le fer, présent en bien moindre abondance (excepté dans la partie supérieure de certains filons pegmatitiques dans laquelle des alignements lithorelictuels discontinus ferruginisés peuvent être observés), joue de ce fait un rôle secondaire dans les processus d'altération et de pédoturbation. Le faible développement du plasma d'altération et la porosité interstitielle grossière sont par contre propices à son transit vers la nappe phréatique profonde.

En terme de bilan minéralogique, les deux altérites (schisteuse et pegmatitique), héritées de la couverture ferrallitique initiale, sont caractérisées par une accumulation relative de kaolinite et une accumulation absolue d'hématite. Réalisées à des vitesses variables, ces accumulations ont été guidées et influencées par les textures et les structures lithologiques.

1.2. LA ZONE DE DIFFÉRENCIATIONS SECONDAIRES

L'enfoncement vertical des organisations de transformation dans la couverture ferrallitique initiale dépasse localement sa zone d'altération. De bas en haut, la zone de différenciations secondaires comprend (cf. fig.5) :

— une altérite (schisteuse ou pegmatitique) tachetée jaune à réticules rouges qui s'observe latéralement en discontinuité dans la partie supérieure de l'ensemble d'altération,

— une séquence verticale de quatre horizons : horizon pédoturbé jaune, horizon nodulaire ferrugineux, horizon de pénétration humifère et horizon humifère brun jaune.

Cette zone de différenciations secondaires résulte d'une double évolution parallèle (FRITSCH E., 1984) entre les formations glébulaires et leurs fonds matriciels interglébulaires.

La séquence d'évolution glébulaire s'ordonne, de bas en haut, de la façon suivante (cf. fig.5) :

— alignements lithorelictuels discontinus, ferruginisés, de l'ensemble d'altération,

— nodules lithorelictuels de l'ensemble ou de l'horizon pédoturbé jaune,

— nodules ferrugineux de l'ensemble ou de l'horizon nodulaire.

Malgré un infléchissement des alignements lithorelictuels vers l'aval, la structure redressée des substrats est globalement conservée jusqu'à la base de l'horizon nodulaire. Au-dessus de cette limite, elle disparaît. Simultanément, la concentration en nodules ferrugineux s'accroît brutalement. Dans l'horizon qu'ils délimitent, les nodules ferrugineux s'apparentent le plus souvent par leurs organisations internes aux faciès schisteux mais aussi aux faciès pegmatitiques. Ils sont associés à quelques graviers quartzeux dominants, voire exclusifs, au-dessus et à l'aval de filons pegmatitiques suffisamment puissants.

De bas en haut, la diminution de la taille des glébules s'accompagne d'une baisse de leur porosité, d'une sphérisation et de fissurations périphériques. Simultanément aux échelles microscopiques, une succession de transformations est mise en évidence. Elles correspondent :

— à une diminution de la microporosité plasmique et à l'inverse au développement de la porosité alvéolaire dû essentiellement à une accentuation de la dissolution des quartz,

— à la disparition progressive du cristalli-plasma kaolinique issu de l'altération des muscovites et au développement d'un plasma argilo-ferrugineux noir isotique à hématite et à kaolinite,

— au développement des plasmas anisotropes à goéthite fibreuse et à gibbsite par dégradation ponctuelle du plasma argilo-ferrugineux noir isotique. Ces cristallisations ultimes sont propices à la création d'une micro-porosité alvéolaire.

La séquence des fonds matriciels interglébulaires comprend verticalement de bas en haut ceux :

— de l'altérite schisteuse rouge ou pegmatitique lithochrome héritée de la couverture initiale,

— de l'altérite tachetée jaune à réticules rouges,

— de l'horizon pédoturbé jaune,

— des horizons humifères.

Dans cette séquence, trois transformations principales sont mises en évidence. Elles s'accroissent et se relayent verticalement du bas vers le haut. Elles présentent toutes une progression verticale descendante et se succèdent, de ce fait, dans le temps. De la plus ancienne à la plus récente ou du bas vers le haut, ces transformations correspondent :

— à la dissolution de l'hématite et à la recristallisation du fer sous forme de goéthite alumineuse. Cette première transformation aboutit à la formation des fonds matriciels jaunes. Ces derniers délimitent la base de la zone de différenciations secondaires qui apparaît ondulée sur des représentations en coupe. La transformation n'est plus totale lorsqu'elle se développe dans la partie supérieure de l'ensemble d'altération. A ce niveau, les réticules rouges de l'altérite tachetée à fond jaune, non affectés par la transformation, peuvent être considérés comme des reliques des altérites sous-jacentes. L'altérite tachetée à fond jaune présente un développement vertical accru dans les filons de pegmatite,

— à l'accentuation de la microfissuration et de la kaolinisation des muscovites. Cette deuxième transformation caractérise le passage de l'ensemble d'altération à l'ensemble pédoturbé jaune. En l'absence d'altérite tachetée jaune à réticules rouges, les deux premières transformations agissent simultanément. Elles se relayent dans le cas contraire,

— à la diminution de la teneur en plasma à kaolinite et à goéthite alumineuse entraînant un accroissement de la proportion de quartz et de minéraux lourds. Des mécanismes biologiques (remontées biologiques, érosion mécanique sélective en surface) et/ou chimiques (dissolution, lessivage) seraient à l'origine de cette perte en éléments fins. Cette dernière transformation devient importante à proximité de la surface du sol, dans les horizons humifères. Simultanément, nous constatons un accroissement de la porosité d'assemblage et l'apparition et le développement d'une porosité d'origine biologique.

Ainsi, la double évolution parallèle entre les formations glébulaires et les fonds matriciels interglébulaires aboutit à :

— une accumulation relative du fer par concentration centripète de cet élément dans les glébules et par désilicification de ces derniers,

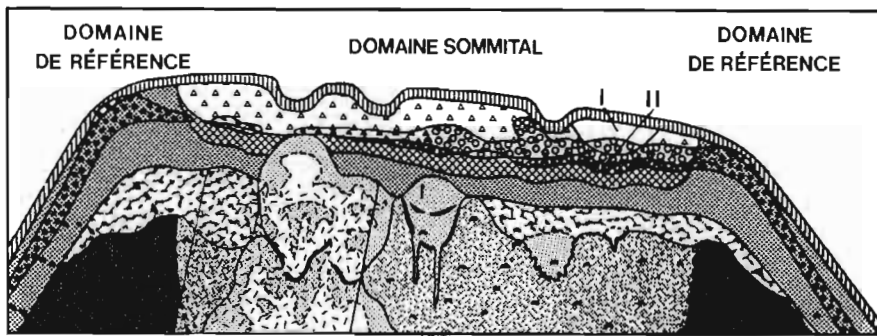
— une accumulation relative de quartz dans les fonds matriciels interglébulaires.

Enfin dans la zone de différenciations secondaires, l'absence d'accumulation absolue montre bien que le

bilan géochimique des transformations minérales est totalement négatif. Les pertes de matière témoignent bien d'une érosion chimique d'autant plus marquée que l'on se rapproche de la surface topographique. Cette érosion est mise en évidence aux échelles macroscopiques par l'infléchissement des alignements lithorelictuels vers l'aval. Elle concourt à un abaissement de la surface topographique et dans les horizons actuels à l'accumulation relative des résidus de toutes les transformations ayant affecté cette partie de la couverture pédologique.

2. Le domaine sommital

Dans le plateau, les nouvelles différenciations (fig.6) ont un développement spatial limité. Elles recoupent latéralement les différenciations et les altérations du domaine de référence et se surimposent par transformation à ces dernières. Généralement séparées par une partie relique de l'horizon pédoturbé jaune, elles peuvent être regroupées dans deux systèmes transformants, l'un supérieur, l'autre inférieur.



SYSTÈME TRANSFORMANT SUPÉRIEUR		SYSTÈME TRANSFORMANT INFÉRIEUR	
ENSEMBLE MEUBLE SUPÉRIEUR	Horizon jaune pâle verdâtre S.A.	ENSEMBLE D'ALTÉRATION	Altérites tachetées à fond jaune pâle
	Horizon jaune ocre A.L.S.		Front d'induration
ENSEMBLE GLEBULAIRE	Horizon jaune pâle à plages gris pâle S.A. à S.		Allotérite pegmatitique tachetée à fond blanc
	Horizon jaune ocre à noyaux brun rouille		Allotérite schisteuse rouge pâle "mouchetée"
	Horizon concrétionné		

FIG. 6 — Les nouvelles différenciations des systèmes transformants supérieur et inférieur du domaine sommital

2.1. LE SYSTÈME TRANSFORMANT SUPÉRIEUR

Les nouvelles différenciations du système transformant supérieur se localisent (fig.6) exclusivement dans la zone de différenciation de la formation supergène. Elles transforment à la fois les glébulles et les fonds matriciels interglébulaires des horizons du domaine de référence. Classées dans leur ordre d'apparition du versant vers le plateau, elles correspondent à :

- l'horizon concrétionné,
- l'horizon jaune pâle verdâtre S.A.,
- l'horizon jaune ocre A.L.S.,
- l'horizon jaune pâle verdâtre à plages gris pâle S.A. à S,

— l'horizon jaune ocre à noyaux brun rouille.

L'individualisation de ces cinq nouveaux horizons résulte de trois transformations principales :

- cortification des nodules,
- dégradation du fond matriciel de l'horizon pédoturbé jaune,
- accrétion ou glébulisation.

a) La cortification des nodules

Dans l'ensemble glébulaire, le développement systématique vers le plateau d'un cortex qui se forme en discontinuité puis en continuité à la périphérie des nodules montre que la nodulation est relayée par le concrétionnement. Dans le plateau, l'horizon concrétionné

présente à la fois des caractères hérités de la différenciation du domaine de référence (continuité latérale avec l'horizon nodulaire, noyaux reliques des nodules ou des nucleus lithorelictuels à faciès schisteux parfois pegmatitique) et un caractère majeur déterminé par la nouvelle transformation (cortex). Ces caractères témoignent bien de l'autochtonie des concrétions ferrugineuses dans ce milieu.

La présence de certaines parties reliques des nucleus dans les cortex témoigne d'une évolution centripète de ces derniers. Cette cortification centripète a été avancée ou démontrée par LACROIX (1914), DU PREEZ (1954), ALEXANDER et CADY (1962), JONES (1958 *in* 1965), FRANKEL et BAYLESS (1966), GAVAUD (1970), NAHON et DEMOULIN (1971), NAHON (1970, 1976), MULLER D. (1979), BOULANGE (1983). Deux séries de paragenèses (FRITSCH E., 1984) la caractérisent ici :

— la première s'effectue à la transition entre le nucleus et le cortex. il s'agit d'une dissolution partielle ou totale des différents plasmas de la périphérie des nucleus et d'une recristallisation de goëthite alumineuse fortement substituée en Al 00H. D'un point de vue structural, elle se couple à une nette densification plasmique et l'apparition d'un plasma alumino-ferrugineux zoné faiblement anisotrope,

— la seconde est localisée dans le cortex soit par transformation de minces liserés noirs isotiques reliques du nucleus et parallèles à la zonation du cortex, soit en relation avec la paroi des cavités de dissolution des quartz. Il s'agit des cristallisations géodiques ultimes de goëthite fibreuse très faiblement substituée en Al 00H et de gibbsite.

Cette cortification aboutit ainsi à une accumulation relative de goëthite alumineuse par concentration centripète du fer, désilicification intense, propices à la destabilisation de la kaolinite et de l'hématite issues des nucleus. Son évolution extrême et ponctuelle tend à la ségrégation soit du fer (goëthite fibreuse), soit de l'alumine (gibbsite).

b) La dégradation du fond matriciel de l'horizon pédoturbé jaune

Deux nouveaux fonds matriciels directement superposés et emboîtés se développent à partir de la surface par dégradation du fond matriciel de l'horizon pédoturbé jaune. Il s'agit (cf. fig.6) :

— du fond matriciel jaune pâle verdâtre sablo-argileux,
— du fond matriciel jaune ocre argilo-limono-sableux.

Localement dans le plateau, deux caractères supplémentaires se surimposent respectivement dans chacun de ces fonds matriciels. Ils correspondent dans le même ordre de présentation :

— aux plages gris clair sableuses à sablo-argileuses (début d'horizon cendreuse),

— aux noyaux (1-4 cm), de forte cohésion, brun ocre à nombreux réticules brun rouille (début d'aliôs).

Ainsi, la dégradation du fond matriciel de l'horizon pédoturbé jaune aboutit, à son stade ultime, à un début de podzolisation.

Par rapport au fond matriciel pédoturbé jaune qui lui est sous-jacent, le fond matriciel jaune ocre A.L.S. s'en distingue par :

— une kaolinitisation de la quasi totalité des fines paillettes de muscovite (léger accroissement du plasma argileux) et le développement de nombreuses séparations plasmiques,

— un accroissement des teneurs en fer (les plus fortes mesurées dans ce milieu) sous forme de goëthite alumineuse fortement substituée en Al 00H.

Ce fond matriciel définit donc un niveau d'accumulation relative de kaolinite et d'accumulation absolue de goëthite alumineuse. D'un point de vue structural, les réorientations plasmiques sont généralement attribuées au gonflement et au retrait du plasma, assurés eux-mêmes par des variations saisonnières contrastées du pédoclimat (RODE *et al.*, 1960 ; BREWER, 1964 ; NETTLETON *et al.*, 1968 ; DE VOS et VIRGO, 1969 ; BLOKHULS *et al.*, 1970 ; BOCQUIER, 1971 ; BOULET, 1974).

De même, par rapport au fond matriciel jaune ocre A.L.S. qui lui est sous-jacent, le fond matriciel jaune pâle verdâtre S.A. s'en distingue par :

— un accroissement de la proportion de quartz à aspect arrondi, localement couvert de fines pellicules de silice amorphe (M.E.B.),

— une diminution concomitante du plasma argileux et des teneurs en fer sous forme de goëthite alumineuse. Ce plasma présente une faible anisotropie,

— un développement de la porosité d'assemblage.

Ce deuxième fond matriciel caractérise un niveau d'accumulation relative de quartz dû très probablement à une dissolution lente et partielle de la kaolinite et de la goëthite alumineuse puis à l'exportation partielle (Si, Al) ou totale (Fe) des éléments dissous.

Ainsi, l'apparition et le développement de deux nouveaux fonds matriciels (ou horizons) directement superposés, résultent d'une soustraction du fer et de l'alumine dans le fond matriciel jaune pâle verdâtre (horizon supérieur) et de son accumulation sous forme de goëthite alumineuse fortement substituée (alumine en excès) dans le fond matriciel jaune ocre (horizon inférieur). Verticalement, de haut en bas, les transformations minéralogiques sont donc successivement soustractives puis additives.

c) L'accrétion ou la glébulisation

Localement dans le fond matriciel de l'horizon jaune ocre A.L.S. et d'une façon plus généralisée dans celui

de l'horizon jaune ocre à noyaux brun rouille, les concentrations de goëthite alumineuse augmentent brutalement. Simultanément, les teneurs en kaolinite diminuent (FRITSCH E., 1984). Ces concentrations ponctuelles se réalisent préférentiellement au niveau des séparations plasmiques squel-vo- masépiques (BREWER, 1964). Elles s'accompagnent d'une nette densification plasmique (M.E.B.) et d'une perte d'anisotropie (passage d'une extinction continue ondulique à une extinction ponctuelle curviligne). Elles s'observent :

— soit à la périphérie des concrétions et aboutissent au développement externe des cortex. Cette cortification centrifuge produit une augmentation de la taille des glébules,

— soit au sein même du fond matriciel. Elles peuvent être alors exclusivement plasmiques et de petite taille ou à l'inverse affecter des parties centimétriques du fond matriciel. Leur évolution ultime aboutit à l'individualisation de concrétions millimétriques dans le premier cas et de fragments d'aliots dans le second cas. Elles augmentent le nombre de glébules.

Cette accréation, mise en évidence dans d'autres milieux par DUPREEZ (1952), BOULANGE (1982), résulte ici d'accumulations rythmées du fer qui favorisent la dissolution de la kaolinite, l'exportation de la silice et la recombinaison du fer avec l'alumine sous forme de goëthite alumineuse. Elle est postérieure sinon concomitante à l'individualisation du fond matriciel jaune ocre qu'elle dégrade ponctuellement par glébulisation. Comme dans le cadre de la cortification centripète des glébules, elle concourt à une accumulation de goëthite alumineuse qui est par contre absolue et non plus relative.

2.2. LE SYSTÈME TRANSFORMANT INFÉRIEUR

Les nouvelles différenciations du système transformant inférieur (fig.6) se localisent essentiellement dans la zone d'altération de la formation supergène. Elles sont indépendantes de la structure redressée des substrats (alignements lithorelictuels discontinus et ferruginisés pour le schiste, continus et plus largement ferruginisés pour la pegmatite) et des variations lithologiques (schiste-pegmatite) qu'elles recoupent latéralement. Emboîtées à différentes échelles, elles se surimposent par transformation soit aux altérites du domaine de référence, soit entre elles. Classées dans leur ordre d'apparition du versant vers le plateau, elles correspondent :

— à l'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée »,
— aux altérites (schisteuses ou pegmatitiques) tachetées à fond jaune pâle délimitant des lentilles biconvexes d'échelle métrique.

Nous allons voir que ces deux différenciations résultent d'une redistribution et d'une migration du fer suivies d'une kaolinisation des muscovites. Ces transfor-

mations favorisent la pédoturbation qui efface progressivement les textures puis les structures lithologiques. Dans la suite de cet exposé, nous avons choisi de conserver le terme d'altérite à ces différenciations qui contiennent de moins en moins d'organisations lithorelictuelles et qui ne sont pas tout à fait des horizons pédologiques.

a) La redistribution du fer dans l'allotérite schisteuse rouge-pâle « mouchetée »

Latéralement du versant vers le plateau, l'allotérite schisteuse rouge à alignements lithorelictuels, subverticaux, discontinus, de la couverture initiale, est relayée progressivement par l'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée » (cf. fig.6). La surimposition de ce deuxième faciès sur le premier résulte de transformations ayant affecté à la fois les glébules ou lithorelictuels et les fonds matriciels interglébulaires.

Les lithorelictuels, moins nombreuses et de plus petite taille, s'observent isolées et non plus en alignements subverticaux. Elles présentent généralement une polarité verticale (limite supérieure brutale délimitée par une fissure en forme de coiffe et limite inférieure progressive) et des teneurs globales en fer moins élevées. Ainsi, la perte des orientations lithologiques subverticales, l'acquisition d'une polarité verticale et la diminution de la taille et des teneurs en fer résultent d'une redistribution du fer et de son exportation partielle hors de ces formations indurées. Cette déferruginisation libère progressivement dans les fonds matriciels interglébulaires les quartz et le cristalli-plasma kaolinitique issu de l'altération des muscovites.

Dans les fonds matriciels interglébulaires et par rapport à celui de l'allotérite schisteuse rouge dont il est issu, nous constatons :

— une baisse de la teneur globale en fer que l'on peut relier à une coloration rouge moins soutenue,

— l'apparition d'un fond matriciel blanc, composé de quartz et de kaolinite associée parfois à quelques reliques de muscovite en voie d'altération. Ce fond matriciel délimite des plages centimétriques blanches qui donnent un aspect moucheté à l'altérite. Ces plages sont localisées autour ou à proximité des pores tubulaires.

Ces fonds matriciels apparaissent ainsi partiellement déferruginisés. Cette soustraction du fer est très localement totale (fond matriciel blanc) et, semble-t-il, en relation avec la porosité tubulaire de l'allotérite. Elle précède alors la kaolinisation de la quasi totalité des muscovites et concourt à une accumulation relative, limitée et ponctuelle de kaolinite.

b) La redistribution du fer dans les altérites tachetées à fond jaune pâle

Par leur enveloppe externe, les altérites tachetées à fond jaune pâle délimitent des structures en lentilles

biconvexes dissymétriques, d'échelle métrique. Latéralement répétitives, ces lentilles apparaissent toujours à la base de la zone de différenciations secondaires du domaine de référence. En se développant, elles transforment vers le bas l'altérite schisteuse rouge pâle « mouchetée » ou l'altérite pegmatitique lithochrome et vers le haut soit l'altérite tachetée jaune à réticules rouges, soit l'horizon pédoturbe jaune. Elles sont caractérisées (fig.7) :

- par des fonds matriciels éclaircis jaune pâle et blancs à réticules rouges et à lithoreliques rouge violacé (en proportion variable),
- éventuellement par un front d'induration rouge foncé à noir peu poreux, d'épaisseur centimétrique.

Situé à la base des lentilles, ce front est localement discontinu au niveau de pénétrations glossiques très profondes. Lorsqu'il est absent, la limite inférieure des lentilles est graduelle, souvent ondulée, parfois glossique.

Ces altérites présentent une double polarité verticale (fig.7) :

- l'axe principal des lentilles biconvexes est perpendiculaire à la surface topographique. La plus grande convexité de ces lentilles est toujours orientée vers le bas,
- les fonds matriciels jaune pâle et blancs sont allongés verticalement sous forme de marbrures ou de glosses. Ces dernières présentent un développement accru à la base des lentilles.

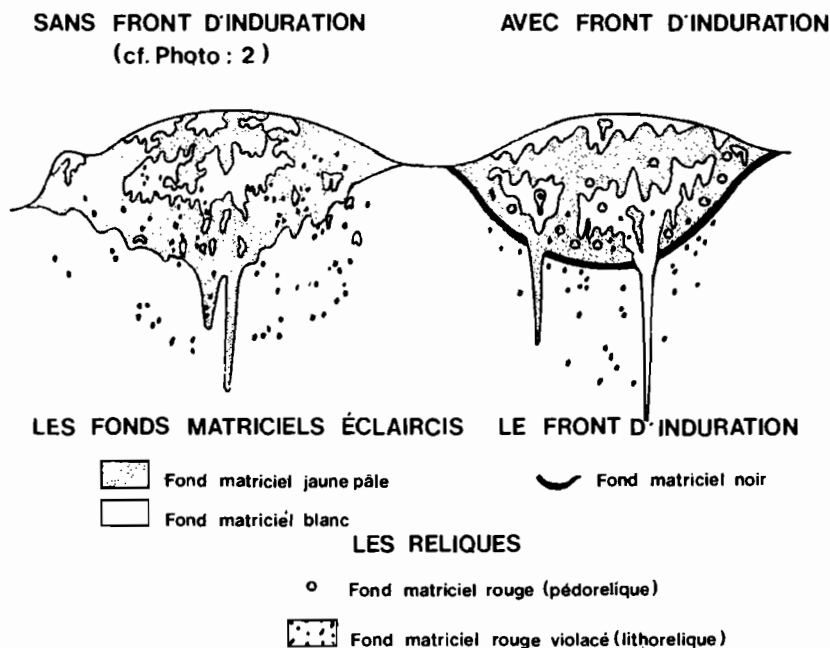


FIG. 7 — Les lentilles biconvexes dissymétriques

Du sommet vers la base des lentilles, les teneurs globales en fer diminuent puis augmentent brutalement lorsqu'il y a un front d'induration. Par rapport à l'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée », nous constatons un développement spatial accru du fond matriciel blanc par soustraction du fer puis kaolinisation des muscovites.

Ainsi, verticalement de haut en bas, les transformations sont successivement soustractives puis additives lorsque les lentilles présentent à leur base un front d'induration, exclusivement soustractives lorsqu'elles en sont dépourvues. Elles concourent de ce fait toujours à

une accumulation relative de kaolinite, parfois et localement à une accumulation absolue de fer.

Comme pour l'altérite tachetée jaune à réticules rouges, le développement maximal des lentilles est atteint dans certains filons pegmatitiques qui perdent alors leurs structures lithologiques. L'allotérite pegmatitique présente alors un faciès tacheté à fond blanc dominant et à gros noyaux ou marbrures rouges bordées de jaune. La perte des structures lithologiques résulte d'actions de pédoturbation liées au développement d'un cristalliplasma kaolinitique par altération massive des muscovites.

3. Le domaine aval

A l'aval de l'interfluve, de nouvelles organisations recourent les horizons et les altérites du domaine de référence (fig.8).

Les premières apparaissent en profondeur dans la zone d'altération, les secondes en surface dans la zone

de différenciation. Elles appartiennent ainsi à deux systèmes transformants : l'un inférieur, l'autre supérieur. Leur développement latéral (du versant vers le bas fond) explique leur jonction dans le replat aval. Dans le bas fond, nous verrons que le système supérieur aval est lui-même recouvert par un système d'apport alluvial.

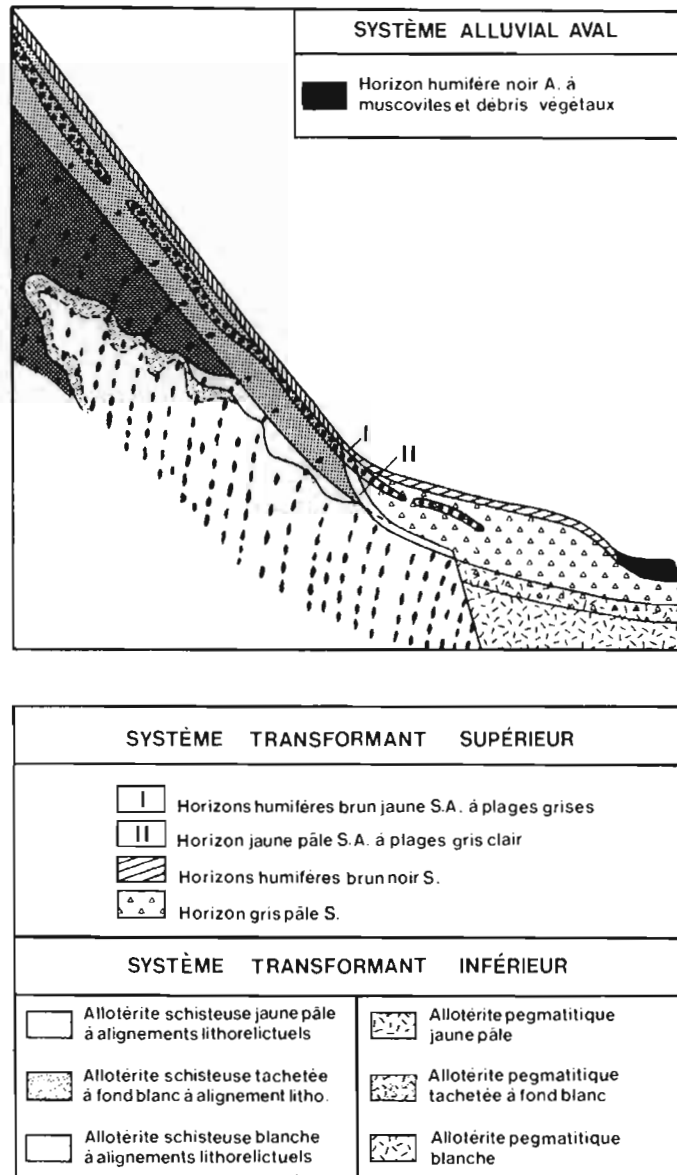


FIG. 8 — Les nouvelles différenciations des systèmes transformants supérieur et inférieur et du système alluvial du domaine aval

3.1. LE SYSTÈME TRANSFORMANT INFÉRIEUR

Dans le système transformant inférieur, les nouvelles différenciations en langue incurvée et ondulée apparaissent emboîtées les unes dans les autres et en discordance sur les altérites du domaine de référence qu'elles transforment. Elles recoupent de ce fait la structure redressée des substrats (alignements lithorelictuels ferruginisés...) et les variations lithologiques (schiste-pegmatite). Toutefois, les ondulations qu'elles délimitent à leur périphérie (cf. fig.8) montrent que leur développement spatial est guidé par les textures et les structures lithologiques. Ces différenciations correspondent :

- aux allotérites (schisteuse ou pegmatitique) jaunes,
- aux allotérites (schisteuse ou pegmatitique) tachetées à fond blanc,
- aux allotérites (schisteuse ou pegmatitique) blanches.

Nous verrons qu'il y a essentiellement un changement d'état du fer dans les premières, une redistribution et une migration de cet élément dans les deux dernières.

Par rapport aux allotérites schisteuses, les allotérites pegmatitiques se différencient par :

- une plus grande abondance de minéraux primaires de grande taille (quartz, muscovite...) et un moindre développement du plasma kaolinitique,
- des teneurs en fer généralement plus faibles. Elles sont de ce fait très fréquemment dépourvues de lithoreliques ferruginisées.

Dans le système transformant aval, ces variations s'expliquent par une plus grande résistance des structures cristallines pegmatitiques et par des teneurs initiales en fer beaucoup plus faibles. Connaissant ces variations, nous nous limiterons à caractériser les allotérites schisteuses du système inférieur.

a) Le changement d'état du fer dans l'allotérite schisteuse jaune

L'allotérite schisteuse jaune relaye vers le bas et vers l'aval la partie supérieure de l'allotérite schisteuse rouge du domaine de référence (cf. fig.8). Par rapport à cette dernière, les teneurs globales en fer sont sensiblement les mêmes. La première diffère de la seconde par :

- l'apparition d'un fond matriciel interglébulaire jaune homogène dans lequel le fer est présent essentiellement sous forme de goëthite alumineuse,
- l'apparition à la périphérie des lithoreliques rouge violacé, d'un liseré périglébulaire jaune ocre. Des lithoreliques rouge violacé vers leur liseré, nous constatons une baisse des teneurs en fer, le remplacement de l'hématite par la goëthite alumineuse et la conservation des organisations lithorelictuelles.

Ainsi la transformation de l'allotérite schisteuse rouge en allotérite schisteuse jaune résulte d'une dissolution de l'hématite et d'une recristallisation du fer sous forme de goëthite alumineuse. Elle affecte à la fois le fond

matriciel interglébulaire et la périphérie des lithoreliques.

b) La redistribution du fer dans l'allotérite schisteuse tachetée à fond blanc

A l'amont du système transformant, l'allotérite schisteuse tachetée à fond blanc assure la transition entre l'allotérite schisteuse rouge et l'allotérite schisteuse blanche (cf. fig.8). Par rapport à l'allotérite schisteuse rouge dont elle est issue, les transformations affectent à la fois les fonds matriciels interglébulaires et les lithoreliques.

Dans les fonds matriciels interglébulaires, la redistribution du fer aboutit à l'individualisation :

- de marbrures ou de réticules rouge foncé à rouge pâle assimilables à des reliques de l'allotérite schisteuse rouge,

— de liserés ou de réticules jaune pâle,

— d'un fond matriciel blanc. Par rapport aux précédents, ce fond matriciel s'en distingue par une disparition des oxy-hydroxydes de fer, un accroissement du cristalli-plasma kaolinitique et, à l'inverse, par une diminution relative du squelette micacé.

Ces fonds matriciels apparaissent ainsi partiellement déferruginisés. La soustraction du fer, lorsqu'elle est totale (fond matriciel blanc), précède la kaolinitisation des muscovites. Elle concourt ainsi à une accumulation relative de kaolinite.

Dans les lithoreliques, les transformations produisent un accroissement des teneurs globales en fer et une diminution de la microporosité plasmique. Elles sont plus marquées lorsque la périphérie des lithoreliques est directement adjacente au fond matriciel blanc. Ainsi, la déferruginisation des fonds matriciels interglébulaires peut se coupler à une ferruginisation des lithoreliques. Les transformations sont alors successivement soustractives puis additives pour le fer et guidées par les alignements lithorelictuels subverticaux.

c) L'exportation du fer dans l'allotérite schisteuse blanche

Par rapport aux faciès précédents qu'il relaye progressivement en profondeur et vers l'aval, nous constatons :

- la présence d'un fond matriciel interglébulaire uniformément blanc, dépourvu d'oxy-hydroxydes de fer, dans lequel le développement du cristalli-plasma kaolinitique est couplé à la disparition progressive du squelette micacé. La kaolinitisation des muscovites s'accroît de l'amont vers l'aval,

— pour les lithoreliques, une diminution globale des teneurs en fer et l'apparition d'un liseré périglébulaire jaune ocre qui s'épaissit vers l'aval.

Dans l'allotérite schisteuse blanche, la déferruginisation du fond matriciel interglébulaire est totale. Cette déferruginisation affecte également la périphérie des

lithoreliques. En s'accroissant vers l'aval, elle concourt à la disparition des organisations lithorelictuelles et à une accumulation relative et massive de kaolinite.

3.2. LE SYSTÈME TRANSFORMANT SUPÉRIEUR

Les nouvelles différenciations du système supérieur, en lame incurvée, apparaissent emboîtées et en discordance sur les horizons du domaine de référence qu'elles transforment (cf. fig.8). Elles préservent les formations indurées et recourent de ce fait l'horizon nodulaire. Ce dernier s'observe en discontinuité et à différents niveaux de profondeur dans le système transformant.

Classées par ordre d'apparition du bas de versant vers le replat aval, ces différenciations correspondent :

- aux horizons humifères brun jaune S.A., à plages grises et à fins réticules brun rouille et à l'horizon jaune pâle S.A. à plages gris clair, blanc vers l'aval,
- aux horizons humifères brun noir S. et à l'horizon gris pâle S.

Nous verrons qu'elles résultent d'une seule et même transformation générale et qu'elles caractérisent deux stades de dégradation affectant essentiellement la zone de différenciation du domaine de référence.

a) *Le début de la dégradation des horizons du domaine de référence*

Par rapport aux formations meubles des horizons du domaine de référence, les horizons humifères brun jaune S.A. à plages grises et l'horizon jaune pâle S.A. à plages gris clair s'en différencient globalement par une diminution des teneurs en fer et en argile kaolinitique, et à l'inverse par un accroissement des teneurs en quartz. A des échelles plus fines, ces transformations sont manifestes au niveau des plages ou des fonds matriciels gris clair. Elles vont dans le sens d'une dégradation ponctuelle par exportation du fer et du plasma kaolinitique propice à une accumulation relative et partielle en quartz.

L'horizon jaune pâle S.A. à plages grises est relayé vers l'aval par un horizon blanc S.A. dépourvu d'oxy-hydroxydes de fer. L'enveloppe externe de ces horizons peut être discordante sur la limite supérieure des allotérites blanches (cf. fig.8). Ainsi, à l'aval, au niveau du replat, ces nouvelles différenciations peuvent également se former au détriment des altérites du système transformant inférieur.

b) *La dégradation ultime des horizons du domaine de référence*

L'horizon gris clair S. et les horizons humifères brun noir S., qui le surmontent sont emboîtés dans les horizons précédents. Par rapport à ces derniers, les mêmes types de transformations sont mis en jeu. Ils aboutissent à un net accroissement des teneurs en quartz.

Le plasma kaolinitique très peu abondant est dépourvu d'oxy-hydroxydes de fer. Il définit avec les quartz un assemblage inter-textique localement granulaire (BREWER, 1964). Par ailleurs, ce plasma présente souvent une faible extinction (silasépique à plages isotropes) et localement des séparations plasmiques à extinction ondulique plus ou moins affirmée. Ces séparations plasmiques contiguës aux vides ont toutes une polarité verticale. Elles sont de ce fait assimilables à des cutanes de réorientation, généralement attribuées à des variations saisonnières contrastées du pédoclimat.

Les transformations vont ainsi dans le sens d'une dégradation ultime par dissolution et exportation totale des oxy-hydroxydes de fer et de la majeure partie du plasma kaolinitique. Elles aboutissent à une accumulation relative et massive de quartz.

3.3. LE SYSTÈME ALLUVIAL AVAL

Le développement des systèmes supérieur et inférieur à l'aval n'est pas influencé par la rupture de pente marquant le passage du replat au bas fond. De ce fait, la rupture de pente témoignerait d'une érosion mécanique qui a prévalu antérieurement dans le milieu et qui a décapé la partie apicale la plus basse du système transformant supérieur aval.

Dans le bas fond, l'horizon gris pâle S. (système transformant supérieur aval) est systématiquement recouvert par un horizon humifère noir A. à A.L. (cf. fig.8) d'épaisseur variable (de 0 à 60 cm de profondeur). Ce dernier est dépourvu de quartz et contient souvent de fines paillettes de muscovite et de nombreux débris végétaux. Son individualisation résulterait d'apports consécutifs à un deuxième épisode érosif moins intense et donc plus sélectif (accumulation des particules fines).

Les débits solides mesurés dans le secteur étant relativement faibles (ROCHE, 1982), nous en déduisons que l'alimentation du système aval par apport détritique est actuellement limitée.

LES RELATIONS STRUCTURALES ET LES SIGNIFICATIONS GÉOCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES DES SYSTÈMES TRANSFORMANTS

Les organisations des systèmes transformants amont et aval présentent entre elles et avec celles du domaine de référence (amont des versants) des relations structurales qui permettent d'établir l'ordre de la formation de chacune d'entre elles. Certaines de ces organisations présentent en outre des relations avec :

- le fonctionnement hydrique actuel,
- certains paramètres externes du milieu.

Le développement, tant vertical que latéral, de ces nouvelles organisations peut être schématisé sur des coupes par des fronts de transformation.

La progression de ces fronts implique une succession de transformations minéralogiques qu'il conviendra de préciser puis de regrouper. Les principales transformations minéralogiques se réalisent dans différentes conditions du pédoclimat, nous verrons qu'elles relèvent de trois mécanismes géochimiques.

1. Les relations structurales

Les organisations des sols du domaine de référence sont caractérisées par deux structures élémentaires :

- une structure lithologique subverticale,
- une structure en lame continue parallèle ou sub-parallèle à la surface topographique.

La structure lithologique est héritée des formations géologiques profondes (schiste, pegmatite). La structure en lame continue résulte d'une différenciation verticale en horizons, liée à l'écoulement gravitaire de l'eau et à la pédogenèse.

L'enveloppe externe des organisations des systèmes transformants est discordante sur les structures du domaine de référence. Ces systèmes correspondent donc aux transformations les plus récentes. La discordance est le résultat d'une surimposition, par transformation partielle ou totale, de nouveaux caractères sur une ou plusieurs organisations antérieures. Ces surimpositions préservent, parfois de façon provisoire, les structures lithologiques et celles définies par les formations glébulaires. Par contre, elles effacent les anciennes structures des formations meubles et apparaissent emboîtées dans ces dernières.

Les organisations des systèmes transformants ont des extensions spatiales limitées et des dimensions très variables. Leurs enveloppes externes et donc les structures qu'elles délimitent varient de l'échelle du mètre (ex. : les lentilles biconvexes dissymétriques) à celle d'une unité ou de plusieurs unités du modelé.

Les relations structurales ont été établies aux mêmes échelles soit à partir d'observations isolées sur une verticale (fosse pédologique), soit en reliant latéralement les différenciations et les altérations observées sur plusieurs verticales par des représentations en coupe (cf. fig.17).

1.1. LES RELATIONS ET LES ÉVOLUTIONS STRUCTURALES DES SYSTÈMES TRANSFORMANTS AMONT

Les horizons des systèmes transformants amont sont le plus souvent séparés par une partie relique de l'horizon pédoturbé jaune. Suivant qu'ils se situent au-dessus ou en-dessous de cette relique du domaine de référence, ils appartiennent :

- soit au système transformant supérieur,
- soit au système transformant inférieur.

Les enveloppes externes de ces horizons permettent de distinguer quatre types de structures élémentaires (fig.9) :

- structure en lame alternativement renflée puis rétrécie,
- structure en lame incurvée, ondulée,
- structure en cuvette,
- structure en lentille biconvexe dissymétrique à sous-structure glossique.

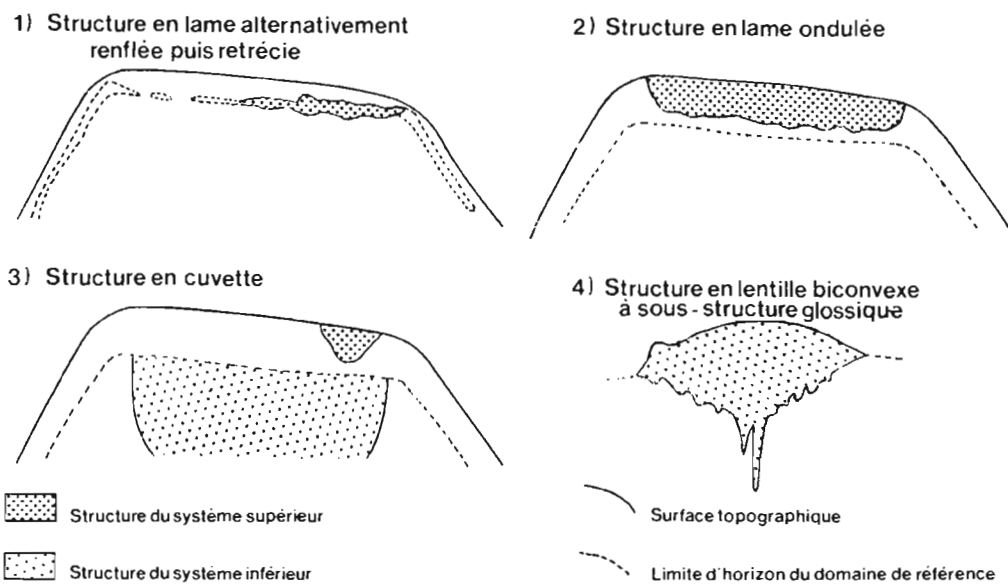


FIG. 9 — Les quatre types de structure des systèmes transformants amont

Ces structures évoluent dans l'espace et dans le temps. Le développement spatial de chacune d'entre elles peut être schématisé soit par un ou deux fronts de transformation, soit par une enveloppe d'un même type de front lorsque la transformation est ponctuelle et répétitive.

Les fronts de transformation ou leurs enveloppes ont le plus souvent une progression latérale centrifuge et verticale descendante. Quand la progression latérale centrifuge est plus accentuée que la progression verticale descendante, les horizons présentent une structure en lame incurvée, ondulée. Dans le cas inverse, ils présentent une structure en cuvette. Par ses ondulations, la première structure reproduit à de plus petites échelles la seconde (succession latérale de petites cuvettes). Ceci montre dans ce milieu que la composante verticale descendante varie latéralement en intensité. L'accentuation préférentielle et localisée de cette composante aboutit à une structure glossique. Dans la formation supergène étudiée, les glosses sont le plus souvent regroupées, emboîtées à différentes échelles et reliées à une structure en lentille biconvexe dissymétrique. Cette dernière est assimilable à une structure en cuvette ondulée (gloss-

ses plus ou moins affirmées) avec couvercle. Par son couvercle, c'est la seule structure élémentaire à présenter également une progression verticale ascendante. Ainsi, il existe une relation entre le type de structure élémentaire et la vitesse de propagation des composantes (latérale et verticale) du ou des fronts de transformation qui lui sont associés.

Entre elles, les structures élémentaires présentent quatre types de relation qui permettent d'établir l'ordre de la formation de chacune d'entre elles. Prises deux à deux, ces structures peuvent être (fig.10) :

- superposées et disjointes. En projection verticale, les deux structures se superposent. Le développement de la structure supérieure est antérieur, sinon concomitant, au développement de celle qu'elle surmonte,
- emboîtées et directement superposées. Les deux structures ont un développement simultané. Elles définissent une structure double ou une sur-structure,
- emboîtées et disjointes. La structure encaissante est antérieure à l'individualisation et au développement de la structure encaissée,
- discordantes.

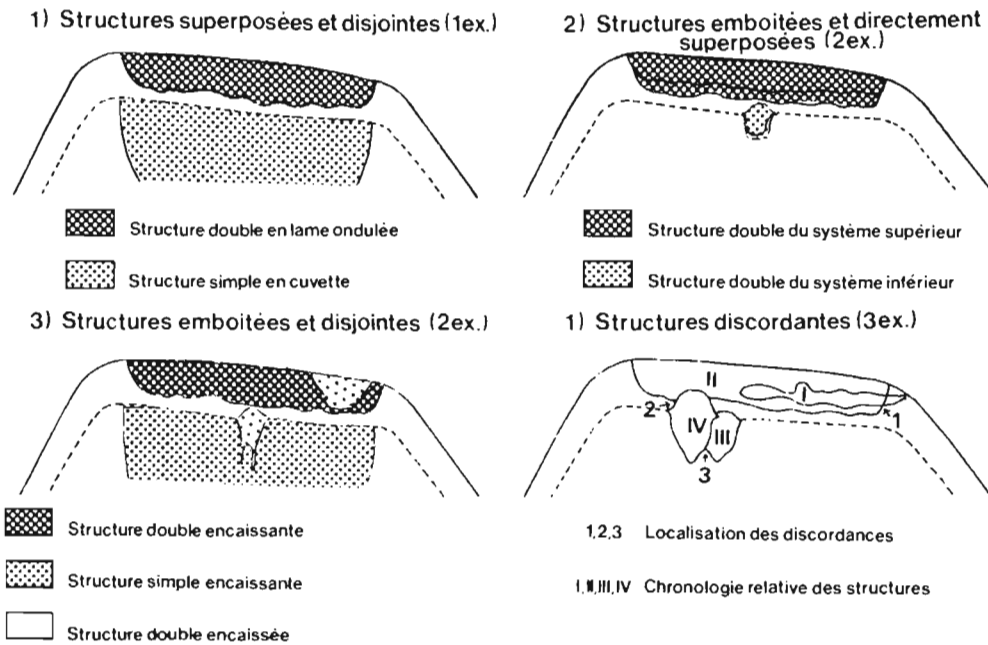
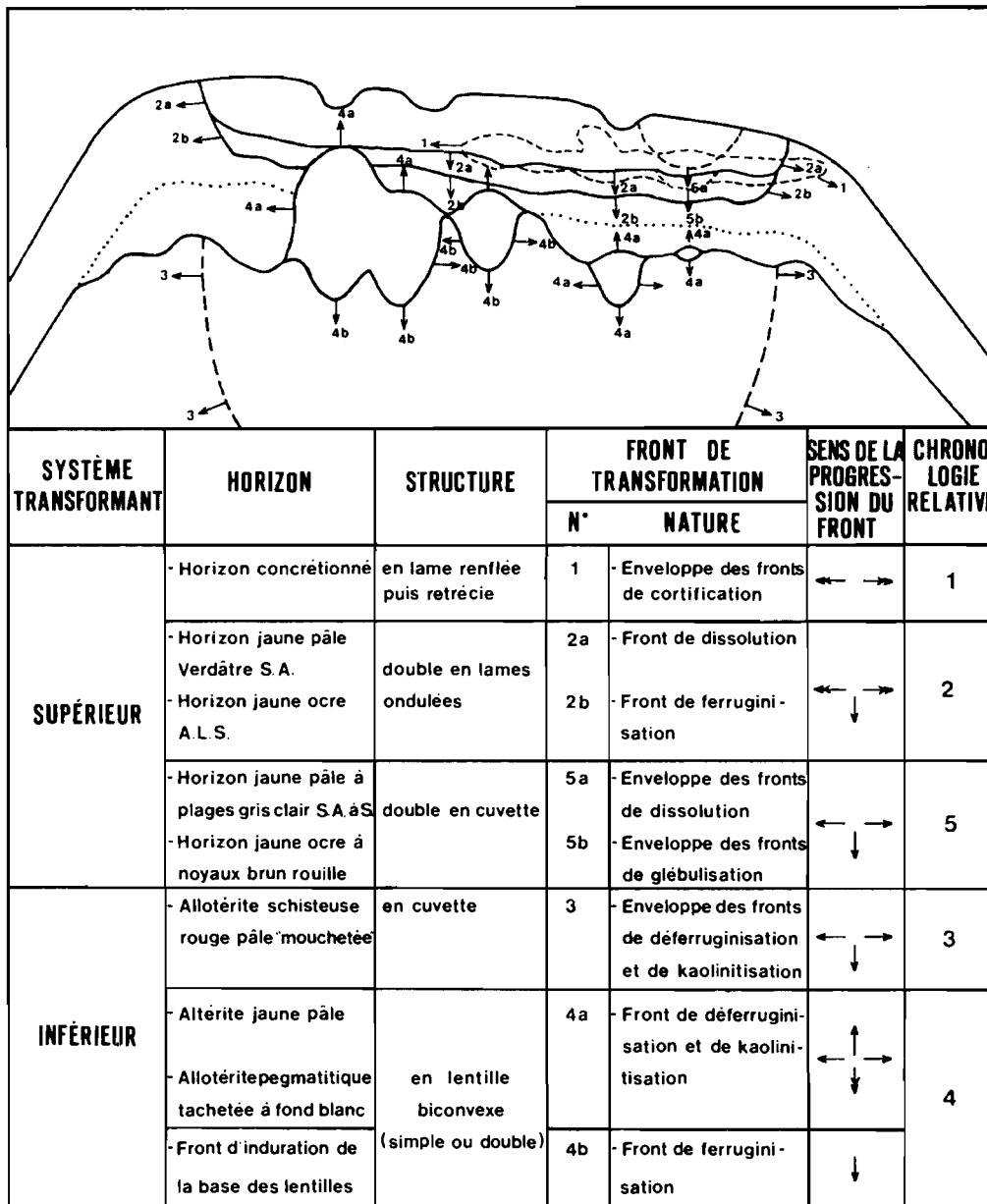


FIG. 10 — Les quatre types de relation structurale des systèmes transformants amont

Les relations structurales s'ordonnent du versant (domaine de référence) vers le plateau (domaine sommital). Dans ce même sens, il est donc normal que l'ordre d'apparition des horizons des systèmes transformants

amont corresponde généralement à un ordre chronologique de formation. Cette chronologie est résumée dans la figure 11.

L'horizon concrétionné (système transformant supérieur)



← → Latéral centrifuge ↓ Vertical descendant ↑ Vertical ascendant
 ← → Latéral centrifuge dominant ↓ Vertical descendant dominant

FIG. 11 — Les fronts de transformations associés aux structures et l'ordre de formation des différenciations des systèmes transformants amont

est situé dans le prolongement latéral de l'horizon nodulaire. Il présente une structure en lame alternativement renflée puis rétrécie. Classée dans un

ordre d'apparition et aussi d'individualisation, cette structure correspond à la première formation des systèmes transformants amont. Son développement

latéral centrifuge peut être représenté par une enveloppe des fronts de cortification centripète des nodules.

L'horizon jaune pâle verdâtre S.A. et l'horizon jaune ocre A.L.S. (système transformant supérieur) sont emboîtés et directement superposés. Ils délimitent une structure double en lame incurvée, ondulée qui est discordante sur la formation précédente. Postérieure à cette dernière, elle correspond à la deuxième formation des systèmes transformants amont. De haut en bas, l'extension spatiale de la base de chacun de ces horizons peut être schématisée par :

- un front de dissolution partielle de la kaolinite et de la goëthite.
- un front de ferruginisation goëthitique.

L'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée » (système transformant inférieur) présente une structure en cuvette. La formation précédente lui est superposée et disjointe. Cette allotérite correspond de ce fait à la troisième formation des systèmes transformants amont. Son développement spatial peut être figuré par une enveloppe des fronts de déferruginisation et de kaolinitisation ponctuelle des muscovites.

Les altérites tachetées à fond jaune pâle (système transformant inférieur) délimitent des structures en forme de lentille biconvexe dissymétrique à sous-structure glossique. Ces lentilles, d'échelle métrique, sont latéralement répétitives. Elles sont emboîtées et disjointes dans la formation précédente et correspondent de ce fait à la quatrième formation des systèmes transformants amont. A la double convexité inversée des lentilles sont associés deux fronts :

- un front supérieur de déferruginisation et de kaolinitisation des muscovites dont la composante verticale est ascendante. Il est discordant sur l'horizon pédoturbe jaune du domaine de référence, parfois aussi sur l'horizon jaune ocre A.L.S. de la troisième formation,
- un front inférieur identique au précédent mais à composante verticale descendante, localement accrue (limite glossique). Celui-ci est parfois relayé latéralement par un front de ferruginisation en forme de cuvette percée. Ce front d'induration peut présenter une certaine composante verticale ascendante (accumulation absolue du fer dans la partie supérieure du front) par rapport au front descendant que constitue la base de la lentille.

L'absence ou la présence d'un front d'induration définit respectivement une structure simple ou double. Le développement vertical descendant de ces structures est progressif dans le premier cas. Il est momentanément stoppé et se réalise par étapes successives dans le deuxième cas (présence dans certaines lentilles, de reliques de front d'induration).

L'horizon jaune pâle à plages gris clair S.A. à S. et l'horizon jaune ocre à noyaux brun rouille (système transformant supérieur) sont emboîtés et directement

superposés. Ils délimitent une structure double en cuvette. Cette dernière est emboîtée et disjointe dans la troisième formation. A l'échelle de l'interfluve, son développement spatial limité nous laisse supposer qu'elle correspond à la cinquième et dernière formation des systèmes transformants amont. De haut en bas, l'extension spatiale de la base de chacun de ces horizons peut être schématisée par :

- une enveloppe des fronts de dissolution totale de la kaolinite et de la goëthite,
- une enveloppe des fronts de glébulisation ou d'alloitisation goëthitique.

De ces données, il ressort :

- que les structures en lame incurvée, ondulée sont les plus anciennes et inversement que les structures en cuvette ou en lentille biconvexe sont les plus récentes,
- que les structures en lame incurvée, ondulée, présentent un développement accru dans le système transformant supérieur et à l'inverse que les structures en cuvette ou en lentille biconvexe sont exclusives dans le système transformant inférieur,
- que les structures sont généralement doubles dans le système transformant supérieur, le plus souvent simples et répétitives dans le système transformant inférieur.

Nous en déduisons :

- pour le système transformant supérieur, que les structures présentent un développement vertical descendant limité. Le développement latéral centrifuge l'étant moins, nous pouvons passer, dans le temps, d'une structure en cuvette à une structure en lame incurvée, ondulée,
- pour le système transformant inférieur, que les structures ne présentent pas de limite d'extension dans les trois dimensions de l'espace. Elles sont induites par certaines formations du système transformant supérieur qu'elles finiront par détruire dans le temps.

Enfin, les structures des systèmes transformants amont sont indépendantes des structures lithologiques subverticales qu'elles recoupent latéralement. Toutefois, au-dessus de filons pegmatitiques suffisamment puissants, cette litho-indépendance est rompue. En effet, nous constatons :

- dans le système transformant supérieur, la disparition de l'horizon concrétionné. Latéralement, les concrétions ferrugineuses sont relayées par des graviers quartzueux qui délimitent un horizon souvent aminci et discontinu,
- dans le système transformant inférieur, un développement maximal des lentilles biconvexes, souvent anastomosées, entraînant l'apparition d'une allotérite pegmatitique tachetée à fond blanc dominant.

1.2. LES RELATIONS ET LES ÉVOLUTIONS STRUCTURALES DES SYSTÈMES TRANSFORMANTS AVAL

Les systèmes transformants supérieur et inférieur aval sont décalés et séparés dans le versant. En présentant

un développement spatial accru vers l'aval, ils entrent en contact dans le replat et le bas fond. Leurs enveloppes externes permettent de distinguer deux structures élémentaires (fig. 12). Il s'agit :

- pour le système supérieur, d'une structure en lame incurvée,
- pour le système inférieur, d'une structure en langue incurvée, ondulée.

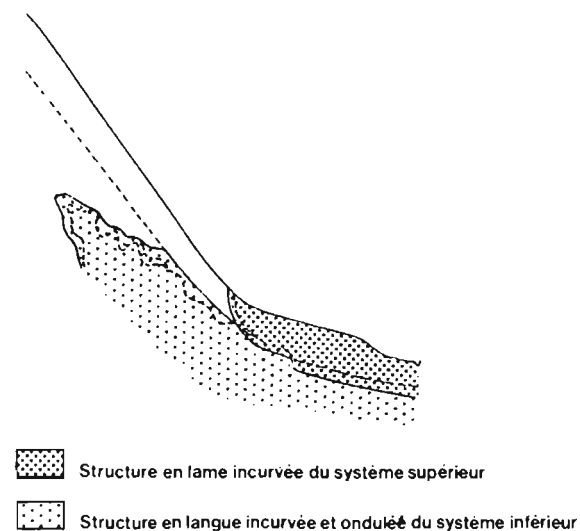


FIG. 12 — Les deux types de structure des systèmes transformants aval et leur relation

Les horizons de chaque système sont systématiquement emboîtés les uns dans les autres. Ils reproduisent par leur enveloppe la plus externe, la structure du système auquel ils sont apparentés. Pour chaque système, l'emboîtement structural nous permet d'établir la chronologie de la formation de ses horizons. En effet, la structure encaissante est toujours antérieure à l'individualisation et au développement de la structure encaissée. Par ailleurs, pour chaque système, le développement spatial accru de la structure la plus interne implique :

- que cette dernière correspond au stade ultime de l'évolution du système transformant,
- que les structures de chaque système sont non seulement emboîtées mais parfois jointives. C'est le cas du système inférieur. A sa périphérie, les horizons caractérisant les premiers stades de son évolution s'observent latéralement en discontinuité.

Ces structures évoluent dans l'espace et dans le temps. Leur développement spatial peut être schématisé par un front de transformation ou par une enveloppe d'un

même type de front lorsque la transformation est ponctuelle et répétitive.

Les structures en lame incurvée (système supérieur) s'individualisent à partir de la surface. Le développement spatial des fronts qui leur sont associés peut être schématisé par une composante verticale descendante qui s'accroît vers l'aval et par une composante latérale centrifuge (par rapport à l'axe des marigots). Les structures en langue incurvée ondulée (système inférieur) présentent un développement interne à la formation supergène. Par rapport aux précédentes, les fronts qui leur sont associés ont en plus une composante verticale ascendante. Nous en déduisons que :

- les deux systèmes ont une progression latérale remontante dans le versant,
- les deux systèmes se rejoignent ou se recoupent obliquement à l'aval. Lorsqu'ils se recoupent, le système supérieur est toujours discordant sur le système inférieur. La discordance résulte d'un abaissement du niveau de base local.

Cette discordance et l'extension latérale accrue du système inférieur tendent à montrer l'antériorité de ce dernier par rapport au système supérieur. De ce fait, la chronologie relative de la formation des différenciations des systèmes aval serait la suivante :

- allotérites jaunes,
- allotérites tachetées à fond blanc,
- allotérites blanches,
- horizons humifères brun jaune S.A. à plages grises et horizon pédoturbé S.A. à plages gris pâle,
- horizons humifères brun noir S. et horizon gris pâle S.

Dans un même ordre de présentation, les fronts de transformation (ou leur enveloppe) associés à ces différenciations correspondent :

- au front de gœthitisation de l'hématite,
- au front de déferruginisation partielle et de kaolinisation des muscovites,
- au front de déferruginisation totale et de kaolinisation des muscovites,
- à l'enveloppe des fronts de dissolution de la kaolinite et de la gœthite,
- au front de dissolution totale de la kaolinite et de la gœthite.

Enfin le système inférieur apparaît en discordance sur les structures lithologiques subverticales qu'il recoupe latéralement. Toutefois, ses ondulations structurales résultent d'une accentuation préférentielle et localisée de la vitesse de propagation de la composante verticale ascendante de ses fronts de transformation. Cette composante présente un développement accru au niveau des alignements lithorelictuels, discontinus, ferruginisés de l'altérite schisteuse et dans les filons pegmatitiques. Comme dans le domaine sommital, les transformations

du système inférieur sont donc influencées et guidées par les structures lithologiques subverticales.

1.3. LES RELATIONS ENTRE LES SYSTÈMES TRANSFORMANTS AMONT ET AVAL

Les systèmes supérieurs amont et aval présentent, respectivement dans les deux positions extrêmes du modelé, un développement spatial limité. Ils sont de ce fait toujours disjoints.

A l'inverse, le développement spatial accru des systèmes inférieurs (amont et aval) implique qu'ils entrent fréquemment en contact dans le plateau (fig.13). Dans

ce plateau, la jonction du stade ultime (allotérite blanche) de leur évolution géochimique commune s'observe à différents endroits au niveau de filons pegmatitiques suffisamment puissants. Ces fenêtres géochimiques témoignent bien du rôle déterminant des structures lithologiques sur l'extention des systèmes transformants inférieurs dans la formation supergène. Au niveau de ces filons et par leur progression verticale ascendante, ces systèmes remontent également dans la séquence verticale des différenciations du système supérieur amont qu'ils recoupent et transforment.

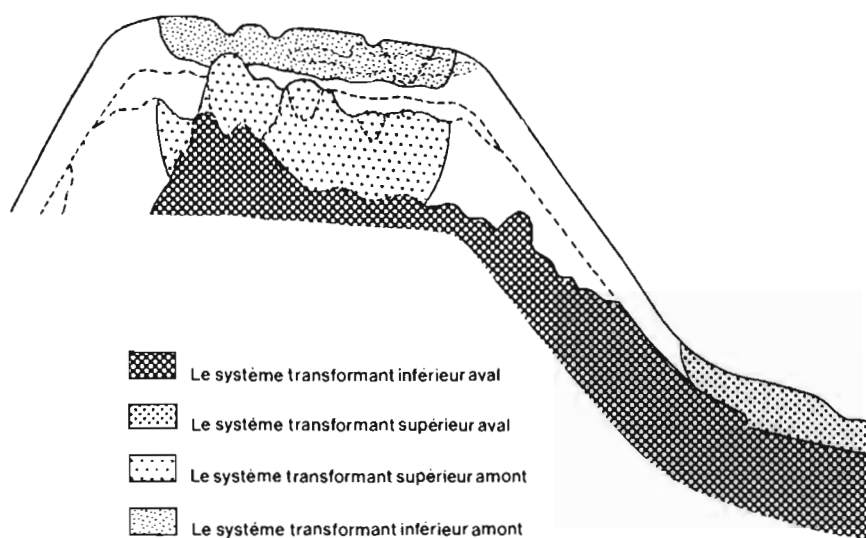


FIG. 13 — Les relations entre les systèmes transformants des domaines aval et amont

1.4. LES RELATIONS AVEC LE FONCTIONNEMENT HYDRIQUE ACTUEL

Les sols du domaine de référence sont bien aérés (porosité voisine de 50 %, rapport air/eau à la capacité au champ de 2/3). Verticalement, la porosité augmente légèrement dans les horizons humifères et dans l'horizon pédoturbé jaune. Elle diminue dans l'horizon nodulaire. Les variations saisonnières du stock hydrique sont peu marquées, sauf dans les horizons humifères. Dans ces derniers, la saturation est atteinte, de façon éphémère, lors des fortes averses. Ce comportement hydrique est en accord avec une faible perméabilité de surface entraînant, en pleine saison pluvieuse, un ruissellement abondant.

Par rapport à cette référence, les sols du domaine sommital présentent deux diminutions notables de la porosité :

— la première dans les horizons jaune pâle verdâtre S.A. (assemblage aggloméroplasmique) et jaune ocre

A.L.S. (assemblage porphyrosquelique). Celle-ci est accrue en présence de concrétions (porosité comprise entre 20 et 35 %),

— la seconde dans l'ensemble d'altération et plus particulièrement dans l'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée » (porosité de 40 %).

Respectivement dans chacun de ces niveaux, nous constatons :

— la présence d'une nappe perchée temporaire (niveau supérieur). Son plancher coïncide avec la limite inférieure de l'horizon jaune ocre A.L.S. Son toit fluctue dans l'horizon jaune pâle verdâtre S.A.,

— des stocks hydriques proches de la saturation (niveau inférieur). Cette dernière est atteinte en saison des pluies dans l'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée ». Elle est quasiment totale en toutes saisons dans les lentilles biconvexes.

Nous en déduisons que le drainage vertical est ralenti dans chaque système transformant (supérieur et

inférieur) amont. Dans le système supérieur, le ralentissement du drainage vertical permet l'installation saisonnière d'une nappe perchée. Les variations de stock hydrique (engorgement et dessèchement successifs) sont contrastées. Elles sont lentes et peu fréquentes dans l'horizon jaune ocre (variations saisonnières), plus rapides et plus nombreuses dans l'horizon jaune pâle verdâtre (variations à l'échelle de l'averse). Dans le système inférieur, la très faible aération et l'évacuation lente et peu abondante en profondeur sont propices aux engorgements. Le drainage vertical est fortement ralenti, voire même bloqué dans les lentilles biconvexes.

Ce comportement hydrodynamique est en accord avec le développement des systèmes transformants amont. La mise en charge de la nappe perchée (système supérieur) est favorable à la digitation des écoulements et à des saturations très localisées et prolongées à la base de la zone de différenciations secondaires du domaine de référence (système inférieur). Ces saturations induisent la formation et le développement des lentilles biconvexes. A la base de ces lentilles, le blocage du drainage vertical entraîne, lors des averses, une remontée du niveau saturé. Comme la différenciation qu'il engendre, ce niveau présente une forme en lentille biconvexe. Enfin, la mise en charge de ces lentilles peut induire une nouvelle digitation des écoulements (formation et développement de gosses verticales).

Par rapport aux sols du domaine de référence, ceux du domaine aval s'en différencient :

- par une nette diminution de la porosité dans les différenciations du système transformant supérieur, plus particulièrement dans l'horizon gris pâle S. (porosité de 40 %) à assemblage intertextique, et par des variations saisonnières d'humectation très contrastées,
- par des stocks hydriques proches de la saturation en toutes saisons dans les altérites du système transformant inférieur. Les saturations sont assurées par la nappe phréatique. Son magasin coïncide avec l'enveloppe externe des allotérites blanches. Les allotérites tachetées à fond blanc qui les relayent à leur périphérie et à l'amont semblent être en relation avec une zone de battement de nappe.

Ainsi, le développement en profondeur du système transformant inférieur est en accord avec l'extension de la nappe phréatique dans la zone d'altération de la formation supergène.

A la rupture de pente avec le bas de versant, les eaux de ruissellement issues des parties hautes du modelé rejoignent, en saison des pluies, les eaux de la nappe phréatique. Ce drainage superficiel et latéral serait à l'origine de la formation et du développement du système transformant supérieur.

La rencontre des deux systèmes coïncide avec la jonction des écoulements superficiels et profonds. Ces

écoulements, essentiellement latéraux, se réalisent dans un milieu ouvert propice à l'exportation des éléments dissous vers les axes de drainage des marigots.

1.5. LES RELATIONS AVEC LES PARAMÈTRES EXTERNES DU MILIEU

La formation supergène caractérise un paysage forestier peu dégradé par les activités anthropiques (coupes ponctuelles par les exploitants forestiers). Dans ce paysage, le couvert forestier s'adapte aux différentes conditions du pédoclimat qu'il peut à son tour modifier. Ces relations sont manifestes sur le plateau.

Sur ce plateau, l'enracinement des arbres est superficiel et traçant. Le pivot d'ancrage est réduit. Cet enracinement est concentré dans les horizons meubles, supérieurs, les moins engorgés. Il évite la zone saturée par la nappe perchée. Cette adaptation de l'enracinement est donc postérieure aux différenciations du système transformant supérieur. Elle accroît l'instabilité des gros arbres, favorise leur chute par le vent et explique la fréquence relative des chablis.

A l'inverse, les chablis modifient à leur tour le pédoclimat et certaines structures de la formation supergène. Ces modifications s'observent à trois niveaux de profondeur : en surface, dans le système transformant supérieur, dans le système transformant inférieur.

En surface, les chablis peuvent ouvrir des cavités jusqu'à la base du système transformant supérieur. Ces cavités ou dépressions circulaires subsistent dans le temps, ce qui explique leur grand nombre. Elles collectent les eaux de ruissellement.

Dans le système transformant supérieur, le brassage du sol par les chablis donne à l'horizon concrétionné une forme alternativement renflée puis rétrécie (parfois en plis couchés) ainsi qu'une ondulation d'échelle métrique de la base du niveau remanié. Les horizons remaniés subsistent ultérieurement les transformations du système supérieur, tout en conservant les ondulations structurales héritées d'actions mécaniques exercées lors des chablis.

Dans le système transformant inférieur, les lentilles biconvexes présentent une extension spatiale beaucoup plus grande lorsqu'elles sont situées à l'aplomb des dépressions circulaires de surface. Le développement accru des lentilles doit être relié à l'extension des zones de saturation permanente dans l'altérite, consécutive elle-même à la mise en charge en eau des dépressions circulaires de surface.

2. Les significations minéralogiques et géochimiques

Les organisations des systèmes transformants amont et aval présentent des relations structurales qui nous ont permis d'établir l'ordre de la formation de chacune d'entre elles. De même, leur développement spatial a pu

être schématisé par des fronts de transformations. Ces fronts ont eux-mêmes une signification géochimique et minéralogique qu'il convient de préciser.

Les mêmes types de front peuvent se retrouver à différentes échelles et en différents points de la formation supergène. Cette répétitivité peut traduire :

— soit la manifestation ponctuelle et répétée d'une même différenciation par surimposition d'un caractère d'échelle centimétrique sur une organisation antérieure. La transformation est non seulement limitée dans l'espace mais répétitive. Une structure globale peut lui être attribuée. Elle est délimitée par une enveloppe des fronts d'une seule et même transformation,

— soit différents stades d'évolution d'une seule et même transformation générale en un même lieu. Dans ce cas, une série de nouvelles différenciations et donc de structures apparaissent successivement emboîtées les unes dans les autres et en discordance sur une formation antérieure. La structure la plus interne correspond systématiquement au stade le plus évolué mais pas toujours au stade ultime de la transformation. C'est en général le cas des systèmes transformants amont. A l'inverse, le développement spatial du stade ultime peut oblitérer, voire effacer certains stades intermédiaires. Les fronts de transformation qui délimitent les structures sont non seulement emboîtés mais peuvent localement se rejoindre. C'est ce que nous observons pour les systèmes transformants aval,

— soit différents stades d'évolution d'une transformation en différents lieux de la formation supergène. Les structures complexes peuvent être disjointes (cas des systèmes transformants supérieurs de l'amont et de l'aval). A l'inverse, elles peuvent localement se rejoindre (cas des systèmes transformants inférieurs de l'amont et de l'aval).

Ainsi, il existe un nombre limité de transformations présentant la même signification géochimique et minéralogique. Nous en avons recensé trois. Leur développement spatial est schématisé par trois types de front :

- des fronts de dissolution,
- des fronts de ferruginisation,
- des fronts de déferruginisation.

A chacun de ces types de front est associé un mécanisme géochimique :

- le premier mécanisme dissout l'ensemble des minéraux de la formation supergène. L'échelle d'altérabilité de ces minéraux détermine leur vitesse de solubilisation. La dissolution est beaucoup plus rapide pour la kaolinite et les oxy-hydroxydes de fer que pour le quartz,
- le deuxième mécanisme est ferruginisant. Il dissout le quartz et la kaolinite et permet la néoformation de la goëthite alumineuse. Il garantit la stabilité des oxy-hydroxydes de fer et d'alumine,

— le troisième mécanisme est déferruginisant, il dissout les oxy-hydroxydes de fer (le plus souvent l'hématite) et permet la néoformation de la kaolinite par altération des muscovites. Il garantit la stabilité de la kaolinite et du quartz.

Le premier et troisième mécanisme sont soustractifs. Cette soustraction est soit généralisée (premier mécanisme), soit sélective (troisième mécanisme). Le deuxième mécanisme est le seul à être à la fois soustractif pour la silice et additif pour le fer et l'alumine.

Les mécanismes géochimiques produisent de ce fait une érosion chimique active qui concourt à l'abaissement du modelé à partir du sommet d'une part (systèmes transformants amont) et du bas de versant d'autre part (systèmes transformants aval). Ces mécanismes peuvent également être couplés (systèmes transformants amont) ou peuvent agir indépendamment les uns des autres (systèmes transformants aval).

Dans les systèmes transformants amont, les structures sont souvent doubles, emboîtées et directement superposées. Le mécanisme qui agit dans la structure supérieure alimente le deuxième mécanisme dans la structure inférieure. Dans le système supérieur, il s'agit respectivement du premier et second mécanisme. Dans le système inférieur, il s'agit respectivement du troisième et deuxième mécanisme. Le deuxième mécanisme n'étant pas systématiquement présent, c'est le troisième mécanisme qui prédomine.

Dans les systèmes transformants aval, les structures sont simples. Le premier et troisième mécanisme sont les seuls à agir respectivement dans le système supérieur et le système inférieur.

Les transformations minéralogiques mises en jeu par les trois mécanismes géochimiques aboutissent respectivement :

- à des accumulations relatives de quartz dans le cadre du premier mécanisme,
- à des accumulations relatives et absolues d'oxy-hydroxydes de fer dans le cadre du deuxième mécanisme,
- à des accumulations relatives de la kaolinite dans le cadre du troisième mécanisme.

Chacune de ses accumulations (fig.14) présente une succession de gradients. Cette succession de gradients n'est que le reflet d'une série de différenciations caractérisant les différentes étapes d'une évolution géochimique. Nous l'observons à l'échelle de chaque système transformant, mais aussi d'un système transformant à l'autre. Les accumulations relatives de quartz (systèmes supérieurs) et de kaolinite (systèmes inférieurs) sont beaucoup plus fortes dans les systèmes transformants aval. Par contre les systèmes transformants amont sont les seuls à présenter également des accumulations rela-

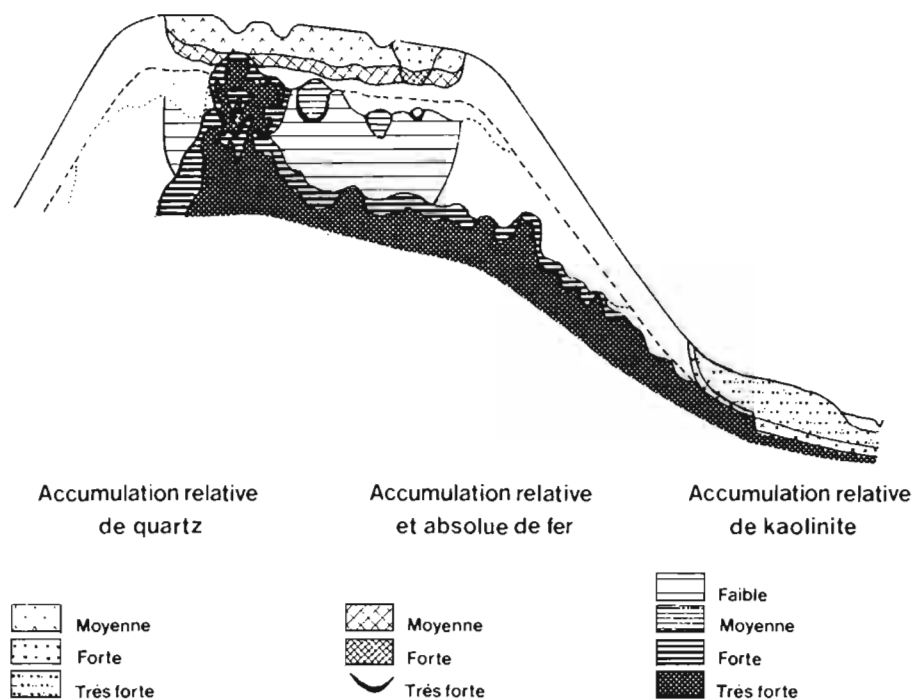


FIG. 14 — Les accumulations résiduelles de quartz de fer et de kaolinite dans les systèmes transformants de la formation supergène

tives et absolues d'oxy-hydroxydes de fer. Ces accumulations ont une extension spatiale importante dans le système supérieur, limitée et non systématique dans le système inférieur.

Les trois mécanismes géochimiques, et donc les transformations minéralogiques et les accumulations qu'ils entraînent, se réalisent dans des conditions pédoclimatiques bien distinctes. Toujours dans le même ordre de présentation, ces dernières correspondent :

- à des variations de stock hydrique très contrastées. Ces variations sont rapides et fréquentes (premier mécanisme),
- à des variations de stock hydrique moins contrastées, plus lentes et moins fréquentes (deuxième mécanisme),
- à des variations des stock hydrique quasiment nulles, les stocks étant proches de la saturation (troisième mécanisme).

Enfin, le deuxième mécanisme géochimique aboutit à des imperméabilisations par densification plasmique et/ou par glébulisation et donc à des ralentissements notables du drainage vertical. Ainsi, les évolutions géochimiques se réalisent :

- dans un milieu confiné, propice aux engorgements successifs, pour les systèmes transformants amont.

Ce confinement est généralisé pour le système supérieur, partiel pour le système inférieur, — dans un milieu ouvert, favorable à l'exportation par la nappe phréatique des éléments dissous, pour les systèmes transformants aval.

LES EXTENSIONS DES SYSTÈMES TRANSFORMANTS DANS LE DOMAINE DE RÉFÉRENCE ET LEURS RELATIONS AVEC LE MODELÉ

Par rapport aux coupes, les documents cartographiques nous permettent d'explorer la troisième dimension de l'espace et donc de délimiter en projection verticale l'extension des différents systèmes transformants dans la formation supergène. Sachant que ces systèmes se développent au détriment des organisations du domaine de référence, il est possible par déduction de localiser ces dernières. Celles-ci sont alors considérées comme des reliques provisoirement épargnées par les transformations actuelles et les plus actives de la formation supergène.

Chaque système transformant peut être caractérisé par une succession de nouvelles différenciations en horizons ou en caractères dont les significations géochimiques, minéralogiques et structurales sont déjà connues. Cette

succession se retrouve dans le document cartographique. Chaque unité cartographique correspond à une (structure simple) ou deux (structure double ou structures simples emboîtées) différenciations. Ces unités sont emboîtées les unes dans les autres. L'unité la plus interne correspond toujours au stade le plus évolué du système transformant. L'enveloppe externe de chaque unité cartographique délimite en projection verticale la position du ou des fronts (ou des enveloppes de fronts) dont la progression latérale est figurée par des flèches. Il est dès lors possible de définir pour chaque système :

- la nature et le sens de la progression d'une transformation générale,
- les différentes étapes de cette transformation et les sens de progression de chacune de ces étapes,
- le stade d'évolution de la transformation. Il faut pour cela connaître les différentes étapes de la transformation (dont le stade ultime) et leurs superficies relatives.

A chaque système transformant correspond une érosion chimique d'autant plus importante que la transformation est plus poussée. Cette érosion entraîne dans le temps un affaissement plus marqué de la surface topographique à l'aplomb de ces systèmes. Ainsi à l'échelle de la formation supergène, l'activation localisée et préférentielle de l'érosion chimique façonne les nouvelles formes du modelé. Il importe de ce fait d'étudier les relations existant entre les systèmes transformants et les différentes facettes du modelé.

Enfin, l'ensemble des documents cartographiques permet de resituer la formation supergène dans son contexte régional. La formation étudiée caractérise le stade ultime de la transformation par engorgements successifs d'une couverture ferrallitique.

1. Les systèmes transformants supérieurs amont et aval

Les systèmes transformants supérieurs amont et aval apparaissent disjoints sur le document cartographique (cf. fig. 15a).

Le système supérieur amont a été représenté par deux unités cartographiques qui définissent les deux premiers stades d'une évolution podzolisante. Deux types de différenciations, directement superposées (représentées en hachuré sur le document cartographique) sont toujours associés à chacune de ces unités cartographiques. Il s'agit :

- pour le premier stade de l'évolution podzolisante, de l'horizon jaune pâle verdâtre S.A. et de l'horizon jaune ocre A.L.S.,
- pour le deuxième stade de cette évolution, de l'horizon jaune pâle à plages gris pâle S.A. à S. (début d'horizon cendreau) et de l'horizon jaune ocre A.L.S. à noyaux brun rouille (début d'aliôs).

Le troisième et dernier stade de cette évolution, c'est-à-dire le podzol à horizon cendreau et à aliôs, n'a

pas été observé dans la formation supergène. Du premier vers le troisième stade, les mêmes types de transformations minéralogiques sont mis en jeu. Nous en déduisons que ces transformations sont de plus en plus poussées et qu'au-delà de certains seuils, elles entraînent l'apparition de nouvelles différenciations (en horizons ou en caractères). De la différenciation supérieure vers la différenciation inférieure, ces transformations sont successivement soustractives puis additives. Elles sont associées à deux mécanismes géochimiques. Le mécanisme qui agit dans la différenciation supérieure dissout progressivement l'ensemble de ses cristallites. Celui qui agit dans la différenciation inférieure est ferruginisant. La ferruginisation goëthitique est propice à la glébulisation par densification plasmique (concrétionnement et/ou aliôtisation).

Les différents stades de cette évolution podzolisante sont emboîtés les uns dans les autres (le deuxième stade est emboîté dans le premier ; la zone d'extension des dépressions circulaires de surface est elle-même emboîtée dans le premier stade, elle englobe le deuxième stade). Ils présentent un développement latéral centrifuge qui est toujours limité à la zone d'extension du plateau. Ils ont atteint son rebord à l'Est (1^{er} et 2^e stade) et au Sud (1^{er} stade). A ces deux endroits, la rupture de pente entre le plateau et le versant est mieux marquée. Sachant que le plateau est allongé et incliné suivant deux directions principales. Est-Ouest et Sud-Nord, nous en déduisons que les différenciations du système supérieur amont présentent actuellement un développement latéral remontant suivant les deux directions (cf. fig. 15a) définies par les paramètres externes du modelé. C'est l'extension de ces différenciations qui concourt à l'aplanissement du sommet et qui donne au plateau ainsi formé une forme caractéristique en « haricot ».

Dans le temps, le développement du système supérieur amont s'accompagnera d'une diminution de la déclivité du plateau dont les rebords seront de plus en plus marqués. Il résultera à la fois :

- d'une extension du premier stade de l'évolution podzolisante dans les horizons du domaine de référence. Celle-ci se stabilisera lorsqu'elle aura atteint les limites externes du plateau,
- d'une extension relative des différenciations les plus internes au système, avec comme corollaire l'apparition et le développement latéral centrifuge du podzol.

Le système supérieur aval est représenté également par deux unités cartographiques qui définissent les deux derniers stades d'une évolution lessivante. Il affecte à la fois les horizons humifères (pris au sens large) et minéraux du domaine de référence. Du premier vers le deuxième stade de cette évolution, les horizons minéraux correspondent respectivement :

- à l'horizon jaune pâle S.A. à plages gris clair,
- à l'horizon gris pâle S.

Ce système présente une analogie avec le précédent. En effet, le mécanisme géochimique et les transformations minéralogiques mis en jeu sont identiques à ceux qui agissent dans les différenciations supérieures du système précédent. Néanmoins, les stades d'évolution qu'ils traduisent étant opposés (évolution limitée pour le système amont, maximale pour le système aval), une seule différenciation (horizon jaune pâle S.A. à plages gris clair) leur est commune.

Les deux stades de cette évolution lessivante sont emboîtés l'un dans l'autre. Le développement accru du deuxième stade dans le premier témoigne bien d'une évolution ultime du système propice à une accumulation massive de quartz. Ces stades présentent un développement latéral centrifuge à partir des axes de drainage des marigots. L'extension du deuxième stade est généralement limitée à la rupture de pente entre le versant et le replat aval. A l'est de la formation supergène, les deux stades dépassent nettement cette limite vers l'amont (cf. fig.15a). A ce niveau, la rupture de pente est moins accusée et la déclivité du versant est plus faible. Comme le système qui le relaye à l'amont, celui-ci présente dans la direction Est-Ouest une progression latérale remontante dans le modelé.

Le système alluvial aval est emboîté dans le système précédent. Il lui est donc postérieur et n'est représenté que par une unité cartographique (horizon humifère noir A. à muscovites et débris végétaux). Son extension spatiale coïncide avec celle du bas fond. La rupture de pente entre ce bas fond et le replat aval limite de ce fait son développement latéral.

2. Les systèmes transformants inférieurs amont et aval

Par rapport aux précédents, le système transformant inférieur amont présente un développement spatial plus limité. A l'inverse, le développement spatial du système transformant inférieur aval apparaît nettement plus accentué (cf. fig.15b). Ces deux systèmes se rejoignent à l'Est de la formation supergène et entrent en contact dans le plateau. La superposition d'une différenciation sur une autre (au sein d'un système transformant ou d'un système à l'autre) est représentée en hachuré sur le document cartographique (juxtaposition alternée de deux unités cartographiques).

Les deux systèmes amont et aval présentent de nombreuses analogies aussi bien au niveau du mécanisme géochimique et des transformations minéralogiques mis en jeu qu'à celles des différenciations qui leur sont associées. Toutefois et comme pour les systèmes transformants supérieurs, les stades d'évolution qu'ils traduisent sont opposés (évolution limitée pour le système

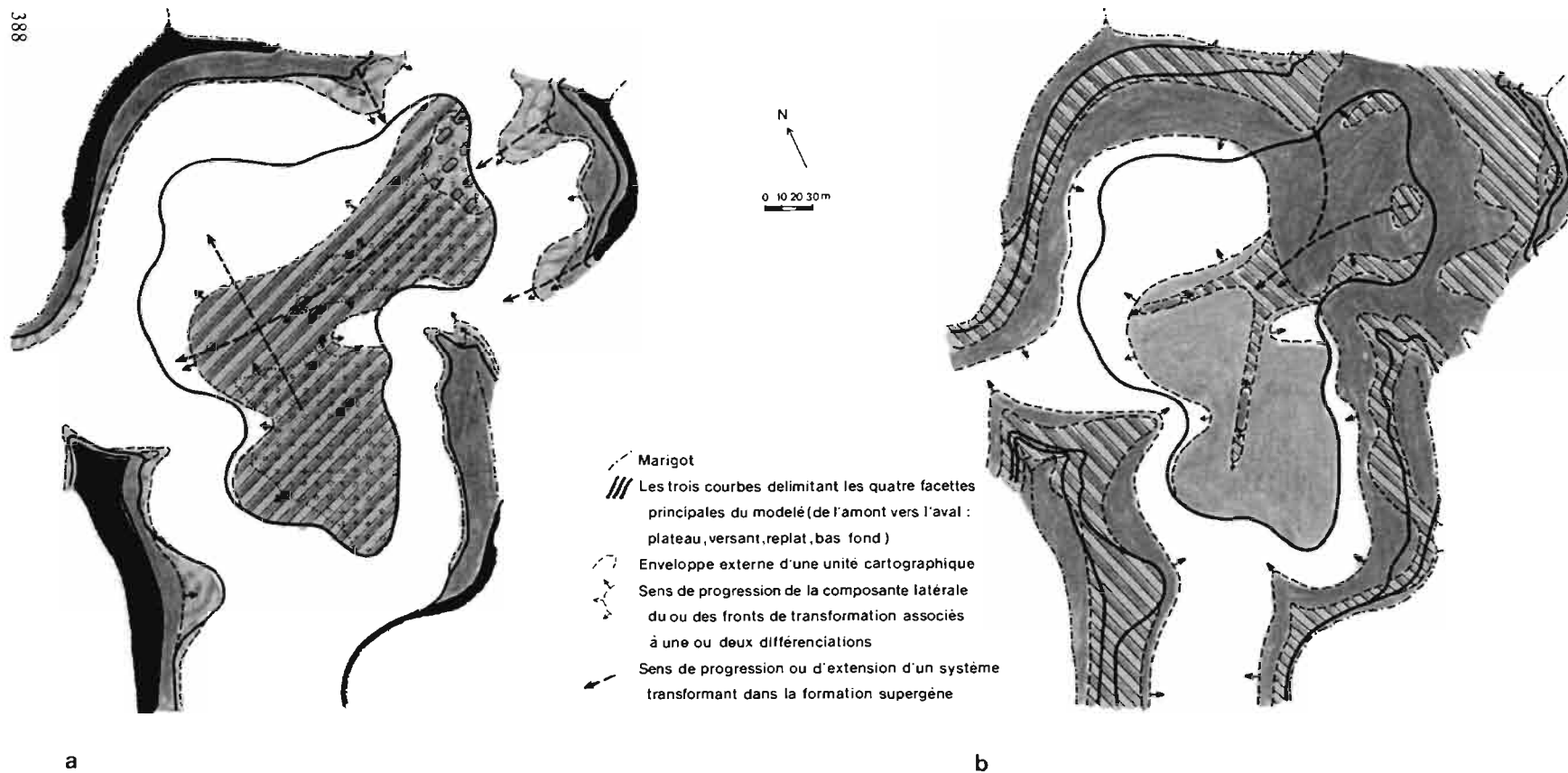
amont, maximale pour le système aval). Dans ces systèmes, le mécanisme géochimique qui agit est déferruginisant. Il permet la kaolinitisation des muscovites et aboutit, au stade ultime de l'évolution géochimique, à l'individualisation d'un gley.

Le système inférieur amont comprend deux unités cartographiques. La première unité cartographique correspond à l'allotérite schisteuse rouge pâle « mouchetée » qui contient une succession latérale de différenciations secondaires (allotérites tachetées à fond jaune pâle) en forme de lentilles biconvexes dissymétriques. Leur zone d'extension coïncide avec celle définie par le premier stade de l'évolution podzolante (système supérieur amont). Comme ce dernier, ces allotérites présentent un développement latéral centrifuge plus accentué dans les directions Est-Ouest et Sud-Nord. Toutefois, à l'est de la formation supergène, l'extension du système inférieur aval entraîne la disparition de ces allotérites. La deuxième unité cartographique s'observe dans le plateau au niveau de deux filons pegmatitiques (orientés respectivement dans les directions Est-Ouest et Sud-Ouest — Nord-Est). Elle correspond à l'extension latérale centrifuge de deux lentilles biconvexes (allotérite pegmatitique tachetée à fond blanc).

Le système inférieur aval comprend deux unités cartographiques. Les différenciations qui leur sont associées sont emboîtées en discontinuité les unes dans les autres. Dans leur ordre de formation, elles correspondent :

- pour la première unité cartographique, à l'allotérite jaune pâle. Celle-ci ne s'observe qu'à l'aval des versants,
- pour la deuxième unité cartographique, à l'allotérite tachetée à fond blanc et/ou à l'allotérite blanche. L'allotérite tachetée à fond blanc relaye l'allotérite jaune pâle à l'amont des versants. Située à l'amont et à la périphérie du système inférieur aval, elle emboîte l'allotérite blanche. La prédominance dans l'espace de cette dernière par rapport aux précédentes témoigne bien d'une évolution ultime du système transformant aval.

Ce système présente un développement latéral centrifuge par rapport aux axes de drainage des marigots. Par sa progression verticale ascendante, il remonte également dans la séquence verticale des allotérites puis des horizons du domaine de référence ou dans ceux des systèmes amont. Son extension spatiale est nettement plus importante à l'est de la formation supergène. Dans la direction Est-Ouest, il remonte dans le plateau et semble être guidé à l'amont par deux filons pegmatitiques (cf. fig.15b). A ce niveau, il transforme et fait disparaître une partie de l'allotérite rouge pâle « mouchetée » (système inférieur amont). L'extension du système inférieur aval entraîne dans cette même direction un affaissement général du modelé plus accentué vers l'est. L'inclinaison ainsi créée oriente, nous l'avons vu, le



SYSTÈME TRANSFORMANT SUPÉRIEUR AMONT		SYSTÈME TRANSFORMANT SUPÉRIEUR ET SYSTEME ALLUVIAL AVAL		SYSTÈME TRANSFORMANT INFÉRIEUR AMONT		SYSTÈME TRANSFORMANT INFÉRIEUR AVAL	
Unités cartograph.	Horizon jaune pâle verdâtre S.A.	Unités cartographiques	Horizons humifères brun jaune S.A. à plages grises	Unités cartographiques	Allotérite schisteuse rouge pâle "mouchetée"	Unités cartographiques	Allotérite schisteuse ou pegmatitique jaune pâle
	Horizon jaune ocre A.L.S		Horizon jaune pâle S.A. à plages gris clair		Allotérites tachetées à fond jaune pâle avec ou sans front		Allotérite schisteuse ou pegmatitique tachetée à fond blanc
Horizon jaune pâle à plages gris pâle S.A. à S.	Horizons humifères brun noirs S.		Allotérite pegmatitique tachetée à fond blanc		Allotérite schisteuse ou pegmatitique blanche		
Horizon jaune ocre à noyaux brun rouille	Horizon gris pâle S.						
Zone d'extension des dépressions circulaires de surface			Horizon humifère noir A. à muscovites et débris végétaux				

FIG. 15 — Représentation cartographique des différenciations des systèmes transformants, a : les systèmes transformants supérieurs ; b : les systèmes transformants inférieurs

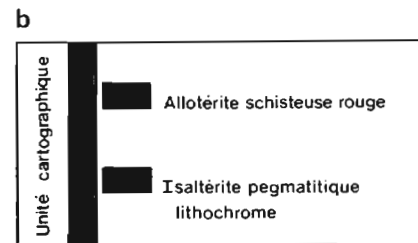
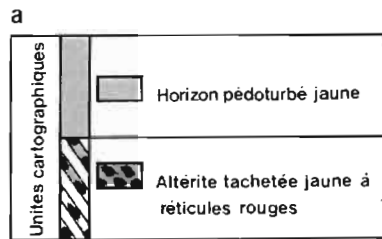
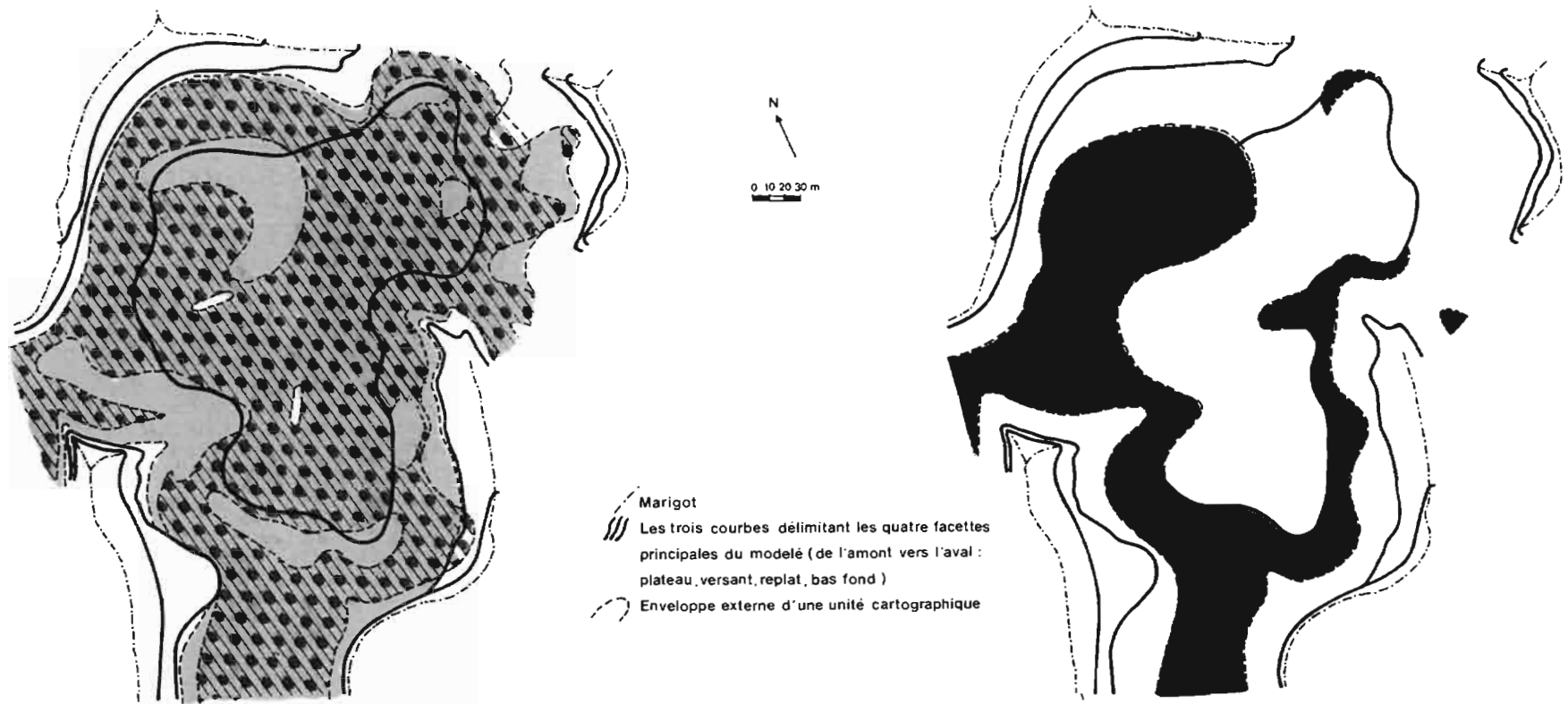


FIG. 16 — Représentation cartographique des reliques du domaine de référence, a : la zone de différenciations secondaires, b : la zone d'altération héritée de la couverture ferrallitique initiale.

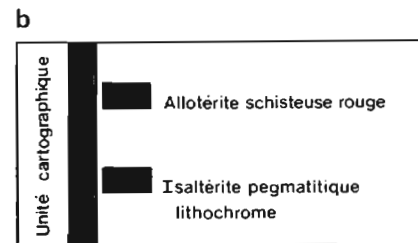
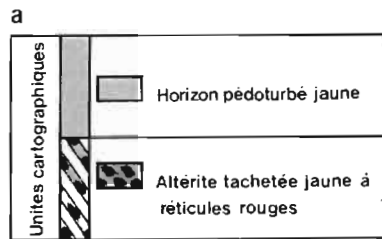
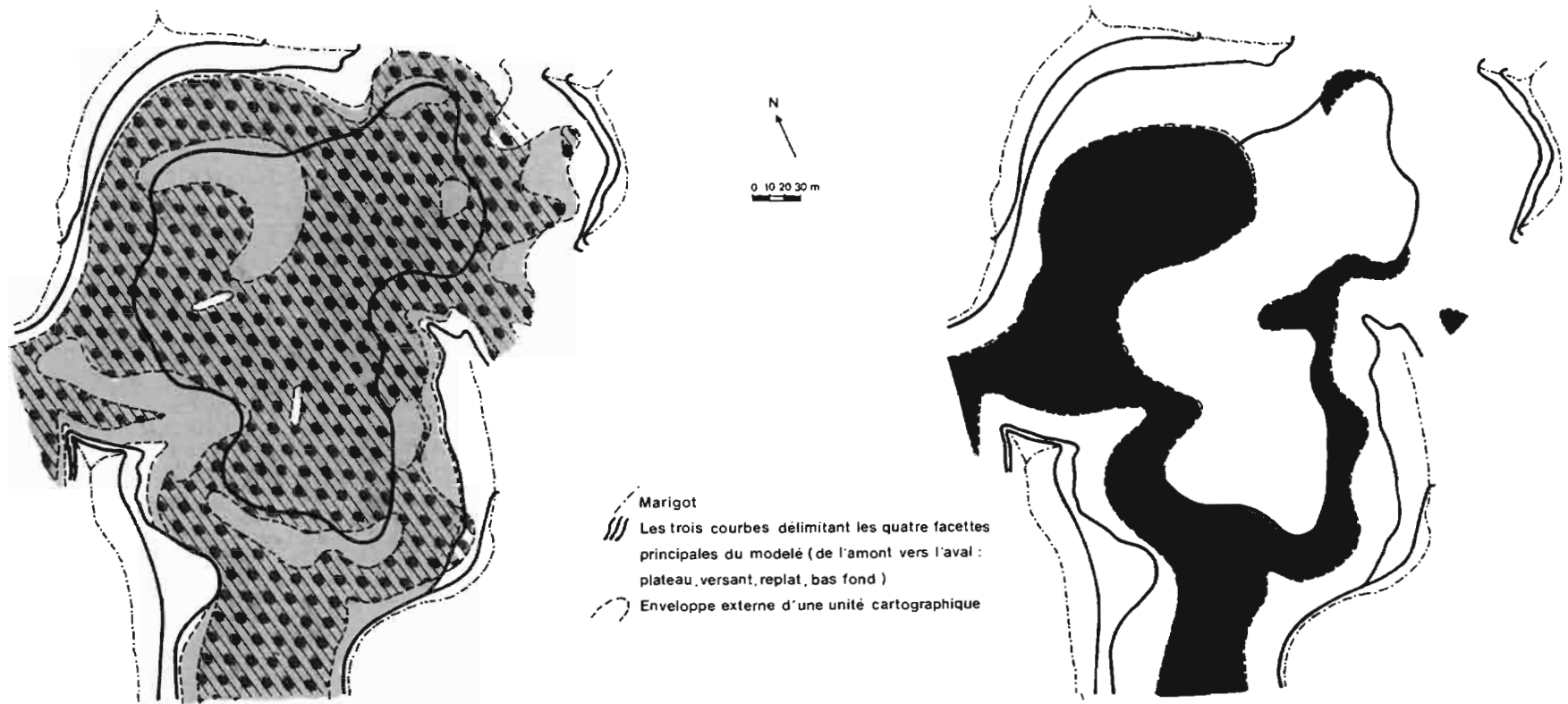


FIG. 16 — Représentation cartographique des reliques du domaine de référence, a : la zone de différenciations secondaires, b : la zone d'altération héritée de la couverture ferrallitique initiale.

développement des différenciations du système supérieur amont. Signalons enfin que les altérites contiennent beaucoup moins d'alignements lithorelictuels ferrugineux à l'est de la formation supergène. A ce niveau, le manteau d'altération devait de ce fait présenter des teneurs initiales en fer plus faibles. Ceci tend à montrer l'influence des structures lithologiques sur le développement du système inférieur aval.

3. Les reliques du domaine de référence

Connaissant les zones d'extension des systèmes transformants amont et aval de la formation supergène, il est possible, par déduction, de localiser les reliques du domaine de référence (cf. fig. 16). Ces dernières appartiennent soit à la zone de différenciations secondaires (fig. 16a) soit à la zone d'altération héritée de la couverture ferrallitique initiale (fig. 16b).

Les systèmes supérieurs présentant un développement spatial moins important par rapport aux systèmes inférieurs, les reliques de la zone de différenciations secondaires occupent de ce fait une superficie plus grande par rapport à celles de la zone d'altération héritée de la couverture initiale. Ces dernières s'observent en auréole à la périphérie du plateau. Cette distribution résulte du développement latéral centrifuge des systèmes inférieurs par rapport aux axes de drainage des marigots d'une part (système aval) et du sommet d'autre part (système amont). L'auréole s'observe en discontinuité à l'est de la formation supergène. A ce niveau, la disparition des reliques de la zone d'altération est due à la jonction et au développement accru des systèmes inférieurs amont et aval.

CONCLUSION

Dans un paysage forestier développé sur formations schisteuses de la partie septentrionale de la Guyane Française, les différents travaux (LIM THACH, 1977 ; HUMBEL, 1978 ; FRITSCH E., 1979 ; BOULET, 1978, 1981 ; BOULET, BRUGIERE, HUMBEL, 1979) réalisés à proximité de la zone d'étude ont permis de retracer les différentes étapes de la dégradation par engorgements successifs d'une couverture ferrallitique initiale. Cette dernière ne s'observe plus qu'à quelques endroits isolés du paysage schisteux, ce qui montre bien l'importance de la dégradation interne des formations supergènes dans le milieu étudié.

La première étape de cette dégradation est mise en évidence par une série de différenciations secondaires qui apparaît en discordance sur la séquence verticale des horizons de la couverture ferrallitique initiale. La discordance indique que la dégradation affecte de façon préférentielle certaines parties des formations supergènes.

Dans les étapes suivantes, l'extension latérale des différenciations secondaires peut affecter la totalité de la zone de différenciation et la partie supérieure de la zone d'altération de la couverture ferrallitique initiale. Elle aboutit à une nouvelle séquence verticale d'horizons et d'altérites dans laquelle une autre série de différenciations peut à nouveau apparaître en discordance. Ce schéma réitératif retrace également les différents stades d'une évolution géochimique, minéralogique et structurale régionale.

Ainsi, à n'importe quel stade de cette évolution, il est possible de différencier dans la formation supergène qui la caractérise :

- un domaine de référence dans lequel les horizons et les altérites sont toujours parallèles ou subparallèles à la surface topographique,
- un domaine transformant dans lequel une ou plusieurs séries de différenciations verticales et latérales apparaissent en discordance sur les horizons et les altérites du domaine de référence.

Les nouvelles différenciations de chaque série sont emboîtées les unes dans les autres. Elles se surimposent par transformation soit entre elles, soit aux organisations du domaine de référence. Postérieures à ces dernières, elles correspondent aux transformations les plus récentes et les plus actives de la formation supergène. Elles peuvent apparaître en différents lieux de cette formation et se développer soit à partir de la surface, soit en profondeur. Leur disjonction nous a amené à les regrouper dans différents systèmes transformants qui peuvent être soit supérieurs, soit inférieurs. L'extension spatiale de ces différenciations et de ce fait des systèmes transformants qui leur sont associés peut être schématisée par des fronts de transformations. De par leur nature et leur sens de propagation, ces fronts permettent, pour chaque système transformant, d'établir un lien entre les mécanismes géochimiques, les transformations minéralogiques mises en jeu et les évolutions structurales. Enfin, les transformations minéralogiques qui se réalisent dans la formation supergène entraînent le plus souvent des pertes de matière. Cette érosion chimique est plus active dans les systèmes transformants. Elle l'est d'autant plus que les transformations minéralogiques sont plus poussées. Dans le temps, elle entraîne un affaissement plus marqué de la surface topographique à l'aplomb de ces systèmes et donne ainsi de nouvelles formes au paysage schisteux.

La formation supergène étudiée caractérise l'un des stades ultimes de la dégradation de la couverture ferrallitique initiale. Les aspects généraux qui se dégagent de son étude ont trait plus particulièrement aux systèmes transformants.

* *D'un point de vue méthodologique*, il est apparu nécessaire de dégager, dans la complexité des différen-

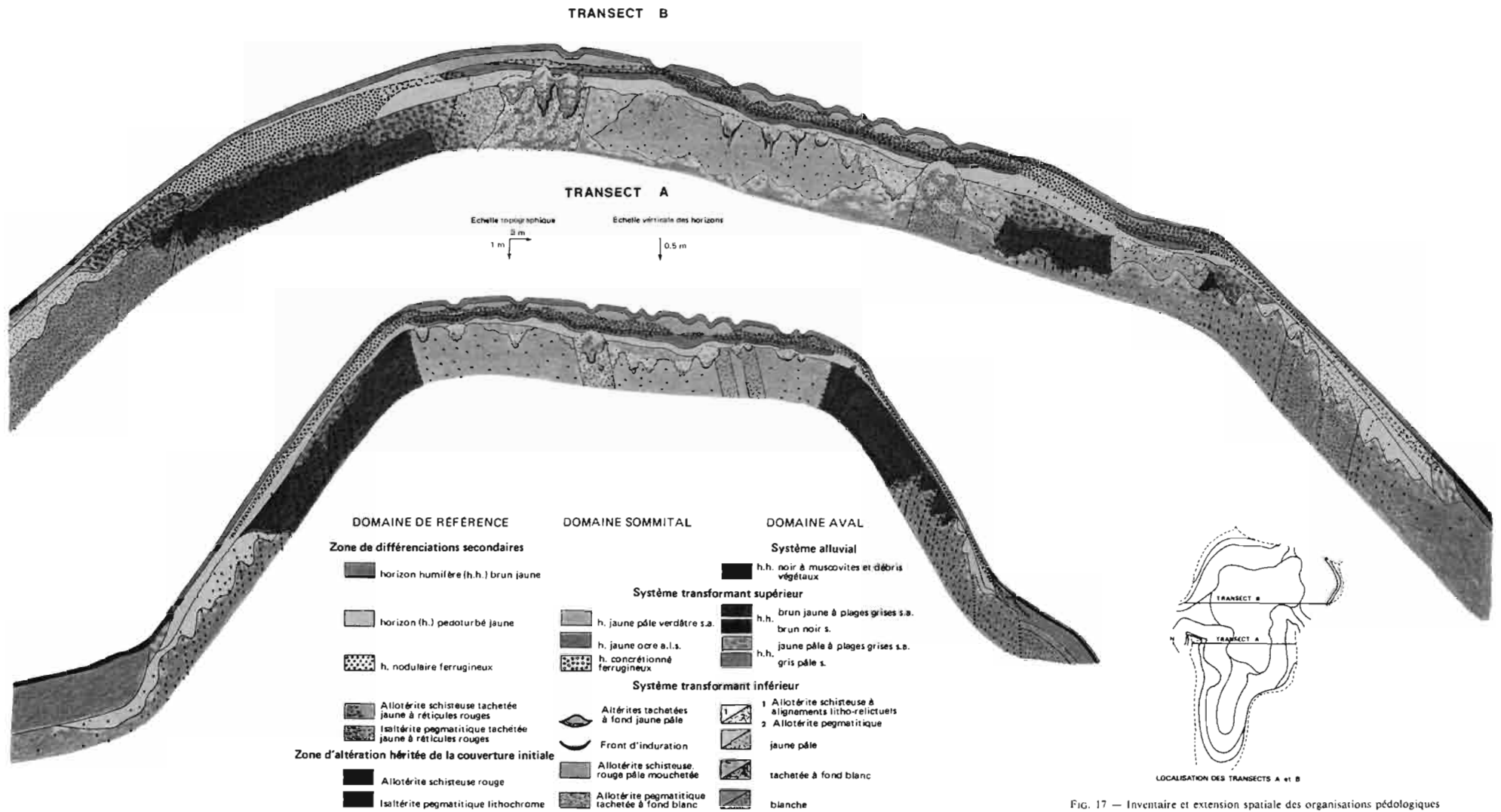


FIG. 17 — Inventaire et extension spatiale des organisations pédologiques

ciations verticales et latérales de la formation supergène, celles qui appartiennent aux systèmes transformants et donc, par déduction, celles qui correspondent au domaine de référence. Ce dernier comprend une zone d'altération héritée de la couverture initiale et une zone de différenciations secondaires (en horizons et en altérites) parallèles ou subparallèles à la surface topographique. Quatre séries de nouvelles différenciations, discordantes sur les organisations du domaine de référence, s'observent dans les deux positions extrêmes du modelé et à deux niveaux de profondeur. Elles appartiennent aux domaines aval et sommital qui comportent chacun deux systèmes transformants : l'un supérieur, l'autre inférieur.

* *D'un point de vue structural*, il est possible d'établir la chronologie relative de la formation des nouvelles différenciations au sein de chaque système transformant. Cette chronologie peut être établie lorsqu'on connaît (grâce à des représentations en coupe) :

- les structures définies par l'enveloppe la plus externe de chacune de ces différenciations,
- les relations structurales qu'elles établissent entre elles.

Pour chaque système, les structures sont le plus souvent emboîtées les unes dans les autres. La structure la plus interne correspond à la différenciation la plus récente mais pas toujours au stade ultime de la transformation. Dans un milieu confiné (domaine sommital), toutes les structures présentent une polarité verticale. Elles sont soit directement superposées (structure double), soit disjointes (structure simple, répétitive). Dans un milieu ouvert (domaine aval), les structures présentent une polarité oblique ou latérale dominante. Elles sont simples et le plus souvent jointives du fait d'une extension spatiale accrue de la structure la plus interne.

De la même façon, il est possible d'établir la chronologie relative de la formation des différents systèmes transformants. A l'échelle de la formation supergène, cette chronologie peut être établie de deux manières différentes (l'une directe, l'autre indirecte). La première consiste à rechercher les lieux où les systèmes entrent en contact. La discordance d'un système par rapport à un autre permet d'établir une chronologie. La deuxième manière consiste à classer les systèmes suivant leurs stades de développement. Le développement accru d'un système transformant se traduit à la fois par une extension relative de sa différenciation la plus interne qui correspond alors au stade ultime d'une évolution géochimique et par l'extension spatiale du système dans la formation supergène. Généralement, le système le plus ancien est le plus développé et à l'inverse le système le plus récent présente un développement limité. A l'échelle de la région, cette chronologie peut

également être établie en comparant les différents stades de dégradation de la couverture ferrallitique initiale. En effet, chaque stade se différencie du précédent par l'apparition d'un nouveau système transformant. Dans la formation supergène étudiée, la chronologie est la suivante : système inférieur aval, système supérieur aval, système supérieur amont, système inférieur amont.

* *D'un point de vue géochimique et minéralogique*, nous constatons qu'à l'extrême diversité et complexité des structures correspond un nombre limité de mécanismes géochimiques et de transformations minéralogiques. A l'échelle de chaque système transformant, le nombre de mécanismes géochimiques est égal à un (milieu ouvert) ou à deux (milieu confiné). Ainsi, l'emboîtement structural des nouvelles différenciations traduit les différentes étapes d'une évolution géochimique générale. A l'échelle de la formation supergène, le nombre de mécanismes géochimiques est de trois. Le premier mécanisme dissout l'ensemble des cristallites, le deuxième est ferruginisant, le troisième déferruginisant. Ils concourent respectivement à une accumulation résiduelle de quartz, de fer et de kaolinite. Dans cette formation supergène, trois processus évolutifs prédominent : la podzolisation (système supérieur amont), le lessivage (système supérieur aval), la gleyfication (systèmes inférieurs amont et aval).

* *D'un point de vue géomorphologique*, le développement des systèmes transformants dans la formation supergène active l'érosion chimique qui concourt d'une part au recul progressif des versants (systèmes aval) et d'autre part à l'aplanissement des sommets (systèmes amont). Le développement spatial accru (vers le centre du plateau) du système transformant inférieur aval à l'Est de la formation supergène expliquerait dans cette même direction la diminution de la dénivelée et de la déclivité du versant, et l'inclinaison du plateau. La plupart des éléments dissous serait alors drainée et exportée préférentiellement vers l'un des trois marigots délimitant la zone d'extension de la formation supergène.

* *D'un point de vue de la dynamique évolutive des systèmes transformants* dans la formation supergène, nous constatons qu'ils présentent tous (en projection verticale et d'après les documents cartographiques) un développement latéral centrifuge à partir des axes de drainage des marigots principaux (systèmes aval) d'une part et du sommet (systèmes amont) d'autre part. Cette dynamique évolutive explique que les reliques de la couverture ferrallitique initiale s'observent en auréole à la périphérie du plateau et sur le haut de versant. Toutefois dans la formation étudiée, l'inclinaison du plateau et la diminution de la déclivité du versant vers l'Est modifient légèrement cette dynamique évolutive. Dans cette

direction (Est-Ouest), tous les systèmes présentent une progression latérale remontante accrue dans le modelé. Ce type d'évolution et de distribution des organisations internes a déjà été mis en évidence par CHAUVEL (1977) en Casamance et par BOULET (1974, 1979, 1981) en Guyane française.

* *D'un point de vue comportemental*, les évolutions géochimiques et minéralogiques sont induites par des modifications du comportement hydrique qui donnent de nouvelles structures à la formation supergène. Ces structures accentuent à leur tour les modifications du comportement hydrique. Nous relierons à la succession ordonnée des différenciations secondaires au sein de chaque système transformant, une modification des caractéristiques hydrodynamiques. Ainsi l'emboîtement structural résulte d'une accentuation de la péjoration de la dynamique verticale de l'eau et de l'installation de conditions de plus en plus hydromorphes (engorgements successifs et répétés). Dans un milieu confiné (plateau), la polarité verticale des structures, la répétitivité de cer-

taines structures élémentaires (systèmes supérieur et inférieur) et leur extrême diversité sont en accord avec un net ralentissement des écoulements verticaux (à deux niveaux de profondeur) et le développement ponctuel et répété (dans l'espace et dans le temps) des zones de saturation. Dans un milieu ouvert (bas de versant), la polarité oblique des structures, leur emboîtement et le développement maximal de la structure la plus interne sont dus à l'action de la nappe phréatique et à son écoulement vers les axes de drainage principaux (marigots). Dans une région en déséquilibre et particulièrement complexe de par ses organisations internes, il est donc nécessaire de bien connaître les échelles et les structures dans lesquelles les écoulements internes se réalisent avant d'entreprendre une étude sur le fonctionnement hydrique. Enfin, il semble que ce soit les épisodes climatiques (annuels ou saisonniers) exceptionnels par leur abondance qui favorisent l'extension des systèmes transformants dans la formation supergène.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 26 mars 1987

BIBLIOGRAPHIE

- AUBREVILLE, 1950. — Climat, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Edit. Marit. Colon., Paris, 351 p.
- ALEXENDER (L.T.), CADY (J.G.), 1962. — Genesis and hardening of laterite in soils. *Soil Conserv. Serv., US Dep. Agric.*, 1282.
- ALIMEN (H.) et DEICHA (G.), 1958. — Observations pétrographiques sur les « meulères » pliocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, sér. 6, 8, 2 : 77-90.
- BARRUOL (J.), 1959. — Carte géologique détaillée de la France. Département de la Guyane. Feuille de Kourou et notice explicative. Imprimerie Nationale, 17 p.
- BAYLY (B.), 1976. — Introduction à la pétrologie. Masson, 356 p.
- BLANCANEUX (Ph.), 1973. — Notes de pédologie guyanaise. Les Djougoung-Pété du bassin versant expérimental de la crique Grégoire (Sinnamary-Guyane Française). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* Vol.XI, n° 1 : 29-42.
- BLANCANEUX (Ph.), 1974. — Essai de synthèse pédogéomorpho et sédimento-logique de la Guyane Française. *Centre ORSTOM de Cayenne. Multigr.* 141 p.
- BLOKUIS (W.A.), SLAGERS (S.) et VAN SCHAGEN (R.H.), 1970. — Plasmic fabrics of two Sudan vertisols. *Geoderma*, Amsterdam, 4, 2 : 127-137.
- BOCQUIER (G.), 1971. — Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse, ORSTOM, Paris, 364 p.
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), 1973. — Les coupes du chemin de fer transcamerounais de Belabo à Ngaoundéré. Reconnaissance pédologique. *Rapport ORSTOM*. Cameroun, cote P 196, 29 p.
- BOCQUIER (G.), 1976. — Géochimie des altérations. Synthèses et perspectives migrations et accumulations de l'aluminium et du fer. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVIII, 1 : 69-74.
- BOCQUIER (G.), BOULANGE (B.), ILDEFONSE (P.), NAHON (D.), MULLER (D.), 1983. — Transfers, Accumulation modes, Mineralogical transformations and complexity of historical development in Laterite profiles. *Int. Symp. Lateriting, Proc.*, 2, Sao Paulo, 9 p.
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), BOULANGE (B.), 1984. — Les Latérites : connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. Livre jubilaire du cinquantième de l'Association Française pour l'Etude du Sol. (A.F.E.S.) : 123-138.
- BOULANGE (B.), 1983. — Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Thèse Université de Paris VII, 341 p.
- BOULET (R.), 1974. — Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bioclimatiques. Thèse Fac. Sci. Strasbourg, 330 p. *multigr.* (n° CNRS A0 9953).

- BOULET (R.), 1977. — Aperçu sur le milieu pédologique guyanais. Caractères originaux et conséquences sur la mise en valeur. *Rapport ORSTOM Cayenne*, cote P.150, 36 p.
- BOULET (R.), 1978. — Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. *Sci. du Sol.*, n° 2 : 75-82.
- BOULET (R.), FRITSCH (E.), HUMBEL (F.X.), 1978. — Méthode d'étude et de représentation des couvertures pédologiques de Guyane Française. *Rapport ORSTOM Cayenne*, cote P 177, 24 p.
- BOULET (R.), BRUGIERE (J.M.), HUMBEL (F.X.), 1979. — Relation entre organisation des sols et dynamique de l'eau en Guyane française septentrionale. Conséquences agronomiques d'une évolution déterminée par un déséquilibre d'origine principalement tectonique. *Sci. du sol*, n° 1 : 3-18.
- BOULET (R.), 1981. — Etude pédologique des bassins versants Ecerex. Bilan de la cartographie. *Bulletin de liaison ECEREX* n° 4, *ORSTOM Cayenne* ; 4-22.
- BOURGEAT (F.), 1970. — Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du quaternaire. *Thèse Sci. Strasbourg*, 310 p. et *Mém. ORSTOM*, 57, 1972, 335 p.
- BOYE (M.), 1976. — Atlas des D.O.M. — La Guyane : relief, C.E.G.T. du C.N.R.S.-ORSTOM, 1979.
- BREWER (R.), 1964. — Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley & Sons, INC. New York, London, Sydney, 470 p.
- CHATELIN, MARTIN (D.), 1972. — Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol.X, n° 1 : 22-43.
- CHAUVEL (A.), 1977. — Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *ORSTOM Paris Coll. Trav. et Doc.* n° 62, 532 p.
- CHAUVEL (A.), BOULET (R.), BOCQUIER (G.), 1983. — Aluminium and iron oxi-hydroxide segregation in nodules of latosols developed on tertiary sediments (Barreiras). Region of Manaus — Amazon-Brazil. IIème Int. Seminar on laterisation processus São paulo.
- CHOUBERT (B.), 1978. — Atlas des D.O.M. — La Guyane : géologie, C.E.G.T. du C.N.R.S.-ORSTOM, 1979.
- CURMI (P.), 1979. — Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne. Etude d'une toposéquence. *Thèse Doc. Ing. Sci. du sol*, I.N.R.A. Rennes, 176 p.
- CURMI (P.), FAYOLLE (M.), 1980. — Caractérisation microscopique de l'altération dans une arène granitique à structure conservée. IWGSUSM, 1980, Pudoc, Wageningen, 1981.
- DEJOU (J.), GUYOT (J.), ROBERT (M.), 1977. — Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophyliennes dans les régions tempérées. I.N.R.A., 464 p.
- DELVIGNE (J.), MARTIN (H.), 1970. — Analyse à la microsonde électronique de l'altération d'un plagioclase en kaolinite par l'intermédiaire d'une phase amorphe. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, Vol.II, n° 2 : 259-295.
- FAUCK (R.), 1971. — Contribution à l'étude des sols des régions tropicales : Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. *Thèse Sci. Nat.*, Strasbourg. *Multigr.*, 377 p.
- FAUGERES (J.C.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1976. — Phénomènes diagénétiques successifs dans les grès du Zermoun (Rides Prérifaines, Maroc). Feldspathisation, kaolinitisation et épigénies carbonatées. *Sc. Géol. Bull.*, 29, 4 : 259-272, Strasbourg.
- FAYOLLE (M.), 1979. — Caractérisation analytique d'un profil d'argile à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Thèse 3^e cycle. Univ. Paris VII, 181 p.
- FRANKEL et BAYLESS, 1966. — Ferruginous surface deposits from Natal and Zululand — South Africa — *Journ. Sedim. Petrol.*, 36, 1 : 193-201.
- FRITSCH (E.), 1977. — Organisation d'une toposéquence de sols sur schiste Bonidoro de Guyane Française (piste de St-Elie). Etude morphologique. *Rapport ORSTOM Cayenne*, cote P 174, 72 p.
- FRITSCH (E.), 1979. — Etude des organisations pédologiques et représentation cartographique détaillée de quatre bassins versants expérimentaux sur schiste Bonidoro de Guyane Française (piste de St-Elie). *Rapport ORSTOM Cayenne*, cote P 183, 3 p. - 4 cartes (Bassins A,C,E,F).
- FRITSCH (E.), 1984. — Les transformations d'une couverture ferrallitique : Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane Française. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VII, 138 p.
- FRITSCH (J.M.), 1981. — Ecoulement et érosion sur les bassins versants ECEREX en 1979. *Bulletin de liaison ECEREX* n° 4, *ORSTOM Cayenne* : 23-44.
- GAVAUD (M.), 1970. — Les sols du Niger méridional. *Rapport ORSTOM*, Dakar, *multigr.* 906 p.
- GOLDICH (S.S.), 1938. — A study in rock weathering. *J. Geol.*, 46 : 17-23.
- GUEHL (1981). — Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide Guyanaise. Influence de la couverture pédologique. *Bulletin de liaison ECEREX*. n° 4, *ORSTOM Cayenne* : 52-60.
- HUMBEL (F.X.), 1976. — L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristique et comportement en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, 306 p.
- HUMBEL (F.X.), 1978. — Relation entre : certains caractères morphologiques et la composition volumique saisonnière en air et en eau, le comportement à l'infiltration et à la filtration, la distribution verticale des racines en quelques points caractéristiques des sols de Guyane Française septentrionale. *ORSTOM Cayenne, Multigr.* 64 p.
- HUMBEL (F.X.), 1978. — Caractérisation par des mesures physiques, hydriques et d'enracinement de sols de Guyane Française à dynamique de l'eau superficielle. *Sci. du sol*, n° 2, 83-94.

- JONES (H.A.), 1965. — Ferruginous oolites and pisolites. *J. Sediment. Petrol.*, 35, 4 : 838-845.
- KALOGA (B.), 1976. — Contribution à l'étude du cuirassement : Relations entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, Vol. XIV, n° 4 : 299-319.
- KRINSLEY (D.H.) and DOORNKAM (J.C.), 1933. — Atlas of quartz and surface textures. Cambridge University Press, 91 p.
- KULBICKI (G.), MILLOT (G.), 1960. — L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambroordoviens du Sahara Central. *Bull. Serv. Carto. Géol. Als. Lorr.*, 13 p. : 147-156.
- LACROIX (A.), 1914. — Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, Paris, 1913, sér. : 5, V : 255-356.
- LENEUF (N.), 1973. — Observations stéréoscopiques sur les figures de corrosion du quartz dans certaines formations superficielles. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, Vol. XI, n° 1 : 43-51.
- LEPRUN (J.C.), NAHON (D.), 1973. — Cuirassements ferrugineux autochtones sur deux types de roches en Afrique de l'Ouest. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XV, 3-4 : 356-361.
- LEPRUN (J.C.), 1979. — Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse. Transformations. Dégradations. Thèse Sc. Nat., Strasbourg, 203 p.
- LÉVÉQUE (A.), 1975. — Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Sc. Nat., Strasbourg. *Multigr.*, 301 p.
- LÉVÉQUE (A.), 1978. — Les concentrations du fer dans les sols développés sur le socle granito-gneissique du Togo. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, Vol. XVI, n° 1.
- LIM (S.K.), THACH (S.), 1977. — Etude de l'organisation et des caractéristiques physiques et chimiques de couvertures pédologiques sur schistes Bonidoro. *Rapp. de stage de 2^e année. ORSTOM* Cayenne, Cote P 151, 209 p.
- MAZEAS (J.P.), 1961. — Carte géologique détaillée de la France. Département de la Guyane. Feuille d'Iracoubo et notice explicative. Imprimerie Nationale, 21 p.
- MILLOT (G.), 1964. — Géologie des argiles. *Masson Ed.*, Paris, 499 p.
- MULLER (D.), 1979. — Contribution à l'étude de la différenciation des horizons nodulaires des sols ferrallitiques congolais sur granito-gneiss. *Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VII*, 118 p.
- MULLER (D.), BOCQUIER (G.), NAHON (D.), PAQUET (H.), 1980. — Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, Vol. XVIII, n° 2 : 87-109.
- MULLER (J.P.), 1983. — Microanalyse de paragenèses successives dans des nodules ferrugineux d'un sol ferrallitique du Cameroun. *Coll. Int. CNRS, Pétrologie des altérations et des sols*, Paris, juillet 1983 (à paraître).
- NAHON (D.), 1970. — Nouvelles observations sur les faciès d'altérations anciennes au Sénégal et en Mauritanie. *Trav. Lab. Sci. Terre*, St Jérôme-Marseille, A, 2, 50 p.
- NAHON (D.), 1971. — Contribution à l'étude de la genèse des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès : exemple du massif du Ndias (Sénégal Occidental). *Rapp. Dept. Géol. — Fac. Sci. Univ. Dakar*, 31 p.
- NAHON (D.), DEMOULIN (D.), 1971. — Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal Occidental (Pétrographie, morphologie et stratigraphie relative). *Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn.*, 13, 1 : 35-54.
- NAHON (D.), 1976. — Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : Géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse Doc. es Science, Mémoire n° 44. Univ. L. Pasteur de Strasbourg. Institut de Géologie. 232 p.
- NETTLETON (W.D.), DANIELS (R.B.) and Mc CRACKEN (R.I.), 1968. — Two North Carolina coastal plain catenas. I — Morphology and fragipan development. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32 : 577-582.
- NOVIKOFF (A.), 1974. — L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Sc. Nat. Strasbourg 1974 — CNRS n° A.0. 9409, 298 p.
- PARFENOFF (A.), POMEROL (C.), TOURENO (J.), 1970. — Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination. *Masson*, Paris, 578 p.
- PARRON (C.), 1975. — Contribution à l'étude des paléoaltérations de grès du crétacé supérieur du Gard (de Pont Saint-Esprit à Uzès). Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. Thèse, Univ. de Droit d'Economie et des Sci. d'Aix-Marseille, 103 p.
- PARRON (C.), GUENDON (J.L.), BOULANGE (B.), BOCQUIER (G.), 1983. — Evolutions minérales et microstructurales dans les bauxites du midi de la France. Mécanismes de la bauxitisation sur substrat carbonaté. *Coll. ATP Géochimie et Métallogénie*, 9 p.
- PEDRO (G.), 1975. — Note sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération. Application au problème de la définition de la ferrallitisation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T.280 (17 février 1975), Sér. D : 825-828.
- PREEZ (J.W.), DU, 1954. — Notes on the occurrence of oolites and pisolites in Nigerian laterites. *Cong. Géol. Int.*, 19, Alger, 1952, 21 : 163-169.
- ROBERT (M.), BARSHAD (I.), 1972. — Transformation expérimentale des micas en vermiculites ou smectites. Propriétés des smectites de transformation. *Bull. Gr. Fr. des argiles*, T. XXIV : 137-151.
- ROCHE (M.A.), 1978. — Les bassins versants expérimentaux Ecerex en Guyane Française. Etude comparative des écoulements et de l'érosion sous forêt tropicale humide. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, Vol. XV, n° 4 : 365-378.

- ROCHE (M.A.), 1982. — Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à Ecerex, en Guyane. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, Vol.XIX, n° 2 : 81-105.
- RODE (A.A.), YARILOVA (Y.A.) and RASHEVSHAYA (I.M.), 1960. — Certain genetic characteristics of dark soils of large depressions. *Sov. Soil. Sci.*, Washington, 8 : 799-809.
- ROSELLO (V.), MULLER (J.P.), ILDEFONSE (Ph), BOCQUIER (G.), 1983. — Analyse de transformations structurales et minéralogiques, par altération et pédogenèse, d'une migmatite de l'Est du Cameroun. *An. de la Fac. des Sci. de Yaoundé*, Sér. IV, T.1, n° 1 : 7-34.
- ROUBAULT (M.), 1963. — Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre Poinat, Paris, 365 p.
- RUELLAN (A.), 1970. — Les sols à profil calaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental). Thèse Sci. Nat., Strasbourg (1970) et *Mém. ORSTOM*, 54 (1971), 302 p.
- SARAZIN (G.), ILDEFONSE (Ph.), MULLER (J.P.), 1982. — Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 46 : 1267-1279.
- SEDDOH (F.K.), 1973. — Altération des roches cristallines du Morvan (Granites, Granophyres, Ryolites). Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique. Paris, Doin, Thèse Sci. Nat. Dijon, 1973-CNRS n° A.O. 8651, 377 p.
- SEDDOH (F.K.), PEDRO (G.), 1974. — Caractérisation des différents stades de transformation des biotites et biotites chloritisées dans les arènes granitiques du Morvan. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, T.26 : 107-125.
- SERSTEVENS (A.T.), ROUXHET (P.G.), HERBILLON (A.J.), 1978. — Alteration of mica surface by weather and solutions. *Clay Minerals*, 13 : 401.
- SORNEIN (J.F.), 1980. — Altération supergène de minéralisations ferrifères. Les chapeaux de fer du gisement de Sidérite de Baryte — Pyrénées Orientales et gisement de Pyrite de Saint-Bel (Rhône). Thèse Docteur Ingénieur en sciences et techniques minières, 150 p.
- SOUNGA (J.D.), 1982. — Etude des différenciations structurales, géochimiques et minéralogiques, dans une toposéquence de sols dérivés de roches ultrabasiques en Côte d'Ivoire. Thèse Spéc., Univ. Paris VII, 135 p.
- STOOPS (G.), 1974. — Optical and electro microscopy. A comparison of their principles and their use in micropedology. In G.K. Rutheford (Ed.). *Soil microscopy*, pp.101-118. Lime-stone Press, Kingston, Ontario, Canada.
- TARDY (Y.), 1969. — Géochimie des altérations. Etudes des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci. Strasbourg, 274 p.
- VALENTIN (C.), 1981. — Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions sub-désertiques (Agadez-République du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VII, 229 p.
- VOS (N.C.), DE and VIRGO (K.J.), 1969. — Soil structure in vertisols of the blue Nile clay plaines, Sudan. *J.Soil. Sci.*, Oxford, 20 : 185-206.

A STRUCTURAL APPROACH TO THE REGOLITH : IDENTIFICATION OF STRUCTURES, ANALYSIS OF STRUCTURAL RELATIONSHIPS AND INTERPRETATIONS

Emmanuel FRITSCH¹, Evelyne PETERSCHMITT² et Adrien-Jules HERBILLON²

SUMMARY — This paper is divided into two parts. In the first part, a field method of identifying structures defined by matrix boundaries and studying their relative distribution at a specific landscape unit scale is described and in the second part different examples from the intertropical zone are given to illustrate the method.

The method consists in two stages. By collecting field data and establishing analogies (from one profile to another or from one toposéquence to another), the first stage involves an inventory of matrices and structures existing in the regolith. The second stage establishes structural relationships in terms of concordant and discordant relationships. Structures showing concordant relationships may have their matrices grouped into soil systems (matrix set), whereas discordant relationships are used to demarcate the soil systems. Concordant relationships suggest that general rules exist in the distribution and nesting of structures and matrices. Discordant relationships allow the division of each regolith into a limited number of soil systems which can further be grouped into domains (soil system set). This division relates to large structures of the regolith and gives an account of the characteristics specific to each soil system. By defining the way in which all the listed structures and matrices are linked, this method enables the establishment of a relative chronology for their formation.

In the second part of the paper, examples of three regoliths from the intertropical zone (Asia, Africa and South America) are used to illustrate this structural approach. It is shown that the grouping of matrices first into soil systems and then into domains may give a schematic representation which enables easy comparison of regoliths. Furthermore, by studying components and characteristics of each matrix at micro-scale, it is possible to point out main soil processes acting in each soil system.

From this paper, it emerges that, in the studied environments, there is a limited number of structures, matrices and soil system types. However, as the same type of structure may contain different types of matrices and the same type of matrix may be observed in different types of structures, there is high diversity in the regolith.

Regolith, Soil systems, Matrices, Structures, Structural relationships, Transitions between ferrallitic, ferruginous and hydromorphic soils in the intertropical zone

Une approche structurale appliquée aux couvertures pédologiques : identification des structures, analyse des relations structurales et interprétations

RÉSUMÉ — L'article est scindé en deux parties. Dans la première partie, une approche de terrain adaptée à l'identification des structures (transitions entre matrices) d'une couverture pédologique et à l'analyse de leurs relations structurales est présentée. Dans la seconde partie, plusieurs exemples du milieu intertropical ont été sélectionnés pour illustrer cette approche.

Schématiquement, l'approche comprend deux étapes. La première étape consiste à collecter les données de terrain, à établir des analogies (d'un profil à un autre ou d'une toposéquence à une autre) et un inventaire des matrices et des structures qui leurs sont associées, à l'échelle de la couverture pédologique étudiée. La seconde étape est consacrée à l'étude des relations structurales, exprimées en termes de concordance et de discordance. Elle est entreprise sur

¹ORSTOM, c/o Centre de Pédologie, UPR 6831 du CNRS, associée à l'Université Nancy I, BP 5, 54501 Vandoeuvre Cedex, France.

²Centre de Pédologie, UPR 6831 du CNRS, associée à l'Université Nancy I, BP 5, 54501 Vandoeuvre Cedex, France.

des documents où ont été reportées les différentes structures identifiées. Si les relations de concordance permettent le regroupement de matrices en systèmes pédologiques (ensemble de matrices), les relations de discordance sont utilisées pour circonscrire les systèmes à leur périphérie. Les relations de concordance montrent qu'il existe des règles générales dans la distribution, l'emboîtement des matrices et des structures qui leurs sont associées. Les relations de discordance nous autorisent à subdiviser chaque couverture pédologique en un nombre limité de systèmes pédologiques qui peuvent, eux-mêmes, être regroupés en domaines (ensembles de systèmes pédologiques). Cette subdivision qui respecte la structure d'ensemble de la couverture pédologique rend compte des caractéristiques propres à chaque système pédologique et de la manière dont ils sont articulés. Le raisonnement structural adopté permet également d'établir des filiations entre matrices et d'envisager, de ce fait, une chronologie relative dans la mise en place des matrices et des systèmes pédologiques.

La seconde partie de l'article est consacrée à l'application de l'approche structurale à trois couvertures pédologiques du milieu intertropical (Asie, Afrique et Amérique du Sud). A partir d'exemples, il est montré que le groupement de matrices en systèmes pédologiques puis en domaines permet d'aboutir à une représentation synthétique et simplifiée des couvertures pédologiques qui facilite de ce fait leur comparaison. D'autre part, la caractérisation micro- et ultra-microscopique des constituants de chaque matrice permet de révéler les principaux processus biogéochimiques ou physico-chimiques qui agissent au sein des systèmes pédologiques identifiés.

Enfin, cet article tend à montrer qu'il existe un nombre limité de type de structures, de matrices et de systèmes pédologiques. Aussi, la grande diversité d'organisation des couvertures pédologiques peut être attribuée au simple fait qu'un même type de structure peut contenir différents types de matrices et qu'un même type de matrices peut être observé dans différents types de structures.

Couvertures pédologiques, Systèmes pédologiques, Matrices, Structures, Relations structurales,
Transitions entre sols ferrallitiques, ferrugineux et hydromorphes en milieu intertropical

I - INTRODUCTION

The subject most often considered in pedological studies is the vertical organization of the soil, which is taken from a pedon (SOIL SURVEY STAFF, 1975). On that scale, the classification of a soil is most often determined by both the identification of horizons and the way in which they are vertically superposed. However, in order to obtain an understanding of the spatial distribution of soils in the landscape, it is necessary not only to identify these horizons, but also to recognize their boundaries (both lateral and vertical) and their relative distribution on macro-scale. The aim of the study is no longer the pedon but the whole regolith (*sensu* BATES and JACKSON, 1987), which may be confined to a specific landscape unit : an interfluvium or a small catchment for instance. The advantage of working on a specific landscape unit scale has long been appreciated. Indeed, the concepts of soil catenas (MILNE, 1934), soil associations (Bodengesellschaft) (SCHLICHTING, 1970), and soil combinations (FRIDLAND, 1974) have already proved to be fruitful. Similarly, the morphological approach of pedology developed by TRICART (1974) and KILLIAN (1974) relies heavily on the relationships between soil distributions and landscape units.

The approach of studying the soil and its components in a three dimensional landscape unit gives added interest to toposequential studies (transects positioned on the steepest axes from a high to a low point). This approach was introduced in Africa by two pedologists from ORSTOM (BOCQUIER, 1971 ; BOULET, 1974). They explained the formation of the soils both by the characterization of their components and by the study, on different scales, of their distribution and spatial relationships.

For the past twenty years, French pedologists have applied this approach to several regoliths both in the intertropical (e.g. BOULET, 1978 ; FRITSCH, 1984 ; LUCAS, 1989) and in the temperate (e.g. CURMI, 1979) zones. Some studies have associated a detailed characterization of the regolith with the study of its hydrological functioning (e.g. BOULET *et al.*, 1979 ; GUEHL, 1984) or with the capacity of the physical environment to produce plants (e.g. BOULET *et al.*, 1984b).

Tab. 1 – Components and structures at different organization levels in pedology and in geology. Composants et structures à différents niveaux d'organisation en pédologie et en géologie

Scale	PEDOLOGY Primary (PM) and secondary (SM) minerals			GEOLOGY Primary minerals (PM)		
	Organization levels	Components	Structures	Organization levels	Components	Structures
micro-scale	mineral	atoms	crystal structures (e.g. networks, crystalline systems)	mineral	atoms	crystal structures (e.g. networks, crystalline systems)
	plasma	set of minerals (SM)	plasmic structures (e.g. plasma orientation)		set of crystals	mineral structures (e.g. macles, zonations)
matrix	set of minerals (SM and PM)	physical structures (or aggregates : e.g. blocky) boundary structures (e.g. glossic, pocket)	rocks	set of minerals (PM)	rock structures (e.g. granular)	
macro-scale	system	set of matrices	boundary structures (e.g. bassin, tongue)	formation	set of rocks	tectonic structures (e.g. layer, eruptive massifs)

In 1977, several authors (MILLOT *et al.*, 1977 ; BOULET *et al.*, 1977 ; BOCQUIER *et al.*, 1977 ; CHAUVEL *et al.*, 1977 ; NAHON and MILLOT, 1977) demonstrated the decisive role of soil formation processes (including transfer of matter, mineralogical and structural transformations) on the three dimensional organization of the regolith. Furthermore, these authors also demonstrated how these processes control landscape evolution.

These studies all indicate the obvious advantage of approaching the characterization of soils at different organization levels (from micro- to macro-scale, table 1). However, studies involving micro-scale organizations (mineral, plasma, matrix *sensu* MULLER, 1987) is only likely to reveal the elementary mechanisms and processes which occur and interact in every regolith. In contrast, studies involving macro-scale organizations (matrix, system) enable the localization of structures as defined below, in which the elementary mechanisms and processes may occur.

The objectives of this paper are : (i) to describe a field method for identifying various macro-structural volumes in regolith, (ii) to illustrate the significance of their relative distribution to each other and (iii) to present three examples from intertropical zones in Asia, Africa and South America to illustrate how this method can be used as a framework for soil-landscape process studies. We also stress how grouping of matrices into soil systems allows for a more simplified form of representing soil-landscapes so as to emphasise particular soil processes.

II – METHOD

1. Definition of structures

In the present paper, the term “structure” does not have exactly the same meaning as that commonly used in field pedology (see e.g. SOIL SURVEY STAFF, 1951). We use the term “structure” to simply demarcate any particular volume of components in the regolith which are homogeneous (i.e. in nature and type of relative arrangement ; FOUCAULT and RAULT, 1988). This concept of structure is very similar to the so-called “boundary structures” defined by BREWER and SLEEMAN (1988) and each particular structure (or volume) can be characterized by size and shape.

In the regolith, the type of components to be considered depends on the scale of observation or organization. At each organization level as shown in table 1 (i.e. from micro- to macro-scale), it is possible to assign one main type of component and structure. Thus for each organization level, a particular type of component can be linked to the type of structure as follows : crystal structure, plasmic structure, physical structure (*sensu* BREWER and SLEEMAN, 1988) of a matrix (or aggregates) and boundary structure of a matrix or of a soil system. This is somewhat analogous to what has already been established in geology (table 1).

This paper will deal only with macro-scale observations and stress the importance of identifying the transition between either two matrices or two systems (matrix set) to reveal boundary structures. Because they are related to organizational levels of higher orders (matrix, system), these boundary structures are largest on the scale of a landscape unit. Due to their large size, they are often not completely observed at the profile scale and, consequently, have been overlooked by pedologists. It is, therefore, necessary to demarcate all boundary structures preferably in trenches of sufficient length and depth or from close spaced profile holes along a transect.

At soil-landscape scale, the boundaries demarcated can be represented by at least three main types of transition between matrices (or systems) as shown between matrices X and Y in figure 1. The first transition type, between matrix X and Y, is very gradual (fig. 1 A). Several intermediate stages may be distinguished. The most typical example in the intertropical zone corresponds to a toposequence in which very gradual (vertically from bottom to top and laterally from the upper to lower parts of the slopes) transition from red to yellow matrices is observed. If the vertical gradient is in meters, the lateral gradient is often in hectometers. At this level, a problem arises concerning the choice of value limits for positioning the boundaries. This choice is arbitrary and depends on the observer. The value limits drawn will thus mark the boundaries of different stages in a gradient that is gradual and continuous.

The second transition type, between matrix X and Y, is abrupt (fig. 1 B). Contrary to the former case, the location of the transition is so obvious that different observers will always position the boundary in the same place. The most typical case corresponds to the extension boundary of the horizons of the podzols (E, Bh, Bs).

Finally, in the third transition type, the transition between matrices remains abrupt but they interpenetrate each other. For example, in going from left to right in figure 1 C : (i) centimeter-size mottles of Y matrix appear in matrix X, (ii) Y mottles increase in size and number, coalesce and isolate the X matrix in the form of mottles and (iii) the remnant X mottles decrease in size and number, and disappear. In intertropical zones, this type of transition is usually related to increasing reductomorphic processes. In cross section, the precise demarcation of the transition between these two types of matrices would involve a somewhat detailed but unnecessarily complicated study. However, a more simplified representation of the gradient discussed above is therefore used. Such a representation will give an account of the relative proportion of matrix Y in relation to matrix X. The percentage of matrix X can be estimated or quantified and value limits (or envelope curves) arbitrarily selected as in the first type of transition (fig. 1 A). For example, in figure 1 C, the following three envelope curves have been demarcated :

- (i) the appearance of matrix Y mottles in matrix X ;
- (ii) the matrix Y mottles coalesce, giving rise to remnants of matrix X as mottles ;
- (iii) the disappearance of remnant X matrix mottles.

These transitions between matrices may be established on the basis of a differentiation which may concern a single characteristic only (e.g. colour or particle size distribution) or a group of characteristics which may vary simultaneously and are correlated with each other (e.g. colour and aggregation stage). This proposed method of firstly demarcating single characteristics rejects initial grouping of several characteristics which would limit or compromise the correct recognition of the structural relationships.

The transitions between matrices can be represented in cross sections (toposequences or parts of toposequences), maps or block diagrams. In these representations, the demarcated boundaries define the main structures at the landscape unit scale. Among these structures, the two dimensional representations (cross sections or maps) correspond to curves and the three dimensional representations (block diagrams) cor-

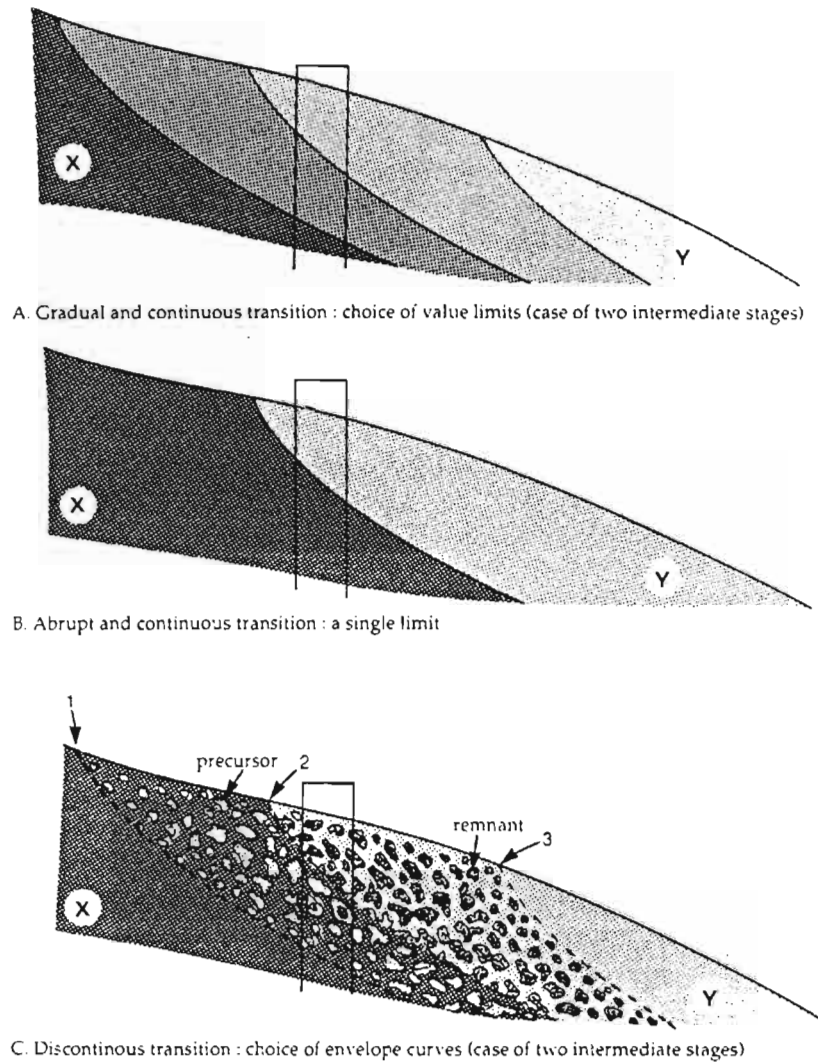


Fig.1 - Major types of transition between two matrices (X, Y) at a toposequence scale where rectangle represents a soil profile : three different transitions for a same structure type. Principaux types de transition entre deux matrices (X, Y) à l'échelle d'une toposéquence (le rectangle représentant un profil) : trois sortes de transition pour un même type de structure

respond to volumes. In the two dimensional representations, they may be associated with the concept of the isovalue curve (e.g. TURENNE, 1977) or the isodifferentiation curve (BOULET *et al.*, 1982).

2. Types of boundary structures

Boundary structures of regolith may be grouped in two major families depending on whether they have been inherited from lithology or acquired during pedogenesis. On these grounds, the regolith includes the following : rock substratum, saprolite and solum. Schematically, the passage from rock to saprolite takes place showing the appearance of the saprolitic texture (juxtaposition of large secondary minerals ;

MULLER, 1987) and maintaining the lithological structures of the bed rock. In contrast, the passage from the saprolite to the solum marks the disappearance of both the lithological structures and saprolitic textures. This is coupled with the appearance of soil textures (strongly and closely associated and finely-devided secondary minerals ; MULLER, 1987) and physical soil structures (matrices fragmented into aggregates). The transitions between rock, saprolite and solum are often more complex because they frequently interpenetrate each other. Thus, saprolite matrices may appear in certain fissures of the fresh rock and inversely fresh rock fragments may be found in the saprolite and solum. Likewise, soil differentiation may occur in the saprolite and inversely saprolite fragments may remain in the solum, whilst gradually being transformed. These interpenetrations suggest differential rock weathering and pedogenetic processes due to lithological heterogeneities (e.g. FRITSCH *et al.*, 1990 a).

a) Structures inherited from lithology

The substratum (rock) heterogeneities are the origin of inherited lithological (or saprolitic) structures in the regolith. The more distinct the substratum heterogeneities (cases of facies or rock changes) are in the regolith, the greater the inheritance. These inheritances are frequent in soils developed on sedimentary or metamorphic rocks.

The structures inherited from lithology are fairly diversified (e.g. chevron, discontinuous blocks and lithorelic nodule alignments). A comprehensive inventory is not made here but two examples of these structures are given. Figure 2 shows two different structure types : a chevron structure demonstrating the saprolite-soil transition, and a discontinuous subhorizontal block and nodule alignment structure. In close vicinity to the saprolite, the nodules are aligned in structural concordance with the dip of the rock. Due to chemical erosion and creeping which is greater nearer the soil surface, these alignments change direction in accordance to the slope and thus reflect the *in situ* formation of a "stone line".

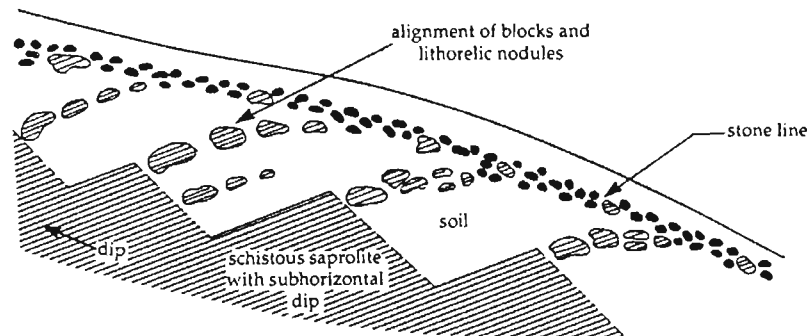


Fig.2 - Example of inherited lithological structures in an interfluvial (Kattinkar, India) : chevron structure (saprolite-soil transition), sub-horizontal and discontinuous block and lithorelic nodule alignments. Exemple de structures lithologiques héritées dans un interfluvial (Kattinkar, Inde) : structure en chevrons (transition saprolite-sol), alignements sub-horizontaux et discontinus de blocs et nodules lithorelictuels

b) Structures linked with pedogenesis

There are two main types of pedological structures on the landscape unit scale (fig. 3). These have either a non finite boundary (open volumes) or a finite boundary (closed volumes).

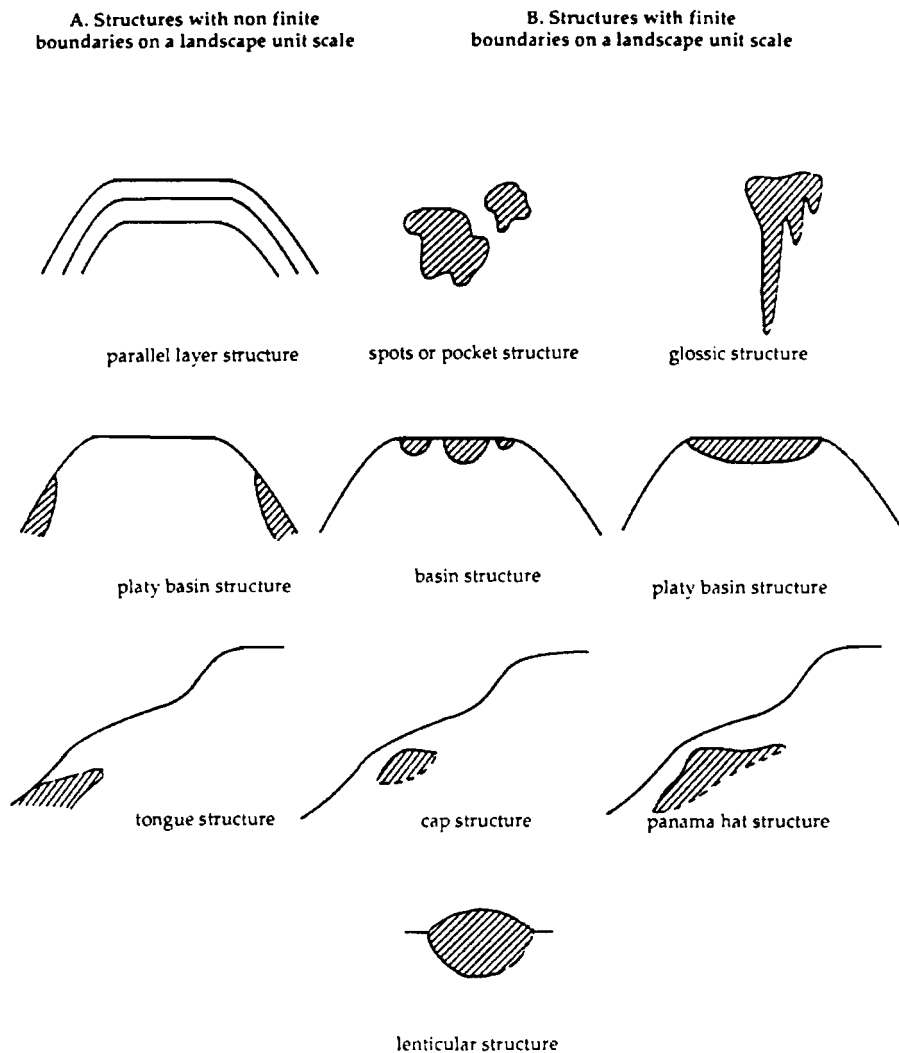


Fig.3 - Examples of pedological structures at meter scale for pocket, glossic, lenticular structures and, at a toposequence scale, for the other structures. Exemples de structures pédologiques à l'échelle du mètre pour la structure en tache, en glosse ou en lentille, et à celle de la toposéquence pour les autres structures

The first case (open volumes) (fig. 3 A) concerns structures in parallel layers, certain platy basin structures and tongue structures. The former are roughly parallel to the topographical surface. The two others have a radial distribution with respect to the drainage axes (e.g. rivers).

In the second case (closed volumes) (fig. 3 B), three large structure types may be observed as follows according to the relative size of their vertical and lateral extension :

- (i) virtually equivalent vertical and lateral extension : pocket, basin, cap, lenticular (internal basin with cap) structures ;
- (ii) dominant vertical extension : glossic structures ;
- (iii) dominant lateral extension : platy basin and panama hat structures.

Research carried out to date shows, on the matrix scale, a very limited number of such boundary structures. However, very different components may be found in identical boundary structures. For example, several lenticular structures have been observed in an interfluvium from India (PETERSCHMITT, 1991). On the midslope (fig. 4 A), the structure contains a yellow matrix and downslope (fig. 4 B) white matrices overlie ochre and brown-black matrices. Similarly, in the second example (fig. 4 B), a lenticular structure is nested in a larger other one and contents of each of them are slightly different.

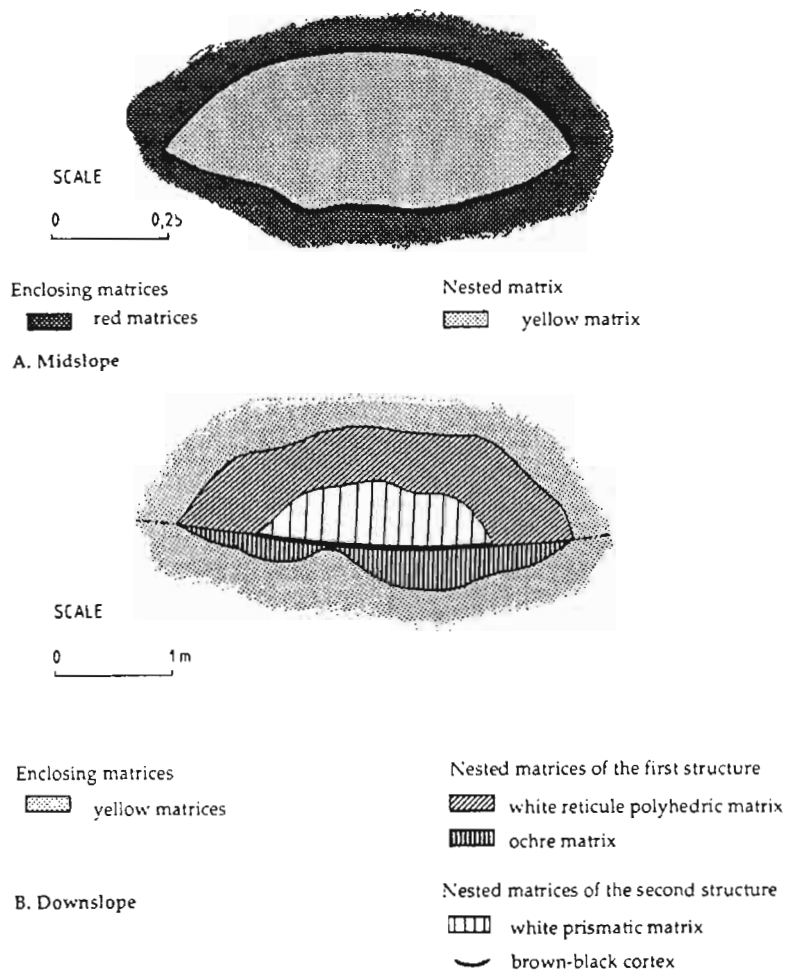


Fig.4 – Example of a same type of structure (lenticular structure) with different types of matrices in an interfluvium (Kattinkar, India). Exemple d'un même type de structure (en lentille biconvexe) contenant différents types de matrices dans un interfluvium (Kattinkar, Inde)

3. Structural relationships

Figure 5 A displays the set of boundary structures (transition between matrices) recognized in a toposequence from Ivory Coast (FRITSCH *et al.*, 1990 a). On the basis of this representation, certain boundary

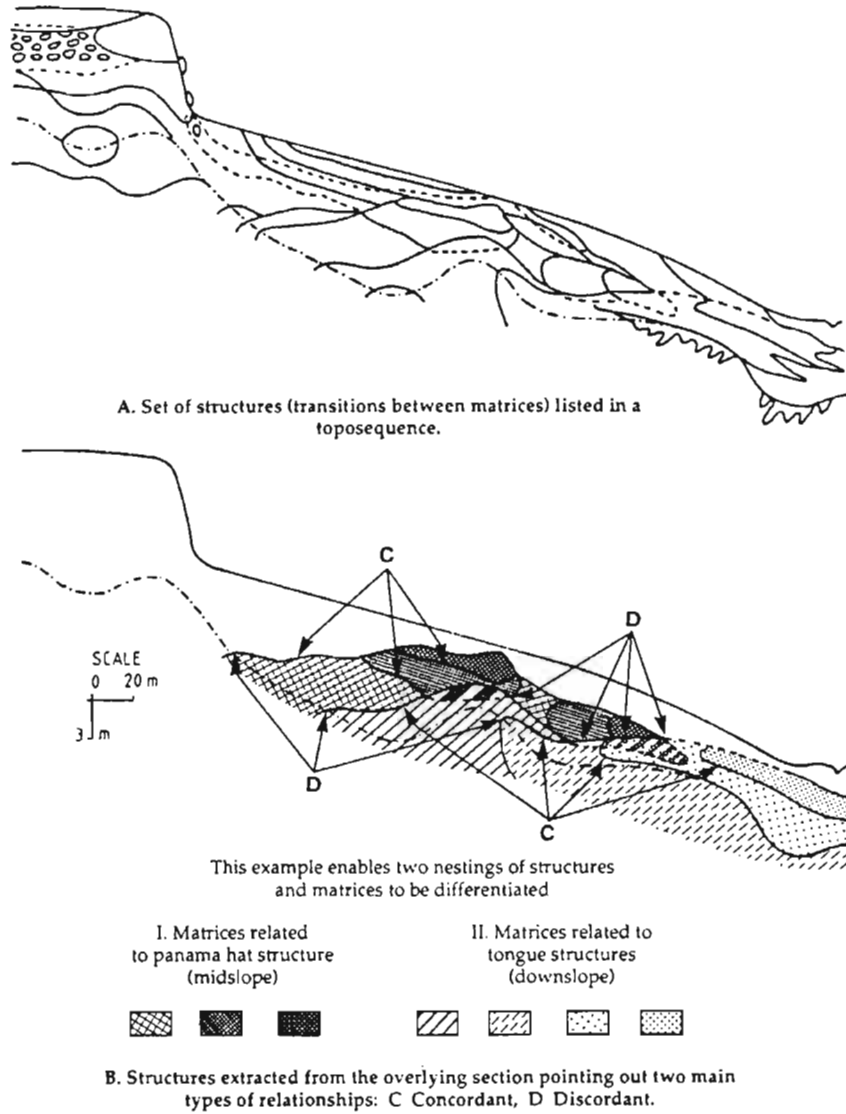


Fig.5 - Inventory of structures and example of structural relationships on a toposequence scale (Booro Borotou, Ivory Coast). With respect to the scale of the sketches, the vertical scale of soil structural volumes is enlarged by factor of two. Inventaire des structures et exemple de raisonnement structural établi à l'échelle d'une toposéquence (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). Par rapport aux échelles topographiques, celle verticale des volumes pédologiques est multipliée par un facteur deux

structures have been retained (fig. 5 B) to point out the two major types of structural relationships identified which are : concordant and discordant (respectively C and D on figure 5 B). Concordant structures never intersect. They are either superposed (in the case of parallel layer structures), or nested into each other (in the case of other boundary structures). In this second case, the structures are often reproduced on increasingly smaller scales. Thus in figure 5 B, nesting of panama hat structures in the medial part of the slope and a nesting of tongue structures in the lower part of the slope have been noted.

Discordant structures need to be considered with more care and two general cases may be observed. The specific characteristics of each of the three matrix types (X, Y, Z) are sufficient to distinguish them (fig. 6). In both cases, the envelope of the matrix Z intersects at the transition between X and Y. In the first case, all the Z characteristics are different from those of the other two matrices (juxtaposition of matrices). In the second case, matrix Z is identified by a single characteristic which is absent in both X and Y matrices (e.g. a different colour). This characteristic, however, does not completely mask the transition between X and Y. In other words, this new characteristic (specific to Z) is superimposed on a previous differentiating characteristic. The interpretations given to these two types of discordance may differ slightly. In the first case, there may have been distinct formational phases without establishing relative chronology, whereas in the second case, the superimposition indicates that the new Z characteristic is formed later compared to the differentiation between X and Y.

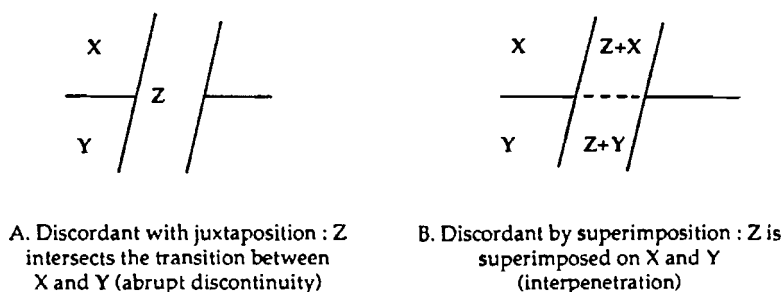


Fig.6 - Schematic representation showing the two types of discordant relationships between matrices (X, Y, Z).
 Représentation schématique montrant les deux types de discordance structurale entre matrices (X, Y, Z)

4. Interpretations deduced from structural relationships

a) Grouping of matrices into sub-systems, systems and domains

As a whole, the concordant and discordant structural relationships enable certain structures and the matrices they contain to be grouped within large sets termed soil systems. Thus, based on structural criteria, any soil system is defined as being an ordinate succession of matrices superposed or nested into one another. Structures are concordant when related to a soil system but are discordant at the transition between soil systems (FRITSCH *et al.*, 1986 a).

Although the concordant and discordant relationships are sufficient to demarcate the boundaries of soil systems, chemical and mineralogical data are necessary to define and characterize each of them. Moreover, chemical and mineralogical characterization of the matrices of a soil system make it possible to conclude that the soil system results from a predominance of one or several soil processes (e.g. more or less selective leaching, eluviation, illuviation) which may superimpose and obliterate the resulting effect of previous soil processes (e.g. ferralitization, fersialitization).

Based on chemical and mineralogical criteria, certain soil systems can be subdivided in two or more sub-systems, each being characterized by predominance of only one (e.g. more or less selective leaching) or two (e.g. eluviation-illuviation, podzolization) soil processes.

In contrast, at a landscape scale, certain adjacent systems may be grouped into domains. This grouping of soil systems is based on the predominance of one or several types of soil formation processes (e.g. ferralitic domain, ferruginous and hydromorphic domain, podzolic and hydromorphic domain).

b) Chronology of matrix formation

The relative distribution and the mineralogical relationships between matrices enable the establishment of affiliated linkages within the soil systems and chronological relationships between matrices and soil systems.

Within each system, the concordant structures enable affiliated linkages and chronological relationships between matrices to be established. From this point of view, two major soil system types can be distinguished. In cases of parallel layer structures, each matrix may originate from the transformation of the directly underlying layer. The progress of such a possible transformation takes place from top to bottom according to direction of solute percolation through the regolith (gravitational flow). Similarly in cases of nested structures (e.g. pockets and tongues), the succession of matrices from outside to inside will undergo different major stages of transformation which normally progresses radially. Although each matrix may have some characteristics which are inherited from previous matrices of the regolith, their nesting testifies that they are the core of transformations. Hence, in nested matrices of a soil system (e.g. tongues as shown in figure 7), each successive external matrix is considered to be less transformed than the corresponding internal matrix.

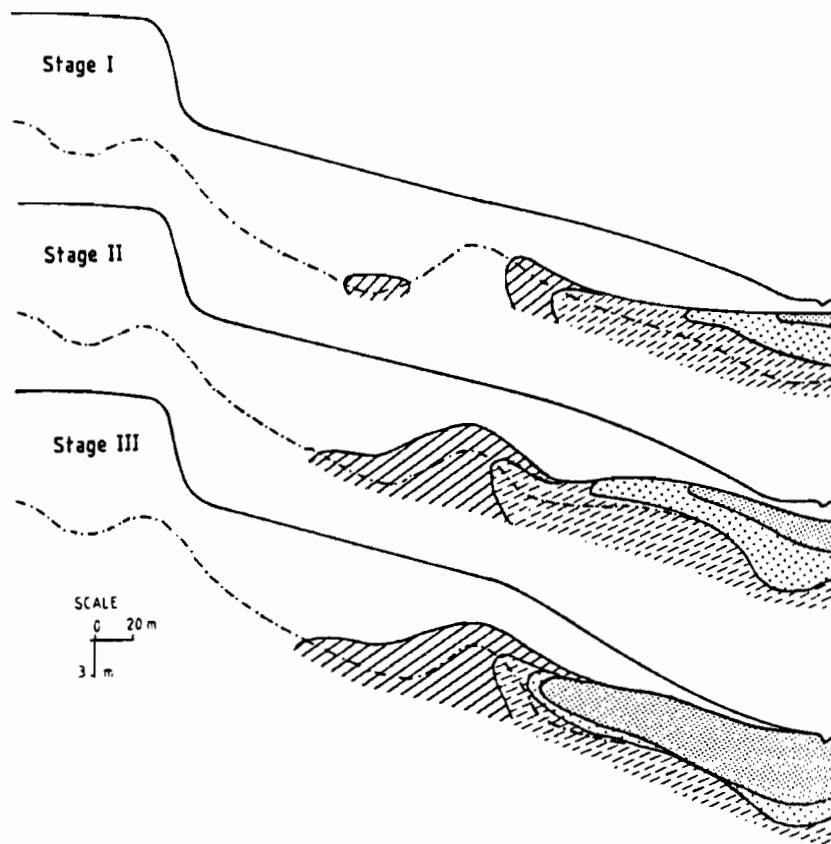


Fig.7 - Expansion of an hydromorphic soil system upslope (Booro Borotou, Ivory Coast). Scales and shading as for figure 5B. Expansion vers l'amont d'un système hydromorphe (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). Echelles et trames identiques à celles de la figure 5 B

At transitions between soil systems, discordant structural relationships enable chronological relationships to be established. These relationships may only be considered in cases of a superimposition of new characteristics on a previous soil system (see fig. 6 B).

c) *Soil system evolution*

At landscape scale (e.g. interfluve) or regional scale (sets of interfluves on the same type of substratum for a given climate), multitoposequences studies display almost identical matrices, structures and related distributions. From one toposequence to another, the only significant variations refer to the relative extension of a matrix or a soil system to each other on the slope. The latter frequently occurs in relation to slope shape.

Following selection of the most representative toposequences, it is possible to trace the genesis of the regolith by identifying the main stages of the expansion or contraction of soil systems (BOULET *et al.*, 1977). Selected toposequences are easier to interpret when each soil system is considered separately (FRITSCH *et al.*, 1986 b). Figure 7 shows three different stages in the development of a hydromorphic soil system with nested tongue structures observed in a catchment from the Ivory Coast. Hydromorphic soil formation is explained simply by the successive expansion of the various matrices as well as the soil system upslope. In addition, it should be noted that the most internal matrix within the soil system expands gradually in going from stage 1 to stage 2 but in stage 3 the expansion become so large that it compresses the outer matrices which disappear in places.

The expansion of one soil system will always take place to the detriment of one or more other soil systems. Thus, on a landscape unit scale, two main domains can be distinguished. The soil systems of the first domain are in a potentially contracting phase while those of the second domain are in a potentially expanding phase. On a landscape or regional scale, the contraction or expansion of a soil system (or a domain), in relation to each other, is the result of differential soil system (or domain) development. Some studies have shown that this differential soil system (or domain) development in the regolith can be controlled by both internal (lithologic) and external (climatic and tectonic) factors (e.g. BOULET, 1974 ; BOULET *et al.*, 1984 a and b ; FRITSCH *et al.*, 1990 a and b).

III - APPLICATION OF THE METHOD TO CERTAIN EXAMPLES

The examples given are taken from three structural studies carried out on three different continents (Asia : India, Africa : Ivory Coast and South America : French Guiana). This chapter is restricted first to the application of the structural approach to two different scales (matrix, system) and second to the demonstration that the grouping of matrices into systems makes it possible to establish the main lines of the organization of regolith.

1. *Examples of structural relationships*

From the definition given to soil systems it is apparent that concordant relationships are better observed within each soil system and that, in opposition, discordant relationships appear more distinctly on their peripheries. Indeed, the preferential development of a system in relation to another, on the one hand, reveals new nested structures and, on the other hand, gradually makes the structures of the enclosing system disappear. Thus, discordant relationships between the structures of these two systems will be increasingly indistinct

the greater the distance from their transition zone. Consequently, in the following examples, concordant relationships have been established between matrices within a soil system and discordant relationships, more often than not, have been established between soil systems, in other words, between matrix sets.

a) *Concordant structures within soil systems*

Two pertinent examples showing concordant structures have been observed in downslope positions in landscapes of the intertropical zone (fig. 8). They belong to hydromorphic soil systems in ferralitic environments. In the first example (PETERSCHMITT, 1991), a double lenticular structure, on a matrix scale, appear downslope. It contains four types of matrices in going from top to bottom in figure 8 A as follows : a white polyhedral matrix (1), a white prismatic matrix (2), a brown-black goethitic cortex (3) and a bright ochre goethitic matrix (4). With respect to the pale yellow coloured surrounding matrices, the former two comprise deferruginized levels and the latter two ferruginized ones. The external boundary of both 1 and 4 matrices demarcate the first larger lenticular structure and the external boundary of both 2 and 3 matrices demarcate the second smaller lenticular structure which is nested in the first. The matrices of the second lenticular structure correspond to a more advanced stage of transformation than those of the first one. The transformation consists primarily of deferruginization in the upper part and ferruginization (goethitization) in the lower part of each lenticular structure and develops radially in the pale yellow surrounding coloured matrices.

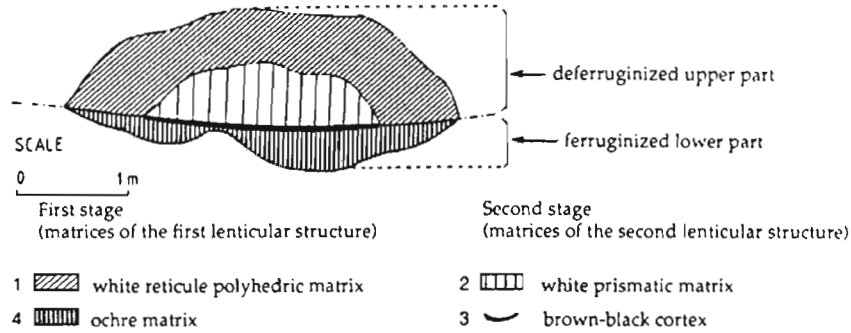
In the second example (FRITSCH *et al.* 1990 a), five tongue structures are nested (fig. 8 B). The first (and most external) envelope (1 on fig. 8) marks the appearance of white mottles in the surrounding organizations consisting either of soil matrices (red, ochre or mottled matrices, the latter grading towards induration) or of coloured saprolite matrices (lithochromic). The second envelope (2 on fig. 8) localizes the position where these white mottles become sufficiently large and numerous to coalesce (fig. 1 C). As in example one concerning the lenticular structures (fig. 8 A), these two tongues correspond to two different stages of deferruginization, at first prominent and sparse, then becoming more extensive. This characterizes a hydromorphic soil system which progresses upslope. With respect to the surrounding matrices, the last three tongue structures (3, 4, 5 on fig. 8) and the matrices they demarcate show a gradual loss of clay (grey or white sandy clay loam to sandy matrices) from the upper part and its accumulation in the lower part (macro illuviation cutans in sandy-clay soil matrices and in saprolite). They show two stages of clay eluviation in the upper part and clay illuviation in the lower part, thereby characterizing an eluvial-illuvial sub-system nested in a hydromorphic soil system.

b) *Discordant structures between soil systems*

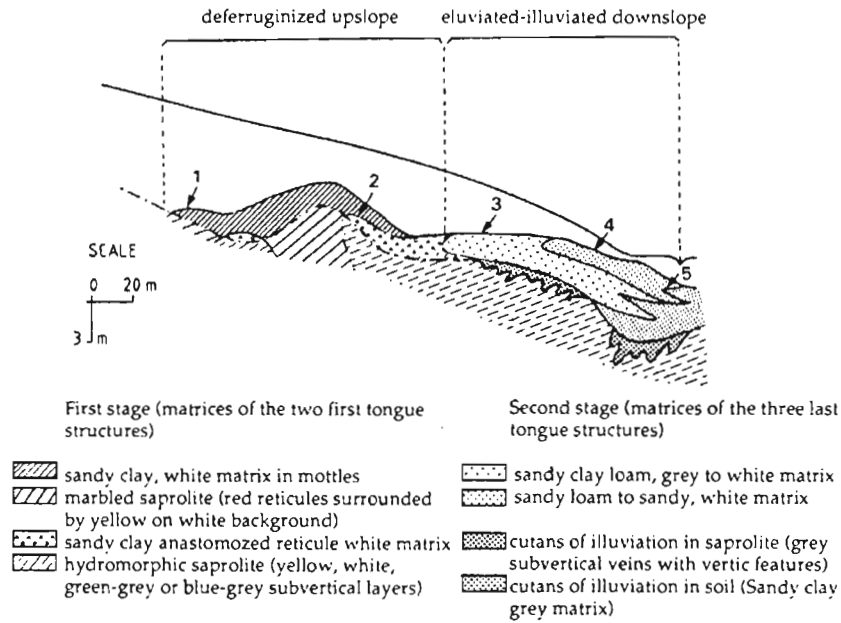
As previously demonstrated (fig. 6), discordant structures either show a juxtaposition of matrices or are the result of a surperimposition of new types of characteristics. These two possibilities will be considered separately below where two examples are given for each type of discordance.

Discordant with matrix juxtaposition

Example A (fig. 9 A) occurs frequently in intertropical zones and can be observed on a profile scale. A lithorelic nodule alignment set appears discordant on the vertical differentiation of the profile. It is very difficult to establish a relative chronology of formation between indurated and loose matrices. On the other hand, relationships are established between a subvertical and discontinuous structure inherited from the lithology, and a horizontal structure (in parallel layers) linked with pedogenesis. Some studies (e.g. MULLER *et al.*, 1981 ; FRITSCH, 1984) have shown that this discordance was the result of a double and parallel mode of formation (in going from bottom to top) between ferruginized saprolite mottles and loose soil matrices which in contrast deferruginize. This duel mode of formation is related to lithological heterogeneity.



A. Interested lenticular structures (Kattinkar, India)



B. Interested tongue structures (Booro Borotou, Ivory Coast)

Fig.8 - Examples of concordant structures within hydromorphic soil systems in a ferralitic environment. Exemples de concordances structurales au sein de systèmes hydromorphes dans un environnement ferralitique

Example B (fig. 9 B) as presented by FRITSCH *et al.* (1990 a) was established at the soil system scale. In the mid-slope position a ferricrete soil system outcrops (panama hat structure grouping with a set of mottled matrices grading towards induration) and divides a superficial ferruginous soil system (platy basin structure grouping with a set of ochre to yellow matrices) in two parts. The transition between the two soil systems is very abrupt. Similarly, their matrices are abruptly different in their respective organization in that no chronology can be established. Importantly, it is impossible to know by structural relationships alone whether the superficial ferruginous soil system developed before or after the ferricrete soil system.

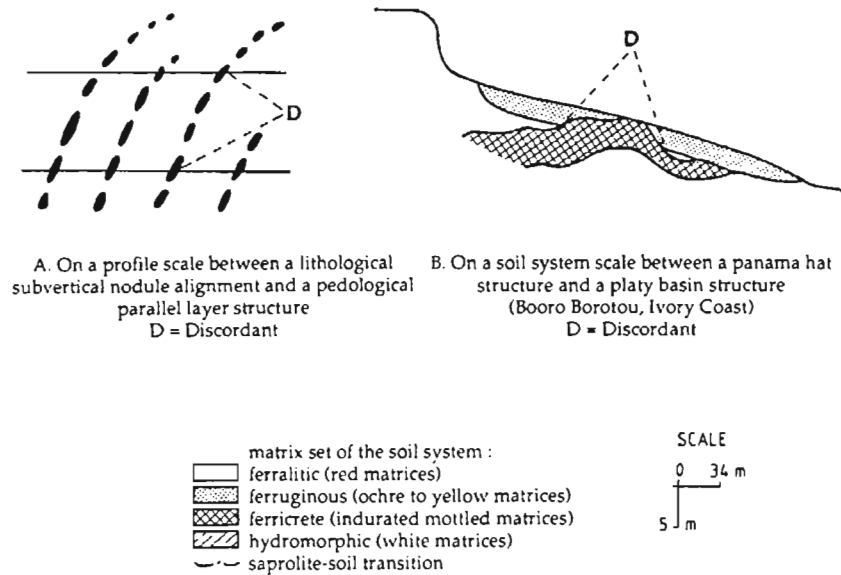


Fig.9 - Examples of discordant structures with matrix juxtaposition. Exemples de discordances structurales avec juxtaposition de matrices

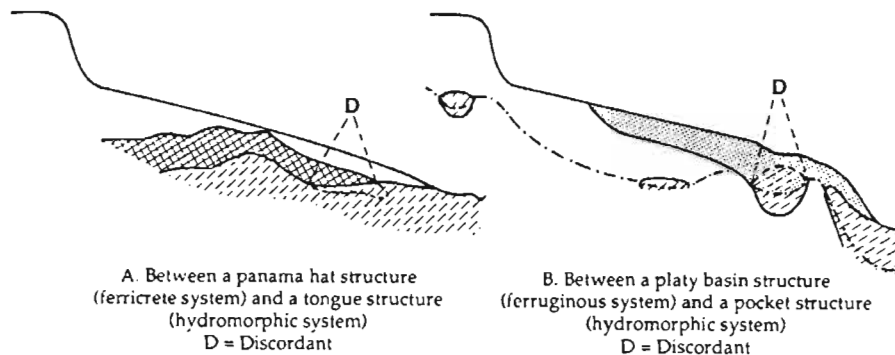


Fig.10 - Examples of discordant structures by superimposition on the periphery of soil systems (Booro Borotou, Ivory Coast). With respect to the scale of the sketches, the vertical scale of soil structural volumes is enlarged by a factor of two. Exemples de discordances structurales avec superimposition à la périphérie de systèmes pédologiques (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). Par rapport aux échelles topographiques, celle verticale des volumes pédologiques est multipliée par un facteur deux

Discordant between soil systems by superimposition

Example A (fig. 10 A) as presented by FRITSCH *et al.* (1990 a) was established at the soil system scale. Where the hydromorphic soil system intersects the ferricrete soil system, the latter breaks up into nodules and blocks of ferricrete. Example B (fig. 10 B), from the same landscape unit as shown in example A, represents a hydromorphic soil system which is superimposed locally in the superficial ferruginous soil system due to the occurrence of white reductomorphic mottles. In both examples, the superimposition of the hydromorphic soil system on other soil systems illustrates : (i) that the hydromorphic soil system can form in other soil systems at a later stage, (ii) that the hydromorphic soil system develops faster and at the expense of other

soil systems. This hydromorphic soil system corresponds to the part of the regolith where mineralogical transformations and geochemical evolution are the most active at present (FRITSCH *et al.*, 1990b).

2. Synthesis of the organization of three regoliths

In the three selected examples (fig. 11), previous studies devoted to the detailed characterization of three regoliths have enabled the soil processes which develop within the structures identified in the field to be determined. Spatial expansion and development trend with time of the processes identified are defined by the analysis of these structures and of their relationship.

The Indian example (PETERSCHMITT, 1991) is specific to the forests and savanna hills on the back slopes of the Western Ghats (South-West India) (fig. 11 A). It is the simplest of the three examples given with each soil system corresponding to a domain. It comprises a ferralitic domain (or soil system) at the hilltop, and a ferruginous and hydromorphic domain (or soil system) in the medial and lower positions of the landscape unit. Locally, the ferruginous and hydromorphic soil system appears at the midslope position (pocket or lenticular structures) and increases in extent downslope (tongue structure). Pockets (or lens) are larger and more numerous the closer they are to the tongue structure. They may, therefore, be considered as precursors of soil chemical processes which increase considerably downslope. In this ferruginous and hydromorphic soil system two sub-systems can be perceived : a ferruginous sub-system (yellow matrices) into which, at the foot slope position, a pseudogley sub-system (white matrices) is nested. In certain places at the foot slope position, this pseudogley sub-system includes double lenticular structures mentioned previously (fig. 4 B or 8 A).

The Ivory Coast example (FRITSCH *et al.*, 1990a) is characteristic of the plateau landscape in the West African forest-savanna transition zone. It consists of two domains and four main soil systems (fig. 11 B).

The ferralitic domain occupies the high positions in the landscape unit and includes two soil systems : a ferricrete soil system and a ferralitic one (loose red clayey matrices). The ferricrete soil system "shields" the landscape at two levels : on the plateau and at midslope positions. In general, it "caps" the upper part of the saprolite which, in these topographical positions, appears to be nearer the soil surface. The ferralitic soil system is always adjacent to the ferricrete soil system.

The ferruginous and hydromorphic domain occupies the low lying positions in the landscape unit. It consists of two soil systems : a superficial ferruginous soil system and a hydromorphic soil system. The ferruginous soil system has a platy basin structure which rarely exceeds the upper metre of the regolith. Although it generally occurs along foot slope positions, it may also appear between the edge of the plateau and the mid-slope nickpoint but occurs less frequently in the center of certain plateaux that are temporarily flooded (not represented in the figure). In the upper part, this soil system consists of ochre to yellow sandy clay matrices in which slightly coloured sandy clay loam to sandy matrices are nested downslope. This lateral gradient marks the following two stages of a subtractive and selective mode of formation (FRITSCH *et al.*, 1989) : (i) deferruginisation with selective dissolution of hematite (yellowing of the matrices), then of goethite (bleaching of matrices) and (ii) loss of clay, mainly kaolinite (eluviation and, or impoverishment).

The hydromorphic soil system increases in extent downslope (from the mid-slope nickpoint to the river) and shows a tongue structure (fig. 11 B). Like the ferruginous soil system, it is found locally, between summit and mid-slope nickpoint, but only at depth (pocket or lenticular structure, see fig. 10 B) in the saddles defined by the top of the saprolite. Downslope, it subdivides into a pseudogley and gley sub-system into which an eluvial-illuvial sub-system is nested (see also fig. 8 B). The latter is most developed in the flat ground and in lateral branches of the river in the catchment. By internal removal, the eluvial-illuvial sub-system appears to be the origin of the shaping of the lower parts of the landscape unit. Its nesting in a larger hydromorphic soil system enables its formation to be linked with the action of the groundwater (FRITSCH *et al.*, 1990b). The eluvial part of this sub-system acts as a perched reservoir for groundwater where flow is fast (during filling or emptying). By plugging the pores, the illuvial part limits internal flow towards the river, and enables the

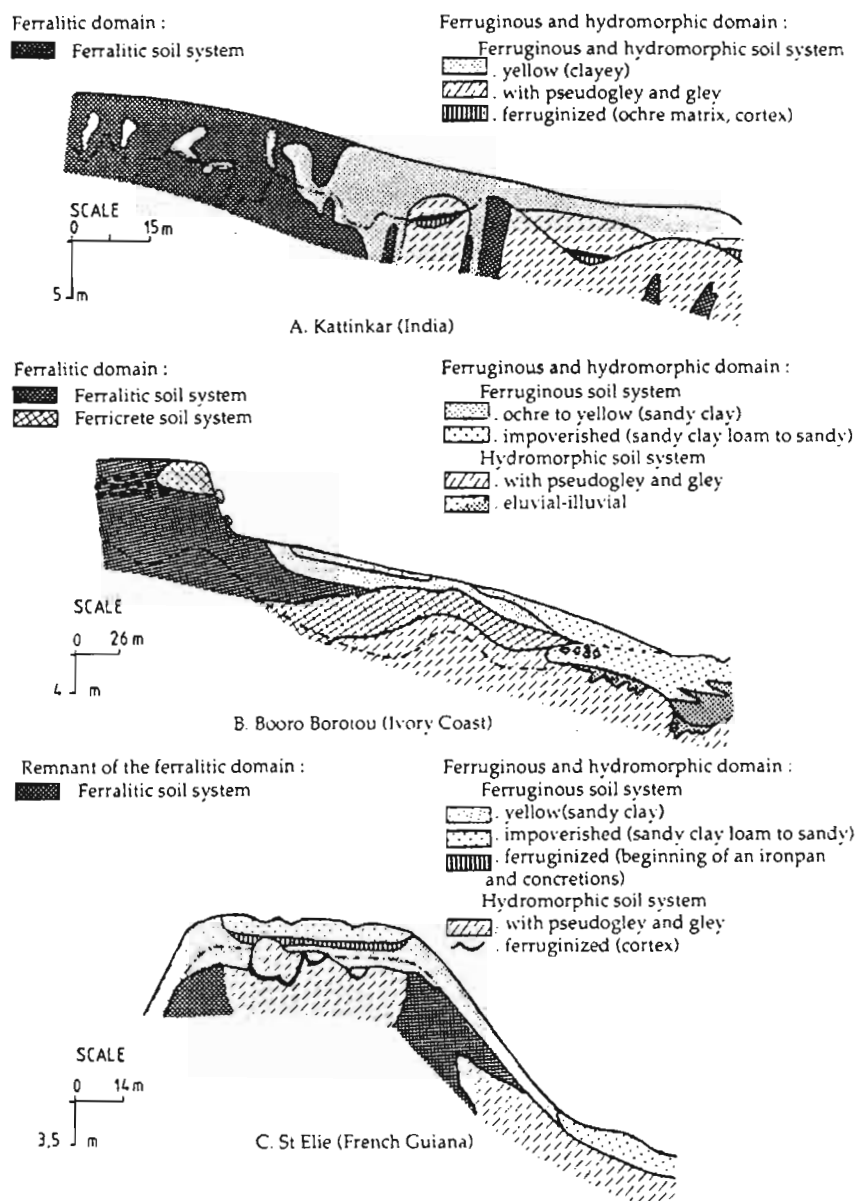


Fig.11 – Simplified form of representing three regoliths in domains and soil systems. With respect to the scale of the sketches, the vertical scale of soil structural volumes is enlarged by a factor of three in Kattinkar and of two in Booro Borotou and St Elie. Représentation synthétique de trois couvertures pédologiques en domaines et systèmes pédologiques. Par rapport aux échelles topographiques, celle verticale des volumes pédologiques est multipliée par un facteur trois pour Kattinkar et deux pour Booro Borotou et St Elie

filling and possible overflow of the groundwater. It should be noted that the illuviated part of the sub-system only appears upstream of certain rock outcrops situated in the riverbed.

The Guianese example (FRITSCH, 1984 ; FRITSCH *et al.*, 1986 a) is specific to certain tabular-topped hills in the Amazonian ferralitic forest environment. It shows the presence of two domains and three soil systems (fig. 11 C). In this example, the ferruginous soil system has overrun the whole upper part of the regolith and the hydromorphic soil system occurs at greater depth in two places : in the lower parts of the slopes and in the middle of the plateau. From this relative distribution, it is apparent that remnants of the ferralitic soil system (aureole and island-shaped) occupy the plateau edge.

Two platy basin structure sub-systems are nested in the yellow matrices (clay to sandy clay) of the ferruginous soil system. The first can be seen downslope and consists of sandy clay loam to sandy matrices showing clay losses (eluviation). The second can be seen in the plateau and consists of sandy clay loam matrices impoverished in clay (eluviation), overlying a yellow ochre ferruginized goethitic matrix. This diffuse accumulation of goethite with more locally concentrated zones (concretions and onset of incipient ironpan formation) gradually waterproofs the matrix and enables a perched water to be filled during the rainy season. This sub-system is thus subtractive for iron in its upper part and additive for iron in its lower part. Locally, the formation of incipient ironpan fragments (Bs) is proof of the onset of podzolization.

The hydromorphic soil system mainly develops in the saprolite of the schistous substratum, which it transforms first by deferruginization, then, by muscovite kaolinitization (formation of pseudogley and gley). This soil system always occurs downslope. In the plateau, it appears in the form of a basin which nests in lenticular structures of different sizes and sometimes coalesce. These lenticular structures are made up of a deferruginized and kaolinized (gley) upper part and a ferruginized lower part (narrow edged or brown-red cortex at the base of lenticular structures). In some parts of the hill, the lower hydromorphic soil system joins the upper one. The ferralitic system is thus cut off from its roots. It seems to "float" in a waterlogged environment, which is permanent in depth and temporary close to the surface. Knowledge of the regional soil environment (FRITSCH, 1978 ; BOULET *et al.* 1984 a) suggests that the hill studied corresponds to the final stage of the breakdown, by hydromorphy, of ferralitic regoliths formerly developed on schist.

From these three studies, it is apparent that the general tendency is the breakdown and transformation of organizations related to the ferralitic domain whenever waterlogging conditions appear. The contraction of the ferralitic organizations in the landscape is coupled with the expansion of organizations related, in this case, to the ferruginous and hydromorphic domain. The first stage of this general transformation corresponds to the formation of yellow matrices retaining the same clay content as in the red surrounding matrices of the ferralitic domain. This "yellowing" process of initial red clay matrices is a prerequisite to any further processes such as clay eluviation (fig. 11 B and 11 C) or podzolization (fig. 11 C). In certain cases, the yellowing process precedes the bleaching process in the formation of pseudogleys (fig. 11 A) and is thus evidence of onset of hydromorphic conditions. On the other hand, the structures, in which the matrices of the ferruginous and hydromorphic domain are observed, reveal two kinds of spatial expansion. Thus, the structures, adjacent to the topographical surface, in the form of platy basin structures of different sizes, are the result of a superficial development (fig. 11 B and 11 C). In contrast, pocket and tongue structures are an indication of internal development (fig. 11 A) within the regolith. Whereas the former are often linked with decreasing water percolation, at the onset of saturation and lateral water flow (e.g. HUMBEL, 1978 ; BOULET *et al.*, 1979 ; GUEHL, 1984), the latter may be attributed to the presence of temporarily or permanently waterlogged zones (e.g. MONIZ and BUOL, 1982). Finally, the ultimate phase of development of these systems results in residual accumulation of quartz sands (eluvial part of the soil systems). Two cases may then be distinguished according to whether the residual quartz accumulation occurs in a semi-confined or open environment. The semi-confined case is differentiated from the open environment by the presence of an accumulation zone underneath or in the lower part of a leaching zone. This accumulation concerns either iron (fig. 11 A and 11 C), or clay (fig. 11 B). By plugging the pores, it waterproofs matrices and allows the formation of a perched water table. It can be observed both in the plateau positions (fig. 11 C) and in the low lying positions of the landscape unit (fig. 11 A and 11 B).

IV - CONCLUSION

This paper discusses structures defined by matrix boundaries and structural relationships. After introducing the method and a number of selected examples chosen from three different continents (Asia, Africa and South America), we have shown that structural studies based on concordant and discordant relationships enable regoliths to be divided into a small number of matrix sets or soil systems. Based on this division, the grouping of matrices into soil systems and domains enables the data gathered during the different stages of characterization of a regolith to be categorised. This division imprints the structure of this regolith and allows it to be represented schematically. From the schematic representation, it is possible, depending on the users, or the objectives, to supply part or all of the data gathered.

Furthermore, the paper shows that the structures and structural relationships are sufficient to demarcate soil systems, but that they are not suitable for characterizing them. It is therefore necessary in a next step to proceed with more detailed characterization of organization levels related to the micro-scale (mineral, plasma and matrix). Indeed, the mechanisms and the soil formation processes are only perceptible on that scale. Consequently, it is important to make the distinction between the identification of soil systems already studied in detail where a superficial investigation concerning organization levels at macro-scale (matrix, system) can be sufficient, and the characterization of new soil systems where detailed studies at micro-scale are also necessary.

From this paper, it emerges that there is a very limited number of structure types at macro-scale (boundary structures of a matrix or a soil system). However, identical structures may contain different matrices and, on the contrary, different structures may include the same type of matrix. This explains the extreme diversity and, occasionally, the complexity of regoliths. In the same way, a limited number of soil systems appears to exist. However, the studies undertaken to date would suggest that they would not establish an exhaustive inventory of them and that more structural studies should be conducted.

This method also enables the establishment of affiliated linkage from one matrix to another, and the consideration of a relative chronology in the formation of all the listed matrices. Thus, the method is a mean of retracing the history of the regolith and also of predicting its future mode of evolution.

ACKNOWLEDGEMENTS - The authors express their sincere thanks to Mrs M. SHEPPARD and E. PONS who kindly and patiently helped them in the translation of this paper. They acknowledge also with thanks the constructive discussions with Dr R.W. FITZPATRICK from the CSIRO, Division of Soils, Australia. Y. LUCAS and R.W. ARNOLD made also useful suggestions for improving an early draft of this paper.

REFERENCES

- BATES R.L. and JACKSON J.A. (1987) - Glossary of geology (third edition). American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 p.
- BOCQUIER G. (1971) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci. Strasbourg ; *Mém. ORSTOM*, 62, 1973, 350 p.
- BOCQUIER G., ROGNON P., PAQUET H. and MILLOT G. (1977) - Géochimie de la surface et formes du relief. II. Interprétation pédologique des dépressions annulaires entourant certains inselbergs. *Sci. Géol., Bull.*, 30, 4, p. 245-253.
- BOULET R. (1974) - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bioclimatiques. Thèse Sci. Strasbourg ; *Mém. ORSTOM*, 85, 1978, 272 p.
- BOULET R. (1978) - Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. *Science du Sol*, 2, p. 75-82.

- BOULET R., BOCQUIER G. and MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 235-243.
- BOULET R., BRUGIERE J.M. and HUMBEL F.X. (1979) – Relation entre organisation des sols et dynamique de l'eau en Guyane française septentrionale. Conséquences agronomiques d'une évolution déterminée par un déséquilibre d'origine principalement tectonique. *Science du Sol*, 1, p. 3-18.
- BOULET R., HUMBEL F.X. and LUCAS Y. (1982) – Analyse structurale et cartographie en pédologie. II. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 19, p. 323-339.
- BOULET R., CHAUVEL A. and LUCAS Y. (1984a) – Les systèmes de transformation en pédologie. In "Livre Jubilaire du Cinquantenaire de l'AFES", p. 167-181.
- BOULET R., GODON P., LUCAS Y. and WOROU S. (1984b) – Analyse structurale de la couverture pédologique et expérimentation agronomique en Guyane française. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 21, 1, p. 21-31.
- BREWER R. and SLEEMAN J.R. (1988) – Soil structure and fabric. S.R. Frankland Pty. Ltd., Melbourne, 173 p.
- CHAUVEL A., BOCQUIER G. and PEDRO G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. III. Les mécanismes de la disjonction des constituants des couvertures ferrallitiques et l'origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les régions intertropicales de l'Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 255-263.
- CURMI P. (1979) – Altération et différenciation pédologiques sur granite en Bretagne. Etude d'une toposéquence. Thèse Doc. Ing. Sci. du sol, INRA Rennes, 176 p.
- FOUCAULT A. and RAOULT J.F. (1988) – Dictionnaire de géologie. Paris, Masson édit., 3e édit., 352 p.
- FRIDLAND V.M. (1974) – Structure of the soil mantle. *Geoderma*, 12, p. 35-41.
- FRITSCH E. (1984) – Les transformations d'une couverture ferrallitique : Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane Française. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VII, 190 p.
- FRITSCH E., BOCQUIER G., BOULET R., DOSSO M. and HUMBEL F.X. (1986a) – Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 22, p. 361-395.
- FRITSCH E., PLANCHON O. and BOA D. (1986b) – Les transformations d'un paysage cuirassé au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. In "Séminaire Régional sur les latérites", Douala. Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, p. 59-76.
- FRITSCH E., HERBILLON A.J., JEANROY E., PILLON P. and BARRES O. (1989) – Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol., Bull.*, 42, p. 65-89.
- FRITSCH E., VALENTIN C., MOREL P. and LEBLOND P. (1990a) – Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. Etudes et thèses, ORSTOM, Paris, p. 31-57.
- FRITSCH E., CHEVALLIER P. and JANEAU J.L. (1990b) – Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. Etudes et thèses, ORSTOM Paris, p. 185-206.
- GUEHL J.M. (1984) – Utilisation des méthodes tensio-neutroniques pour l'étude des transferts hydriques dans le sol en milieu ferrallitique Guyanais. *Science du Sol*, 1, p. 35-50.
- HUMBEL F.X. (1978) – Caractérisation par des mesures physiques, hydriques et d'enracinement de sols de Guyane française à dynamique de l'eau superficielle. *Science du Sol*, 2, p. 83-94.
- KILLIAN J. (1974) – Etude du milieu physique en vue de son aménagement. Conceptions de travail, méthodes cartographiques. *Agronomie Tropicale*, 29, p. 141-152.
- LUCAS Y. (1989) – Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Thèse Univ. Poitiers, 142 p.
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. and TARDY Y. (1977) – L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subarides (Anti-Atlas, Maroc). *Sci. Géol., Bull.*, 30,

- p. 129-152.
- MILNE G. (1934) – Some suggested units of classification and mapping particularly for east african soils. *Soil Res.*, 4, 2, p. 183-198.
- MONIZ A.C. and BUOL S.W. (1982) – Formation of an Oxisol-Ultisol transition in Sao Paulo, Brazil. I. Double waterflow model of soil development. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 46, p. 1228-1233.
- MULLER D., BOCQUIER G., NAHON D. and PAQUET H. (1981) – Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM., sér. Pédol.*, 18, p. 87-109.
- MULLER J.P. (1987) – Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires. Thèse Sci., Univ. Paris VII, 174 p.
- NAHON D. and MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 275-282.
- PETERSCHMITT E. (1991) – Les couvertures ferrallitiques des Ghâts Occidentaux (Inde du Sud) : caractères originaux sur l'escarpement et dégradation par hydromorphie sur le revers. Thèse Univ. Nancy I, 163 p.
- SCHLICHTING E. (1970) – Bodensystematik und Bodensoziologie. *Z. Pflanzenern. Bodenkd.*, 127, p. 1-9.
- SOIL SURVEY STAFF (1951) – Soil Survey Manual. USDA Handb. 18, U.S. Government Printing Office Washington, DC, 503 p.
- SOIL SURVEY STAFF (1975) – Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA Handb. 436, U.S. Government Printing Office Washington, DC, 754 p.
- TRICART J. (1974) – De la géomorphologie à l'étude écographique intégrée. *Agronomie Tropicale*, 29, p. 122-130.
- TURENNE J.F. (1977) – Modes d'humification et différenciation pédologique dans deux toposéquences guyanaises. Thèse Sci., Univ. Nancy I, 162 p.

Soil Genesis, Morphology and Classification

**Interpretation of Soil Features Produced by
Ancient and Modern Processes in Degraded Landscapes.
I. A New Method for Constructing Conceptual
Soil-Water-Landscape Models**

E. Fritsch^A and *R. W. Fitzpatrick*^B

^A ORSTOM, France. Visiting scientist at Division of Soils, CSIRO,
Private Bag No. 2, Glen Osmond, S.A. 5064.

^B Division of Soils, CSIRO, Private Bag No. 2, Glen Osmond, S.A. 5064.

Abstract

A pedo-hydrological method which involves interpreting features in soils that result from both ancient and modern processes along toposequences in a subcatchment of the Mt Lofty Ranges, South Australia, is used to construct conceptual soil-water-landscape models. This method links soil-landscape features to soil-water processes with strong emphasis on: (i) soil water-flow systems and (ii) soil-forming and soil-change processes. The conceptual model illustrates the interactions between soil processes acting in soil water-flow systems. This model is able to predict future modes of soil-landscape evolution under changing environmental conditions. As well, it may be used by land and water supply managers to develop more efficient management strategies under conditions of increasing land degradation (e.g. erosion and water pollution).

A typical Palixeralf-Natraqualf hydro-toposequence of soils (i.e. catena consisting of red-yellow-grey duplex soils) is used as an example to illustrate this new approach. The landscape selected is undergoing severe soil degradation (i.e. waterlogging, dryland salinity, erosion and water pollution). The constructed conceptual soil-water-landscape model is the result of detailed pedo-hydrological investigations along toposequences in a representative subcatchment in the high rainfall zone (>600 mm) of the Mount Lofty Ranges, South Australia. The model illustrates in graphic form interactions between three soil water-flow systems (freely drained red soil system, hydromorphic topsoil system, hydromorphic subsoil system) and eight soil processes (saprolytization, ferralitization, glaebulization, redoximorphism, eluviation/illuviation, salinization/solonization, sulfidization/sulfuricization and water erosion). The study demonstrates that this whole ecosystem has been placed into disequilibrium thereby developing severe land degradation problems as a result of rising saline sulfatic ground watertables and perched watertables due to land-clearing since European settlement.

The purpose of this paper is to provide a methodology framework and overall summary for other papers in a series dealing essentially with detailed field and laboratory investigations of individual soil-water processes.

Keywords: soil features, soil water-flow systems, soil processes, conceptual soil-water-landscape models, Palixeralf-Natraqualf hydro-toposequence of soils.

Introduction

This paper is the first in a series that deals with the interpretation of soil features produced by both ancient and modern processes in degraded landscapes in the Mount Lofty Ranges, South Australia. Its objectives are (i) to provide: a method for constructing a conceptual soil-water-landscape model (e.g. Seelig and Richardson 1994) for landscapes in the high rainfall zone (>600 mm) of the Mount

Lofty Ranges; and (ii) to provide an overall summary of a forthcoming series of papers which presents the details of the field and laboratory investigations of each individual soil-water process (e.g. water erosion; Fritsch *et al.* 1995).

There is growing concern by land managers in the Mount Lofty Ranges about rapid increases in waterlogging, dryland salinity, water erosion and water pollution. Areas of degraded land have expanded substantially over the past decade and, in many subcatchments, this trend is accelerating. Fitzpatrick *et al.* (1992) have shown that yellow and grey duplex soils (Natraqualfs) are currently transforming to saline sulfidic marsh soils (Sulfaquents) in some subcatchments where rising saline watertables have resulted from land-clearing.

In Australia, soil-landscape process studies have either concentrated on the detail of individual profiles (e.g. Fitzpatrick *et al.* 1992) or the broadscale regional framework. The latter is exemplified by the so-called K-cycle concept of Butler (1959) using soil stratigraphic layers and stratigraphic relationships between layers to propose a broadscale model for the entire Riverine Plain of south-eastern Australia, and by studies of hillslope layering and river terraces of adjacent uplands (Walker 1962). A similar but more detailed systematic method for studying soil features and processes at subcatchment scale has been proposed by French researchers (e.g. Boulet *et al.* 1982; Fritsch *et al.* 1992; Ruellan and Dosso 1993) and applied in West Africa, South America and Europe. This method, the so-called 'structural analysis', has not formerly been applied to ancient soil-landscapes undergoing severe modern land degradation such as the expanding waterlogging and dryland salinity problems in the Mt Lofty Ranges. Furthermore, this method has not previously been used, either to construct conceptual models which can predict soil degradation under changing hydrological conditions, or as a basis to develop more efficient management strategies (e.g. farm planning). The conceptual model developed in this paper is not a quantitative mathematical model (e.g. Abbot *et al.* 1986). It illustrates in graphic form interactions between water flow systems and soil processes using the spatial distribution of soil features in the landscape. For this reason, such a conceptual model should be used as a framework and precursor for the development of mathematical soil-water-landscape models.

Site Selection, Field and Laboratory Investigations

The Herrmanns subcatchment (130 ha), within the Tungkillo Landcare Group Area near Mt Torrens, was selected for this study (Fig. 1). The subcatchment is representative of the eastern part of the Mount Lofty Ranges (Fig. 2) where an old lateritic regolith has formed on Cambrian Kanmantoo Group metasediments during a warmer and wetter period in the Mesozoic and is now exposed to a Mediterranean climate with a mean annual rainfall of 680 mm.

In the subcatchment, five toposequences (A-E) and a 25 ha key area were investigated by augering and pits to map soil types and soil features (Fig. 1). During the soil survey, soil features were described according to the Australian Soil and Land Survey Handbook (McDonald *et al.* 1990). Soils were classified using Soil Taxonomy (Soil Survey Staff 1992) and the Factual Key (Northcote 1979). The method for mapping and interpreting soil features in small landscape units is briefly introduced below (more details are given by Fritsch *et al.* 1992).

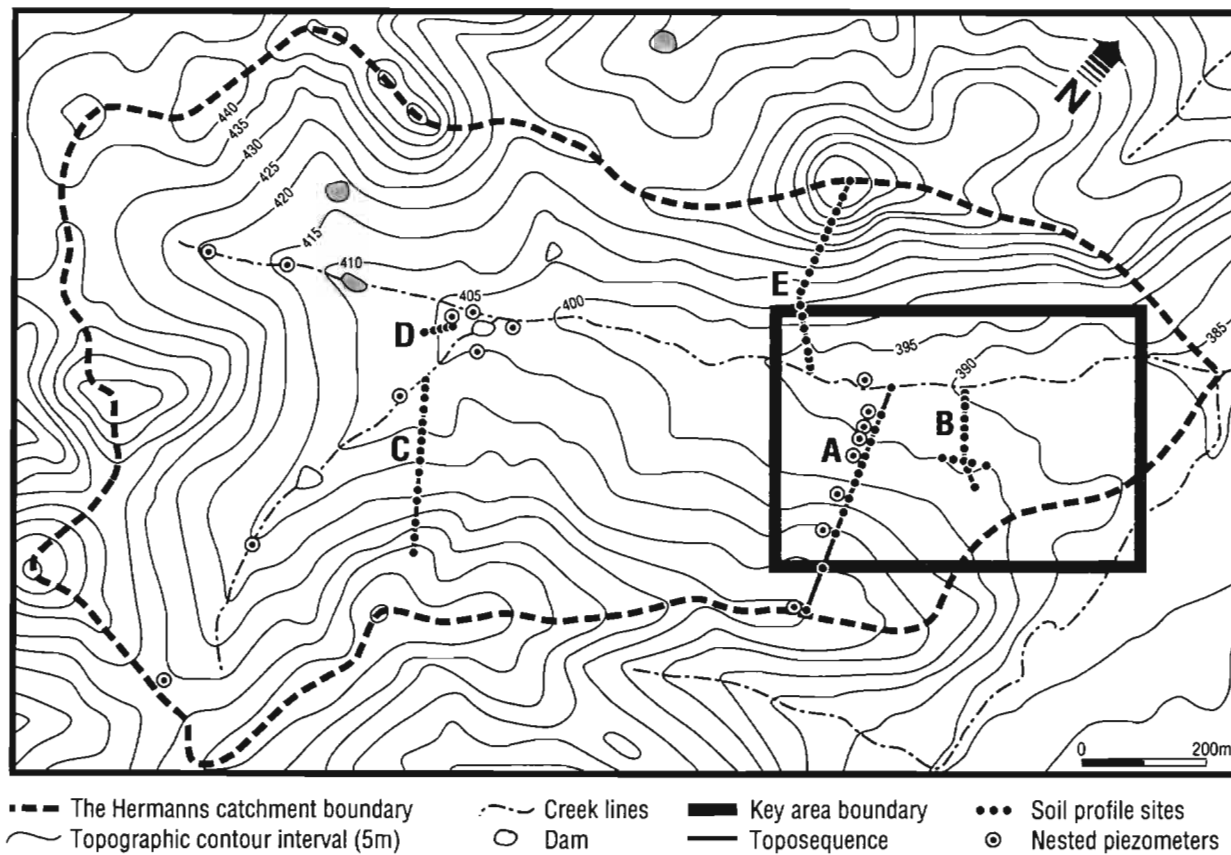


Fig. 1. Map of the Herrmanns subcatchment showing localities of five toposquences, one key area, soil profile sampling sites and piezometer installations.

A salinity survey was conducted in the key area using Geonics EM 31 and EM 38 instruments (McNeill 1980).

Toposequence (A) was selected as being representative of the subcatchment soil pattern (Fig. 1) and used for further detailed field and laboratory investigations. Soils were sampled for mineralogical (Fitzpatrick *et al.* 1992) and chemical (Rayment and Higginson 1992) investigations. Nested piezometers and platinum electrodes were installed along the toposequence (Fig. 1) and monitored weekly for 150 days to measure the piezometric levels (waterlogged reservoirs) and reducing conditions (Eh) respectively. Water was sampled in piezometers and streams and analysed (details to be published elsewhere).

A Systematic Method for Interpreting Soil Features

Structural Analysis of Soil-landscapes

The following general systematic procedures are used:

- (i) select a subcatchment that is representative of a particular region using existing broad scale soil geological and climatic maps;
- (ii) conduct reconnaissance soil survey with the aid of aerial photographs, soil augering and soil pits and establish the dominant succession of soil types along toposequences (i.e. catena; Milne 1934);
- (iii) describe soil features in soil profiles using conventional soil description handbooks (soil features comprise soil components with homogeneous colour, texture and structure, and are equivalent to matrices as defined by Brewer 1964);
- (iv) catalogue the soil features (matrices) for the subcatchment (i.e. compile an inventory);
- (v) link soil profiles by graphically drawing boundaries around similar soil features and mapping them at toposequence scale in cross sections (Boulet *et al.* 1982). Brewer and Sleeman (1988) applied the same procedure for demarcating matrix boundaries at thin-section scale;
- (vi) select a representative toposequence, in which all the soil features of the subcatchment are found, to conduct more detailed pedo-hydrological studies (e.g. mineralogy and piezometry);
- (vii) select a key area, preferably surrounding the representative toposequence, to map soil features in horizontal plane and conduct more detailed investigations (e.g. remote sensing procedures and soil salinity surveys);
- (viii) group soil features into soil systems using concordant relationships (e.g. nesting) and separate soil features into different soil systems using discordant relationships (Fritsch *et al.* 1992);
- (ix) display graphically the representative toposequence in cross sections by showing the distribution of soil features in each soil system (Rinder *et al.* 1994).

This differentiation of the soil-landscape into a limited number of compartments, soil layers (i.e. similar to Butler 1959) or soil systems (set of soil features) is the basis of a method known as the structural analysis of the soil-landscape (e.g. Boulet *et al.* 1982; Fritsch *et al.* 1992). The structures of the soil-landscape are assigned to the boundaries of the soil features (Fritsch *et al.* 1992) which demarcate volumes. The method provides a three-dimensional representation

of these volumes and groups them in order to display the soil-landscape in a more simplified form. The concept of soil horizons associated with pedons (Soil Survey Staff 1992) is not used because soil features (i.e. matrices) are automatically grouped in a rigid fashion, thus making lateral linking between profiles along toposequences more difficult. Mapping of soil features in cross sections of toposequences does not require prior grouping. The grouping of soil features into soil layers (i.e. soil systems) is done at toposequence scale using structural relationships between soil features. Furthermore, as discussed below, the method also permits soil features to be used for interpreting water flow and soil processes.

Linking Soil Systems to Water-flow Systems

Freely drained and aquic conditions in the soils are identified using soil features (e.g. red, yellow and grey colours) as outlined, for example, by Vepraskas (1992) and Soil Survey Staff (1992). Water movement is deduced from the spatial distribution of soil features and soil systems in the landscape. In each soil system, superimposed soil features or nesting of soil features is the result of a particular water flow. Superimposed soil features (i.e. layered) is mainly linked to vertical flow whereas nested soil features can also involve lateral flow. Consequently, each soil system of the soil-landscape may be linked to a specific water-flow system (Fritsch *et al.* 1990). The soil systems change in nature and extent until they are in equilibrium with the water flow. Knowledge of the spatial distribution of soil systems assists with the correct placement of instruments to be used for hydrological investigations.

Linking Soil Features to Soil Processes

Soil features are used to identify major soil processes (e.g. sulfidization) as outlined for example by Fanning and Fanning (1989) and which may also consist of a series of mechanisms such as dissolution or crystallization of specific minerals. The sequential formation of soil features in each soil system is deduced by their distribution relative to each other (Fritsch *et al.* 1992). Specific soil-forming or soil-change processes (Fanning and Fanning 1989, p. 25) are linked to the ordered sequence of soil features existing in each soil system. Soil systems associated with similar soil processes are grouped to form larger sets called domains (Fritsch *et al.* 1992).

Constructing Conceptual Soil-water-landscape Models

Soil water-flow systems and soil processes are used to construct a conceptual soil-water-landscape model. The conceptual model illustrates in graphic form the interactions between these two components (i.e. soil water-flow systems and soil processes) by displaying them in two cross sections together with a schematic flow diagram. Hence, for a given soil-landscape, the cross sections display the spatial distribution of the two components and the schematic flow diagram shows interactions between the soil processes acting within each soil water-flow system.

In cases where certain soil processes are currently active, their associated soil features and, in turn, soil systems are expanding. Therefore, these models can

predict future forms of soil-landscape transformation and provide a basis for using observed soil features to identify management options to prevent land degradation (Fitzpatrick *et al.* 1994b). However, using the model to predict soil-landscape transformation requires confirmation from hydrological field investigations.

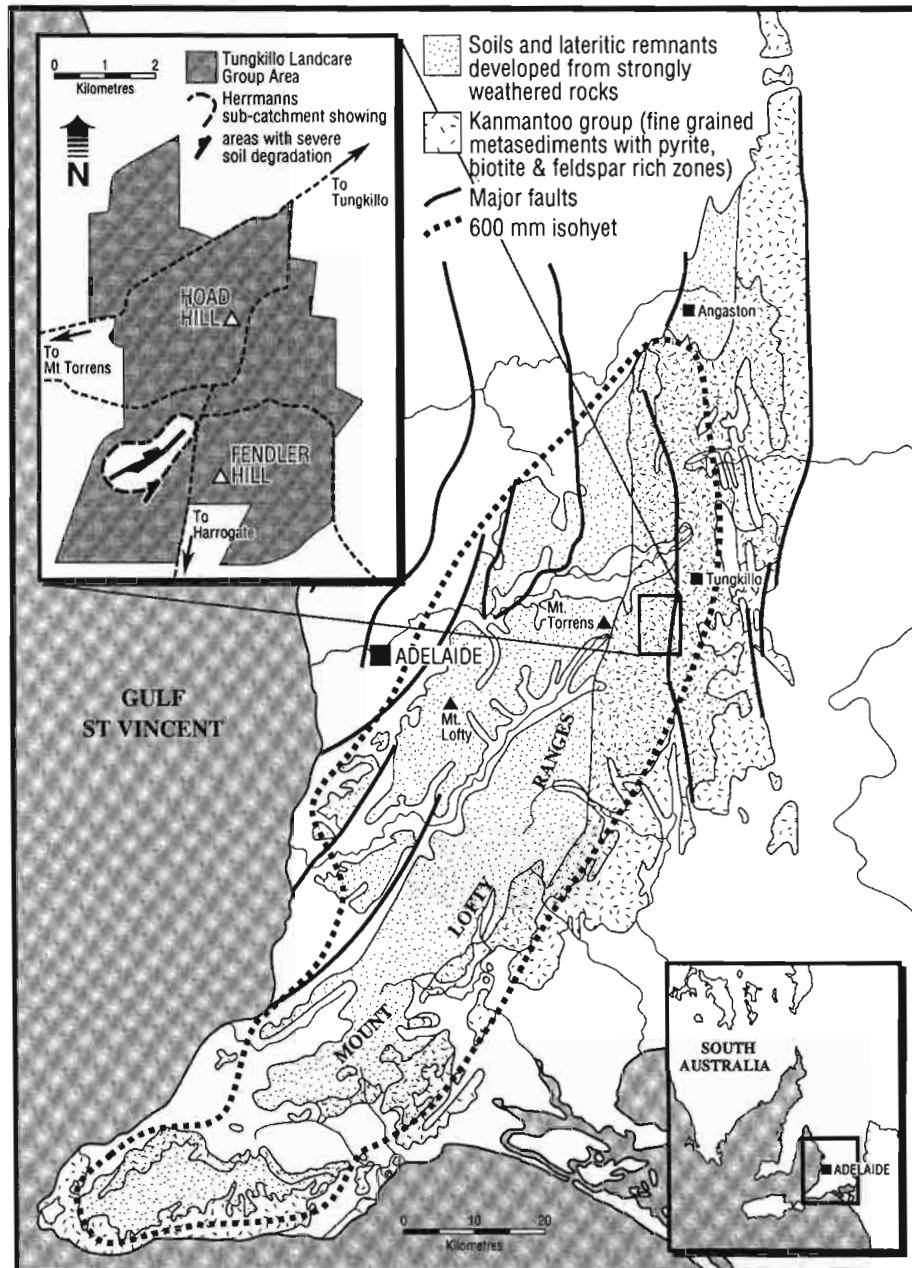


Fig. 2. Map of the Mt Lofty Ranges showing the generalized distribution of: (i) red-yellow-grey duplex soils and lateritic remnants developed from strongly weathered rocks; (ii) Kanmantoo group metasediments; (iii) major faults; (iv) 600 mm isohyet; and (v) the Herrmanns subcatchment study site in the Tungkillo Landcare group.

Establishing Soil-landscape Equilibria

Demarcation of zones influenced by specific hydrological behaviour and a comparison with those zones delineated by soil features or soil system boundaries permits one to distinguish two general cases. When the soil features ('anatomy' of the soil-landscape) are in phase with the modern hydrological regimes ('physiology' of the soil-landscape), the whole ecosystem is in equilibrium. In contrast, when the ecosystem has been placed in disequilibrium due, for example, to tectonic events, climatic change or human action, the soil features and the prevailing hydrological regimes are no longer in phase. Hence, the following two possibilities may be distinguished: (i) where the measured prevailing hydrological regime (or reservoir) is considerably smaller than that expected from the corresponding soil features (i.e. a case of paleo soil formation), and (ii) where the actual hydrological regime (or reservoir) is larger than that expected from the corresponding soil features (i.e. a case of a potential phase of soil feature expansion due, for example, to contemporary rising watertables).

A Conceptual Soil-water-landscape Model for Use in the Mt Lofty Ranges

Geology, Climate, Weathering and Land Use

The example model presented below is restricted to a specific regional soil-landscape (red-yellow-grey duplex soils with rainfall >600 mm) in the Mount Lofty Ranges, South Australia (Fig. 2). For this reason, the main conditions leading to the formation of this soil-landscape are briefly discussed.

The north-south trending upland region, directly east of Adelaide in the Mount Lofty Ranges (Fig. 2), has a complex range of ancient bedrocks, that are believed to have weathered during a somewhat warmer and wetter period of the Mesozoic, and is now exposed to a Mediterranean climate with average annual rainfall ranging from 600 to 800 mm.

The geological substratum of the Mt Lofty Ranges consists of metasedimentary rocks laid down in a subsiding basin, the Adelaide geosyncline, during the Precambrian and Cambrian (Campana 1958; Daily *et al.* 1976). These marine metasediments include, in the east, a broad band of fine-grained sandstones and siltstones containing biotite and feldspar with pyrite- and pegmatite-rich zones (Kanmantoo Group). The pyrite lenses indicate that terrestrial detritus accumulated in a sea with poor water circulation and hence stagnant bottom conditions. These metasediments were metamorphosed, structurally deformed and uplifted during the Delamerian orogeny, then eroded during a Permian glaciation to form a vast peneplain with very low relief (Twidale 1976).

An almost total lack of sedimentation during the Mesozoic has led geologists and palaeontologists to suggest that weathering and pedogenetic processes formed a deep lateritic regolith under warm and humid tropical conditions (Daily *et al.* 1974). The resulting lateritic peneplain was later faulted and uplifted during the Cainozoic (Steel 1962; Firman 1969), leading to renewed stream erosion to form the Mt Lofty Ranges we observe today. Final phases of erosion (cut and infill) are related to the Quaternary period (Twidale and Bourne 1975; Twidale 1976) as well as to pedo-hydrological processes initiated since European settlement (Fitzpatrick *et al.* 1992).

The landscape consists of valley floors surrounded by rolling hills. Hills and creeks follow two main geological structures of the region. The dominant structure is in a N.-S. direction and is related to faulting (Fig. 2) in concordance with a subvertical dip of the interbedded metasediments. The secondary structure is assigned to minor faulting oriented in a N.E. to S.W. direction. This landscape may be subdivided into three geomorphic units: hilltops, side slopes and stream terraces. The hilltops are capped by lateritic saprolite (weathered zones rich in kaolin and associated ferricrete) that have resulted from strong *in situ* weathering of very fine-grained feldspar and biotite rich metasediments. This weathering has occurred since the Mesozoic to the present. The side slopes are cut in more recent and less weathered fine-grained metasediments of interbedded siltstones and sandstones containing pyrite- and pegmatite-rich zones. In the stream terraces, the weakly weathered metasediments are overlaid by Quaternary and Modern colluvial-alluvial deposits of gravels and fine grained materials.

Most of the landscape is too steep for cropping and therefore sheep and beef grazing have long been the major land use. The majority of native tree vegetation (mainly *Eucalyptus*) has been cleared from the land, with remnants occurring only on hilltops and along creek lines. Tree clearing started approximately 100 years ago when European farmers settled and was completed 45 years ago. Subsequent to land clearing, rising watertables have been noted by land-holders. Nut grass (*Romulea rosea*), dominant on low-lying drainage depressions, has spread upslope to formerly better drained soils. Simultaneously, saline seepage areas, boggy saline sulfidic marsh soils and eroded patches have also increased in size.

In summary, the Mt Lofty Ranges represents a landscape of great antiquity with a physiography having undergone cyclic periods of weathering. Substantial landscape stability has extended over several geological periods, whereas intervening tectonic instability has given rise to erosion and the exposure of rock types that have weathered to provide soluble salts including sulfates.

Distribution of Soil Types and Soil Features

Soil classification

The soil-landscape consists of a sequence of red, yellow and grey duplex soils (Northcote 1979) subjected, in downslope positions, to waterlogging, dryland salinity and erosion. A striking feature of these soils is the abrupt textural and structural boundary between E (A2) and Bt horizons which demarcate the topsoil from the subsoil. The boundary is between 0.2 and 0.5 m deep and is generally associated with a stoneline of ferricrete gravels and pegmatitic quartz. This soil-landscape (Figs 3 and 4) is also representative of a Typic Palexeralf-Natraqualf sequence of soils (Soil Survey Staff 1992) with patches of Aquic Palexeralfs, Sulfaquents and strongly eroded soils. Figs 3, 4 and 5 are shown in colour in an 8 page colour insert nearby.

The following sequence of soils occurs down slopes: (i) hilltops; outcropping ferricrete and associated soils (Lithic Palexeralfs); (ii) upper side slopes; red duplex soils that have either uniform red (Dr 2.31) or red-yellow mottled (Dr 3.31) Bt horizons (Typic Palexeralfs); (iii) lower side slopes; weakly developed bleached E (A2) horizons and Bt horizons exhibiting redoximorphic features (Dy 3.41) and aquic conditions below 0.5 m (Aquic Palexeralfs) and well developed bleached E (A2) and Btn horizons exhibiting redoximorphic features (Dg 2.81) and aquic

conditions between the soil surface and 0.5 m (Albic Glossic Natraqualfs); (iv) footslopes and stream terraces; soils with ochric and natric Btng horizons (Dg 2.42) (Typic Natraqualfs) and soils with sulfidic materials overlying a natric Btng horizon (Alfic Sodic Sulfaquents; Fitzpatrick *et al.* 1993) and eroded soils.

Selection of representative toposequence

The succession of soil types and soil features down the slopes (e.g. toposequences) were found from mapping studies to be similar throughout the Herrmanns subcatchment. Hence, we were able to select a representative 400 m toposequence (Fig. 3) within the 25 ha key area (Fig. 4) in the subcatchment. However, the vertical and lateral extent of soil types and soil features vary widely from one toposequence to the other. The detailed map shown in Fig. 4 illustrates the lateral variation of soil types and soil features as well as their relation to topography and lithology. Topsoils exhibiting bleached matrices (redoximorphic features) occur in the stream terrace and in the elongated slope depressions of the valleys. In the subcatchment, slope depressions as well as major faulting and schistosity are aligned in a N.-S. direction. The stream follows secondary faulting in a N.E. to S.W. direction. Therefore, the distribution of soils in the Mt Lofty Ranges is strongly controlled by geology.

Soil features

A set of 24 main soil features (matrices) are identified within toposequences (Fig. 3[F]). By using structural relationships, these soil features are grouped into three soil systems (red soil system, hydromorphic topsoil system and hydromorphic subsoil system) that, in turn, are grouped into two domains (lateritic and hydromorphic) (Fig. 3[S]).

The lateritic domain was primarily subjected to ancient soil formation that involved iron-clay accumulation under aerobic and strong weathering conditions (i.e. lateritic conditions of soil formation). This domain consists of one soil system, namely the red soil system, where red clay soil matrices overlie dark red and purple saprolite (Fig. 3[FS]B).

The hydromorphic domain was subjected to soil formation that has involved iron-clay removal and salt redistribution under anaerobic and weakly weathering conditions. Therefore, any expansion of the hydromorphic domain will be counterbalanced by contraction of the lateritic domain and will be associated with increasing aquic conditions. This hydromorphic domain includes two soil systems: a topsoil and a subsoil system.

The hydromorphic topsoil system (Fig. 3[FS]A) displays an abrupt textural and structural boundary with the underlying soil systems (i.e. red soil system in upslope positions and hydromorphic subsoil system in downslope positions). This hydromorphic topsoil system consists of light textured (sandy, loamy) and apedal A-E matrices which have pale red colours in upslope positions of the toposequence and white (or pale grey) colours in downslope positions. Such colours cap the tops of the underlying Bt clay matrices that exhibit columnar structure and extend down vertical cracks between the columns. In downslope positions, the appearance of white or bleached capping is closely followed by the increasing size of the columns (solonetz-like patterns).

The hydromorphic subsoil system (Fig. 3[FS]C) consists of yellow and white matrices. Yellow matrices appear initially as mottles in the red soil system. Yellow matrices progressively become more common with increasing depth in profiles and in downslope positions. White matrices are further nested as mottles in yellow matrices which in turn become progressively more common with increasing depth. White matrices dominate in most of the saprolite with only small portions occurring in the overlying Bt soil matrices. Within the saprolite, white matrices occur as two sets of facies: bright white deeply weathered facies and partly weathered grey facies. The latter only occurs, alone or in interlayered bands with the former, in downslope positions of the landscape.

Soil Water-flow Systems

The three soil systems (Fig. 3[FS]) comprising the soil-landscape are linked to three water flow systems (Fig. 5[W]). The red soil system or lateritic domain demarcates the unsaturated layer. Vertical flow keeps this layer freely drained. The hydromorphic topsoil and subsoil systems are grouped to form the hydromorphic domain which is associated with either seasonal or permanent water saturation. Reduction of permeability at the top of the Bt clay layer and at the rock-saprolite transition results in seasonal saturation in the respective overlying layers, in both the topsoil and subsoil systems. The result is lateral throughflow towards downslope positions with more permanent saturation in lower lying positions. In the hydromorphic domain, soil colours (redoximorphic features) and salinity are used to interpret persistence of watertables (past and present). Pale red colours in the topsoil system and yellow colours in the subsoil system are related to the onset of aquic conditions (episodic saturation after rainfall events), whereas bleached colours in both soil systems are the result of aquic conditions with more permanent saturation. Saline matrices demarcate the permanently waterlogged reservoir of the subsoil system. Therefore, two watertables are distinguished in the hydromorphic domain: (i) a seasonal perched fresh watertable fluctuating in the bleached sandy matrices of the topsoil system and (ii) a saline sulfatic ground watertable associated with the bleached saprolitic matrices within the subsoil system and which is leaching the weakly weathered grey saprolite. In footslope positions, the junction of the two watertables is related to the appearance of seepage areas showing saline sulfidic soils and bearing stunted halophytic vegetation. Permanent waterlogged conditions of these areas result from the seeping of saline sulfatic water at the surface from semi-confined aquifers (ground watertable under pressure).

Soil Processes

Eight generalized soil processes were identified in the subcatchment (Fig. 5P). Three pre-existing soil processes were associated with the formation of the ancient lateritic domain. An initial strong weathering process leads to the formation of the purple and dark red saprolite (saprolitization). Such a weathering process maintains the geological structure and volume of the underlying bedrock and develops a coarse kaolin crystal texture and mesoporosity. Saprolitization is modified upwards by a ferralitization process (Pedro 1987) which transforms saprolite into homogeneous red clay soil matrices, and locally by a glæbulization process involving iron oxide hardening of saprolite remnants.

The successive development of the following five soil change processes (most of which are defined and discussed by Fanning and Fanning 1989) are associated with the formation of the hydromorphic domain: 1. redoximorphism (associated with depletion of iron oxides); 2. eluviation and illuviation (depletion and accumulation of clay); 3. salinization and solonization (accumulation and depletion of salt); 4. sulfidization and sulfurization (accumulation and depletion of sulfide); 5. water erosion (cut and infill). Because the net result of these five soil processes leads to severe land degradation, each process was studied in detail.

Redoximorphism (aquic conditions)

Redoximorphism (Vepraskas 1992) (Fig. 5[P]) is associated with depletion of hematite and goethite (e.g. Karim and Adams 1984). Under aquic conditions (Soil Survey Staff 1992), iron oxide depletion occurs giving rise to soil structure decline and a reduction in soil permeability (Fritsch *et al.* 1989). Iron oxide depletion is related to three distinct colour changes: fading, yellowing and bleaching of previous purple, red and yellow matrices (Fritsch *et al.* 1995a). In iron-rich matrices, purple to red pigments are due to the presence of hematite and brown to yellow pigments to the presence of goethite (e.g. Schwertmann 1993). Progressive colour change, as those noted in the Herrmanns subcatchment, may be related to the variation of: (i) total iron oxide concentration; (ii) hematite:goethite ratio; (iii) aluminium substitution in the iron oxide structures; and (iv) iron oxide crystal size (Schwertmann and Taylor 1977; Torrent *et al.* 1983; Barron and Torrent 1986).

In this subcatchment, redoximorphism develops at the transition between the lateritic and hydromorphic domains (Fig. 3[S]). Fading or yellowing of purple-red matrices is associated with partial depletion of iron oxides when aquic conditions are sporadic through the year. Bleaching results from the complete depletion of iron oxides leading to the formation of white or grey matrices when aquic conditions are more permanent.

Fading and yellowing occur in three distinct geochemical environments (Fritsch *et al.* 1995a). At the bottom of the hydromorphic topsoil system (Fig. 3[FS]A), fading of red soil matrices is related to dissolution of both fine-grained hematite and goethite because their ratio remains approximately constant. In the upper part of the hydromorphic subsoil system (Fig. 3[FS]C), yellowing of red soil matrices is related to selective dissolution of fine-grained iron oxides which begins with hematite and followed by goethite. In the lower part of the hydromorphic subsoil system, yellowing of purple-red saprolite remnants is related to dissolution of coarse rosettes of hematite and recrystallization as fine needle-like goethite.

Eluviation and illuviation (clay movement)

In the hydromorphic topsoil system (Fig. 3[FS]A) redoximorphism is closely followed by a clay eluviation process (Fritsch *et al.* 1994b) (Fig. 5[P]). Depletion of iron oxides occurs only in the top 0.1 m of the Bt clay layer and is associated with depletion of clay and acidification in the overlying topsoil A and E loamy-sandy layer to form duplex soils. Therefore, removal of iron oxides from clay particles promotes transfer of clay by percolating solutions (Chauvel 1977). Depletion of iron oxides at the top of the Bt clay layer induces soil structure breakdown

and a large decrease in soil macroporosity. Weakly developed columns appear during dry periods. In the overlying topsoil E layer, depletion of clay hastens soil structure and soil cohesion breakdown and promotes inter-quartz macroporosity. Therefore, where a permeable layer overlies a less permeable layer, a perched watertable occurs after rain events.

Under microscopic examination, sandy A and E matrices have thick eluviated (sand and voids) and thin illuviated (coatings) micro-layers. Towards the soil surface, coatings have elongated subhorizontal shape and are composed of fine quartz and pale coloured clay particles ('striae' and 'lamellae' according to Bocquie 1971). These coatings are often found just above or below planar macro-voids that favour interflow (i.e. throughflow in the topsoil). In the proximity of the E-Bt transition, coatings are composed of oriented clay particles lining or even filling macro-voids ('cutans' according to Brewer 1964). Thus, eluviation and illuviation are occurring concurrently on a micro-scale. However, relative accumulation of gravels and sand indicates eluviation is the dominant process which leads to the formation of duplex soils in this landscape.

Salinization and solonization (dryland salinity and sodicity)

In downslope positions within the hydromorphic subsoil system (Fig. 3[FS]C), redoximorphism is associated with a weathering-salinization process (Fitzpatrick *et al.* 1994a) (Fig. 5[P]). Partly weathered grey sapsolite located mainly in downslope positions (Fig. 3[FS]C) releases salt into the hydromorphic subsoil system. Salt release occurs in winter when ground water in upslope positions is recharged by fresh rainwater (Fig. 5[W]). This fresh water dilutes the salty water in downslope positions thereby activating the weathering-salinization process. Following preferential flow paths (old root channels, vertical cracks), saline groundwater seeps to the surface from semi-confined aquifers to form saline seepages in footslope positions. By capillary rise and evaporation, salts concentrate in the ground water during summer and crystallize mainly as halite and gypsum at the soil surface of saline seepages and eroded patches.

Solonization (Fig. 5[P]) generates sodicity problems (e.g. clay dispersion) in the subcatchment. It results from leaching of soluble salts by fresh water leaving the clay exchange complex partly saturated with sodium (exchangeable Na percentage of >15). Salt-depleted areas occur in two places in the landscape: in the subsoil system just above the saline seepages and in the topsoil system of these saline seepages (Fig. 5[P]). In both cases, depletion of salt is related to hydrological changes.

In the subsoil system, depletion of salt is the result of the ancient orogenic uplift of the region and climatic changes during the Cainozoic that lowered the ground water from the hills and permitted relict saline layers to be leached by fresh water. Consequently, saline matrices are surrounded by sodic matrices. Saline matrices demarcate the actual reservoir of the ground water in dry periods. Just above saline seepage areas, development of sodicity leads to soil structure breakdown and swelling problems. In winter, swelling generates impermeable layers that increase interflow in the hydromorphic topsoil system and confine aquifers in the hydromorphic subsoil system. In summer, vertical polygonal cracks develop downwards (i.e. prismatic and columnar structure) from the transition between both soil systems due to soil shrinkage.

In the topsoil system, depletion of salt is the result of seasonal discharge of fresh water into the saline seepages. Salt depletion is very ephemeral and disappears quickly after rain events because of rising saline groundwater. However, deep erosion incisions into the saline seepage areas induce localized salt and water discharge leading to renewed sodicity in butte-shape remnants. Hence, eroded soils undergo successive transformations between saline and sodic conditions.

Sulfidization and sulfuricization (sulfidic conditions)

When saline groundwaters dissolve naturally occurring pyritic lenses in the fractured bedrock of the catchment and transport high concentrations of ferrous ions and sulfate to the surface, sulfidization and sulfuricization processes produce saline sulfidic features in organic matter bearing matrices (Fitzpatrick *et al.* 1992, 1993; 1995c). These processes transform saline seepage areas (Natraqualfs) into boggy saline sulfidic black soils (Sulfaquents) similar to those found in mangrove swamps.

Sulfidization (Fig. 5[P]) results from the concentration of sulfate and ferrous ions near the surface inducing crystallization of secondary fine-grained framboidal pyrite in organic-rich material (food for sulfur-reducing bacteria) under strongly reducing conditions to form black sulfidic material. This black sulfidic material appears just below the soil surface as mottles or thin layers and may expand downwards into the brown organic-rich A layer. Sulfidization is associated with complete soil structure breakdown and a high proportion of flocculated clay-forming matrices of low bearing capacity (i.e. n values >1 ; Soil Survey Staff 1992) and high water content. It also gives rise to soil mixing due to upward mass flow and water erosion.

Sulfuricization results from the dissolution under the soil surface of the secondary fine-grained framboidal pyrite and crystallization at the surface of ferrihydrite under oxyaquic conditions to form red-brown iron-rich gelatinous precipitates. Development of the red-brown gelatinous precipitates at the surface is closely linked to the vertical expansion of the underlying black sulfidic material. Natural drainage of these boggy soils by erosion or periods of drought stops the sulfidization process and initiates sulfuricization. During the drying of the red-brown gelatinous precipitates, salt efflorescences (gypsum, barite and halite) and iron crusts (goethite and schwertmannite) are produced at the surface.

Erosion

Erosion (Fig. 5[P]) is associated with successive incision-deposition phases due to orogenic uplift and climatic changes during the Cainozoic and Modern European settlement (Fritsch *et al.* 1995c). Ancient erosion has formed stream terraces consisting of gravels and fine-grained deposits. Deposition in low-lying positions of the catchment has resulted from different stripping phases of the topsoil summit surfaces formed during Mesozoic and Cainozoic periods.

Modern erosion was initiated by recent land clearing following European settlement. Modern erosion has led to both the weak and more severe types of water erosion that occur in two distinct soil-landscape areas: (i) sheet and rill erosion in saline sulfidic seepage areas and (ii) gully and tunnel erosion from stream channels.

In seepage areas, complete soil structure and soil cohesion breakdown, stunted halophytic vegetation and overland flow favours sheet and rill incision, transport of particles and sheet deposition downslopes to form buried soils. Near the stream network, rills turn into shallow (less than 1 m) then deep gullies (up to depths of 3 m) and form stream channels. Lateral discharge of the perched water into stream channels initiates: (i) tunnelling in the bleached sandy E layer of the topsoil system; (ii) collapse of the overlying hardsetting brown A layer; and (iii) deposition of sand and gravel on eroded banks and in stream channels. In some places, gully and tunnel erosion reaches seepage areas. Consequently, patches of truncated soils are then formed and local saline water discharge is increased.

Conceptual Soil-water-landscape Model

The interactions between water flow and soil processes operating in all three soil systems can be described in the form of a conceptual model as shown in Fig. 5. The conceptual soil-water-landscape model consists of two cross sections showing the spatial distribution of its components [Fig. 5[W] (water-flow systems) and Fig. 5[P] (soil processes)] and a schematic flow diagram (Fig. 5[I]) illustrating the interactions between these components.

The constructed model of the catchment is associated with the seasonal recharge and discharge of water in the three soil systems (Figs 5[W] and 5[I]). The pathways of water flow in these soil systems are illustrated by the arrows in the upper cross section of the model (Fig. 5[W]). In the red soil system of the lateritic domain, freely drained conditions occur. Water flow in this system is vertical. Above and below the freely drained red soil system are perched and ground water-flow systems that are linked to topsoil and subsoil systems within the hydromorphic domain. In both systems of the hydromorphic domain, aquic conditions and lateral throughflow towards downslope positions are common. Perched water fluctuates rapidly in the highly permeable topsoil system. In this strongly leached and eluviated topsoil system, water is relatively free of salt because of rainfed water. In contrast, ground water recharge and discharge is slow in the less permeable subsoil system. Recharge of fresh water in the ground-water occurs mainly in upslope and midslope positions. Downslope, dilution of the saline sulfatic groundwater by addition of fresh water causes secondary weathering of rock minerals that releases salt and sulfate into the subsoil system. Downslope in the upper part of the subsoil system, the impermeable sodic layer increases the interflow (perched water) and confines groundwater. Very slow and continuous discharge of the saline sulfatic groundwater occurs locally through specific flow paths (vertical cracks and old root channels) to form seepage areas with highly degraded soils (because of salinization, sulfidization and sheet erosion). Seasonal discharge of fresh water (via the perched water-flow system) into these saline-sulfidic seepage areas results in cyclic and drastic soil changes.

In the model, soil processes are used to explain the formation and predict the future mode of evolution of the soil-landscape. As shown in the lower cross section of the model (Fig 5[P]), eight main soil processes are mapped. Coloured stripes are used when soil processes act concurrently. Three ancient soil-forming processes (saproilitization, ferralitization and glaebulization) have led to the formation of the lateritic domain. Five-soil change processes (redoximorphism,

eluviation–illuviation, salinization–solonization, sulfidization–sulfuricization and water erosion) have led to the formation of the hydromorphic domain. These five soil processes are more recent. They give rise to land degradation, particularly when they act together in downslope positions of the landscape.

The interactions between soil processes are indicated by arrows in the flow diagram (Fig. 5[I]). This diagram shows that soil processes are opposing between domains. Indeed, soil processes of the lateritic domain lead to relative accumulation of iron and clay, whereas soil processes of the hydromorphic domain, remove iron and clay. In each domain, soil processes are supportive. For example, in the hydromorphic domain, the effects of soil processes are cumulative downslope and complex seasonal variations occur in seepage and eroded areas where the saline sulfatic groundwater mixes with the fresh perched water (Figs 5[W] and 5[I]).

The detailed interactions can be described as follows (Fig. 5[I]). Above seepage areas, redoximorphism (waterlogging) induces clay eluviation near the surface and salinization at depth. In seepage areas, waterlogging and salinization near the surface induces sulfidization which in turn induces sheet erosion. In winter, following rainfall events, the perched watertable rises to the surface. Seepage areas are flushed by fresh water. Solonization, sulfuricization and gully erosion are activated. Incision of seepage areas by deep gullies will lower the ground watertable level and (i) restrict the development of redoximorphism, salinization and sulfidization, and (ii) favour the development of eluviation, solonization and sulfuricization. Incision of seepage areas will also lead to deposition of sediments in downstream areas. These deposits will tend to raise the ground watertable locally and reinitiate the processes of salinization and sulfidization.

Consequently, the conceptual model relates land degradation to the development of the five soil processes of the hydromorphic domain. These soil processes are supportive, particularly in seepage areas, but the final soil process, namely erosion, controls the development of the others. Effectively, waterlogging and dryland salinity will continually increase until deep erosion incisions occur in the landscape.

Soil-landscape Equilibria

Watertable levels were monitored using nested piezometers installed along the toposequence (Fritsch *et al.* 1995a). Comparison of the measured waterlogged areas with those delineated using observed soil features indicative of aquic and saline conditions (both past and present) permits the topsoil system to be distinguished from the subsoil system within the hydromorphic domain. In the hydromorphic subsoil system, the permanently waterlogged area is smaller than indicated by the bleached matrices (redoximorphic features) in upslope and midslope positions but is equivalent to that demarcated by saline matrices in downslope positions. The groundwater has been lowered in the subsoil to form bleached paleoformations in hilltops. In the hydromorphic topsoil system, the severely waterlogged area is larger than expected from the bleached matrices in midslope positions. The perched water has risen in the landscape and there is a lag between the occurrence of waterlogging and the development of bleached matrices. In the same hydromorphic topsoil system, severely waterlogged footslope areas predicted by bleached matrices do not form when the seepage areas are truncated by erosion. Hence, modern bleached paleofeatures are formed due to the discharge of the perched water by incision.

This comparison demonstrates that the whole ecosystem has been placed into disequilibrium. This disequilibrium must be linked to the following two major events which have strongly altered the landscape:

- (a) orogenic uplift and climatic changes in the early and late Cainozoic periods which rejuvenated streams by lowering the ground watertable in the landscape allowing a secondary weathering process, including reactivation of salinization, to develop in down slope positions, and
- (b) land-clearing following recent European settlement in the region that has raised watertables in the landscape with a consequent increase in aquic soil conditions, salinization, sulfidization and erosion.

Conclusions

We have developed a new pedo-hydrological method based on the structural analysis of soil features in toposequences at subcatchment scale to construct a conceptual soil-water-landscape model. The method links soil features to both water-flow systems and soil processes; the model illustrates interactions.

In a representative subcatchment of the eastern part of the Mt Lofty Ranges, this method has enabled us to differentiate (i) two domains: lateritic and hydromorphic; (ii) three overlying soil water-flow systems: a freely drained red soil system (lateritic domain), a hydromorphic topsoil system and a hydromorphic subsoil system (hydromorphic domain); and (iii) eight main soil processes including: three ancient soil-forming processes (saprolitization, ferralitization and glaebulization) associated with the lateritic domain and five modern soil change processes (redoximorphism due to waterlogging, eluviation/illuviation, salinization/solonization, sulfidization/sulfurization and water erosion) associated with the hydromorphic domain.

The constructed conceptual soil-water-landscape model, which should be applicable to most soil landscapes in the Mt Lofty Ranges, illustrates the interactions between the three soil water-flow systems and the eight soil processes. The model consists of two cross sections showing the spatial distribution of its two main components (i.e. soil water-flow systems and soil processes) and a flow diagram establishing the interactions between these components. In this conceptual model, the seasonal recharge and discharge of the three soil water-flow systems is emphasized. The first is a well drained red soil system with vertical flow. Above it is a perched water flow system, and below it a ground water flow system, but waterlogging and lateral through flow towards downslope positions are common to both. Perched water fluctuates rapidly and water is fresh in the highly permeable hydromorphic topsoil system. In contrast, groundwater recharge and discharge is slow in the less permeable hydromorphic subsoil system where secondary weathering of rock minerals yields salts (including sulfates) to the groundwater. Because the groundwater is under pressure in valleys, saline sulfatic water oozes to the surface via vertical cracks and old root channels to form seepage areas with highly degraded and non-productive saline sulfidic soils. Discharge of fresh water (via the perched water) into these seepage areas induces drastic seasonal changes to the soils.

According to this conceptual model, the topsoil and subsoil systems comprising the hydromorphic domain are in a phase of potential expansion while the red soil

system or lateritic domain is in a phase of potential contraction. Accordingly, the ancient lateritic remnant is being subjected to transformation from above and below by the spreading of aquic conditions (waterlogging). The expansion of waterlogged areas is associated with rising perched and ground watertable levels and is largely due to deforestation following European settlement. Because the five degradational soil processes in the hydromorphic domain are supportive, rising watertables have also increased the rate of development of each of them. Accordingly, the size of the seepage areas (salt and sulfur accumulation) has also increased and led to deeply eroded patches (salt and sulfur removal). The final phase of soil degradation is due to erosion. Erosion allows the whole ecosystem to reach a new equilibrium. Therefore management options (Fitzpatrick *et al.* 1994b) for restricting land degradation can be targeted towards (i) lowering perched and ground watertables (e.g. tree planting, perennial pastures and drainage); (ii) protecting seepage areas from grazing (e.g. fencing); (iii) stabilizing eroded areas; and (iv) treating stream water at specific sites where weathering releases high amounts of salts and sulfates, causing water pollution.

Acknowledgments

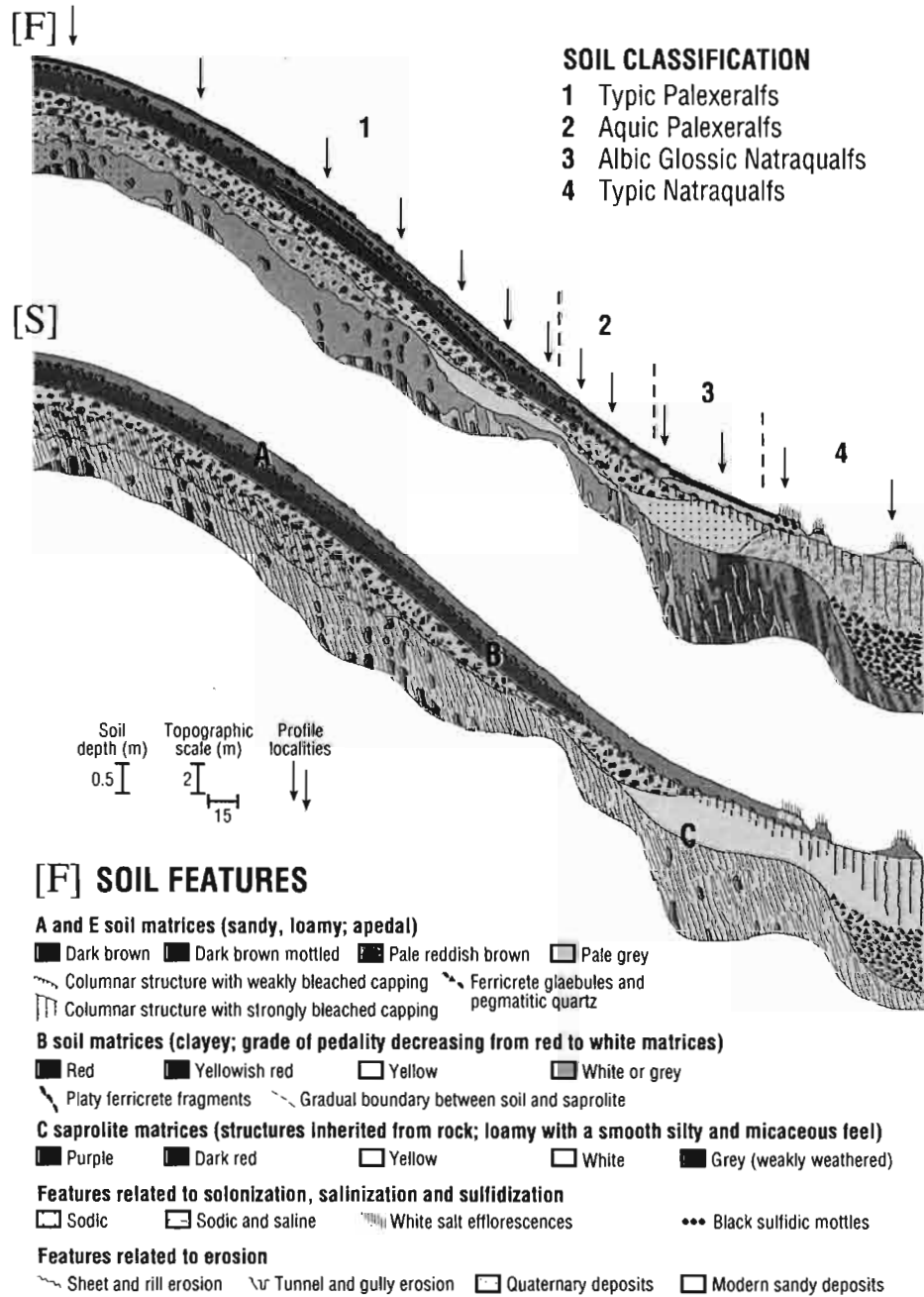
The original research was funded in part by the Land and Water Resources and Development Corporation and National Landcare Program. We are grateful to members of the Tungkillo Landcare Group for their encouragement and assistance. The CSIRO staff who contributed substantially to the study include Dr Jim Cox (hydrology), Peter Self (TEM), Stuart McClure (SEM), Adrian Beech (chemical analyses), Jim Thompson (field monitoring), Philipa Butterworth (mineralogy), Phil Davies (field monitoring and computing), Greg Rinder (computer drafting) and Damian Mowat (field monitoring/soil chemistry). Malcolm Wright from CSIRO, Division of soils in Adelaide (Australia), made useful corrections and suggestions to improve an early draft of this paper.

References

- Abbot, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E., and Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrological System—Système hydrologique Européen, 'SHE', 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, 61–77.
- Barron, V., and Torrent, J. (1986). Use of the Kubelka–Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *Journal of Soil Science*, **37**, 499–510.
- Bocquier, G. (1971). Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sciences Strasbourg et Mémoires. ORSTOM, **62**, 1973.
- Boulet, R., Humbel, F. X., and Lucas, Y. (1982). Analyse structural et cartographie en pédologie: II. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie* **19**, 323–39.
- Brewer, R. (1964). 'Fabric and Mineral Analysis of Soils.' (J. Wiley: New York.)
- Brewer, R., and Sleeman, J. R. (1988). 'Soil Structure and Fabric.' (CSIRO Aust.: Melbourne.)
- Butler, B. E. (1959). Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. CSIRO Aust. Soil Publ. No. 14.
- Campana, B. (1958). The Mt Lofty–Olary region and Kangaroo Island. (Eds M. F. Glaessner and L. W. Parkin.) In 'The Geology of South Australia'. Ch. 1. (Melbourne University Press: Melbourne.)
- Chauvel, A. (1977). Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Travaux et Documents ORSTOM* **62**.

- Daily, B., Firman, J. B., Forbes, B. G., and Lindsay, J. M. (1976). 'Geology.' (Eds C. R. Twidale, M. J. Tyler and B. P. Webb.) In 'Natural History of the Adelaide Region.' Ch. 1. (Royal Society of South Australia Inc., National Library of Australia.)
- Daily, B., Twidale, C. R., and Milnes, A. R. (1974). The age of the lateritised summit surface on Kangaroo Island and adjacent areas of South Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, **21**, 387-92.
- Fanning, D. S., and Fanning, M. C. (1989). Soil, morphology, genesis and classification. (John Wiley: New York.)
- Firman, J. B. (1969). Quaternary Period. In 'Handbook of South Australian Geology.' (Ed. L. W. Parkin.) Ch. 6. (Geological Survey of South Australia: Adelaide.)
- Fitzpatrick, R. W., Boucher, S. C., Naidu R., and Fritsch, E. (1994a). Environmental consequences of soil sodicity. *Australian Journal of Soil Research* **32**, 1069-93.
- Fitzpatrick, R. W., Cox, J. W., Fritsch, E., and Hollingsworth, I. D. (1994b). A soil-diagnostic key to manage saline and waterlogged catchments in the Mt. Lofty Ranges, South Australia. *Soil Use and Management* (in press).
- Fitzpatrick, R. W., Fritsch, E., and Self, P. G. (1994c). Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: V. Development of saline sulfidic features in non tidal seepage areas. *Geoderma*. (in press).
- Fitzpatrick, R. W., Hudnall, W. H., Self, P. G., and Naidu, R. (1993). Origin and properties of inland and tidal saline acid sulfate soils in South Australia. Selected papers of the Ho Chi Minh City Symposium on Acid Sulfate Soils. (Eds D. L. Dent and M. E. F. van Mensvoort.) International Institute for Land Reclamation and Development Publication 53, 71-80.
- Fitzpatrick, R. W., Naidu, R., and Self, P. G. (1992). Iron deposits and microorganisms occurring in saline sulfidic soils with altered soil water regime in the Mt. Lofty Ranges, South Australia. In 'Biomineralization Processes of Iron and Manganese—Modern and Ancient Environments'. (Eds H. C. W. Skinner and R. W. Fitzpatrick.) *Catena Supplement* No. 21, 263-86.
- Fritsch, E., Chevallier, P., and Janeau, J. L. (1990). Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In 'Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide'. Etudes et thèses, ORSTOM Paris, 185-206.
- Fritsch, E., Fitzpatrick, R. W., and Self, P. G. (1995a). Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: II. Redoximorphic features associated with epi- and endo-saturation. *Geoderma* (in press).
- Fritsch, E., Fitzpatrick, R. W., and Wright, M. J. (1995b). Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: III. Clay movement and episaturation in duplex soil formation. *European Journal of Soil Science* (in press).
- Fritsch, E., Fitzpatrick, R. W., and Cox, J. W. (1995c). Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: VI. Erosion. *Catena* (in press).
- Fritsch, E., Herbillon, A. J., Jeanroy, E., Pillon, P., and Barres, O. (1989). Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage 'sols rouges-sols jaunes' dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). *Sciences Géologiques* **42**, (2) 65-89.
- Fritsch, E., Peterschmitt, E., and Herbillon, A. J. (1992). A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. *Sciences Géologiques* **45**, 77-97.
- Karim, M. I., and Adams, W. A. (1984). Relationships between sesquioxides, kaolinite, and phosphate sorption in a catena of Oxisols in Malawi. *Soil Science Society of America Journal*. **48**, 406-9.
- McDonald, R. C., Isbell, R. F., Speight, J. G., Walker, J., and Hopkins, M. S. (1990). 'Australian Soil and Land Survey Field Handbook.' 2nd Edn. (Inkata Press: Melbourne.)
- McNeill, J. D. (1980). Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers. Technical Note TN-6, Geonics Ltd.
- Milne, G. (1934). Some suggested units of classification and mapping particularly for east African soils. *Soil Research* **4**, 183-98.
- Northcote, K. H. (1979). 'A Factual Key for the Recognition of Australian Soils.' 4th Edn. (Rellim: Adelaide.)

- Pedro, G. (1987). Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pedogénétiques. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie XXIII*, **3**, 169–86.
- Rayment, G. E., and Higginson, F. R. (1992). 'Australian Laboratory Handbook of Soil and Water Chemical Methods.' (Inkata Press: Sydney.)
- Rinder, G. E., Fritsch, E., and Fitzpatrick, R. W. (1994). Computing procedures for mapping soil features at sub-catchment scale. *Australian Journal of Soil Research* **32**, 909–13.
- Ruellan, A., and Dosso, M. (1993). 'Regard sur Le Sol.' (Aupelf-Foucher: Paris.)
- Schwertmann, U. (1993). Relation between iron oxides, soil color, and soil formation. *Soil Science Society of America Journal*. **31**, 51–69.
- Schwertmann, U., and Taylor, R. M. (1977). Iron oxides. In 'Minerals in Soil Environments'. (Eds J. B. Dixon and S. B. Weed.) (Soil Science Society of America: Madison, Wisconsin.)
- Seelig, B. D., and Richardson, J. L. (1994). Sodic soil toposequence related to focused water flow. *Soil Science Society of America Journal* **58**, 156–63.
- Soil Survey Staff, (1992). 'Keys to Soil Taxonomy.' 5th Edn. SMSS Technical Monograph No. 19. (Pocahontas Press: Blacksburg, Virginia.)
- Steel, T. M. (1962). Subsurface stratigraphy in the western suburbs of Adelaide. *Quart. Geol. Notes Geological Survey of South Australia*.
- Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter, H., and Alferez, F. (1983). Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Science* **136**, 354–8.
- Twidale, C. R. (1976). Geomorphological evolution. In 'Natural History of the Adelaide Region.' Ch. 2. (Eds C. R. Twidale, M. J. Tyler and B. P. Webb.) (Royal Society of South Australia Inc., National Library of Australia.)
- Twidale, C. R., and Bourne, J. A. (1975). Geomorphological evolution of part of the eastern Mount Lofty Ranges, South Australia. *Transactions of the Royal Society of South Australia* **99**, 197–210.
- Vepraskas, M. J. (1992). Redoximorphic features for identifying aquic conditions. North Carolina State University Technical Bulletin 301. (NCSU, Raleigh, North Carolina, U.S.A.)
- Walker, P. H. (1962). Terrace chronology and soil formation on the south coast N.S.W. *Journal of Soil Science* **13**, 178–86.



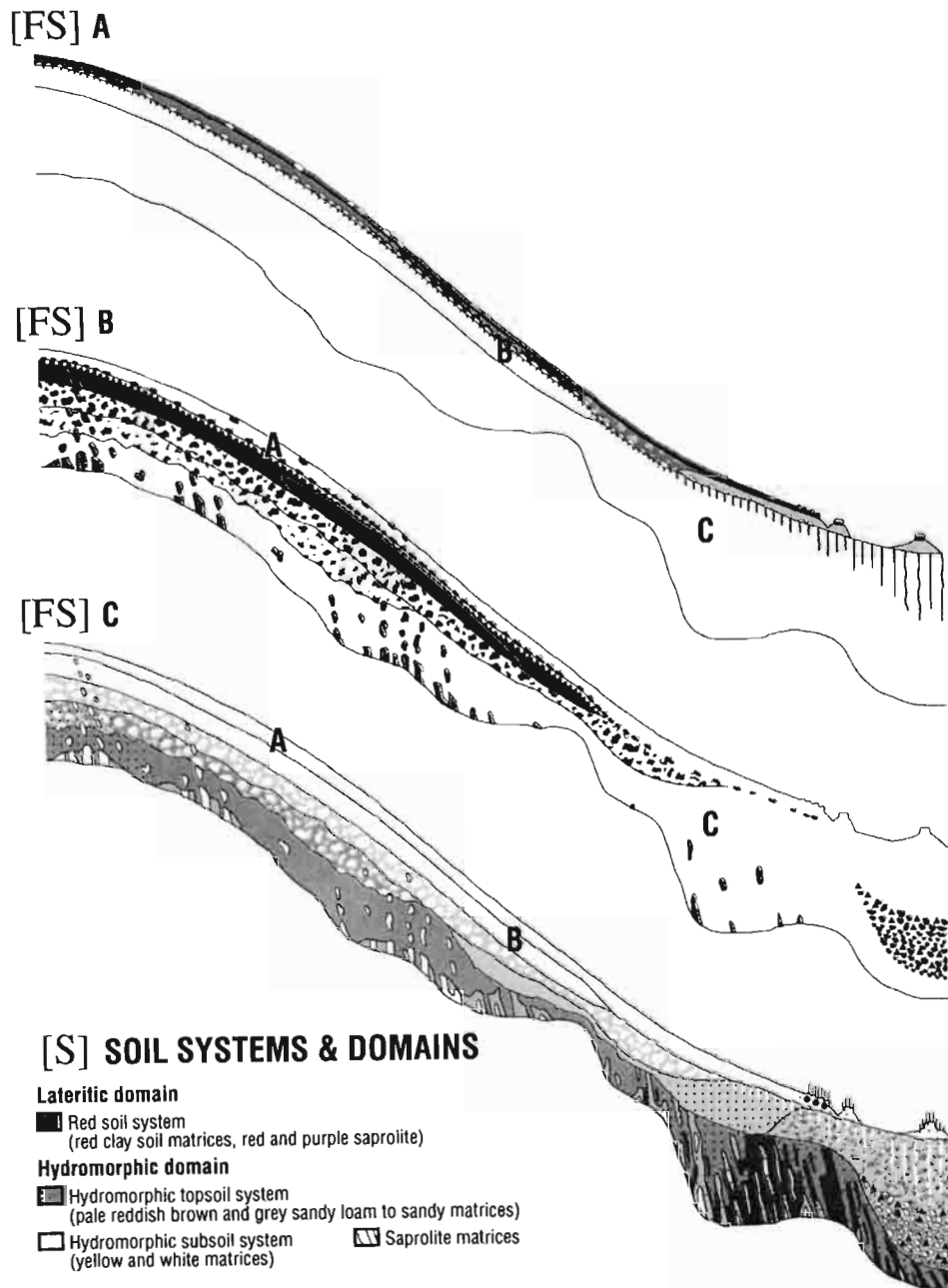
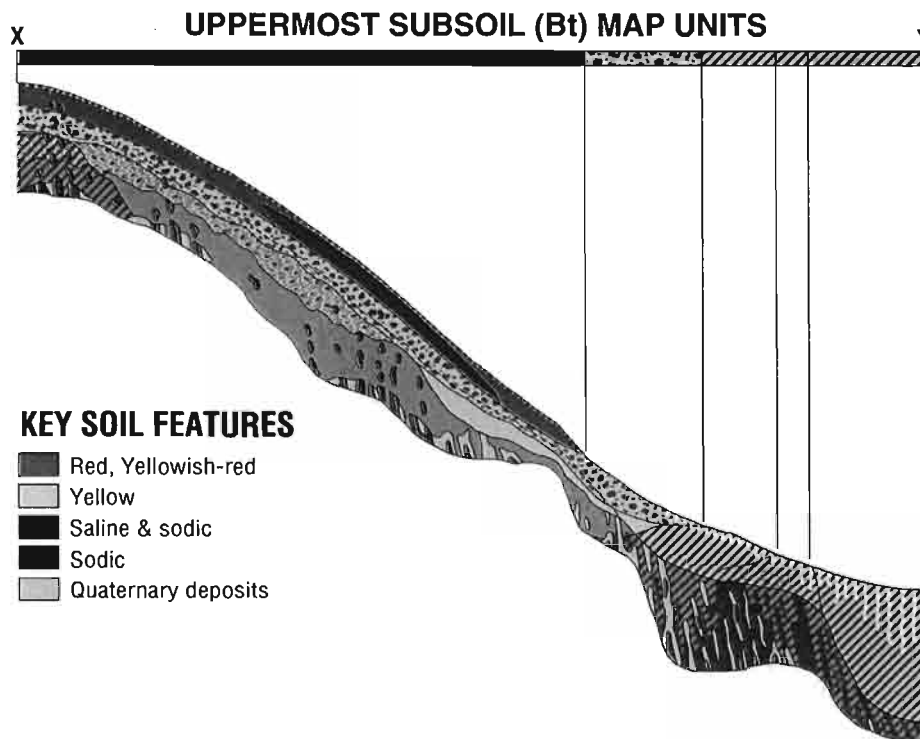
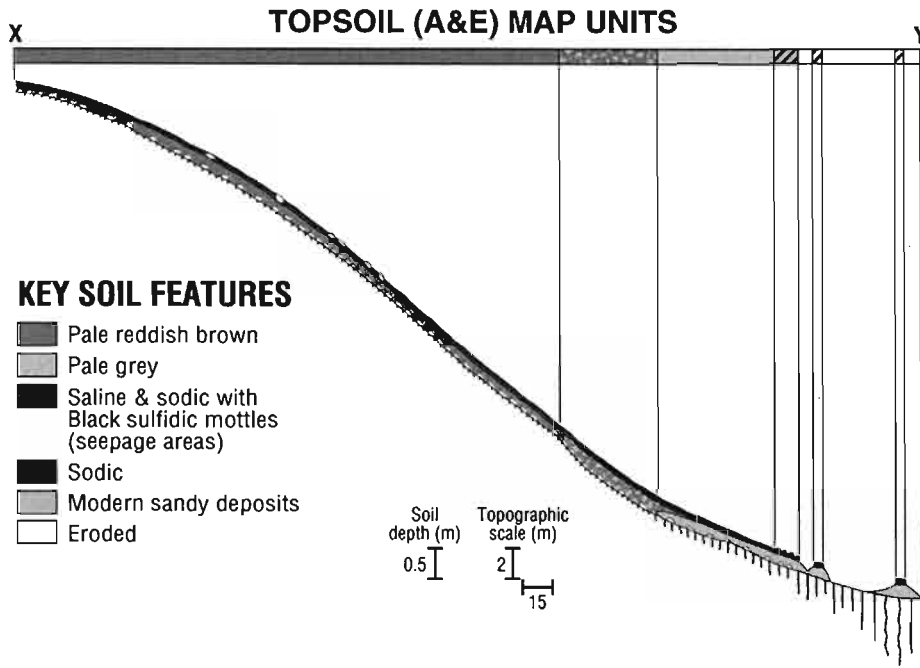


Fig. 3. Representative toposequence in the Herrmanns sub-catchment showing the spatial distribution of: [F] 24 soil features, [S] 3 soil systems grouped into 2 domains and [FS] soil features relating to each of the three soil systems.



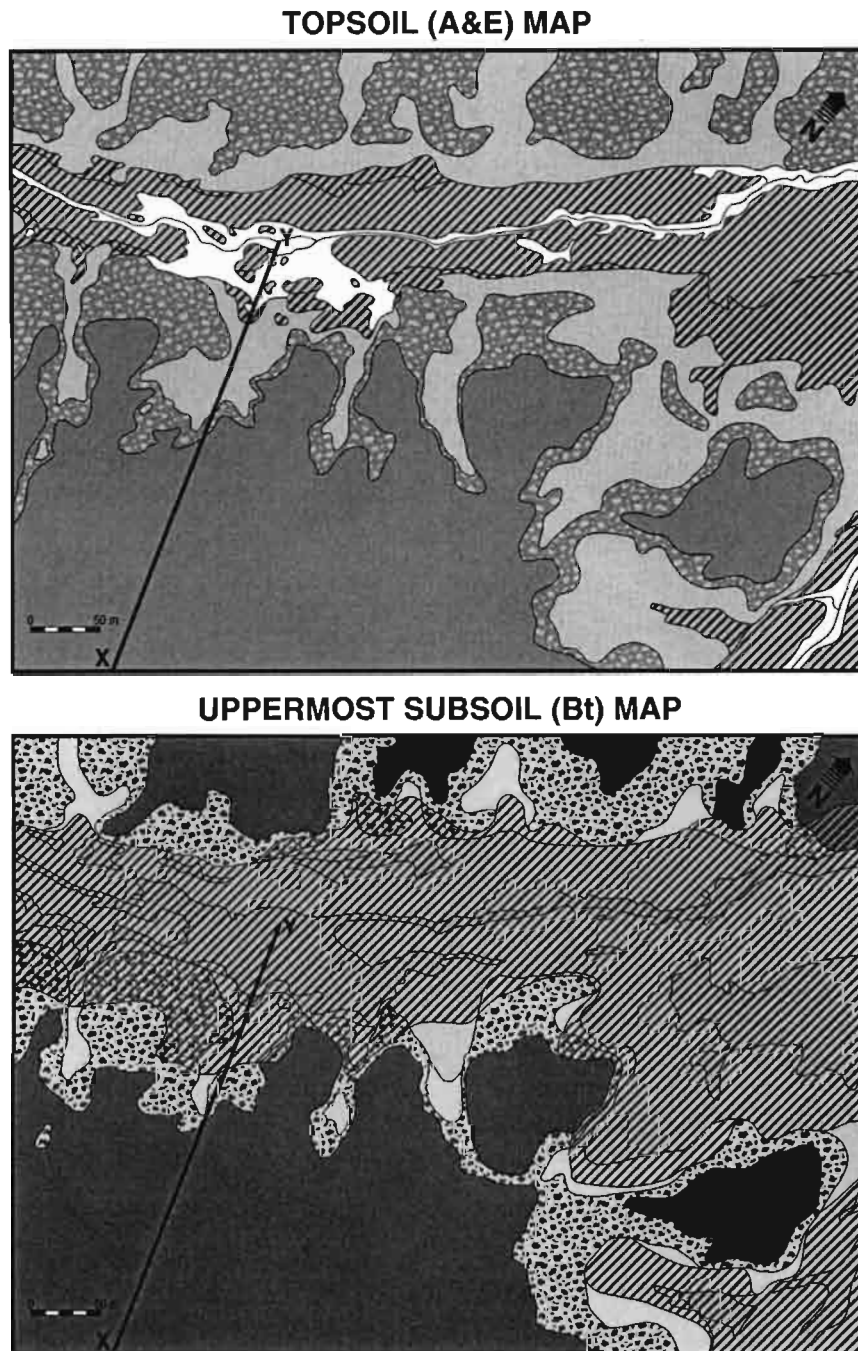
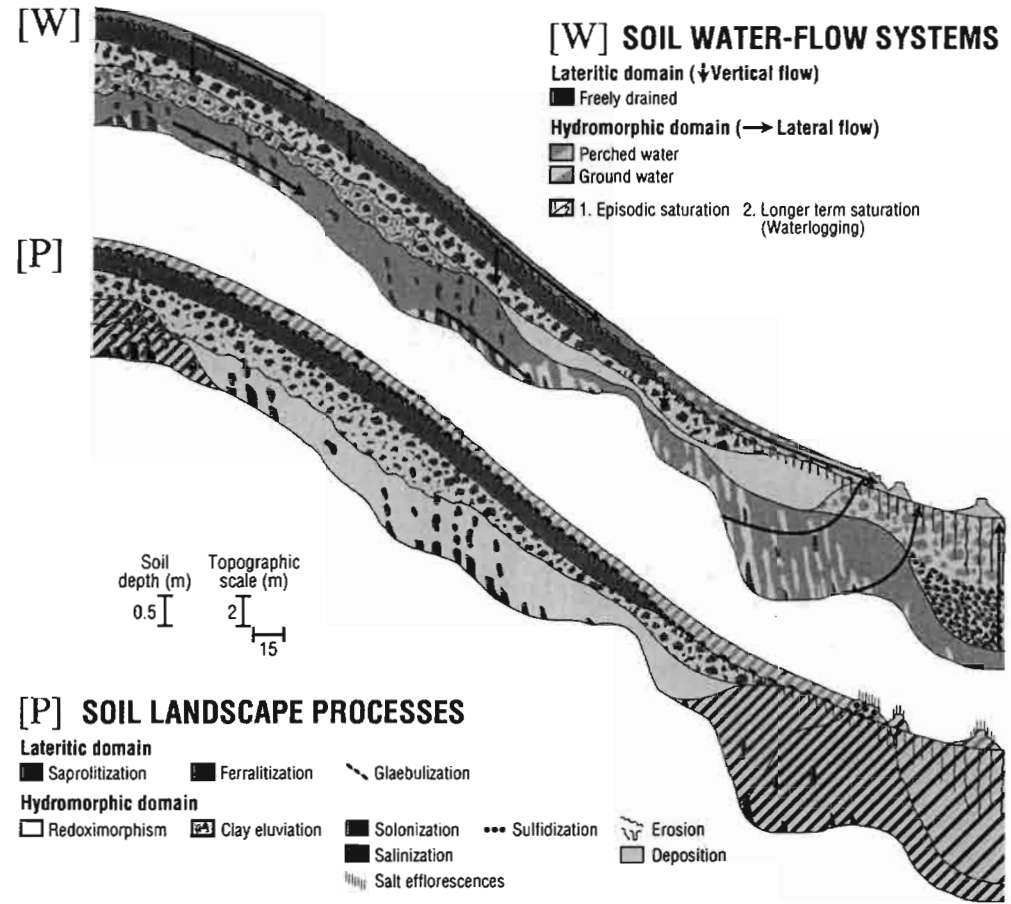


Fig. 4. Map showing the distribution of soil features along toposequence A (X-Y) and in the key area of the sub-catchment in the topsoil (hydromorphic topsoil system) and in the uppermost subsoil (red soil system & hydromorphic subsoil system).



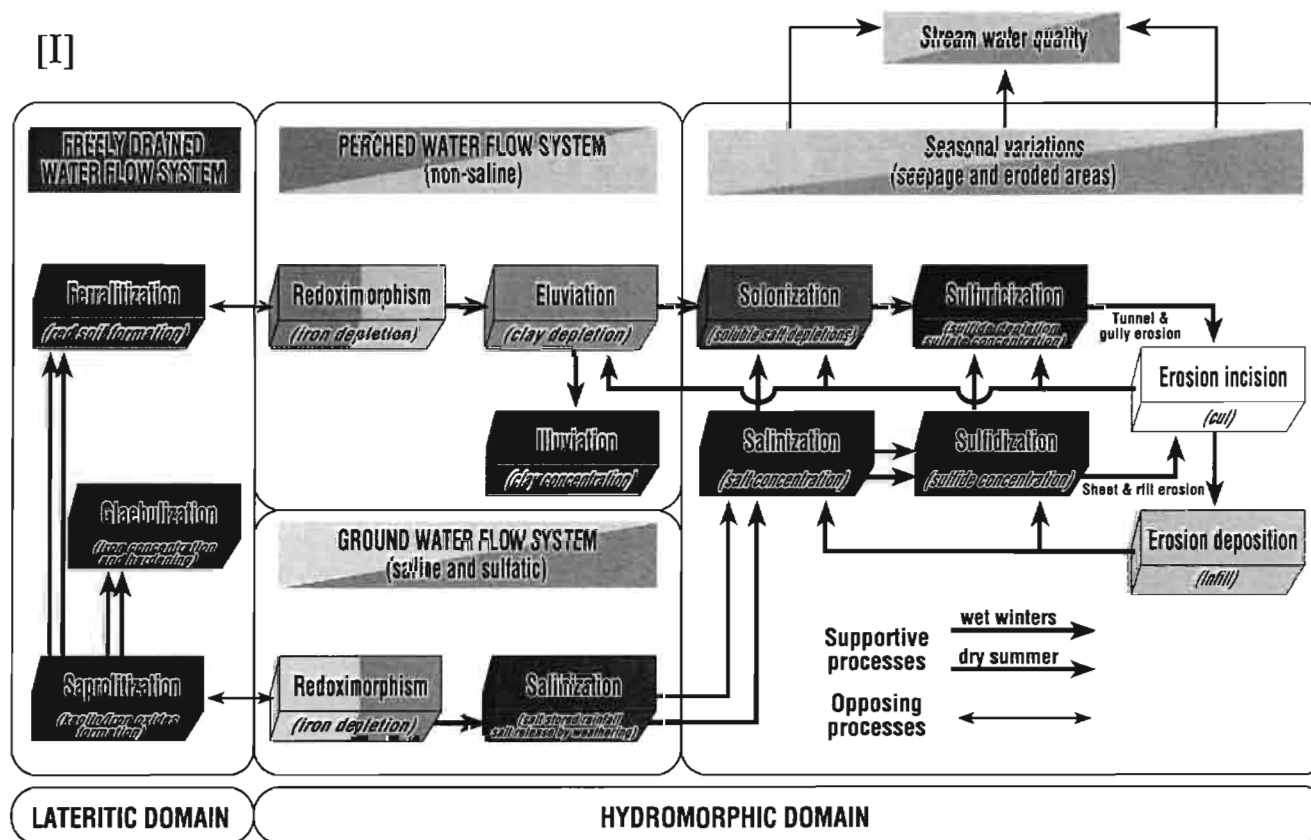


Fig. 5. Conceptual soil-water-landscape model of the Herrmanns sub-catchment illustrating: [W] the three soil water-flow systems in a representative toposequence, [P] the dominant soil-landscape processes (both ancient and modern) in the toposequence and [I] interactions between the various soil water-flow systems and soil-landscape processes.

Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil

E. FRITSCH^{a,b}, C. R. MONTES-LAUAR^{a,c}, R. BOULET^{a,b}, A. J. MELFI^{a,c}, E. BALAN^{a,b} & P. MAGAT^{a,b}

^aNúcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera da Universidade de São Paulo – NUPEGEL/USP, Alameda do Avidrio 44, CEP 13418-900, Piracicaba, SP, Brazil, ^bIRD, DME, UR62 (Géosciences de l'Environnement Tropical), 213 rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10, France, and ^cEscola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" – ESALQ/USP, Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, Av. Pádua Dias 11, C.P.Q., CEP 13418-900, Piracicaba, SP, Brazil

Summary

The soils and sediments of the uplands in the Manaus region are described and analysed along a representative cross-section. There are two broad types of features, lateritic and redoximorphic. Their formation is linked to two main processes acting under contrasted hydrological regimes. The first process, acting under well-drained conditions, is lateritization. It has transformed strongly weathered sediment into soil and led to depletion of silica (mainly quartz) as well as to relative accumulation of both kaolinite and iron oxides (haematite and goethite). Crystallographic changes observed in the latter have resulted from alternating dissolution and crystallization cycles without significant transfer of iron and alumina. However, in the uppermost soil, dissolution of kaolinite has prevailed over crystallization, leading to depletion of clay and the formation of tiny crystals of gibbsite disseminated throughout the groundmass. The second process results from the development of reducing conditions in groundwater giving redoximorphic features in lateritic soils and sediments. In the sediments, iron has been depleted by regional aquifers to form a pallid zone. In the soil, large amounts of iron and minor amounts of alumina, mainly from aluminous goethite, have been mobilized at first in small patches, which with further mobilization and vertical transfer of these elements have increased in size and have led to the formation of bleached horizons over thin iron pans. Iron has crystallized predominantly as haematite in the iron pans and alumina as large crystals of gibbsite in soil voids. Formation of impervious iron pans holds up fluctuating perched groundwater in the overlying horizons depending on rainfall events.

Neotectonic events (formation of uplifted blocks and small grabens) have markedly altered the hydrological regimes. In the uplifted blocks, the soil has been deeply truncated and iron loss has been checked in the uppermost sediment. By contrast, mobilization of iron has been initiated at various places in the soil of the small grabens. In this way tectonic events have checked mobilization of iron in sediments but activated it in soils, leaving spectacular fingerprints on the landscape.

Introduction

Laterites are deeply weathered soils. They cover about 20% of the world's land surface, mainly within the tropics (Tardy, 1993). Weathering and leaching of bases and silica over long periods have resulted in a relative accumulation of kaolinite and oxides of iron and alumina. This process, referred to as lateritization, has formed low-activity clay soils, mainly Ferralsols and Acrisols (ISSS, 1998).

In general, low-activity clay soils are homogeneously coloured by iron oxides on well-drained uplands, but they

are frequently mottled at depth and on the lower slopes of valley sides. In the mottled zone, bleached and iron-rich features occur side by side. They are referred to as redoximorphic features by Vepraskas (1992) and result from cyclic reduction, transfer and oxidation of iron under the influence of local or regional groundwater (Cox *et al.*, 1996; Peterschmitt *et al.*, 1996). Iron is accumulated by lateritization in the homogeneous parts of the profiles and is mobilized in their mottled parts. It is thus important to distinguish the processes leading, respectively, to the formation of lateritic and redoximorphic features in the landscape and to assess their respective influences on chemical transfers in contrasting hydrological regimes.

In many cases, the presence of redoximorphic features in saprolite and lateritic features in soil suggests that both

Correspondence: E. Fritsch, Laboratoire de Minéralogie Cristallographie de Paris, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France. E-mail: Emmanuel.Fritsch@lmcp.jussieu.fr
Received 14 August 2000; revised version accepted 17 July 2001

processes are synchronous, acting at different levels in the weathered profile. The whole profile is thus considered to be in dynamic equilibrium, each horizon being differentiated from the one just below (Nahon, 1991). However, in some cases, the two processes may be asynchronous, though the lack of chronological markers makes it difficult to demonstrate this.

The laterites of the Manaus district are mostly thick and clayey and overlie strongly weathered sediments of varied texture. Lateritic and redoximorphic features coexist in the soils and sediments of the uplands. Interestingly, numerous faults caused by recent tectonic events affect both sediment and soil. Thus, the relationships between faulting and the distribution of lateritic and redoximorphic features in the uplands of the Manaus district provide a unique way to explain their history and to determine how these features arose.

We have combined morphological observations of road cuts and stream banks and geochemical and mineralogical investigations undertaken on a representative 200 m long, 10 m deep section of soil and sediment displaying both lateritic and redoximorphic features together with normal faults. Our aims were (i) to establish the morphological, geochemical and mineralogical changes associated with the formation of the lateritic and redoximorphic features, and (ii) to establish a relative chronology of the various events which have led to their formation.

Regional setting

The region investigated is in the west of the middle Amazon basin, 4 km north of the town of Manaus (2°57'S, 60°02'W), Brazil (Figure 1). It has a hot humid climate with a short but well-marked dry season from July to October. The mean annual temperature is 26°C and the mean annual humidity is

85%. The average annual rainfall is 2600 mm, but there are large variations from year to year. The average evaporation is 1600 mm per year.

The landscape consists of large plateaux capped by virgin forest, separated by U-shaped valleys about 40 m deep. The plateaux are covered by thick well-drained soils capping sandy to sandy clay loam deposits with interspersed lenses of compact clay. The sediments have been deposited on braided river floodplains within a narrow west-east trough between the Guyana shield to the north and the central Brazilian shield to the south and are derived from weathered lateritic materials on the shields. They belong to the 'Alter do Chão' formation (Kistler, 1954) and have been dated locally to the late Cretaceous (Daemon, 1975). The soils are mostly thick (up to 10 m) and clayey and their basic particles (mainly quartz, kaolinite and iron oxides) are usually aggregated to form pseudo-sands (Lucas, 1989). They are referred to as yellow acidic latosols ('Latosolos Amarelos Álicos') in the Brazilian classification (EMBRAPA, 1997) and as Ferralsols in the World Reference Base for Soil Resources (ISSS, 1998). Both soils and sediments are strongly weathered and consist predominantly of quartz and kaolinite with minor amounts of oxides of iron and alumina, muscovite and heavy minerals (rutile, anatase, zircon and sphene).

Soils and sediments display strong variations in colour throughout the region. The reddest soils and sediments occur near Manaus (Figure 1). The yellowish-red to reddish-yellow latosols often have a thick iron pan in their lower part overlaid by ironstone gravels. Just below, the purplish-red sediment often has, at varied depths, several yellow and white zones parallel to the stratification. Four kilometres north of the town where the latosols are reddish-yellow to yellow, the iron pan is absent, but the gravels remain as a stone line, and the sediment becomes completely white. Within the sediment,

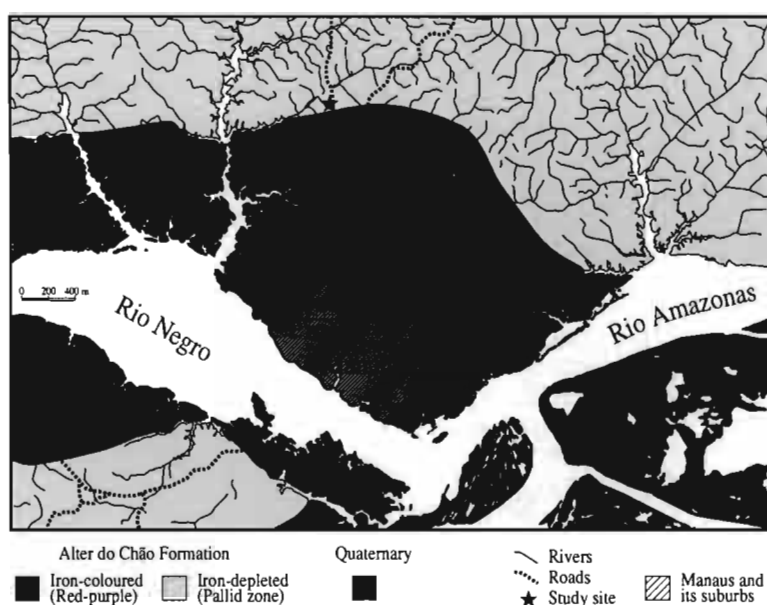


Figure 1 Geological map of the Manaus region showing where the Alter do Chão formation is iron-coloured and iron-depleted.

the limits between the purplish-red, yellow and white zones are locally discordant with the stratification. Patches with bleached and iron-rich features are also common in the reddish-yellow to yellow latosols. The small patches (less than 1 m across) are in the form of mottles or pockets. They are yellow to pale yellow and often have a thin and diffuse reddish-yellow convoluted fringe. Bigger patches (1–50 m across) have the shape of lenses and consist of yellow and white soil horizons overlying thin iron pans. In places, the iron pans cement the gravels of the stone line. Elsewhere, the iron pans have a pronounced convoluted form and locally dip downwards. They pick out vertical and contorted channels or cap remnants of reddish-yellow soil columns (glossic features). In the largest patches (up to 80 m across), the bleached horizons extend in places to the soil surface or to the sediment below (Figure 3a). In such places, the soils are Gleysols, known in the Brazilian soil classification (EMBRAPA, 1997) as groundwater laterites ('Lateritica Hidromórfica').

Streams and rivers flow in two main directions: NW–SE and NE–SW (Figure 1), but locally they show W–E and N–S trends. These directions or trends emphasize the main fault zones of the sediments (Sternberg, 1950). They are related to transcurrent and normal faults that also affect the margins of the Guyana and Brazilian shields. Such an orthogonal pattern of faults clearly reveals that the Amazon basin is a graben and suggests that the Precambrian bedrock within the graben is block-faulted (Carozzi, 1979; Brito Neves *et al.*, 1984). The first faults formed the Amazon graben at the end of the Precambrian. There was further activity during the Mesozoic following the disintegration of the Gondwana land and the formation of the Atlantic rift (Brito Neves *et al.*, 1984).

Franzinelli & Piuci (1988) have observed numerous faults with similar trends (NE–SW, NW–SE and W–E) on road cuts in the uplands, between the main streams and rivers of the region. The faults affect both the sediment and the soil, and their vertical displacements are generally less than 10 m (Figure 2). This dense network of faults is believed to reflect relatively recent reactivation of deep faults. Such neotectonic events are still poorly understood. Sternberg (1950) suggests that they result from the weight of the sediments and from extensive or compressive forces between the Guyana and Brazilian shields and the Andes. Movement of the continental plates would generate these forces (Franzinelli & Piuci, 1988). There is still some tectonic activity in the area (Sternberg, 1955), but the movements are thought to have been more active during the Miocene, the late Pleistocene and the Holocene (Iriondo & Suguero, 1981).

Materials and methods

Field and laboratory investigations

We selected a 200 m long and 10 m deep road cut for detailed field and laboratory investigations. The key parts of the road

cut were cleaned with spades and knives then photographed with normal colour film and with polarized film. The horizon and deposit features of the road cut were described conventionally and graphically delineated on tracing paper attached to the Polaroid colour photographs. The normal colour photographs were later digitized and assembled by computer (Figure 2a). The field methods and computing procedures described by Rinder *et al.* (1994) were used to plot the main features in a vertical cross-section shown in Figure 2(b).

Soil samples were collected in April 1996. They were taken vertically at three key sites (I, II and III in Figure 2b) and laterally from the edge (profile I) to the centre (profile II) of a lens, at approximately 6 m depth. Fifty-two samples, which include the main features of the cross-section, were air-dried and sieved to pass 2 mm ready for subsequent analysis. Undisturbed samples were also collected to make thin sections for optical microscopy and to supply aggregates that could be examined with a scanning electron microscope (SEM) (JEOL T330A) coupled with a PGT System III energy dispersive X-ray spectroscope (EDS).

For particle size analysis, organic matter was oxidized with H₂O₂ and the soil dispersed with Na₄P₂O₇. The sand fractions were separated by sieving, and the clay and silt fractions determined by pipette. The pH was measured in a suspension of 1 part soil to 2.5 parts by mass of water or molar KCl solution. Carbon content was measured on a Carmograph LOCO CR412, and nitrogen content was determined by a micro-Kjeldahl volumetric method. Total chemical analyses were done at Actlabs Ltd (Canada) with the 4E-exploration package on loose and indurated samples crushed and pulverized to pass 150 mesh (106 µm). In this package, inductively coupled plasma atomic emission spectrometry for major elements and inductively coupled plasma atomic mass spectrometry for trace elements were used to determine chemical compositions of the samples. Citrate–bicarbonate (CB) extractable Fe (Fe_{cb}) and Al (Al_{cb}) and dithionite–citrate–bicarbonate (DCB) extractable Fe (Fe_d) and Al (Al_d) were determined on all samples using the methods of Mehra & Jackson (1960). The extracts were separated from the residues by centrifuging, and the amounts of Al and Fe were measured by atomic absorption spectrophotometry. The average aluminium substitution (Al_s) of iron oxides, goethite (Gt) and haematite (Hm), was calculated as described by Jeanroy *et al.* (1991):

$$Al_s = (Al_d - Al_{cb}) / [(Fe_d - Fe_{cb}) + (Al_d - Al_{cb})].$$

Mineralogy of samples was characterized using X-ray diffraction (XRD), differential thermal analysis (DTA), thermogravimetric analysis (TGA), diffuse reflectance spectroscopy (DRS) and electron paramagnetic resonance (EPR) spectroscopy. Powder X-ray diffraction (XRD) was done on clay + fine silt (< 20 µm) and fine earth (< 2 mm) fractions using a Philips diffractometer and PW3020 vertical goniometer (40 kV, 30 mA, Cu-Kα radiation and a scanning rate of 1°/2θ/3 minutes). For the iron-rich samples, the ratio of haematite

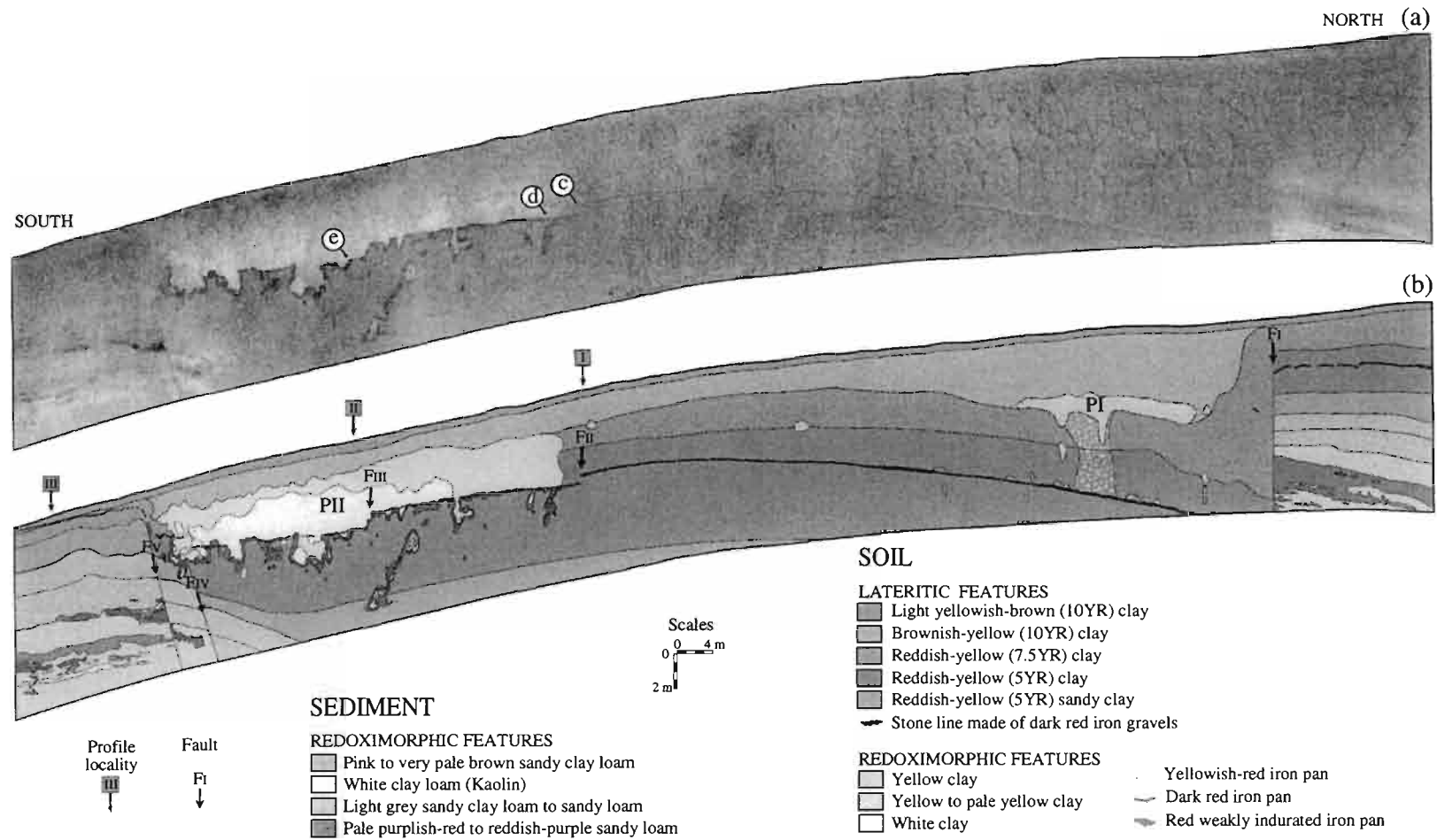


Figure 2 Cross-section of the edge of a plateau in the Manaus region. (a) Photomontage. (b) Faults and spatial distribution of the main lateritic and redoximorphic features in the soil and sediment (c, d and e refer to the photographs in Figure 3c–e).

to goethite (Hm:Gt) was assessed from Rietveld refinement of XRD patterns using the XND code (Berar & Baldinozzi, 1998). Simultaneous DTA–TGA readings of differential temperature and weight changes as a function of temperature or time ($20^{\circ}\text{C minute}^{-1}$) in a controlled atmosphere were done on fine earth fractions using SDT 2960 (TA Instruments) to estimate the ratio of kaolinite to gibbsite (K:Gi). Diffuse reflectance measurements (DRS) were done on oven-dried (70°C) and gently ground powders using a Cary 5 (Melbourne, Australia) spectrometer equipped with an attached integrating sphere (Labsphere, Inc., USA). The diffuse reflectance measurements enabled the identification of small amounts of goethite and haematite in iron-poor samples. Electron paramagnetic resonance measurements (EPR) were also made at 9.42 GHz (X-bands) using a Bruker ESP300E spectrometer on selected samples after the removal of iron oxides by the DCB method. This type of spectroscopy is a powerful method for investigating the paramagnetic impurities (e.g. Fe^{3+} , Mn^{2+} and VO^{2+}), which are incorporated during the crystallization of kaolinite. These impurities are potential markers of the physico-chemical conditions which prevailed during the kaolinite growth (Muller & Calas, 1993). In addition, the EPR signal due to Fe^{3+} ions substituted for Al^{3+} in the kaolinite structure is very sensitive to the structural order of kaolinite (Gaité *et al.*, 1997; Balan *et al.*, 1999).

The absolute quantities of haematite, goethite, gibbsite and kaolinite were calculated as follows. The haematite and goethite contents were estimated from the predicted Hm:Gt ratio from XRD by assigning the difference between citrate–bicarbonate–dithionite extractable Fe and citrate–bicarbonate extractable Fe to haematite and goethite. The content of gibbsite was deduced from the K:Gi ratio estimated from DTA and TGA and the total aluminium content (Al_t) after subtraction of the dithionite–citrate–bicarbonate-extractable Al (Al_d associated with poorly and well-crystallized iron oxides). The quantity of kaolinite was assessed from the total aluminium content (Al_t) after subtraction of the Al associated with iron oxides and gibbsite.

Results

Morphology of the sediment and soil in a faulted landscape

Sixteen main features and five faults were identified on the cross-section shown in Figure 2(b). The features were grouped into two superimposed layers according to texture and structure: soil and sediment. They were also classified into lateritic and redoximorphic features according to colour. In the cross-section, the sediment is mainly redoximorphic in aspect, whereas the soil has both lateritic and redoximorphic features.

Sediment. The sediment consists of thin deposits of varied texture. Sandy loam to sandy clay loam deposits with coarse

sand quartz predominate. They are horizontally stratified and locally cross-bedded. Compact clay loam deposits or lenses of kaolin are interspersed at several depths in the sediment. Three superimposed zones were differentiated according to colour changes and progressive weakening and disappearance of stratification (Figure 2b):

- a pallid zone of white (10YR8/1) clay loam and light grey (10YR7/2) sandy clay loam to sandy loam deposits with pale purplish-red (10R6/3) to reddish-purple (10R5/2) sandy loam seams;
- a very pale brown (10YR7/3) zone of similar textures with light grey to white mottles;
- a homogeneously textured sandy clay loam zone grading upwards from very pale brown (10YR7/3) to pink (7.5YR7/3).

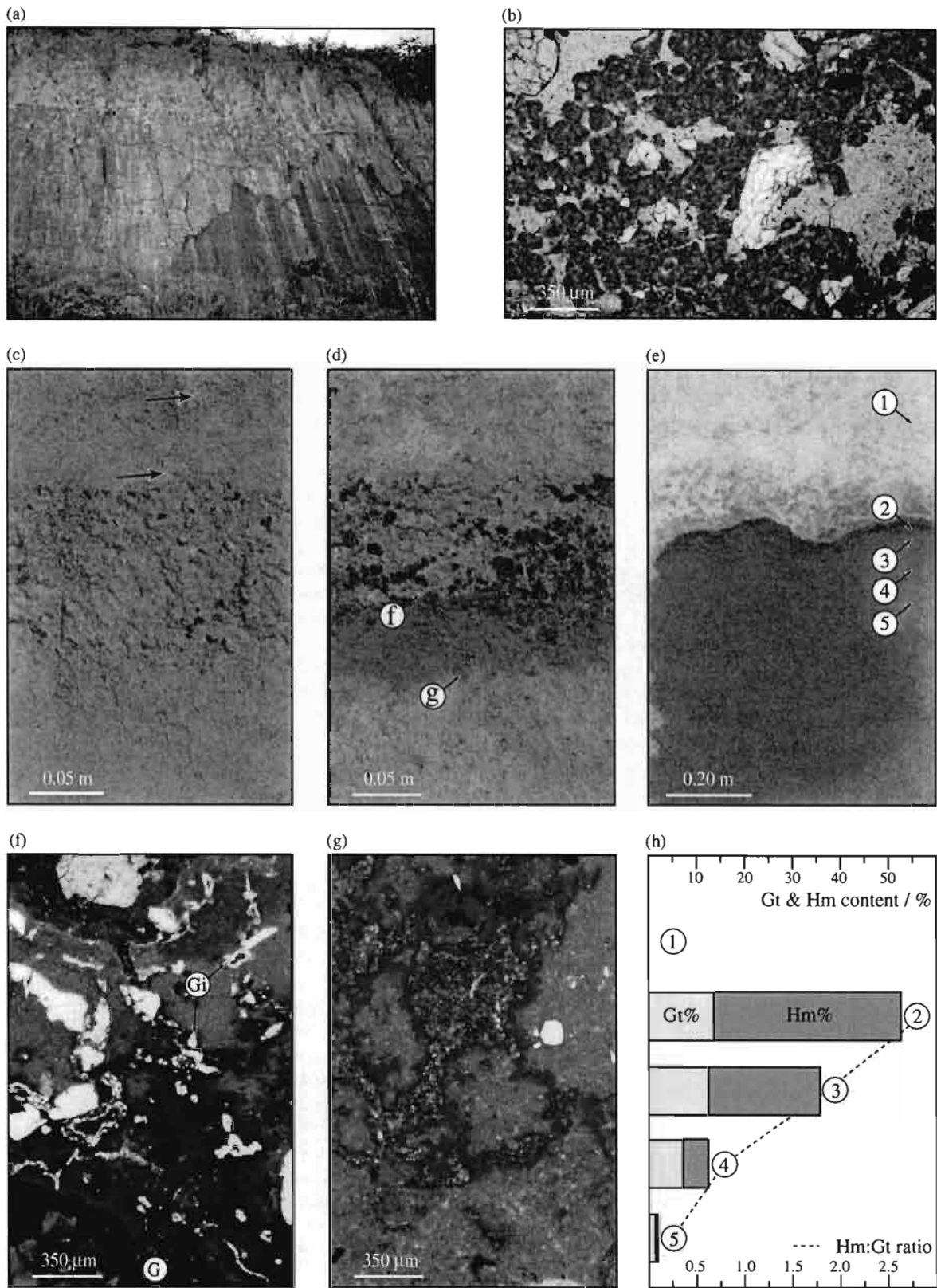
Lateritic features in soil. The following changes enable us to differentiate the latosol from the underlying sediment:

- the upwards increase of clay content (from 40% up to 75%) and decreasing size of the quartz grains;
- the appearance of homogeneous soil horizons coloured by iron oxides and, close to the surface, by organic matter;
- the development of a medium to fine blocky structure and the appearance of numerous pseudo-sands ($150\ \mu\text{m}$) that are diagnostic features for Latosols (Figure 3b) and linked to biological activity (mainly termites).

From bottom to top, the latosol was split into five superimposed horizons (Figure 2b):

- a reddish-yellow (5YR7/5) sandy clay horizon with coarse to medium subangular blocky aggregates and pseudo-sands in voids;
- a reddish-yellow (5YR6/5) clay horizon with medium subangular to angular blocky aggregates with slickensides, and pseudo-sands in voids and in blocky aggregates;
- a reddish-yellow (7.5YR6.5/6) horizon of similar texture and structure;
- a brownish-yellow (10YR6/6) clay horizon with medium subangular blocky aggregates which disintegrate into pseudo-sands under finger pressure;
- a light yellowish-brown (10YR6/4) clay horizon with fine to medium subangular blocky aggregates which disintegrate into pseudo-sands under finger pressure.

Within this lateritic profile is a thin ($<0.15\text{m}$) stone line (Figure 3c) at varying depth (Figure 2) and containing variable amounts (20–60%) of gravels ($<0.03\text{m}$). On fractured faces, the gravels display an inner dark red (10R3/6) groundmass with vacuoles and an outer compact and darker (10R3/3) fringe. Some vacuoles contain ‘floating’ quartz or bright black and rough coatings on pore walls or both. On SEM photographs quartz displays numerous etch pits in relief (Figure 4a) and as depressions (Figure 4b) arising from dissolution (Fritsch, 1988). The bright black coatings are made by platelets of haematite locally grouped in rosettes (similar to those shown in Figure 4c,d).



Faults. The five normal faults identified in the cross-section are labelled FI, FII, FIII, FIV and FV on Figure 2(b). Their throws produce sharp discontinuities in the stratigraphy of the sediment, and in the horizonation of the latosol and stone line. The largest throw is at FI, placing a reddish-yellow latosol against light grey sediment.

The direction of the faults is between N 270° and N 300°. The discontinuities in the stone line indicate the amplitude of the throws: 9.00 m for FI, 0.35 m for FII, 0.60 m for FIII, 0.80 m for FIV and 0.90 m for FV. The faults at FI, FII and FIII dip south (S 85°), and the stone line also dips downslope of these three faults. By contrast, FIV and FV dip north (N 80°), and the stone line dips up-slope of these two faults. From these observations we can conclude that the central part of the cross-section (from FI to FV) corresponds to a small graben with a much larger displacement on the northern side than on the southern one. The differing forces on the two sides of the graben explain the inflection of the stone line. This inflection is pronounced between FI and FII but is less marked between FII and FIV where the stone line tends to be parallel to the soil surface at about 6 m depth. In the uplifted blocks, the same stone line is 4 m deep upslope of FI and 0.5 m deep downslope of FV. This indicates that significant erosion occurred following the faulting, particularly in the uplifted blocks and towards the downslope position, allowing relative preservation of the latosol in the graben.

Redoximorphic features in soil. The redoximorphic features are present as patches of varied sizes and shapes (mottles, pockets and lenses) within the reddish-yellow latosol of the graben. The small patches have irregular boundaries and correspond to mottles or pockets less than 1 m in diameter. They have similar soil texture and structure to their surroundings, but are yellower (10YR7/5). Yellow mottles can be observed in the field (see arrows in Figure 3c), but are seen more easily using the optical microscope. Yellow pockets often contain red (2.5YR4/8) iron stains on the walls of aggregates or tubular voids and a thin discontinuous and diffuse reddish-yellow (5YR6/8) fringe. Big patches are commonly broader than they are thick. They are present at two places in Figure 2(b) and are labelled PI and PII.

The patch PI is in the northern part of the graben where the stone line dips north. It comprises an upper yellow horizon (10YR7/6) and a lower red (5YR7/6) and yellow (2.5Y7/6) mottled zone. The upper yellow horizon is about 1 m thick

and 20 m wide. It occurs in between the brownish-yellow and the reddish-yellow horizons. As in the former and smaller yellow patches, red iron stains are present on aggregates and in tubular voids. The lower red and yellow mottled zone has the shape of a funnel. It is limited downwards, at about 9 m depth, by the stone line. Just above this stone line, the mottled zone enlarges slightly and extends laterally into the latosol as ramified and contorted channels.

The patch PII is in the southern part of the graben where the stone line is almost parallel to the soil surface at about 6 m depth and has the shape of a lens. The lens is delimited at its base by the stone line and confined to a very small graben (from FII to FIV) nested into a larger one (from FI to FV). Broader than PI (45 m across), it also appears more differentiated. The upper part of the lens grades downwards from yellow (10YR7/5) through pale yellow (10YR8/3) to white (10YR8/1). These yellow and white horizons have similar texture to their surroundings, but with a small change of structure. In particular, the blocky aggregates of the bleached horizons are more angular, compact and fissured than those of the unbleached ones. The bleached horizons also contain red (2.5YR4/8) to brownish-yellow (10YR6.5/8) stains on the surface of aggregates and in tubular voids. In the lower part of the white horizon, iron oxides impregnate some aggregates and form brownish-yellow (10YR6.5/8) to strong brown (7.5YR4/5) mottles.

Bleached horizons overlie thin (<0.40 m) iron pans, which demarcate the bottom part of the lens. On the edge of the lens, the unconsolidated red (2.5YR5/8) iron pan is thin (<0.03 m) and discontinuous. Towards its centre, it becomes at first continuous and thicker (Figure 3d). Beyond, it divides into a thin (<0.03 m) dark red (10R3/6) and strongly indurated upper pan and a thicker red (2.5YR4.5/8) and weakly indurated lower pan (Figure 3e). The upper boundary of the dark red indurated iron pan is sharp. By contrast, the lower transition between the weakly indurated red iron pan and the underlying reddish-yellow horizon is diffuse. At this lower transition, iron oxides impregnate the periphery of the aggregates of the reddish-yellow horizon (Figure 3g). The iron pans contain black stains in voids and interconnected black iron sheets, which are more numerous in the upper dark red indurated one. They correspond to bright black and rough coatings under the binocular microscope and to large platelets of haematite locally grouped in rosettes on SEM photographs (Figure 4c,d). The dark red indurated iron pan also has reddish-yellow anisotropic strips on the walls of some voids that

Figure 3 (a) Road cut showing a bleached zone within a yellow/red latosol and sediment overlying a thin iron pan discordant with the stratification. (b) Thin section of a brownish-yellow horizon showing pseudo-sands and subangular blocky aggregates. (c) Stone line consisting of ironstone gravels in reddish-yellow horizon with yellow mottles (arrow). (d) Yellow to pale yellow horizon and ironstone gravels over a red weakly indurated iron pan (f and g refer to Figure 3f,g). (e) White horizon (1) with yellowish-red stains and ironstone gravel remnants over a thin dark red indurated iron pan (2), a thicker red weakly indurated iron pan (3 and 4) and a reddish-yellow horizon (5). (f) Thin section of the upper transition of the red iron pan cementing ironstone gravels (G) with gibbsite crystals (Gi) in voids. (g) Thin section showing iron concentration at the periphery of aggregates at the lower transition of the iron pan. (h) Ratio and contents of haematite (Hm) and goethite (Gt) in the white horizon, the iron pans, and the reddish-yellow horizon (numbers 1–5 relate to Figure 3e).



Figure 4 SEM images of quartz, haematite, goethite and gibbsite in ironstone gravels and iron pans: 'Floating' quartz in a gravel showing geometric forms (pyramids) in (a) relief and (b) depression. Coatings in iron pans made of thin (c) or thicker (d) platelets of haematite grouped in rosette. (e) Coating in iron pans made of acicular glomerules of goethite (background) and granular iron oxides on twisted stalks (foreground). (f) Detail of a glomerule with a broken zone showing radial distribution of needle-like goethite. (g) Void in iron pan with fine-grained iron oxides coating kaolinite (K-Fe) and growth of gibbsite crystals (Gi). (h) Detail of gibbsite crystals in a void with needle-like goethite (left-hand side of the void) and platelets of haematite (right-hand side of the void).

correspond to needle-like goethite grouped in juxtaposed acicular glomerules on SEM photographs (Figure 4e,f). Numerous crystals of gibbsite were also observed in voids under the optical microscope (Gi in Figure 3f) and on SEM photographs (Figure 4g,h) at the lower part of the white horizon, in the dark red indurated iron pan and less frequently in the underlying weakly indurated red iron pan.

On the left-hand side of PII, yellowish-red to reddish-yellow unconsolidated iron pans are present at various depths within the white horizon. They probably mark the positions of former indurated iron pans. The indurated iron pans in patch PII commonly cement the gravels of the stone line at 6 m depth (Figure 2), but they occur locally just below it (Figure 3d) or dip downwards where it is thin or discontinuous. In the latter case, they are wavy or even convolute and dip, at one place just below PII, into a vertical contorted channel. Iron pans were also observed along the line of fault FIII. Similar observations were made in other cuttings where the throws are larger.

Mineralogy and geochemistry of the sediment and soil

According to mineralogical and geochemical data (Figures 5–7), the sediments and soils consist predominantly of quartz and kaolinite. They also include small amounts of heavy minerals (rutile, anatase and zircon) and variable contents of gibbsite, haematite and goethite.

In loose samples, kaolinite and oxides of aluminium, iron and titanium (i.e. gibbsite, haematite, goethite, rutile and anatase) are concentrated in granulometric fractions smaller than $20\ \mu\text{m}$ (Figure 5a). The content of clay + silt varies from 20% to 65% in the sediment and reaches 80% in the soil. As the content of coarse silt ($20\text{--}50\ \mu\text{m}$) is less than 4%, quartz grains are concentrated in the sand fraction. The proportion of coarse sand within the total sand fraction decreases from 80% in the sediment to 50% in the soil. In the latter, many of the quartz grains are seen under the optical microscope to be cracked and corroded.

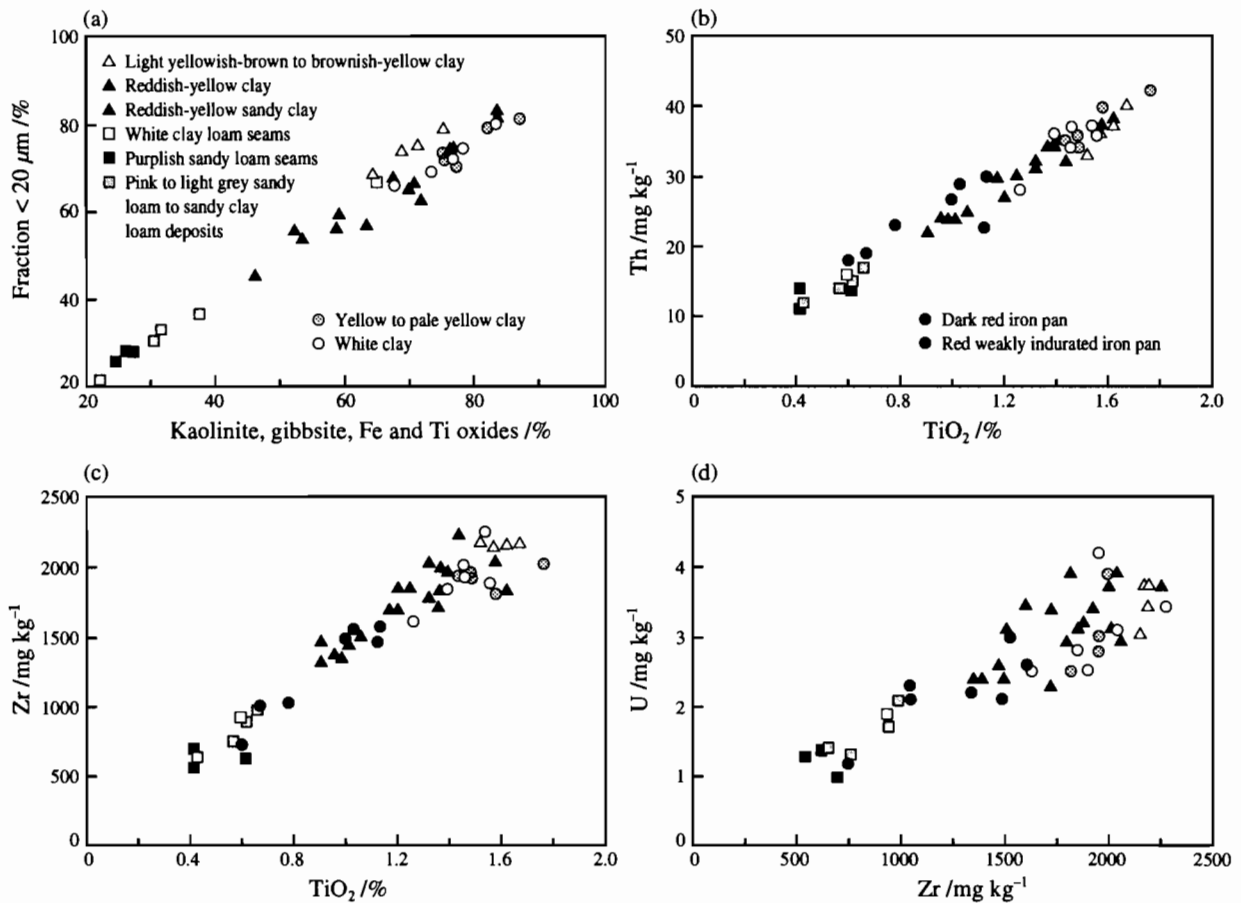


Figure 5 (a) Granulometric fraction less than $20\ \mu\text{m}$ and kaolinite, gibbsite, iron and titanium oxide contents. (b) Thorium content and TiO_2 content. (c) Zirconium content and TiO_2 content. (d) Uranium content and zirconium content

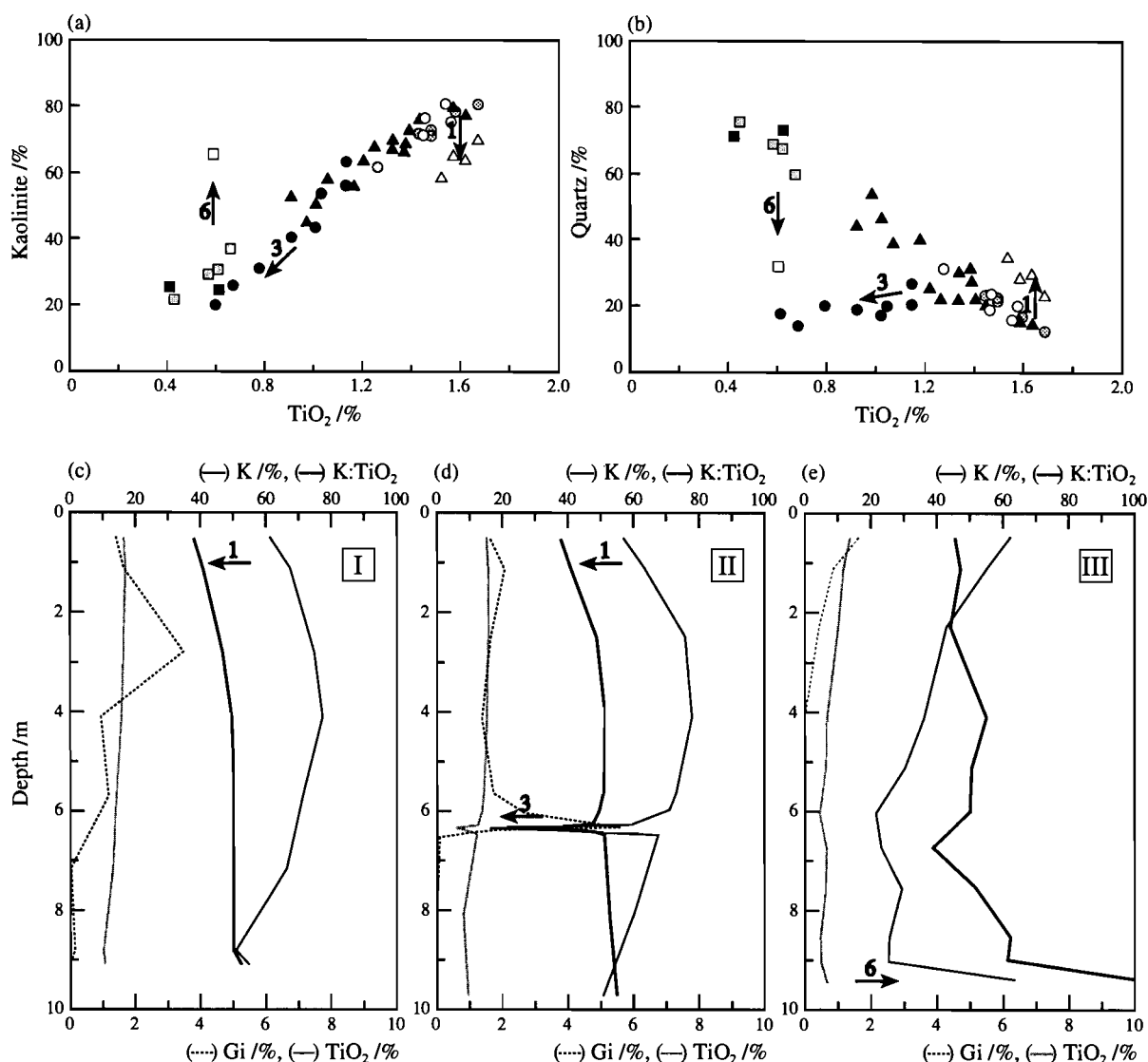


Figure 6 (a) Kaolinite content and TiO₂ content (legend as for Figure 5). (b) Quartz content and TiO₂ content (legend as for Figure 5). (c), (d) and (e) TiO₂, gibbsite and kaolinite contents and K:TiO₂ ratio with depth for profiles I, II and III (see Figure 2 for profile localities).

Invariants. Losses or gains of chemical elements and minerals can be assessed by reference to an element considered to be unaffected by weathering and chosen as an invariant. The invariant must be homogeneously distributed in the parent material and virtually insoluble in water or hosted in resistant mineral phases (e.g. zircon). Titanium, zirconium and thorium are the three chemical elements often used as invariants (e.g. Middelburg *et al.*, 1988; Braun *et al.*, 1993).

Titanium, zirconium and thorium are positively correlated in all of our samples (Figure 5b,c). Their contents increase progressively upwards from the sediment (0.4–0.7% for Ti, 500–1000 mg kg⁻¹ for Zr and 10–20 mg kg⁻¹ for Th) to the uppermost lateritic profiles of the graben (up to 1.7% for Ti,

2300 mg kg⁻¹ for Zr and 40 mg kg⁻¹ for Th). Balan *et al.* (2001) have shown, in detailed studies of zircons sampled from the same profiles, that they have marked resistance to weathering. Such resistance is also shown by the positive correlation we have observed between zirconium and uranium (Figure 5d), which is mainly incorporated in zircon. Indeed, if zircon dissolves, significant uranium loss with respect to zirconium is expected according to the contrasting geochemical mobility of U and Zr during weathering under well-drained conditions. Consequently, our observations indicate that Ti, Zr and Th are chemically immobile. Titanium, being more abundant than Zr and Th, has been used to estimate losses or gains of other chemical elements or minerals in the

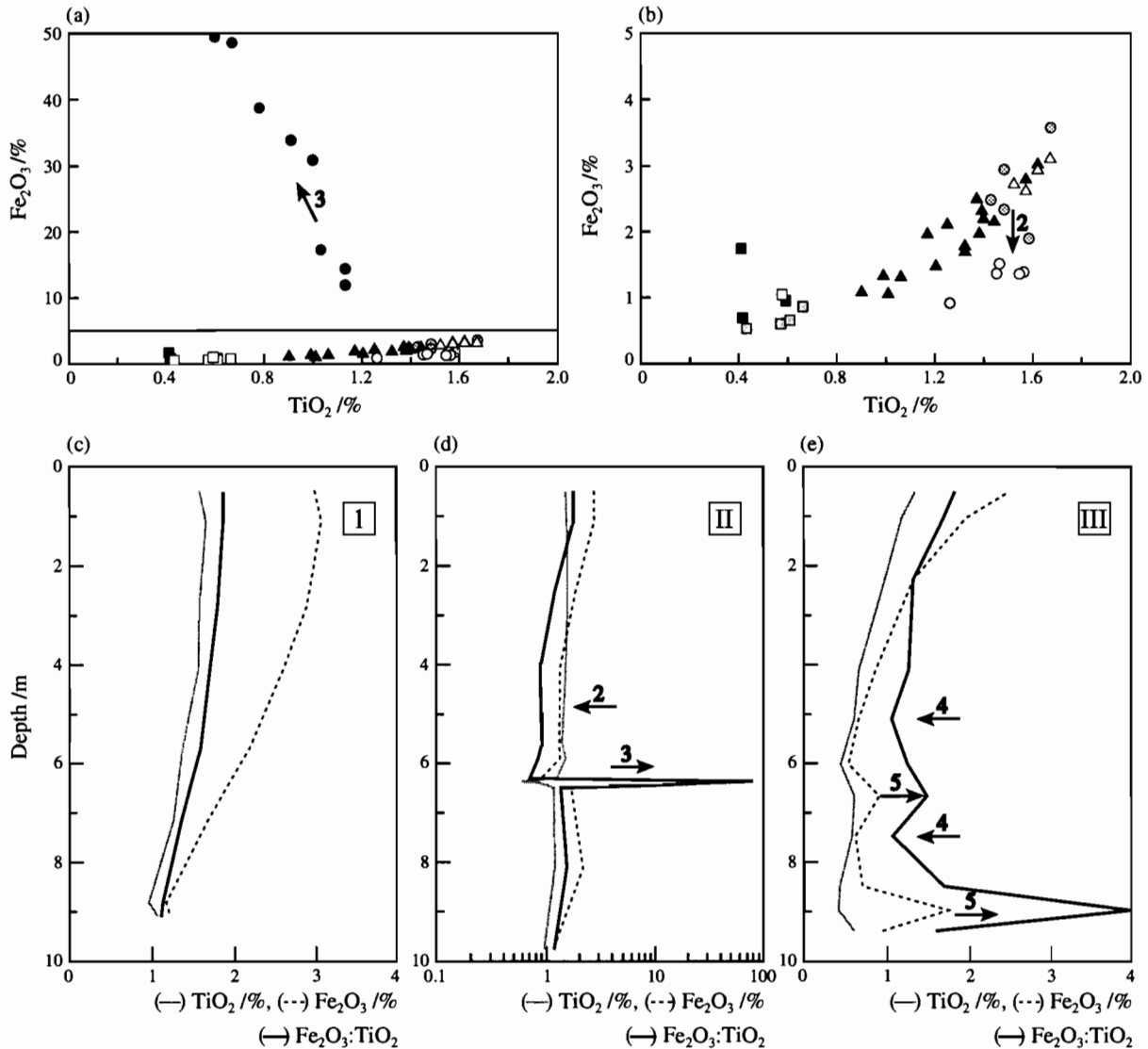


Figure 7 (a) Fe₂O₃ content and TiO₂ content (legend as for Figure 5). (b) Enlargement of (a), (c), (d) and (e) TiO₂ and Fe₂O₃ contents and Fe₂O₃:TiO₂ ratio with depth for profiles I, II and III (see Figure 2 for profile localities).

weathered profiles. The weathering of the Ti-bearing minerals (i.e. rutile and anatase) observed by Cornu *et al.* (1999) in similar environments should therefore correspond better to re-mobilization of Ti at a local site without significant export.

Kaolinite and quartz. The amount of kaolinite in the sediment varies from 20–35% in the sandy loam and sandy clay loam deposits to 65% in the seams of kaolin (Figure 6a,e). It increases upwards in the soil. In the central part of the graben (profiles I and II in Figures 2 and 6c,d), the kaolinite content reaches 80% at about 4 m depth and then slightly decreases towards the soil surface (60% at 0.5 m depth). The kaolinite content is also substantially less in the iron pans (up to 20% in profile II).

With the exception of some samples discussed below, the positive correlation between kaolinite and TiO₂ contents (Figure 6a) indicates that, despite substantial differences in texture, the loss or gain of kaolinite is small. As the quartz content is negatively correlated with the TiO₂ content (Figure 6b), we deduce that a significant loss of quartz has led to relative accumulation of kaolinite from the sediment to the soil (Figure 6a,b). However, this relative accumulation of kaolinite is also related to significant changes in the size and stacking order of the 1:1 layers of the crystals. The decreasing size of the kaolinite crystals from the sediment to the soil is shown by the broadening of the [001] XRD line for kaolinite and the decrease of the ratio of fine silt to clay + fine silt (from 0.30 to 0.05).

The progressive change in the stacking order of the 1:1 layers of kaolinite crystals, linked to a modification of the site symmetry around Fe^{3+} , is attested by variations of the signal of the structural Fe^{3+} in the X-band EPR spectra of kaolinite samples. Whereas a regular kaolinite structure dominates in the sedimentary kaolinites, a dickite-like local structure is observed in the soil kaolinites (Balan *et al.*, 1999). In contrast there are no significant size or structural differences between the kaolinite samples taken from the bleached and unbleached horizons of the soil.

The ratio of kaolinite to Ti oxides (K:TiO₂) differs from the general trend in three types of materials (see arrows 1, 3 and 6 in Figure 6). At depth in the white and compact seams of kaolin, the K:TiO₂ ratio is larger than in the underlying or overlying sandy loam to sandy clay loam light grey deposits (arrow 6). This large ratio probably results from kaolinite growths in the bleached kaolin leading to the formation of large crystals (fine silt:(clay + fine silt) ratio of 0.30) with well-ordered 1:1 layers. In the soil of the graben, the K:TiO₂ ratio decreases and the Q:TiO₂ ratio increases from about 4 m depth to the soil surface (arrow 1), but the TiO₂ content remains almost unchanged. Such trends are not found in the uplifted block to the south of the road cut (profile III in Figures 2 and 6e). Accordingly, only the uppermost lateritic profiles of the graben are depleted in clay. In the iron pans (arrow 3), the kaolinite and quartz contents decrease more than the TiO₂ content, and both the K:TiO₂ and Q:TiO₂ ratios are less than those of their underlying unbleached and overlying bleached horizons. Therefore the depletion of kaolinite and quartz in the iron pans probably results from their partial dissolution following the absolute accumulation of iron oxides (Nahon *et al.*, 1979), as discussed below.

Iron oxides. The content of Fe₂O₃ increases progressively upwards in the latosol from 1.1% to 3.7%, but the Fe₂O₃:TiO₂ ratio remains almost the same (Figure 7a,b). Therefore, the latosol is formed by relative accumulation of both kaolinite and iron oxides. On SEM photographs, the iron oxides are seen to occur as tiny particles coating kaolinite crystals. The small concentration of iron does not allow us to identify the iron oxides by XRD in most of the samples. According to Diffuse Reflectance Spectroscopy (DRS), the iron oxides consist of goethite with small amounts of haematite in the reddish-yellow horizons and exclusively of goethite in the overlying light yellowish-brown to brownish-yellow horizons. Concomitantly, the average aluminium substitution of the iron oxides calculated from chemical analysis increases progressively from 10% to 25%. Despite the constancy of the Fe₂O₃:TiO₂ ratio, these changes reflect the progressive replacement of haematite by aluminous goethite from bottom to top of the latosol.

In the light grey to white deposits (profile III in Figure 7e), the Fe₂O₃ content and Fe₂O₃:TiO₂ ratio decrease somewhat in comparison with values for the overlying reddish yellow

latosol (see arrow 4). By contrast, the pale purplish-red to reddish-purple seams of the sediment have a large Fe₂O₃ content and Fe₂O₃:TiO₂ ratio (see arrow 5). According to diffuse reflectance spectroscopy, the bleached deposits are almost free of iron oxides, whereas the purplish seams contain haematite. Under the optical microscope, haematite is seen as particles 0.5–0.1 μm in size next to larger crystals of kaolinite.

In the yellow patches of the soil (e.g. PI in Figure 2b) the Fe₂O₃ content is similar to that of the surrounding horizons of the latosol. The occurrence of red iron stains on pore walls suggests the transfer of iron over short distances. The iron depleted in the yellow groundmass accumulates in the voids. By contrast, the Fe₂O₃ content decreases slightly from the yellow (3.5%), through the pale yellow (2.5%) to the white (1.4%) horizons of patch PII. Concomitantly, it increases strongly in the underlying thin iron pans (up to 35% in the red weakly indurated iron pan and 50% in the dark red iron pan). The Fe₂O₃:TiO₂ ratio varies in the same way (see arrows 2 and 3 in Figure 7a,b,d), and the TiO₂ content of the iron pans decreases with increasing Fe₂O₃ content. Iron mobilization is therefore greater in PII than in PI. Transfer of iron from the upper to the lower parts of the lens PII has led to the differentiation of an iron-depleted zone (i.e. the yellow and white horizons) over an iron-concentrated one (i.e. the iron pans). As the content of Fe₂O₃ increases from bottom to top and from the edge to the centre of the iron pans, the Hm:Gt ratio increases from 0.3 to 2.8 (Figure 3h) and the average aluminium substitution of iron oxides decreases from 15% to 2%. Consequently, the absolute accumulation of iron in the iron pans is related to the preferential growth of weakly Al-substituted and well-formed crystals of haematite, identified on SEM photographs as platelets in black iron stains and sheets (Figure 4c,d). The absolute accumulation of iron starts to impregnate the soil aggregates (Figure 3g) and later to plug the voids (Figure 3f), reducing strongly the porosity of the iron pans.

Gibbsite. Gibbsite occurs in small amounts in the stone line and the overlying soil horizons (<5%), and in traces just below the stone line (profiles I, II and III in Figure 6c–e). We did not identify it in the iron gravels nor in the sediment. Gibbsite is present in both lateritic and redoximorphic features. In lateritic features, gibbsite, identified by XRD and DTA, could not be picked out on SEM photographs, suggesting that it has a small particle size. By contrast, gibbsite in redoximorphic features, more specifically in the iron pans and just above them (profile II in Figure 6d), occurs as large crystals evident under the optical microscope (Gi in Figure 3f) and on SEM photographs (Figure 4g,h) and also in larger amounts. In such places, large crystals of gibbsite fill former interconnected voids. Evidently, gibbsite has varied origins, as it is present as tiny crystals in the groundmass of the latosol and as well as crystalaria in the voids of redoximorphic features.

Discussion

The information collected in this study can be conveniently discussed in three parts. The first part deals with the differentiation of lateritic features within the plateaux of the Manaus district. The second part gives evidence of iron mobilization that has deeply changed the morphology of the lateritic profiles and formed redoximorphic features at specific places. The third part aims to establish how the lateritic and redoximorphic features are related to the tectonic features of the landscape.

Differentiation of lateritic features in the uplands

Biological activity and lateritization have transformed strongly weathered deposits of varied texture into homogeneous iron-coloured clay horizons during stable phases of soil formation. We believe these processes, initiated in the late Cretaceous following the deposition of continental sediments, are still active, in particular in the lateritic features of the uplands. Termite activity has homogenized the upper part of the lateritic profiles, created pseudo-sand and increased the thickness of the soil by dragging sediment material upwards into soil horizons. Lateritization, resulting from depletion of silica and mainly by the slow dissolution of quartz grains, has led to relative accumulation of stable secondary minerals (kaolinite and iron oxides) under well-drained conditions and dry hot and humid hot climates. The progressive increases of the contents of secondary minerals from bottom to top of the lateritic profiles attest that biological activity and lateritization were most effective near the soil surface. Such increases are closely linked to crystallographic and mineralogical changes that affect both kaolinite and iron oxides. In the case of kaolinite, the changes are related to decreasing size of the crystals and increasing random intercalation of dickite-type layers within the crystals. In the case of iron oxides, the changes reflect the progressive replacement of haematite by aluminous goethite. Such changes result from alternating dissolution and crystallization of both kaolinite and iron oxides without loss or gain of alumina and iron on a local scale. In this way chemical transfers of alumina and iron occur over very short distances from one mineral to another and lead to progressive replacement of older populations of kaolinite and iron oxides by new ones. However, transfer of alumina may increase in the soil due to the increasing depletion rate of silica in the upper part of the lateritic profiles. As dissolution of kaolinite prevails over crystallization, the soil becomes depleted in clay. The silica is partly taken up by the forest (Lucas *et al.*, 1993) and the alumina is disseminated downwards and precipitates as tiny crystals of gibbsite. By contrast, the transfer of iron always occurs over very short distances in lateritic features. Nevertheless, alternating dissolution and crystallization of iron oxides suggest transitory reducing conditions in the soil during the wet season.

A thin stone line of iron gravel delineates a vertical discontinuity within the lateritic soils. The stone line is laterally linked to an iron pan, and the latter commonly occurs in strongly iron-coloured lateritic profiles near Manaus. Brown & Ab'saber (1979) relate the formation of this stone line to an episode of soil erosion and gravel deposition during less stable phases of soil lateritization related to arid to semi-arid climates. According to Lucas (1989), this stone line simply results from the residual *in situ* weathering and dismantling of former iron pans. The lateral link between these two kinds of iron formations and the progressive mineralogical and crystallographic changes observed in loose materials from bottom to top of the lateritic profiles suggest strongly their *in situ* weathering.

Formation of redoximorphic features in lateritic profiles

Large-scale and local-scale transfers of iron have occurred at two different depths in the uplands and formed redoximorphic features in the sediment and soil. Such transfers of iron result from the development of reducing conditions in groundwater.

Throughout the region and within the sediment (Figure 1), changes of colour from purplish-red through yellow to white or grey cut across the horizontal stratification of the deposits. Widespread discordances of this kind indicate that the purplish-red deposits were bleached by a regional aquifer. They also suggest that lateritization (i.e. the formation of low-activity clay soils homogeneously coloured by iron oxides) was initiated before the leaching of iron from the deposits by groundwater flow. The depletion of iron in the sediment has formed a pallid zone. However, it has been limited in their reddish-purple seams, as they still contain large crystals of haematite, known to be resistant to dissolution.

At a local scale and within the soil (Figure 2), transfer of iron in numerous places has formed patches of various sizes and shapes. In these patches the depletion of iron in yellow and bleached horizons is systematically linked to the concentration of the same element as stains and pans. This indicates local transfer of iron in closed volumes. In the smaller patches (mottles and pockets), mobilization of iron is limited and occurs over short distances from the yellow groundmass to the iron stains coating the pore walls or to the outer iron fringe. In the largest ones (lenses) mobilization of iron is widespread and leads to the formation of bleached horizons over thin iron pans. The small patches are therefore precursors of the large ones. Iron depletion in the upper part of the lenses does not affect kaolinite, as its crystallographic parameters remain unchanged. By contrast, the accumulation of iron at the bottom part of the lenses promotes the dissolution of kaolinite and quartz, as the iron pans are clearly depleted in such minerals. Iron in soil solution results mainly from the dissolution of aluminous goethite in the upper part of the lenses. It migrates downwards and crystallizes predominantly as haematite in their lower part and consequently feeds the iron pans. Alumina from aluminous goethite (upper part of

the lenses) or kaolinite (lower part of the same lenses) is also released in the soil solution and precipitates as large crystals of gibbsite coating the voids of the iron pans. As the iron content increases in the iron pans, the proportion of large and poorly substituted haematite (rosettes) also increases leading to segregation of iron and alumina in two distinct phases, namely haematite and gibbsite. Accumulation of iron, and to a lesser degree that of alumina, occurs in less permeable soil horizons (commonly the stone line) in the graben structures, which restrict lateral drainage. By plugging the pores of lateritic horizons, they form a hydrological barrier that gives rise to reducing conditions in the overlying soil horizons following the seasonal recharge of local perched water tables. Piezometric investigations confirm the periodic soil saturation in the bleached horizons of the lenses (M. Grimaldi, personal communication).

As a consequence, the development of redoximorphic features in lateritic soils can be considered as being a result of a self-contained process. The duration of transitory reducing conditions, enabling mobilization of iron at crystal scale in lateritization, increases locally and progressively in the soil from mottles through pockets to lenses. Such an increase has a positive retroaction on iron transfer leading to the differentiation of bleached horizons over thin iron pans that favour in their turn the development of reducing conditions in perched water tables.

Chronological order of formation of the lateritic and redoximorphic features

Faulting has caused clear discontinuities of the stone line and also brought contrasting materials in close contact, juxtaposing in particular, and at depth, iron-coloured lateritic horizons with bleached deposits (see FI in Figure 2). From these discontinuities we can deduce that the stone line and the bleached deposits were formed before faulting and that the regional aquifer receded from the uppermost sediments of the uplifted blocks. Faulting has also triggered erosion and formed truncated soils. In particular we have noticed the presence of a clay-depleted topsoil about 4 m thick in the graben of our road cut and its absence in the uplifted blocks north and south. Consequently, depletion of clay in the upper part of the lateritic profiles and formation of tiny crystals of gibbsite also took place before faulting. By contrast, the presence of thin iron pans, which locally mark the throw of the upper parts of some faults (see FIII in Figure 2), indicates that mobilization of both iron and alumina in the soils of the grabens started after faulting. This process, still active today, causes the transformation of small yellow patches into larger ones that can reach either to the soil surface or to the bleached sediment at depth. Therefore, faulting and erosion in the region have strongly altered the hydrological regime and controlled the development of redoximorphic features in the landscape.

Acknowledgements

We thank Flávio M.S. Carvalho and Veronica Gabriel Santos at the Geoscience Institute of the São Paulo University, who did some of the mineralogical analysis (XRD, DTA and TGA), and the Editors and two anonymous referees for their help in improving the script. The research was funded by FAPESP (Fundação de Apoio a Pesquisa do Estado de São Paulo, processo no 1996/1447-1: 'Organização e Funcionamento hidrobiogeoquímico das coberturas lateríticas da Amazônia'), PNSE (Programme National de recherche Sols et Erosion, contribution number 274: 'Dynamique du fer dans deux types de paysages latéritiques du bassin amazonien: Relation entre minéralogie, structure et fonctionnement hydro-biogéochimique') and IRD (Institut de Recherche pour le Développement, programme Dylat Amazonie: 'Organisation et fonctionnement hydro-biogéochimique des couvertures latéritiques d'Amazonie').

References

- Balan, E., Allard, T., Boizot, B., Morin, G. & Muller, J.P. 1999. Structural Fe³⁺ in natural kaolinites: new insights from electron paramagnetic resonance spectra fitting at X and Q-band frequencies. *Clays and Clay Minerals*, **47**, 605–616.
- Balan, E., Trocellier, P., Jupille, J., Fritsch, E., Muller, J.P. & Calas, G. 2001. Surface chemistry of weathered zircons. *Chemical Geology*, **181**, 13–22.
- Berar, J.F. & Baldinozzi, G. 1998. XND code: From X-ray laboratory data to incommensurately modulated phases. Rietveld modelling of complex materials. *International Union of Crystallography – Commission for Powder Diffraction, Newsletter*, **20**, 3–5.
- Braun, J.J., Pagel, M., Herbillon, A. & Rosin, C. 1993. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **18**, 4419–4434.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G. & Thomaz, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, **1**, 495–510.
- Brown, K. & Ab'saber, A. 1979. *Ice-age Forest Refuges and Evolution in the Neotropics*. Instituto de Geographia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Carozzi, V. 1979. Petroleum geology in the Paleozoic clastics of the middle Amazon basin. *Journal of Petroleum Geology*, **2**, 55–74.
- Cornu, S., Lucas, Y., Lebon, E., Ambrosi, J.P., Luizao, F., Rouiller, J. et al. 1999. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Geoderma*, **91**, 281–295.
- Cox, J.W., Fritsch, E. & Fitzpatrick, R.W. 1996. Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes. 7. Water duration. *Australian Journal of Soil Research*, **34**, 803–824.
- Daemon, R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**, 78–84.
- EMBRAPA 1997. *Serviço nacional de lavantamento e conservação de solos. Sistema Brasileiro de classificação de solo: 4a aproximação*. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Rio de Janeiro.

- Franzinelli, E. & Piuci, J. 1988. Evidências de neotectonismo na bacia amazônica. *7th Congresso Latino-Americano de Geologia Proceedings*, 1, 80–90.
- Fritsch, E. 1988. Morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique dégradée par hydromorphie. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologique*, 24, 3–15.
- Gaite, J.-M., Ermakoff, P., Allard, T. & Muller, J.P. 1997. Paramagnetic Fe³⁺: a sensitive probe for disorder in kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, 45, 496–505.
- Iriondo, M.H. & Suguero, K. 1981. Neotectonics of the Amazon Plain. *Bulletin of the INQUA Neotectonic Commission*, 4, 72–78.
- ISS Working Group R.B. 1998. *World Reference Base for Soil Resources: Introduction* (eds J.A. Deckers, F.O. Nachtergaele & O.C. Spaargaren), 1st edn. International Society of Soil Science (ISSS). ISRIC–FAO–ISSS–Acco, Leuven.
- Jeanroy, E., Rajot, J.L., Pillon, P. & Herbillon, A.J. 1991. Differential dissolution of hematite and goethite in dithionite and its implication on soil yellowing. *Geoderma*, 50, 79–94.
- Kistler, P. 1954. *Historical Resume of the Amazon basin*. Petrobrás, Belém.
- Lucas, Y. 1989. *Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne: équilibres, déséquilibres et transformations*. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers.
- Lucas, Y., Luizão, F.J., Chauvel, A., Rouiller, J. & Nahon, D. 1993. The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils. *Science*, 260, 521–523.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, 317–327.
- Middelburg, J.J., Van der Weijden, C.H. & Woittiez, J.R.W. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68, 253–273.
- Muller, J.P. & Calas, G. 1993. Genetic significance of paramagnetic centers in kaolinites. In: *Kaolin Genesis and Utilization* (eds H.H. Murray, W. Bundy & C. Harvey), pp. 261–289. The Clay Minerals Society, Boulder, CO.
- Nahon, D.B. 1991. *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. John Wiley & Sons, New York.
- Nahon, D., Janot, C., Paquet, H., Parron, C. & Millot, G. 1979. Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles: la signification des goethites et hématites alumineuses. *Bulletin Sciences Géologiques*, 32, 165–180.
- Peterschmitt, E., Fritsch, E., Rajot, J.L. & Herbillon, A.J. 1996. Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India. *Geoderma*, 74, 235–253.
- Rinder, G.E., Fritsch, E. & Fitzpatrick, R.W. 1994. Computing procedures for mapping soil features at sub-catchment scale. *Australian Journal of Soil Research*, 32, 909–913.
- Sternberg, H.O. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica. *Revista Brasileira de Geografia*, 12, 3–26.
- Sternberg, H.O. 1955. Séismicité et morphologie en Amazonie brésilienne. *Annales de Géographie*, 66, 97–105.
- Tardy, Y. 1993. *Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris.
- Vepraskas, M.J. 1992. *Redoximorphic Features for Identifying Aquic Conditions*. Technical Bulletin 301, North Carolina State University, Raleigh, NC.

Transformation of haematite and Al-poor goethite to Al-rich goethite and associated yellowing in a ferralitic clay soil profile of the middle Amazon Basin (Manaus, Brazil)

E. FRITSCH^{a,b}, G. MORIN^b, A. BEDIDI^c, D. BONNIN^d, E. BALAN^{a,b}, S. CAQUINEAU^{a,b} & G. CALAS^b

^a*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), DME, UR058 (Géotrope), 213 rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10,*

^b*Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, UMR CNRS 7590, Universités Paris 6 et 7 and IPGP, Case 115, 4 Place Jussieu, 75252*

Paris Cedex 05, ^c*Laboratoire Géomatériaux, Institut Francilien des Géosciences, Université de Marne-la-Vallée, 5 Boulevard*

Descartes, 77454 Marne-la-Vallée Cedex 02, and ^d*Laboratoire de Physique Quantique, Ecole Supérieure de Physique et Chimie Industrielle, 10 rue Vauquelin, 75005 Paris, France*

Summary

The red and yellow colours of ferralitic soils in the tropics have for long intrigued pedologists. We have investigated the upward yellowing in a 10-m thick profile representative of the Ferralsols of the plateaux of the Manaus region of Brazil. We determined changes in the nature and crystal chemistry of their Fe oxides by optical and Mössbauer spectroscopy as well as Rietveld refinement of X-ray diffraction patterns. We attribute the upward yellowing of the soil to a progressive transformation of the Fe oxides at nearly invariant iron contents. Aluminium in contrast is strongly mobilized in the uppermost clay-depleted topsoil where there is preferential dissolution of kaolinite and crystallization of gibbsite. Haematite decreases from 35 to 10% of the Fe oxides from the bottom to the top of the profile and the particles become smaller (75–10 nm). Its Al for Fe-substitution remains almost unchanged (10–15 mol %). The average Al-substitution rate of goethite increases from 25 to 33 mol %, and its mean crystal diameter remains in the range 20–40 nm. The proportion of Al-rich goethite (33 mol %) increases at the expense of less Al-substituted Fe oxides (haematite and goethite). This conversion with restricted transfer of iron means that the amount of Al stored in Fe oxides gradually increases. Kaolinite, haematite and Al-poor goethite are thus witnesses of earlier stages of ferralitization of the soil. In contrast, Al-rich goethite and gibbsite initiate the alitization (or bauxitization) of the soil. They correspond to the last generation of soil minerals, which most likely reflects the present-day weathering conditions. The progressive replacement of kaolinite, haematite and Al-poor goethite by new generations of Al-rich goethite and gibbsite attests to greater activities of water and aluminium and smaller activity of aqueous silica in the topsoil than in the subsoil. We interpret this as a consequence of longer periods of wetting in the topsoil that could result from soil aging, more humid climate or both.

Introduction

Ferralitic soils extend widely in the intertropical region. They form where warm and wet environments cause intense chemical weathering and leaching leading to complete removal of alkaline and alkaline-earth elements, conspicuous depletion of silicon and relative accumulation of iron and aluminium. The clay mineralogy of the resulting soils typically includes kaoli-

nite, Fe (hydr)oxides (e.g. haematite and goethite) and Al hydroxides (e.g. gibbsite). These minerals are finely divided and closely associated into aggregates in loose soil horizons. In contrast, they are commonly present as large and well-ordered crystals in saprolite and indurated formations such as ironstone nodules and pans.

The red-yellow colours of ferralitic soils result from the content and nature of their Fe oxides, usually haematite and goethite. Deep red soils commonly occur on hilltops or on the edge of the plateaux, whereas yellowish and grey horizons occur in lower positions. In the Amazon Basin, red soils extend

Correspondence: E. Fritsch. E-mail: Emmanuel.Fritsch@lmcp.jussieu.fr
Received 26 February 2004; revised version accepted 14 September 2004

widely at its margin, whereas yellow ones predominate close to major rivers (Figure 1). Both external (climatic, topographic) and internal (soil moisture regime) factors control the relative distribution of red and yellow soils in the tropics. Yellowing of red tropical soils marks the onset of land degradation, and incurs (i) the removal of Fe oxides in hydromorphic environments (Fritsch *et al.*, 2002) and (ii) the loss of the remaining secondary minerals by clay impoverishment and podzolization (Nascimento *et al.*, 2004). Such kinds of land degradation are particularly active in the wet parts of the Amazon Basin and result from the development of reducing and acidic conditions in groundwater aquifers (Nascimento *et al.*, 2004).

The development of yellow mottles or horizons in red tropical soils can proceed through two distinct processes: (i) the preferential removal of red minerals with a subsequent development of faint yellowish colours (Peterschmitt *et al.*, 1996) and (ii) the *in situ* conversion of reddish haematite to yellowish goethite (Schwertmann, 1971).

The first type of yellowing is well documented. Characteristic of poorly drained soils, it leads to selective dissolution of Fe oxides under reducing conditions and iron depletion. Such reductive dissolution has been reproduced in the laboratory (Torrent *et al.*, 1987) and is promoted by Fe-reducing bacteria (Macedo & Bryant, 1989). Bousserhine *et al.* (1998) showed that aluminium released upon dissolution of Al-substituted Fe oxides inhibits the activity of Fe-reducing bacteria. The dissolution of Fe oxides is generally retarded as their Al-

substitution or crystal size increases (e.g. Schwertmann, 1988). One of these two factors can prevail, depending on the depth where reducing takes place. At depth in the saprolite, Fe oxides commonly occur as large crystals with little substitution (Peterschmitt *et al.*, 1996). Their resistance to reductive dissolution is controlled mainly by grain size. They remain locally in pallid zones as stains of bright yellowish goethite, red-purplish haematite or both (Fritsch *et al.*, 2002). In the upper soil horizons, particles of Fe oxides are commonly smaller with more Al-substitution (Fitzpatrick & Schwertmann, 1982; Schwertmann, 1988). Substitution of Al thus controls their dissolution. Haematite usually has less Al-substitution than goethite does, and this explains the residual accumulation of goethite and consequently the yellowing of the soil (Jeanroy *et al.*, 1991).

The second type of yellowing still remains poorly understood. In contrast to the first type, it does not lead to loss of iron and is characteristic of unsaturated soil environments. Iron remains much less mobile than aluminium and silicon in the soil, although Fe-bearing phases are involved in dissolution and recrystallization. We have investigated a typical red-yellow ferralitic soil and combined optical and Mössbauer spectroscopy and X-ray diffraction to link this type of soil yellowing to progressive changes in the mineralogy and crystal chemistry of Fe oxides. Vertically, the main changes we found are related to the proportion and Al-substitution of the Fe oxides, which have been used as indicators of contrasting pedogenic and weathering conditions (Fitzpatrick & Schwertmann, 1982).

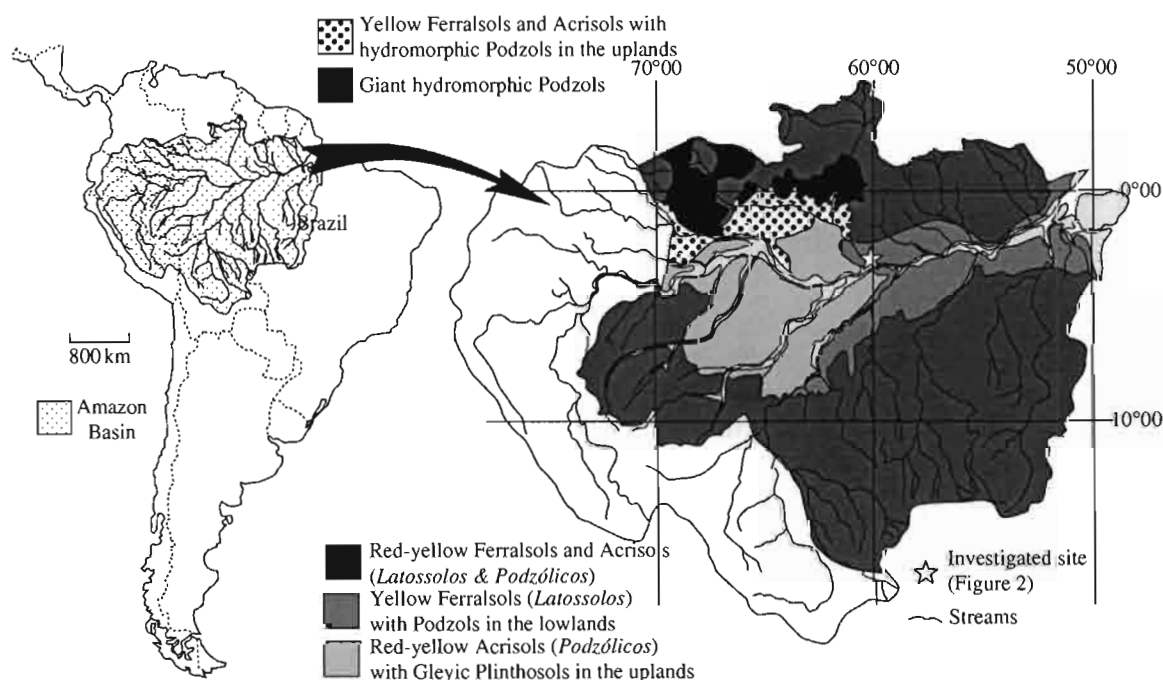


Figure 1 Soil map of the Brazilian Amazon Basin (reduced and simplified from Radam Brazil maps at 1:2 500 000) showing the distribution of the red and yellow Ferralsols and Acrisols as well as the extent of the hydromorphic and podzolic areas in the upper basin.

Regional setting and site description

The tropical landscape of the Manaus region is covered by evergreen forest and consists of large plateaux separated by U-shaped valleys about 40 m deep. The soils of the plateaux are clayey and up to 20 m thick. They are called 'Ferralsols' in the World Reference Base for Soil Resources and 'Latosols' in the Brazilian soil classification (EMBRAPA, 1997). Below them are sandy clay loam sediments with intercalations of cross-bedded sand strata and lenses of compact clay. The sediments belong to the Alter do Chão formation of the middle Amazon Basin. They are related to continental erosion of pre-weathered ferralitic materials and deposition on braided river floodplains, during the late Cretaceous and early Tertiary (Putzer, 1984). Soils and sediments are strongly weathered. Their mineralogy is dominated by quartz and kaolinite but includes small amounts of Fe (hydr)oxides (haematite and goethite), Ti oxides (rutile and anatase), mixed Ti-Fe oxides (ilmenite) and Al hydroxides (gibbsite) (Cornu *et al.*, 1999; Fritsch *et al.*, 2002).

Soils and sediments of the region are exposed in road cuttings and stream banks. Fritsch *et al.* (2002) described them on an edge of a plateau about 4 km north of the town of Manaus (Figures 1 and 2). The soils have reddish yellow subsoil, immediately below a thin stone line, and become progressively yellow towards the soil surface. Normal faults on the cross-section demarcate a small graben and yield sharp discontinuities in the soil. A large bleached patch of soil occurs in the downslope part of the graben, overlying a thin iron pan that locally cements the iron gravels of the stone line.

We selected for this study a 10-m thick soil profile (Profile I, Figure 2b; in colour online), 2 m upslope of the bleached soil horizons and iron pan (Figure 2a). It comprises homogeneously clayey and weakly iron-stained soil horizons. Munsell moist colour grades progressively from reddish yellow (5YR 7/5) at 9 m depth to light yellowish brown (10YR 6/4) close to the surface. The upward development of soil aggregates (first blocky and then pseudosands) can be related to decreasing size of the kaolinite and increasing biological activity (mainly of termites). In the uppermost yellowish part of the profile, the

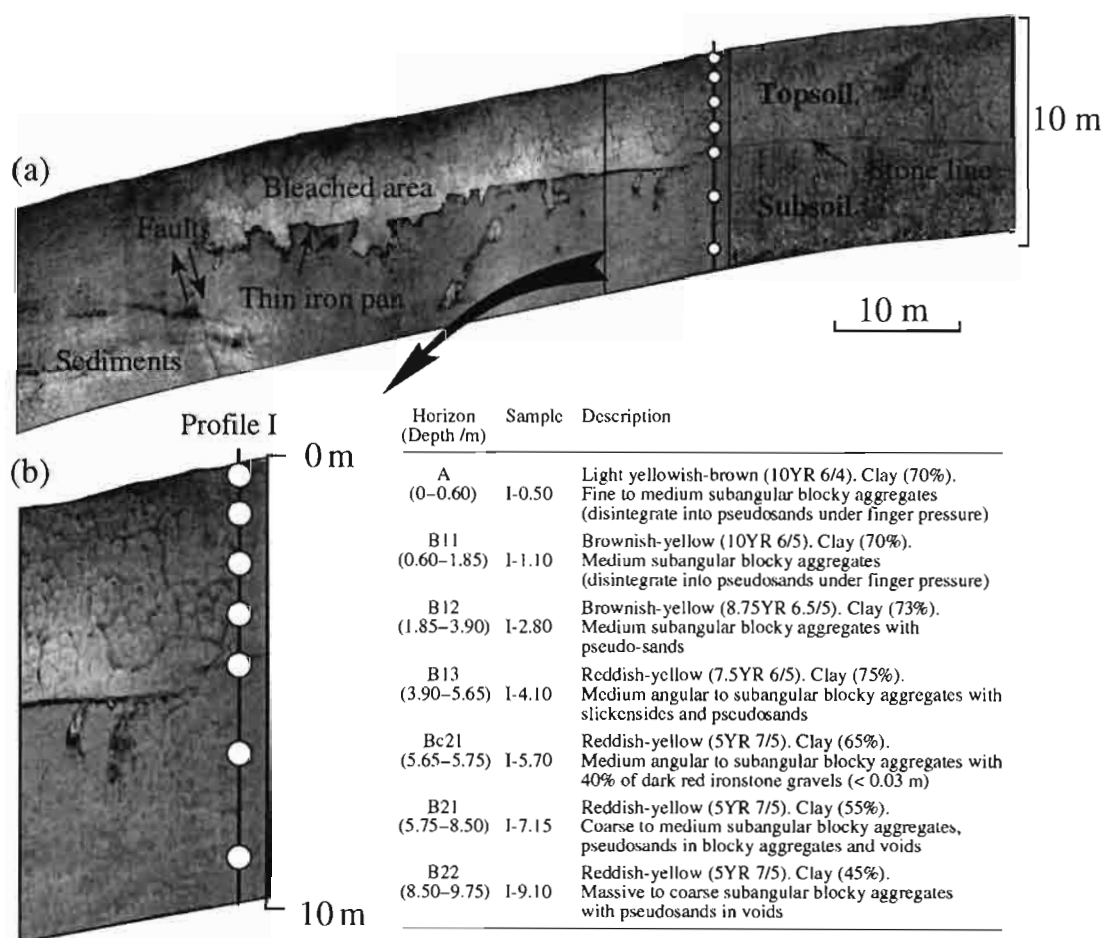


Figure 2 Cross-section showing (a) faults and the main pedogenic features (upward yellowing, stone line, bleached area and thin iron pan) in the upland of the Manaus region and (b) locations of the samples with a brief description of soil horizons in Profile I (the boundaries are gradual for loose horizons and abrupt for the stone line) (in colour online).

soil is somewhat depleted of clay and pseudosands tend to coalesce. At a depth of 5.7 m, a 0.10-m thick stone line of iron gravel marks an abrupt discontinuity between topsoil and subsoil.

Materials and methods

Soil sampling and pretreatments

Seven samples of loose soil were collected vertically in Profile I (Figure 2b). Two samples correspond to subsoil horizons (I-9.10, I-7.15), one to the loose soil matrix surrounding the ironstone gravels of the stone line (I-5.70) and four to topsoil horizons (I-4.10, I-2.80, I-1.10, I-0.50). The samples were air-dried, sieved to pass 2 mm and homogenized before analysis. Diffuse reflectance optical spectroscopy was done on all the samples. Only four samples (I-9.10, I-5.70, I-2.80, I-0.50) were investigated by Mössbauer spectroscopy and X-ray diffraction (XRD). The XRD was done on treated samples, after previous concentration of Fe and Ti oxides of the clay fraction (< 2 µm) by dissolution of kaolinite and gibbsite in boiling NaOH as described by Singh & Gilkes (1991).

Physical and chemical analysis

We determined particle-size distribution by sieving the sand fraction and by pipetting the clay and silt fractions, after destruction of organic matter by H₂O₂ and dispersion by hexametaphosphate. We used inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) to determine major elements and inductively coupled plasma atomic mass spectrometry (ICP-MS) for trace elements (4E-exploration package, Actlabs Ltd, Canada).

The contents of Fe oxides and poorly crystalline iron species were determined by the dithionite–citrate–bicarbonate (DCB) (Mehra & Jackson, 1960) and oxalate (Schwertmann, 1964) methods, respectively. Supernatants were separated from the residues by centrifuging and analysed for Fe and Al with plasma emission spectroscopy on a Jobin-Yvon JY24 ICP instrument. Extractable Fe and Al are referred to as Fe_d, Al_d for the DCB method and Fe_o, Al_o for the oxalate method. An average Al-substitution of Fe oxides, referred to as Al mol %, was derived from these chemical analyses as follows:

$$\text{Al mol \%} = \frac{(\text{mol Al}_d - \text{mol Al}_o)}{(\text{mol Fe}_d - \text{mol Fe}_o) + (\text{mol Al}_d - \text{mol Al}_o)}$$

Diffuse reflectance optical spectroscopy

We obtained spectra at room temperature (295 K) from 200 to 2500 nm with a 1-nm step using a Cary 5G UV-VIS-NIR spectrophotometer equipped with a 110-mm diameter integrating sphere coated with Halon (Labsphere, Inc., USA). Before

analysis, samples were gently ground in an agate mortar and pestle to destroy aggregates and oven-dried at 60°C overnight. We then back-filled samples into a 27-mm diameter and 2-mm deep hole of an Al holder, without packing to minimize preferential orientation and specular reflection. An optically treated silica slide was used to cover the sample holder. Reflectance, *R*, was measured relative to a Halon standard. The remission function $f(R) = (1 - R)^2/R$, proportional to the concentration of absorber, was calculated according to the Kubelka–Munk relation. The position of the optical transitions was determined by second-derivative functions after smoothing by a cubic spline (Malengreau *et al.*, 1996). The nature and relative proportion of the Fe oxides were determined from the position and intensity of absorption bands of second-derivative curves calculated from $f(R)$ (Kosmas *et al.*, 1984; Scheinost *et al.*, 1998).

Soil colour was quantified from the reflectance curves in the visible range (from 360 to 830 nm). The CIE tristimulus values (*X*, *Y*, *Z*) were computed from the spectral reflectance and energy of the light source for each wavelength from the colour matching functions of the CIE standard illuminant C (Wyszecki & Stiles, 1982). Tristimulus values were converted into Munsell notations (hue, chroma, value, which may be compared with colour field assessments with the Munsell charts) and Helmholtz coordinates (*L*_d: dominant wavelength, related to the tint; *P*_e: excitation purity, scaled between 0 for a colourless sample and 100% for a pure colour monitored at the output of a monochromator).

Powder X-ray diffraction and Rietveld refinement

The XRD powder patterns were recorded for the Cu-Kα radiation on a Siemens D500 diffractometer equipped with a graphite monochromator. Data were collected for 2θ from 2° to 100° with counting for 12 s every 0.02°. The XND program developed by Berar & Baldinozzi (1998) was used for Rietveld quantitative analysis (Snyder & Bish, 1989). The program uses Voigt line profile functions and allows one to deconvolute anisotropic strain and size contributions to line broadening. The XRD patterns were fitted over the 2–100° range of 2θ, including five mineral species. The space groups, atomic positions and isotropic Debye–Waller factors were taken from the following structure refinements: haematite (Hm) α-Fe₂O₃ (Blake *et al.*, 1966), goethite (Gt) α-FeOOH (Forsyth *et al.*, 1968), anatase TiO₂ (Horn *et al.*, 1972), rutile TiO₂ (Shintani *et al.*, 1975), and quartz SiO₂ (Le Page *et al.*, 1980).

Scale factors, cell parameters (*a*, *b*, *c*), atomic occupancies, and Lorentzian and Gaussian line widths were simultaneously refined for all phases. Preferential orientation parameters were refined only for haematite and goethite, to take into account platy and prismatic particle shapes, respectively. Scale factors were used to calculate the weight percent of each phase. The relative proportion of haematite among Fe oxides (haematite

and goethite) was defined as: $H_r = H_m:(H_m + Gt)$ by weight. Line widths were used to calculate the mean coherent domain (MCD) sizes from the Scherrer equation. We obtained best fits by assuming an anisotropic MCD shape for both goethite and haematite. The Al mole percent substitution (Al mol %) was calculated from the refined a cell parameter for haematite (Stanjek & Schwertmann, 1992) and c cell parameter for goethite (Schulze, 1984). Keeping the $Al^{3+}:Fe^{3+}$ ratio constant, we subsequently refined the atomic occupancies of Fe sites to estimate the molar content of iron vacancies (Fe^{3+} Vac. %) in each iron phase. Indeed, several studies have proposed that M^{3+} vacancies might compensate for excess water in the haematite and goethite structures (Wolska & Schwertmann, 1989), the extent of which depends on crystallization kinetics (Schwertmann & Stanjek, 1998).

Mössbauer spectroscopy

Mössbauer spectra were measured in transmission mode with a 50-mCi source of ^{57}Co in a rhodium matrix with a constant triangular acceleration. Spectra were recorded at 100 K for the subsoil samples and 120 K for the topsoil samples in an N_2 cryostat. Because the contents of iron were small ($Fe_t < 22 \text{ g kg}^{-1}$), each spectrum was run for 2–3 weeks. The velocity and isomer shift were calibrated at room temperature with an α -Fe foil of 25 μm thickness.

The Mössbauer spectra were fitted to raw data with the GOH program written by D. Bonnin. They consist of doublets and sextets with hyperfine-field distributions. The magnetic hyperfine-field distributions of the sextets, which are common in Fe oxides in soil, are treated in the program according to the model developed by Bocquet *et al.* (1992). The model describes the magnetic ordering of slowly relaxing clusters, which produce a Boltzmann distribution in the z magnetization direction. Below their ordering temperatures (Curie temperature for haematite and Néel temperature for goethite), the slow relaxation of the clusters allows the progressive alignment of magnetic moments of neighbouring Fe^{3+} ions thus producing a distribution of the magnetic hyperfine-field. This magnetic hyperfine-field distribution is attested in Mössbauer spectra by the internal line broadening of the sextets and is related in the model to the $E_c:kT$ ratio, where E_c is the ordering cluster moment energy, k is the Boltzmann constant and T is the temperature. Although not fully understood, the magnetic hyperfine-field distribution calculated by the model for each sextet could result from heterogeneity in magnetic domain sizes and crystallographic defects (mostly diamagnetic impurities and Fe vacancies) as well as, close to the ordering temperatures, from the magnetic ordering of slowly relaxing clusters. The model also provides excellent fits to the temperature-dependent hyperfine-field distribution observed in Mössbauer spectra.

The refined hyperfine parameters include the isomer shift (IS), the quadrupole splitting (QS), the maximum hyperfine field (H_{fm}), the full width at half maximum (fwhm), the hyperfine-field distribution ($E_c:kT$) and the area of each component, this last parameter being directly proportional to the fraction of total iron hosted by the corresponding mineralogical component. For goethite, the average hyperfine field of the distribution ($\langle H \rangle$) was calculated from H_{fm} and values of $E_c:kT$.

Results

Soil chemistry and mineralogy

Silicon and Al are the major chemical elements in the soil profile (Table 1). They are incorporated mainly into quartz and kaolinite. Vertical changes in their contents reflect variations predominantly in the proportion of these two minerals (Figure 3). Gibbsite is present in small concentrations (< 3.4%) only in the upper 7 m of the profile. Although kaolinite is the main pool of aluminium, gibbsite and Al-substituted Fe oxides (haematite and goethite) also contribute to the sequestration of Al.

Iron is present in small concentrations and is slightly more abundant than Ti. As in most ferralitic soils, Fe and Ti occur in distinct oxide minerals (haematite and goethite for the former, rutile and anatase for the latter) and sometimes in mixed Ti-Fe oxides (ilmenite and pseudorutile).

Mobility of Si, Al and Fe in tropical environments may be assessed by reference to an immobile element. Zirconium, Th and Ti are good candidates since they are incorporated in resistant minerals (e.g. zircon) or readily precipitate as insoluble oxides (e.g. thorianite). Cornu *et al.* (1999) have suggested that some of the Ti is mobile in ferralitic soils from weathering of rutile to anatase and ilmenite to pseudorutile. However, the positive correlation between the Ti, Th and Zr contents that we have found in the soils and sediments (Fritsch *et al.*, 2002) indicates that Ti, which is almost as abundant as Fe, can be used as a conservative element to establish elemental mass balances in Profile I.

Table 1 Contents of carbon, oxides and minor elements in the seven samples from Profile I

Sample	C	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Zr	Th
		/%				/mg kg ⁻¹	
I-0.50	0.53	57.0	25.8	3.0	1.62	2171	37
I-1.10	0.33	53.8	28.4	3.1	1.67	2183	40
I-2.80	0.23	48.4	32.4	2.9	1.62	1811	38
I-4.10	0.21	50.6	32.0	2.6	1.57	2056	37
I-5.70	0.22	55.6	29.1	2.2	1.40	1994	35
I-7.15	0.14	60.3	26.8	1.7	1.32	1793	31
I-9.10	0.14	64.2	22.7	1.3	1.06	1507	25

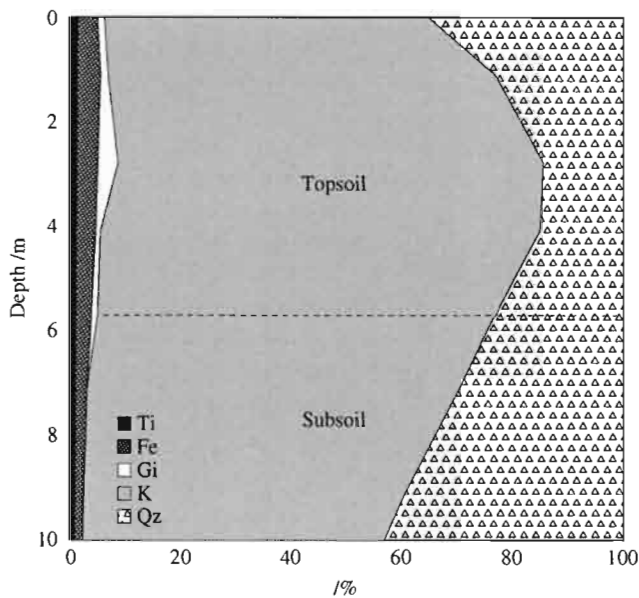


Figure 3 Soil mineralogy: Qz, quartz; K, kaolinite; Gi, gibbsite; Fe, Fe oxides; Ti, Ti oxides.

Silicon has been leached in the subsoil and has accumulated slightly in the upper 2.8 m of the topsoil (Figure 4a). Aluminium is almost immobile down 2.8 m and has been partly leached from the overlying horizons (Figure 4b). Iron is immobile in the subsoil and has accumulated slightly in the topsoil (Figure 4c).

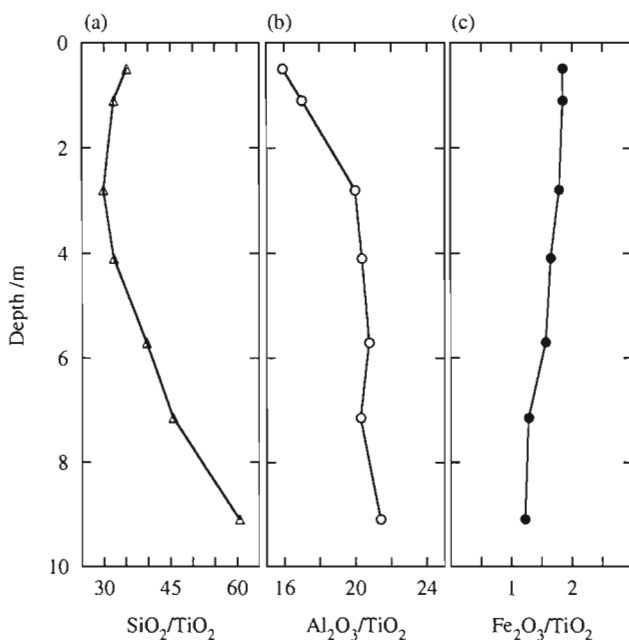


Figure 4 (a) SiO₂:TiO₂, (b) Al₂O₃:TiO₂ and (c) Fe₂O₃:TiO₂ ratios as a function of depth.

Quantification of colour change

The quantitative analysis of diffuse reflectance spectra (Table 2) fit field assessments of the progressive change in colour from the bottom to the top of the profile. In the Munsell notation, the dry samples grade from pink (6.4YR 7.7/2.5) at 9.1 m to very pale brown (9.5YR 6.8/3.4) at 0.5 m, the main change being in hue. It increases gradually upwards with a larger change at the stone line (5.7 m). The Munsell value remains close to 7.7 in the subsoil and then decreases somewhat in the topsoil. In contrast, the Munsell chroma increases from 2.5 at 9.1 m to 3.4 at 0.5 m. Translated into the Helmholtz coordinates, these changes relate to decreasing dominant wavelength (L_d) from 590.7 to 583.4 nm and increasing excitation purity (P_e) from 13 to 25% (Table 2).

The upward yellowing of the soil is thus related to the progressive change of the Munsell hue or decrease of the dominant wavelength. The Munsell chroma and the excitation purity both suggest small but increasing contents of Fe oxides from the bottom to the top of the profile (Scheinost & Schwertmann, 1999). The larger proportion of goethite towards the surface could also partly contribute to the observed trends of chroma (or excitation purity), as the Munsell chroma and value of goethite are commonly larger than those of haematite (Scheinost & Schwertmann, 1999). The small decrease of the Munsell value upwards in the profile might be related to a wide range of factors such as more organic matter (C %, Table 1), larger goethite-to-haematite ratio (Scheinost & Schwertmann, 1999), smaller particle sizes (Scheinost *et al.*, 1999) as well as a larger Al-substitution rate for goethite (Kosmas *et al.*, 1986).

Assessment of extractable Fe and Al

The inability of the oxalate treatment to extract much of the Fe demonstrates that poorly crystalline iron species (e.g. ferrihydrite) are virtually absent in the profile (Fe_o, Table 3). The amount of iron extracted by DCB increases from 5 g kg⁻¹ at depth to 13 g kg⁻¹ near the soil surface (Fe_d, Table 3). This concentration of Fe oxides correlates positively with the enrichment in Ti oxides (Table 1). Only one half of the total iron content is extracted by DCB, suggesting similar proportions of easily reducible Fe oxides and other more resistant iron-bearing phases in the samples.

Iron-bearing phases resistant to the DCB treatment may include Fe-substituted kaolinite (Balan *et al.*, 1999) and greatly Al-substituted goethite. Mixed oxides of Fe and Ti might also be present. They were identified in the sand fractions of similar profiles (Cornu *et al.*, 1999). The gradual increase of the Fe_d:Fe ratio towards the soil surface might reflect the *in situ* weathering of coarse-grained mixed Ti-Fe oxides to fine-grained Ti and Fe oxides (Cornu *et al.*, 1999). We identified traces of aluminous goethite on second-derivative reflectance spectra of deferrated samples (not shown), indicating the

Table 2 Tristimulus values from diffuse reflectance curves of the seven samples translated into Munsell colour notation and Helmholtz coordinates. For explanation of symbols see text

Sample	Tristimulus values			CIE system (1931)			Calculated Munsell variables			Helmholtz coordinates	
	X	Y	Z	x	y	Y /%	Hue	Value	Chroma	L _d /nm	P _c /%
I-0.50	41.45	40.79	30.31	0.3683	0.3624	40.79	9.50YR	6.84	3.38	583.4	24.92
I-1.10	47.07	46.62	37.27	0.3594	0.3560	46.62	9.45YR	7.24	3.00	584.9	20.47
I-2.80	52.31	51.77	42.61	0.3566	0.3529	51.77	8.94YR	7.57	2.95	584.1	19.10
I-4.10	53.86	53.37	46.56	0.3502	0.3470	53.37	8.42YR	7.67	2.58	586.5	15.53
I-5.70	55.84	54.86	48.55	0.3506	0.3445	54.86	7.13YR	7.75	2.67	588.4	14.95
I-7.15	54.14	52.86	46.75	0.3521	0.3438	52.86	6.38YR	7.63	2.76	589.4	15.19
I-9.10	54.34	53.27	48.29	0.3486	0.3417	53.27	6.42YR	7.66	2.54	590.7	13.50

resistance of this mineral to the DCB treatment (Jeanroy *et al.*, 1991). The average chemical estimate of the Al for Fe-substitution (Al mol %, Table 3) in the extractable Fe oxides increases progressively from 15% at depth to 33% in the uppermost topsoil.

Determination of Fe oxides from second-derivative diffuse reflectance spectroscopy (SDRS)

Iron oxides usually display four absorption bands in the visible and extended visible range (400–1100 nm), produced by electronic transitions of Fe³⁺ in an octahedral ligand field (Sherman & Waite, 1985). They arise from three single electron transitions, i.e. ⁶A₁ → (⁴E; ⁴A₁), ⁶A₁ → ⁴T₂, ⁶A₁ → ⁴T₁, and one electron pair transition (EPT), i.e. (⁶A₁ + ⁶A₁) → (⁴T₁ + ⁴T₁). The SDRS cannot differentiate Fe oxyhydroxides (e.g. goethite and lepidocrocite) from band positions in tropical soils. The most common Fe oxide of these soils, i.e. haematite, is easily distinguished from the other Fe oxyhydroxides because of its longer wavelength of the EPT and shorter wavelength of the ⁶A₁ → ⁴T₁ transition (Scheinost *et al.*, 1998). This difference arises from the magnetic coupling between face-sharing octahedra in the haematite structure (Sherman & Waite, 1985).

Table 3 Extracted Fe and Al from total, DCB and oxalate analysis of the seven samples

Sample	Fe _t ^a		Fe _d		Fe _o		Al _t ^a		Al _d		Al _o		Al mol %
	—	/g kg ⁻¹	—	Fe _o :Fe _d	Fe _d :Fe _t	—	/g kg ⁻¹	—	—	—	—	—	
I-0.50	21.1	13.3	0.5	0.04	0.63	135.9	4.3	1.2	33				
I-1.10	21.8	13.0	0.2	0.01	0.60	149.4	4.3	1.2	33				
I-2.80	20.5	11.8	0.1	0.01	0.58	170.7	3.6	1.1	30				
I-4.10	18.3	10.2	0.1	0.01	0.55	168.4	2.8	1.1	26				
I-5.70	15.4	7.6	0.1	0.01	0.49	153.2	1.8	0.7	24				
I-7.15	11.8	5.2	0.1	0.02	0.44	141.2	1.3	0.6	21				
I-9.10	9.2	4.5	0.1	0.02	0.49	119.6	0.9	0.6	15				

^aCalculated from Fe₂O₃ and Al₂O₃ (Table 1).

Only three bands are observed at short wavelengths because of small concentrations of Fe oxides in the samples (Figure 5). These bands correspond to minima on second-derivative spectra of the remission functions (P₁, P₂ and P₃; Table 4). The P₁ minimum corresponds to the single electron transition of goethite, ⁶A₁ → (⁴E; ⁴A₁), whereas the two other distinct minima correspond to the EPT, which is observed at a shorter wavelength for goethite (P₂) than for haematite (P₃).

Band intensities on the second-derivative spectra are estimated from the amplitude between a minimum and the nearby maximum at its lower energy side (Figure 5). The amplitudes of the three bands (A₁, A₂ and A₃; Figure 5 and Table 4) are positively correlated with the contents of goethite and haematite in iron-poor soils (Fe oxides < 3%). A₁ and A₃ are commonly used to assess the contents of goethite and

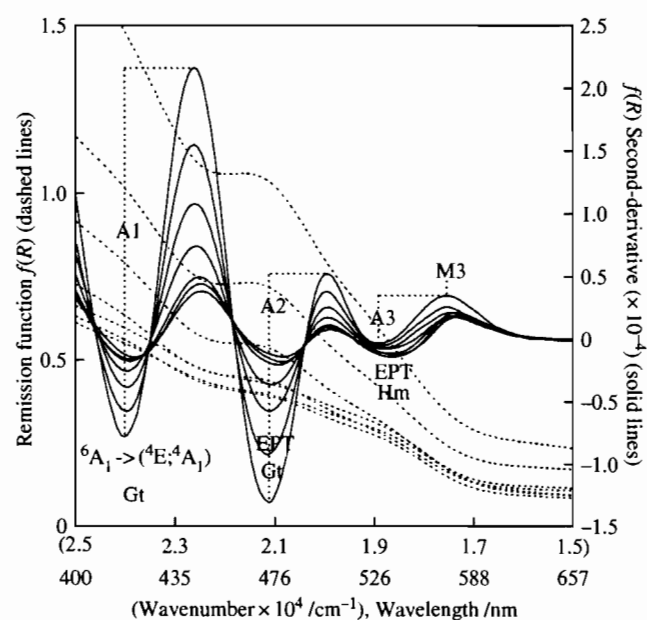
**Figure 5** Second-derivative spectra of remission functions from diffuse reflectance curves of the seven samples (samples are naturally ordered as the amplitudes of the crystal-field band transitions of goethite increase with decreasing depth).

Table 4 Positions (P) and amplitudes (A) of the single ${}^6A_1 \rightarrow ({}^4E; {}^4A_1)$ electron transition and the electron pair transition (EPT) of the seven spectra shown in Figure 5

Sample	${}^6A_1 \rightarrow ({}^4E; {}^4A_1)$		EPT (Gt)		EPT (Hm)			H_r /%
	P_1 /nm	$A_1 \times 10^{-4}$	P_2 /nm	$A_2 \times 10^{-4}$	P_3	M_3	$A_3 \times 10^{-4}$	
I-0.50	416.5	2.924	473.9	1.827	528.8	570.5	0.398	12
I-1.10	417.4	2.123	473.1	1.301	529.9	570.8	0.298	12
I-2.80	417.4	1.456	474.1	0.778	533.0	572.7	0.281	16
I-4.10	417.4	0.994	474.7	0.410	532.8	574.3	0.249	20
I-5.70	418.7	0.667	478.2	0.407	536.3	576.4	0.298	31
I-7.15	419.4	0.602	480.1	0.407	536.9	576.7	0.357	37
I-9.10	420.5	0.532	480.3	0.407	539.3	579.5	0.307	37

Hm, haematite; Gt, goethite.

$H_r = A_3/(A_1 + A_3)$.

haematite, respectively (Scheinost *et al.*, 1998), and the relative proportion of haematite in Fe oxides, $H_r = \text{Hm}/(\text{Hm} + \text{Gt})$, is estimated from the calculated ratio $A_3/(A_1 + A_3)$. From the bottom to the top of the profile, the amount of goethite increases slightly in the subsoil and more abruptly in the topsoil (Figure 5). In contrast, H_r decreases from 37% at 9.1 m to 12% at 0.5 m (Table 4). Simultaneously, the positions of the three minima and the maxima of haematite (M_3) shift to higher energy. The position of M_3 has been related to H_r (Kosmas *et al.*, 1984). It stands between 605 nm for deep red samples to about 565 nm for yellow samples free of haematite. A value of 570 nm in the upper sample of the profile (I-0.50) is therefore in agreement with traces of haematite in the pool of Fe oxides. At shorter wavelengths, increasing Al-substitution in goethite is related to the blue shift of P_1 and P_2 (Kosmas *et al.*, 1986; Scheinost *et al.*, 1999). The position of P_2 stands between 495 nm for the brightest yellow samples with pure goethite and around 475 nm for brown samples with maximum Al-substitution in goethite (33 mol%), a range of values consistent with our optical data and DCB extractions.

Determination of Fe oxides from Rietveld refinement of XRD patterns

Haematite (Hm), goethite (Gt), anatase (An) and rutile (Rt) are the dominant minerals identified in the chemically treated samples, with quartz as a minor phase (< 4%) (Figure 6). The weighted profile residual (R_{wp}) lies between 9.5 and 10.2%, which is satisfactory for a mixture of five minerals (Table 5). The main changes in XRD patterns result from decreasing haematite content and increasing goethite content with decreasing depth. The Hm:(Hm + Gt) weight percent ratio (H_r , Table 5) decreases progressively from 33% at 9.1 m to 8% at 0.5 m. In contrast, the An:(An + Rt) weight percent ratio remains unchanged (85%).

The refined unit cell parameters of rutile and anatase of the four samples (not shown) correspond to those reported in the

literature for pure Ti oxides. In contrast, the small unit cell parameters of haematite and goethite, relative to pure end-members, are related to Al-substitution (Table 5). The Al-substitution rate of haematite ranges between 10 and 15 mol%, with the largest values in the topsoil. In goethite, the Al-substitution increases regularly from 25 mol% at 9.1 m to 33 mol% at 0.5 m. The amount of vacancies at the Fe–Al site is close to zero for haematite and about 4% for goethite in all samples. The MCD size of haematite and goethite ranges between 75 and 10 nm (Table 5), in agreement with MCD values generally observed for soil Fe oxides. The decrease of haematite content is accompanied by a decrease in its MCD size, which varies from 75 nm in the (*a*, *b*) plane and 40 nm along the *c* direction at 9.1 m to 10 nm in the three directions at 0.5 m. Therefore, the haematite coherent domains change shape from platelets perpendicular to the *c* axis at depth to a more spherical shape and smaller size in the topsoil. In contrast, the MCD size of goethite slightly increases in the topsoil but remains anisotropic in the whole profile. Goethite crystals have prismatic shapes with similar domain sizes along the *b* and *c* directions and almost double in size along the *a* direction (Pbnm SG).

Determination of Fe oxides from Mössbauer spectroscopy

The Mössbauer spectra were satisfactorily fitted with three components (Figure 7): a central quadrupole doublet and two sextets with asymmetric line shapes due to hyperfine-field distribution. The doublet corresponds to paramagnetic Fe^{3+} and the two sextets to magnetically ordered haematite and goethite according to their refined hyperfine parameters (Table 6). There is no evidence of the presence of Fe^{2+} .

At the recording temperature (100–120 K), the hyperfine-field distributions are much broader for the Gt sextet than for the Hm sextet (smaller E_c/kT values for the former than for the latter in Table 6). The Gt sextet can be considered as an intermediate relaxation spectrum, with very broad hyperfine-field distribution, in which the goethite crystals are close to

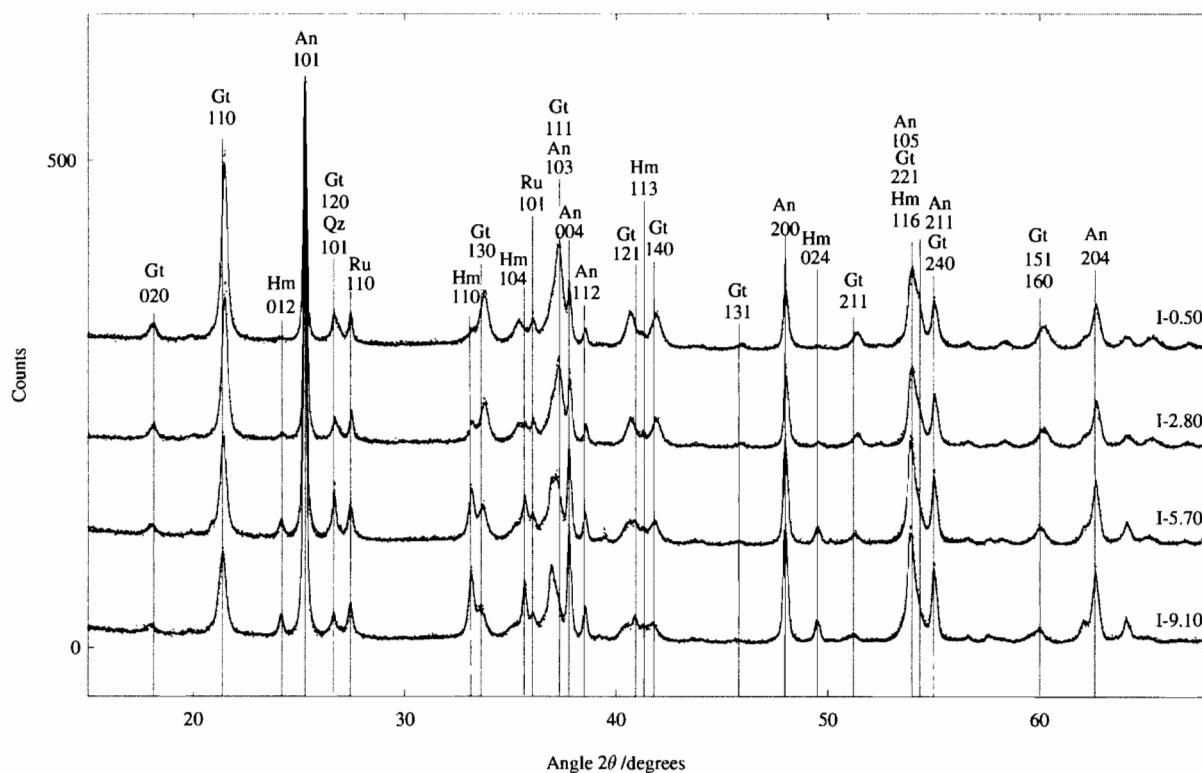


Figure 6 Rietveld refined spectra of X-ray diffraction patterns of four clay samples (< 2 μm) treated with boiling NaOH (dotted line – experimental; solid line – calculated) showing four dominant phases (Hm, haematite; Gt, goethite; An, anatase; Rt, rutile) and one minor phase (Qz, quartz). The intensities of goethite reflections increase while those of haematite decrease with decreasing depth (note also the shift of the goethite reflections towards higher angles).

Table 5 Crystallographic parameters of haematite and goethite from Rietveld refinements of the four XRD spectra shown in Figure 6. For explanation of symbols and abbreviations see text

I. Haematite (Hm)

Sample	R_{wp} /%	a	b /Å	c	MCDa /nm	MCDc	Al mol	Fe^{3+} Vac. /%	Weight	H_r
I-0.50	9.5	5.024 (9)	5.024 (9)	13.77 (3)	9	11	14	ND	6	8
I-2.80	10.1	5.023 (4)	5.023 (4)	13.77 (1)	21	32	15	1	7	11
I-5.70	10.2	5.026 (1)	5.026 (1)	13.756 (5)	46	38	12	< 1	16	28
I-9.10	10.1	5.028 (1)	5.028 (1)	13.761 (6)	74	41	10	< 1	18	33

II. Goethite

Sample	R_{wp} /%	a	b /Å	c	MCDa /nm	MCDb	MCDc	Al mol	Fe^{3+} Vac. /%	Weight
I-0.50	9.5	4.559 (1)	9.777 (2)	2.966 (1)	40	24	29	33	4	66
I-2.80	10.1	4.561 (1)	9.784 (3)	2.968 (1)	43	33	36	32	4	58
I-5.70	10.2	4.566 (1)	9.800 (5)	2.974 (1)	37	22	23	29	4	41
I-9.10	10.1	4.573 (2)	9.823 (6)	2.981 (2)	34	19	21	25	5	37

Values in parentheses are standard deviations of the last digit for cell parameters.

Mol Al % for Hm = $(5.0406 - a)/0.0012268$ (Stanjek & Schwertmann, 1992).

Mol Al % for Gt = $1730 - 572c$ (Schulze, 1984).

H_r = Hm:(Hm + Gt) weight percent ratio.

ND, not determined.

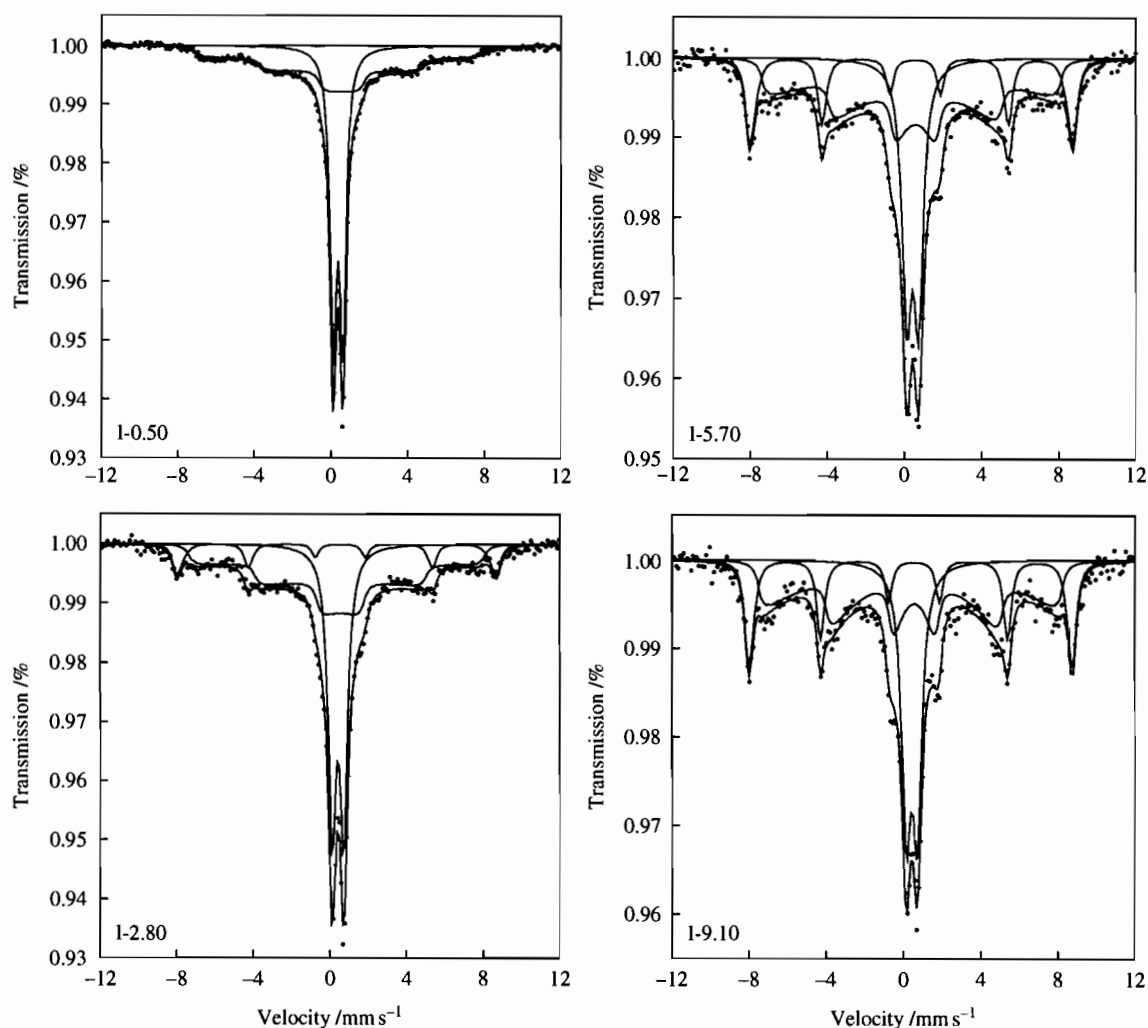


Figure 7 Mössbauer spectra of four samples (dotted line – experimental; thick solid line – calculated) refined with two sextets and a central quadrupole doublet (thin solid lines).

their ordering temperatures. For both sextets, the maximum hyperfine field (H_{fm}) and the $E_c:kT$ values decrease from the bottom to the top of the profile. This general trend is better expressed for the Gt sextet than for the Hm sextet. Accordingly, the average hyperfine field of the distribution of the Gt sextet ($\langle H \rangle$) decreases progressively from 37.9 to 30.1 tesla (Table 6). Since the average MCD size of goethite crystals does not vary significantly in the profile, the decrease of $\langle H \rangle$ can be attributed mainly to the increase of the Al-substitution in goethite, as indicated by XRD data.

The relative proportion of haematite derived from Mössbauer data decreases progressively from 32% at 9.1 m to 3% at 0.5 m (H_r , Table 6). These values are consistent with those obtained from XRD (Table 5) in the two subsoil samples, supporting the view that goethite contributes weakly to the paramagnetic doublet. In the topsoil samples, the relative increase of the doublet proportion (Table 6) suggests that some Al-rich goethites might not be magnetically ordered at

120 K. The H_r should therefore be overestimated from Mössbauer data in these samples since Al-rich goethites are supposed to contribute to the paramagnetic doublet. This is the case for sample I-2.80 but not for sample I-0.50. In the latter, XRD data (Table 5) also indicate that haematite particles are particularly small (10 nm) and contain about 14 mol % of Al. Such small Al-haematite particles could be super-paramagnetic (Kündig *et al.*, 1966) and would then still contribute partly to the doublet, leading to underestimation of the H_r ratio derived from the Hm sextet area.

Discussion and conclusions

Our experimental results provide a consistent assessment of the geochemical balance, mineralogical transformations and environmental factors explaining the upward yellowing of a representative ferrallitic soil of the middle Amazon Basin.

Table 6 Refined hyperfine parameters of the three components from the four Mössbauer spectra shown in Figure 7I. Sextet of haematite (Hm) with narrow hyperfine-field distribution (large $E_c:kT$ values)

Sample	Temperature /K	IS ^a /mm s ⁻¹	QS ^b /mm s ⁻¹	H _{fm} ^c /T	fwhm ^d /mm s ⁻¹	Area $E_c:kT$ /%	H _r /%
I-0.50	120	0.46	-0.20	50.9	0.45	30.0	1
I-2.80	120	0.46	-0.20	52.6	0.45	40.0	10
I-5.70	110	0.47	-0.20	52.7	0.45	45.0	20
I-9.10	100	0.47	-0.18	52.7	0.45	65.0	23

II. Sextet of goethite (Gt) with very broad hyperfine-field distribution (small $E_c:kT$ values)

Sample	Temperature /K	IS /mm s ⁻¹	QS /mm s ⁻¹	H _{fm} /T	fwhm /mm s ⁻¹	Area <H> ^e /%	/T
I-0.50	120	0.47	-0.21	45.3	0.45	0.6	50
I-2.80	120	0.47	-0.21	47.3	0.45	0.9	53
I-5.70	110	0.48	-0.21	47.4	0.45	1.8	51
I-9.10	100	0.47	-0.20	48.1	0.45	2.6	48

III. Paramagnetic doublet (Fe³⁺)

Sample	Temperature /K	IS /mm s ⁻¹	QS /mm s ⁻¹	H /T	fwhm /mm s ⁻¹	Area /%
I-0.50	120	0.39	0.52	0.0	0.40	49
I-2.80	120	0.44	0.61	0.0	0.49	37
I-5.70	110	0.44	0.61	0.0	0.58	29
I-9.10	100	0.45	0.57	0.0	0.58	29

^aIsomer shift.^bQuadrupole splitting.^cMaximum hyperfine field.^dFull width at half maximum.^eAverage hyperfine field of the distribution.H_r = Hm:(Hm + Gt) area percent ratio.

Geochemical balance

The upward yellowing of the soil has occurred without loss of iron but is related to strong depletions of Si in the subsoil and of Al in the uppermost topsoil. The slight gain of iron within and above the stone line (Figure 4c) is probably due to lithological heterogeneities in the parent sediments or weathering of earlier Fe-rich formations. Indeed, iron pans that occur in small parts of the Manaus region (Fritsch *et al.*, 2002) can be transformed into ironstone gravels and even into loose soil horizons (Muller & Bocquier, 1987). In contrast, losses of silicon (Figure 4a) and aluminium (Figure 4b) are related to preferential dissolution of quartz in the subsoil and kaolinite in the uppermost topsoil. The small gain of silicon in the Al-depleted topsoil (Figure 4a,b) could result from biological

recycling in the forest (Lucas *et al.*, 1993). Consequently, the mobility of iron is strongly restricted, whereas that of aluminium and silicon is enhanced in this kind of soil yellowing.

Mineralogical transformations

The upward yellowing of the soil is associated with progressive changes in the proportion, substitution of Al and crystal size of haematite and goethite (Figure 8). The main change of colour is related to Munsell hue (Figure 8a) or dominant wavelength, which reflects a gradual replacement of reddish haematite by yellowish goethite from the bottom to the top of the profile (Figure 8b). The increase of the goethite proportion from 65 to 90% is directly related to the *in situ* conversion of haematite to goethite since this transformation has occurred at nearly invariant iron contents. Such a transformation is enhanced at the stone line (5.7 m) that could restrict vertical flow but is not complete in the overlying horizons as the proportion of haematite remains at about 10% in the uppermost topsoil (Figure 8a,b). More subtle changes of colour (Munsell value and chroma in Figure 8a) can be related to substitution of Al (Figure 8c) and crystal sizes (Figure 8d) of Fe oxides (Kosmas *et al.*, 1986; Scheinost & Schwertmann, 1999; Scheinost *et al.*, 1999).

The progressive increase of the average Al-substitution of Fe oxides from 15 to 33 mol % (Figure 8c) is related mainly to the increasing proportion (65–90%) and average Al-substitution (25–33 mol %) of goethite from the bottom to the top of the profile (Figure 8b,c). Haematite contributes weakly to this trend as its average Al-substitution remains almost unchanged (10–15 mol %). The decreasing size of coherent domains of haematite, which transforms from a platy to a more spherical shape, accords with the progressive dissolution of haematite particles (Figure 8b,d). Since the proportion of haematite decreases from 35 to 10%, the amount of converted haematite is 25%. Assuming that this pool of haematite converted to goethite with a maximum Al-substitution of 33 mol %, and that the initial pool of goethite (65% of goethite at 25 Al mol % in the deepest sample) is not affected by any transformation, we can reckon that the average Al-substitution of goethite in the upper I-0.50 sample should be 27 Al mol %. This value is less than the actual Al-substitution of goethite in this sample. This discrepancy strongly suggests that part of the least substituted goethites occurring at depth also converted to Al-rich goethites (33 Al mol %). Therefore, soil yellowing in the profile proceeds through the dissolution of haematite and Al-poor goethite and the crystallization of Al-rich goethite, which is consistent with the Al-substitution control on the dissolution of Fe oxides in soil (Jeanroy *et al.*, 1991).

We therefore consider that haematite and Al-poor goethite are residual iron phases formed in an earlier stage of ferralitization of tropical soils. They have probably formed at the expense of large well-crystallized Fe oxides in purplish and bright yellow saprolites (Peterschmitt *et al.*, 1996). The neoformation of Al-rich goethite must be linked

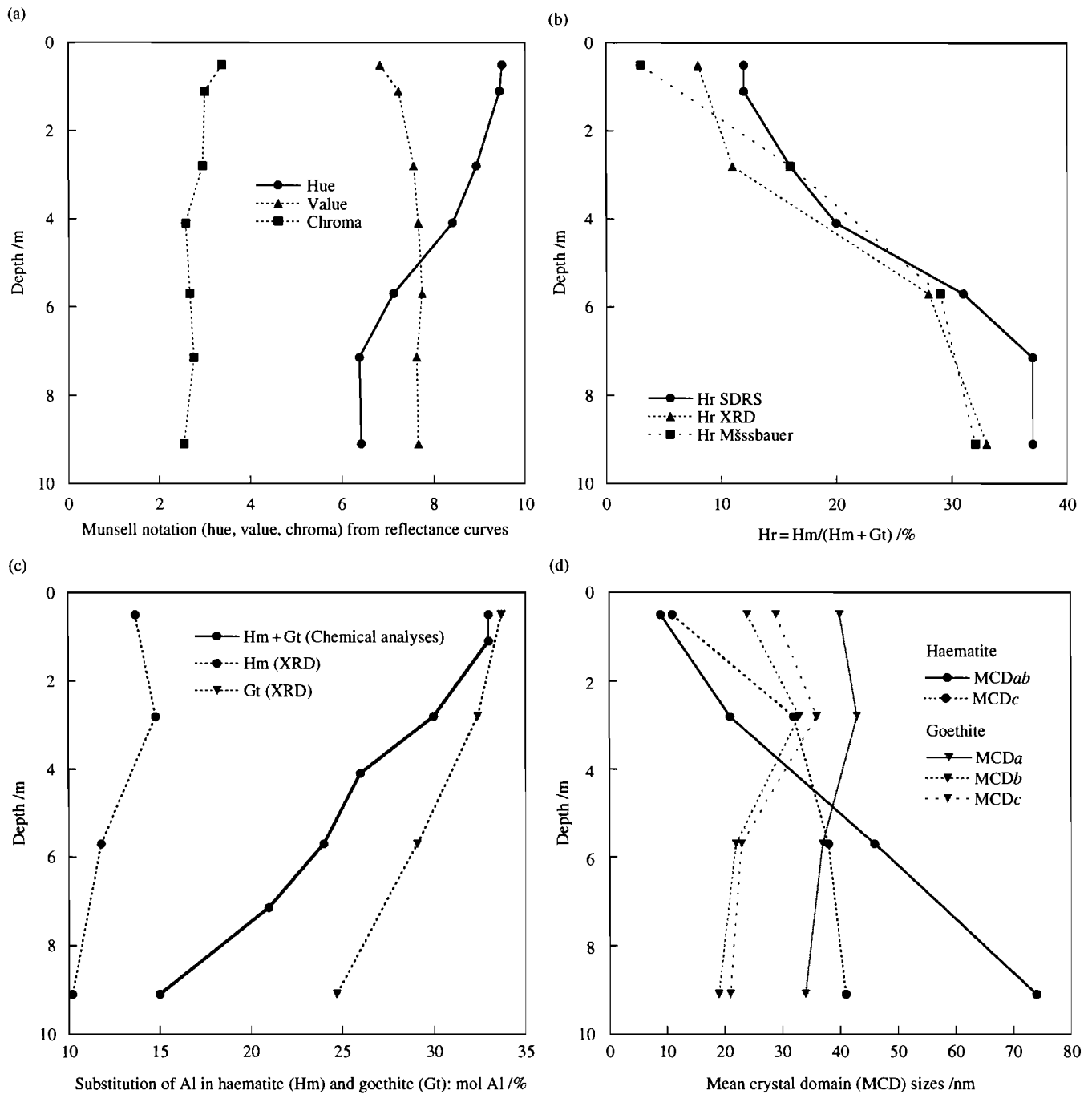


Figure 8 Main colorimetric and crystal-chemical changes observed vertically for Fe oxides. (a) Munsell notation (hue, value and chroma) calculated from diffuse reflectance curves in the visible range. (b) H_r ratios from three different methods (second-derivative diffuse reflectance spectroscopy, Rietveld and Mössbauer refinements). (c) Al mol % derived from chemical and X-ray diffraction data. (d) Mean crystal domain sizes along the *a*, *b* and *c* unit cell dimensions for haematite and goethite derived from Rietveld refinements.

to preferential dissolution of kaolinite in this uppermost clay- or Al-depleted topsoil. Kaolinite dissolution in the topsoil favours the vertical transfer of aluminium in the subsoil together with the precipitation of Al-rich goethite and ultimately of gibbsite (Fritsch *et al.*, 2002). Therefore, only Al-rich goethite and gibbsite represent the last gener-

ation of soil minerals and probably reflect the present-day weathering conditions. Their presence indicates decreasing silica and increasing aluminium activity in soil solutions (Schwertmann & Kämpf, 1985; Trolard & Tardy, 1989). Yellowing therefore initiates the bauxitization of the soil (Jeanroy *et al.*, 1991).

Environmental factors

Previous investigations on climosequences of ferralitic soils from southern and central Brazil have revealed valuable correlations between properties of Fe oxides and environmental factors. In particular, the goethite-to-haematite ratio (Kämpf & Schwertmann, 1983) and the Al-substitution of goethite (Schwertmann & Kämpf, 1985) were positively correlated with the mean annual excess moisture (rainfall minus potential evapotranspiration). On the other hand, the development of yellowish colours in the upper part of red ferralitic soils was related by Chauvel & Pedro (1978) to soil structure decline due to repetitive cycles of soil wetting and drying, which are better expressed in the topsoil than in the subsoil. Consequently, the upward yellowing of red tropical soils is an indication of soil aging, with a progressive decline of the soil structure, sometimes under climatic forcing conditions, humid climates promoting greater water activity in soils.

Increasing residence time of water in soil may also favour the development of reducing conditions and the transfer of iron. The dissolution of Fe oxides can thus prevail over crystallization. Such conditions have occurred locally just above the stone line that acts as a hydrological barrier to vertical flow, leading to an ultimate and massive redistribution of iron in local and perched groundwater aquifers. They explain the nearby formation of a bleached area over a thin iron pan that cements the iron gravels of the stone line (Figure 2a).

Acknowledgements

The research was funded by PNSE (Programme National de recherche Sols et Erosion, contribution number 275: 'Dynamique du fer dans deux types de paysages latéritiques du bassin amazonien: Relation entre minéralogie, structure et fonctionnement hydro-biogéochimique') and IRD (Institut de Recherche pour le Développement, UR058 Géotrope: 'Processus d'altération et de pédogenèse et bilans de transferts dans la géosphère tropicale'). We thank H. Boucher from IRD who did the DCB and oxalate treatments.

References

- Balan, E., Allard, T., Boizot, B., Morin, G. & Muller, J.P. 1999. Structural Fe³⁺ in natural kaolinites: New insights from electron paramagnetic resonance spectra fitting at X and Q-band frequencies. *Clays and Clay Minerals*, **47**, 605–616.
- Berar, J.F. & Baldinozzi, G. 1998. XND code: From X-ray laboratory data to incommensurately modulated phases. Rietveld modelling of complex materials. *International Union of Crystallography – Commission for Powder Diffraction, Newsletter*, **20**, 3–5.
- Blake, R.L., Hessevick, R.E., Zoltai, T. & Finger, L.W. 1966. Refinement of the hematite structure. *American Mineralogist*, **51**, 185–194.
- Bocquet, S., Pollard, R.J. & Cashion, J.D. 1992. Dynamic magnetic phenomena in fine particle goethite. *Physical Review B*, **46**, 11657–11664.
- Bousserrhine, N., Gasser, U., Jeanroy, E. & Berthelin, J. 1998. Effect of aluminium substitution on ferri-reducing bacterial activity and dissolution of goethites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Earth and Planetary Sciences*, **326**, 617–624.
- Chauvel, A. & Pedro, G. 1978. Genèse des sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) par transformation des sols rouges (ferrallitiques) de Casamance (Sénégal). *Cahiers ORSTOM, Série Pédologique*, **16**, 231–249.
- Cornu, S., Lucas, Y., Lebon, E., Ambrosi, J.P., Luizao, F., Rouiller, J. et al. 1999. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Geoderma*, **91**, 281–295.
- EMBRAPA 1997. *Serviço nacional de lavantamento e conservação de solos. Sistema Brasileiro de classificação de solo: 4a aproximação*. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Rio de Janeiro.
- Fitzpatrick, R.W. & Schwertmann, U. 1982. Al-substituted goethite – an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, **27**, 335–347.
- Forsyth, J.B., Hedley, I.J. & Johnson, C.E. 1968. The magnetic structure and hyperfine field of goethite (α -FeOOH). *Journal of Physics*, **C1**, 179–188.
- Fritsch, E., Montes-Lauar, C.R., Boulet, R., Melfi, A.J., Balan, E. & Magat, P. 2002. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *European Journal of Soil Science*, **53**, 203–217.
- Horn, M., Schwerdtfeger, C.F. & Meagher, E.P. 1972. Refinement of the structure of anatase at several temperatures. *Zeitschrift für Kristallographie*, **136**, 273–360.
- Jeanroy, E., Rajot, J.L., Pillon, P. & Herbillon, A.J. 1991. Differential dissolution of hematite and goethite in dithionite and its implication on soil yellowing. *Geoderma*, **50**, 79–94.
- Kämpf, N. & Schwertmann, U. 1983. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, **29**, 27–39.
- Kosmas, C.S., Curi, N., Bryant, R.B. & Franzmeier, D.P. 1984. Characterization of iron oxide minerals by second derivative visible spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, **48**, 401–405.
- Kosmas, C.S., Franzmeier, D.P. & Schulze, D.G. 1986. Relationship among derivative spectroscopy, color, crystallite dimensions, and Al substitution of synthetic goethites and hematites. *Clays and Clay Minerals*, **34**, 625–634.
- Kündig, W., Bömmel, H., Constabaris, G. & Lindquist, R.H. 1966. Some properties of small-supported α -Fe₂O₃ particles determined with the Mössbauer effect. *Physical Review Letters*, **142**, 327–333.
- Le Page, Y., Calvert, L.D. & Gabe, E.J. 1980. Parameter variation in low quartz between 94 and 298 K. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, **41**, 721–725.
- Lucas, Y., Luizao, F.J., Chauvel, A., Rouillet, J. & Nahon, D. 1993. The relation between biological activity of the rainforest and mineral composition of the soils. *Science*, **260**, 521–523.
- Macedo, J. & Bryant, R.B. 1989. Preferential microbial reduction of hematite over goethite in a Brazilian Oxisol. *Soil Science Society of America Journal*, **53**, 1114–1118.
- Malengreau, N., Beddidi, A., Muller, J.P. & Herbillon, A.J. 1996. Spectroscopic control of iron oxide dissolution in two ferralitic soils. *European Journal of Soil Science*, **47**, 13–20.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite–citrate buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, **7**, 317–327.

- Muller, J.P. & Bocquier, G. 1987. Textural and mineralogical relationships between ferruginous nodules and surrounding clayey matrices in a laterite from Cameroun. In: *Proceedings of the International Clay Conference* (eds L.G. Schultz, H. van Olphen & F.A. Mumpton), pp. 186–196. The Clay Minerals Society, Bloomington, IN.
- Nascimento, N.R. do, Bueno, G.T., Fritsch, E., Herbillon, A.J., Allard, Th., Melfi, A.J. et al. 2004. Podzolization as a deferrallization process: a study of an Acrisol–Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. *European Journal of Soil Science*, **55**, 523–538.
- Peterschmitt, E., Fritsch, E., Rajot, J.L. & Herbillon, A.J. 1996. Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India. *Geoderma*, **74**, 235–253.
- Putzer, H. 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In: *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin* (ed. H. Sioli), pp. 15–46. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht.
- Scheinost, A.C. & Schwertmann, U. 1999. Color identification of iron oxides and hydroxysulfates – use and limitations. *Soil Science Society of America Journal*, **63**, 1463–1471.
- Scheinost, A.C., Chavernas, A., Barron, V. & Torrent, J. 1998. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils. *Clays and Clay Minerals*, **46**, 528–536.
- Scheinost, A.C., Schulze, D.G. & Schwertmann, U. 1999. Diffuse reflectance spectra of Al substituted goethite: a ligand field approach. *Clays and Clay Minerals*, **47**, 156–164.
- Schulze, D.G. 1984. The influence of aluminium on iron oxides. VIII. Unit cell dimension of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, **32**, 36–44.
- Schwertmann, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde*, **105**, 194–202.
- Schwertmann, U. 1971. Transformation of haematite to goethite in soil. *Nature*, **232**, 624–625.
- Schwertmann, U. 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: *Iron in Soils and Clay Minerals* (eds J.W. Stucki, B.A. Goodman & U. Schwertmann), pp. 267–308. D. Reidel, Dordrecht.
- Schwertmann, U. & Kämpf, N. 1985. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. *Soil Science*, **139**, 344–350.
- Schwertmann, U. & Stanjek, H. 1998. Stirring effects on properties of Al goethite formed from ferrihydrite. *Clays and Clay Minerals*, **46**, 317–321.
- Sherman, D.M. & Waite, T.D. 1985. Electronic spectra of Fe³⁺ oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. *American Mineralogist*, **70**, 1262–1269.
- Shintani, H., Sato, S. & Saito, Y. 1975. Electron-density distribution in rutile crystals. *Acta Crystallographica*, **B31**, 1981.
- Singh, B. & Gilkes, R.J. 1991. Concentration of iron oxides from soil clays by 5M NaOH treatment: The complete removal of sodalite and kaolin. *Clay Minerals*, **26**, 463–472.
- Snyder, R.L. & Bish, D.L. 1989. Quantitative analysis. In: *Modern Powder Diffraction*, pp. 101–144. Reviews in Mineralogy 20, Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Stanjek, H. & Schwertmann, U. 1992. The influence of aluminium on iron oxides. XVI: Hydroxyl and aluminium substitution in synthetic hematites. *Clays and Clay Minerals*, **40**, 347–354.
- Torrent, J., Schwertmann, U. & Barron, V. 1987. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. *Clay Minerals*, **22**, 329–337.
- Trolard, F. & Tardy, Y. 1989. A model of Fe³⁺–kaolinite, Al³⁺–goethite, Al³⁺–hematite equilibria in laterites. *Clay Minerals*, **24**, 1–21.
- Wolska, E. & Schwertmann, U. 1989. Non-stoichiometric structures during the dehydroxylation of goethite. *Zeitschrift für Kristallographie*, **189**, 223–237.
- Wyszecki, G. & Stiles, W.S. 1982. *Color Science: Concepts and Methods, Quantitative Data and Formulae*. John Wiley & Sons, New York.



Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India

E. Peterschmitt ^a, E. Fritsch ^b, J.L. Rajot ^b, A.J. Herbillon ^a

^a *Centre de Pédologie Biologique, UPR 6831 du CNRS, associée à l'Université Nancy I, BP 5, 54501 Vandœuvre Cedex, France*

^b *ORSTOM, c/o Centre de Pédologie Biologique, UPR 6831 du CNRS, associée à l'Université Nancy I, BP 5, 54501 Vandœuvre Cedex, France*

Received 8 November 1994; accepted 17 July 1996

Abstract

A sequence of red through yellow to grey soils from well drained hilltops to poorly drained valleys is common on the backslopes of the Western Ghâts, Southern India. Detailed field observations along a representative toposequence developed from weathered schists, and local petrographic, mineralogical and chemical investigations are used to (i) link yellow, white and brown features to yellowing, bleaching and ferritisation processes, and (ii) relate the enlargement of these features and the development of these processes to aquic and drainage conditions.

Precise demarcation of soil morphological features at toposequence scale permits to differentiate an upslope ferralitic domain from a downslope hydromorphic domain. In each of these domains, geometrical relationships expressed in terms of either concordance or discordance between horizon and colour boundaries are taken as arguments to point out that aquic conditions have expanded upslope in the landscape at some time in the past. As a consequence partial and selective dissolution of iron oxides resulted in yellowing of reddish soil material. Dissolution which affected first hematite then goethite was controlled by Al substitution in the crystal structure of iron oxides. It has been reproduced in the laboratory using a chemical reducing agent. Yellowing is associated with the onset of aquic conditions: yellow colours occur predominantly at the periphery of the hydromorphic domain. In the hydromorphic domain, complete removal of iron oxides similarly resulted in bleaching of yellow materials and was linked to waterlogging. Iron mobilized by yellowing and bleaching processes moved along established flow paths, and locally crystallized and concentrated in saprolite by ferritisation. Bleaching and ferritisation occurred downslope and downward into the soil to form the inner white-brown zone of the hydromorphic domain. The amount of iron stored in low lying positions and the development of weakly weathering conditions suggest that the internal drainage of the ground watertables was limited.

This study cannot conclude if yellowing, bleaching and ferritisation are still actively occurring, as no hydro-geochemical investigations were conducted along the toposequence.

Keywords: ferralitic soil mantle; structural, mineralogical and chemical investigations; depletion and concentration of hematite and goethite; aquic conditions

1. Introduction

Change of downslope soil colour has been observed for several decades and described by many authors (see for instance Milne, 1934 in East Africa; Segalen and Robin, 1969 in West Africa; Karim and Adams, 1984 in South Africa; Curi and Franzmeier, 1984 in South America; Fritsch and Fitzpatrick, 1994 in Australia). In soil-landscapes consisting of rolling hills, a sequence of red through yellow to grey soils from well drained hilltops to poorly drained valleys is probably the most striking soil pattern of the ferralitic environment. In soil-landscapes with plateaus, a sequence of red, yellow and grey soils generally occurs on the side slopes and sometimes also from the edge of a plateau to its centre (Daniels et al., 1975; Chauvel, 1977; Coventry et al., 1983). In such cases, red soils remain only on the edge of the plateau. Although location of these red, yellow and grey soils in the landscape may be known, their lateral linkage is generally poorly understood.

Detailed field observation of road cuts or closely spaced soil profiles along toposequences is probably the best way to establish this linkage and therefore to reveal the morphology of the soil-landscape. Milne (1934) was the first to point out the value of studying soil toposequences (or catenas). More recently Fritsch et al. (1986) Fritsch et al. (1992) have suggested to map soil features (i.e. matrices) at toposequence scale in order to deduce their chronology of formation from both their relative distribution to each other, and their mineralogical and chemical composition. Soil features can then easily be (i) grouped into larger soil compartments (e.g. zones and domains), (ii) linked to soil processes as outlined by Fanning and Fanning (1989) and (iii) used to assess the soil moisture regime (Fritsch and Fitzpatrick, 1994).

This paper combines detailed field observations along a toposequence of red, yellow and grey soils with local petrographic, mineralogical and chemical investigations. It displays the main soil features on a cross section and presents their morphology, mineralogy and chemistry. The objectives of the paper are to: (i) link iron depletion and iron concentration features to the yellowing, bleaching and ferritisation processes, and display the areas where these processes occur or have occurred at some time in the past, (ii) reproduce the yellowing of red soil samples in the laboratory, and (iii) show how these features and processes can be used at toposequence scale to interpret water duration and waterflow of ground watertables.

2. Materials and methods

2.1. Study area

The study was carried out on the backslopes of the Western Ghâts (Fig. 1), 60 km east of Bhatkal (13°56'49" N; 74°44'20" E). According to Bourgeon (1989), the study

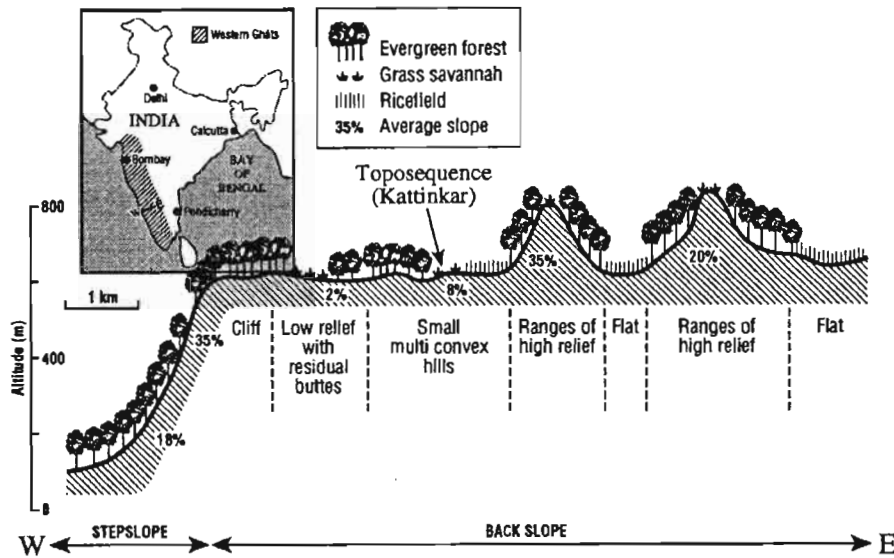


Fig. 1. Map of India with the Western Ghâts in hatching and schematic cross section (W–E) showing the main soil-landscapes in the Ghâts and toposequence locality (Kattinkar).

area is located in the “wet hill area of the Karnataka plateau and belongs to the partially dissected intermediate level on greywackes”. Local climate has an average annual temperature of 22.5°C and an average rainfall of 5000 mm/year, falling predominantly during the monsoon season (from June to September) (Peterschmitt, 1993). The soil mantle has developed on metamorphic archean rocks of the “Dharwar Group”, mainly schists (green schist facies) interbedded with quartzites (Ramakrishnan and Harinadha Babu, 1981). The landscape consists of some residual ranges of high relief covered by evergreen forest, and of numerous small convex hills covered by pastured grassland on crests and forest or rice fields in the valleys (Fig. 1).

Reference to a general soil survey (Bourgeon, 1989) allowed a selection of a toposequence representative of the small convex hills. These hills are capped by ferralitic soils (CPCS, 1967), depleted in clay in the uppermost A horizons and containing numerous ironstone gravels. According to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1992), such soils correspond to Typic Kanhaplustalfs. The toposequence, near the small village of Kattinkar (Fig. 1), is 330 m long with a difference in elevation from top to bottom of about 30 m.

2.2. Field and petrographic observations

Soil features were described according to STIPA guidelines (Bertrand et al., 1984), either from pits (in the upper part of the toposequence) or along a freshly cleaned roadcut (in the lower part of the toposequence). Soil colours were measured on dry samples with the Munsell Color Charts (1975) and H, V, C values used to calculate the

redness rating ($RR = [10 - H]C/V$) as suggested by Torrent et al. (1983). Soil features were delineated from a pit on the hilltop and from the lowest 150 m of the roadcut where the main vertical and lateral soil changes are best developed (Fig. 2). Along the toposequence, soil features were grouped into large soil compartments, termed zones and domains according to the method suggested by Fritsch et al. (1992). Such grouping enables the soil-landscape to be displayed in a simplified form (Fig. 2[D]) without losing information about its main structures.

Seventy soil samples were taken from the toposequence for routine physical and chemical analysis. Undisturbed soil samples were also collected for observations at microscale using optical and scanning electron microscopy (SEM). Eight soil samples were selected for detailed mineralogical investigation of iron oxides (Table 2).

2.3. Physical and chemical analysis

Soil samples were dried at 60°C and sieved to 2 mm prior to physical and chemical analysis. Particle size analysis consisted of H₂O₂ oxidation, soil dispersion with 0.1 M NaOH slowly added to reach pH = 9, sand fraction sieving and clay + silt pipetting. pH was measured both in water and M KCl (soil:H₂O 1:2.5). Carbon content was measured on a Carmograph. To determine the exchangeable bases and Al³⁺, H⁺ and Mn²⁺, the soil with a 0.5 M NH₄Cl solution was shaken for one hour. After centrifugation, the exchangeable cations (ECEC) were measured by atomic adsorption spectrophotometry in the supernatant.

Using the triacid method described by Harrison (1933), the samples were treated with a mixture of three concentrated acids (H₂SO₄, HNO₃, HCl) to determine total cation contents (expressed in oxide% in Table 1). The solution was separated from the residue by filtration. Ca, Mg, K, Na contents were measured by atomic emission spectrophotometry and Si, Al, Fe, Ti and Mn contents by atomic adsorption spectrophotometry (ICP/AES Jobin Yvon, 32). Data were used to calculate the total reserve in base (Herbillon, 1989) and the SiO₂:Al₂O₃ mole ratio. Scanning electron microscopy (SEM) coupled with microprobe (EDX) were also used for microanalysis on thin sections.

2.4. Mineralogical analysis

Mineralogy of soil samples were characterized using powder X-ray diffraction (XRD) with a Sigma 2080 Jobin Yvon diffractometer (38 kV, 12 mA, Cu-K_α radiation). Differential X-ray diffraction (DXRD) was undertaken (Schulze, 1981) with a step-scan design working at the rate of 0.2 (2θ)/min to assess the hematite:goethite ratio (Hm:Gt) using the formula suggested by Boero and Schwertmann (1987) and the aluminium substitution (Al%) of the goethite using the formula given by Schulze (1984). Due to low concentration of hematite, its Al substitution was not assessed on DXRD patterns.

2.5. Chemical experiments

The clay fraction (< 2 μm) and ironstone gravels (2–5 mm) were separated from a red soil sample (red matrix surrounding pocket II shown in Fig. 2) in order to simulate the yellowing process in the laboratory.

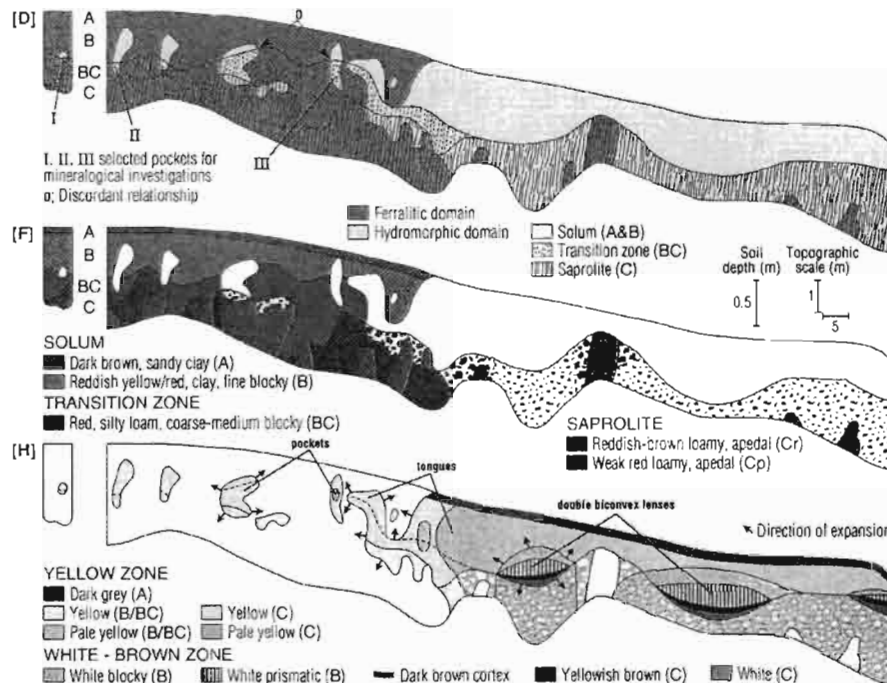


Fig. 2. Representative toposquence near Kattinkar showing: [D] the 3 compartments and the 2 domains, [F] the 5 main soil features of the ferralitic domain and [H] the 10 main soil features of the hydromorphic domain.

Dithionite was used as a reducing agent at room temperature to dissolve the iron oxides of aliquots of the red clay fraction according to the method described by Jeanroy et al. (1991). At a geometric time interval up to 512 hours, eight samples were taken (Fig. 7). Solutions were separated from the clay by centrifugation and their Fe and Al contents determined by ICP. For each extraction, total percentage of dissolved iron oxides and their average Al substitution ($Al\% = [Al/(Al + Fe)]_d$) were calculated. The percentages of the remaining hematite and goethite in the clay were deduced after colour measurement using the redness rating.

3. Results

3.1. Differentiation of the soil-landscape into three compartments and two domains

The soil mantle was split into three layers (Fig. 2[D]) according to vertical changes of texture and structure. At depth, the first unconsolidated compartment or saprolite (C horizons) results from in situ weathering of the vertically dipping micaschist. Here, weathering maintains the structure of the bedrock but develops typical saprolitic texture

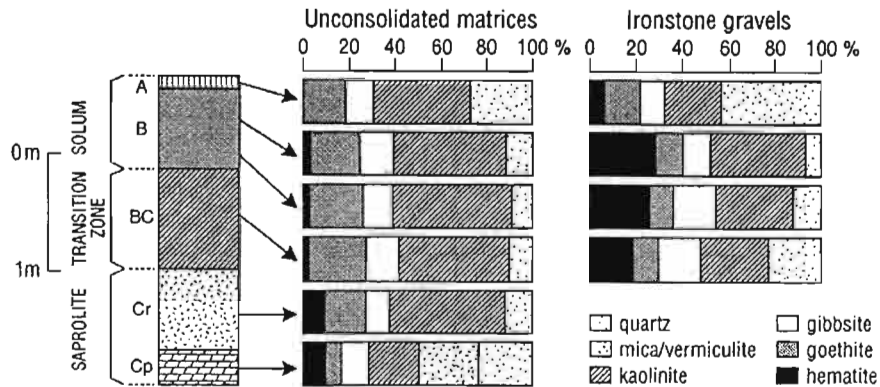


Fig. 3. Vertical mineralogical changes of the unconsolidated matrices and ironstone gravels of the ferrallitic domain.

and intercrystal porosity. The middle layer maintains saprolitic texture but also develops soil structure and fabric (i.e. peds and ironstone gravels) and is therefore referred to as a transition zone (BC horizons). The upper layer or solum (A and B horizons) is composed of unconsolidated soil materials and small ironstone gravels (more numerous in upslope positions). In downslope positions the change between saprolite and solum becomes more abrupt and the transition zone disappears.

Based mainly on lateral changes of colour, the soil mantle has been subdivided into two domains: a ferrallitic domain capping the hilltops and upper midslopes, and an hydromorphic domain in lower midslope and downslope positions (Fig. 2[D]); the latter domain represents 30% of the soil-landscape at this location.

3.2. The ferrallitic domain

The mineralogy of the ferrallitic domain (Fig. 3) is dominated by quartz and mica as primary minerals and kaolinite, gibbsite and iron oxides as secondary minerals. Mica and interstratified mica-vermiculite are present in large amounts in purple saprolite (Cp). Kaolinite is dominant (25–30%) and gibbsite remains relatively constant through the profile (10–14%). Iron oxides are also abundant (16–24%) and consist of hematite and goethite. Hematite is dominant in purple saprolite and ironstone gravels. In contrast, goethite largely dominates in A, B and BC horizons with an hematite:goethite ratio < 1:4.

The most significant chemical data of the soil profile (Table 1) include: (i) low $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ mole ratio (0.5 to 0.7) consistent with a mixture of kaolinite and gibbsite, (ii) $\text{Fe}_d : \text{Fe}_t$ ratio higher than 0.8, which shows that iron is mainly contained in oxides and (iii) low exchange capacity ($\text{ECEC} < 5 \text{ cmol}(+)/\text{kg}$) and pH less than 6.

The ferrallitic domain is differentiated into five horizons (A, B, BC, Cr and Cp in Fig. 2[F]). Vertical bands of saprolite appear at the bottom of the toposequence. They are massive (apedal), porous and have a loam texture with a smooth silty and micaceous

Table 1
Selected chemical and physical analyses of the unconsolidated matrices of the ferralitic domain

Layer	Particle size % ^a					% Gravel	pH		Chemical analysis ^b					
	C	fU	cU	fS	cS		H ₂ O	KCl	ECEC	TRB	C	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ki
A	29.8	16.5	8.6	10.2	34.6	74.0	5.2	4.5	3.6	39.6	2.7	20.9	20.8	0.61
B	41.0	26.9	8.7	4.0	21.0	52.0	5.3	5.3	2.7	41.2	0.8	22.9	27.6	0.49
BC	24.5	45.1	24.8	6.6	7.9	15.0	6.0	5.8	4.3	24.7	0.2	24.3	23.6	0.67
C										66.5		16.1	20.5	

^a C: clay (< 0.002 mm), fU: fine silt (0.002–0.02 mm), cU: coarse silt (0.02–0.05 mm), fS: fine sand (0.05–0.2 mm), cS: coarse sand (0.2–2 mm).

^b ECEC: Exchangeable cations (cmol(+)/kg); TRB: Total reserve in bases (cmol(+)/kg). C: Total carbon %. Ki: SiO₂:Al₂O₃ mole ratio.

feel. The inner part of these bands consists of weak red (10R 5/4) saprolite (Cp) in which the vertical schistosity of the bedrock is still identifiable by naked eye as well as under optical microscopy (isalterite sensu Chatelin, 1976). Secondary minerals are coarse, as shown by microscopic observation (crystalliplasma sensu Brewer, 1964), SEM observations (crystal aggregates: Fig. 4a and b) and particle size analysis (large amount of silt). Hematite is the dominant iron oxide, which might come from weathering of iron-rich micas. Large and well crystallised, it appears as platelets (3 μ m) grouped in rosettes (Fig. 4c) which give the purple colour to the saprolite (Schwertmann, 1993). Booklets of kaolinite (up to 200 μ m) have formed from weathering of mica through an interstratified mica-vermiculite intermediate phase (Peterschmitt, 1993). Many booklets of kaolinite are porous and composed of sheets showing a lace pattern probably due to surface etching and dissolution (Fig. 4b). Intra- and inter-crystal voids are partly filled by large crystals of gibbsite (up to 10 μ m). Gibbsite growths over kaolinite remnants (Fig. 4d) suggest that gibbsite is the final product of this paragenesis.

Locally, weak red saprolite is perforated by biological channels (\leq 10 mm) filled by reddish brown (2.5 YR 5/5) saprolitic materials. In the outer part of saprolite bands, biological channels and reddish brown materials become more numerous. They lead to differentiation of a second facies (Cr) in which schistosity of the bedrock is no longer identifiable (alloterite sensu Chatelin, 1976). Mineralogical and chemical data tend to confirm that the reddish brown saprolite (Cr) consists of a mixture of purple saprolite and BC horizons.

The BC horizons have a red colour (2.5–5YR 5/8) and a silt loam texture similar to the Cr saprolite. However, two new soil features appear: (i) a coarse to medium blocky structure (2–25 mm) and (ii) small ironstone gravels (1–20 mm) the content of which ranges from 15 to 60%. Kaolinite and gibbsite contents remain high but iron oxides can no longer be identified by SEM, although they are detectable by XRD. This suggests that iron oxides are very fine, coating kaolinite (Fig. 4e). Iron oxides locally concentrate (evidence from microscopic observation) to form small dark red (2.5 YR 3.5/5) dense mottles or gravels with diffuse boundaries (Fig. 5a). When compared to the Cr saprolite, hematite content is lower in the red unconsolidated matrix and, conversely, higher in the dark red gravels (Fig. 3). This suggests preferential concentration of hematite to form

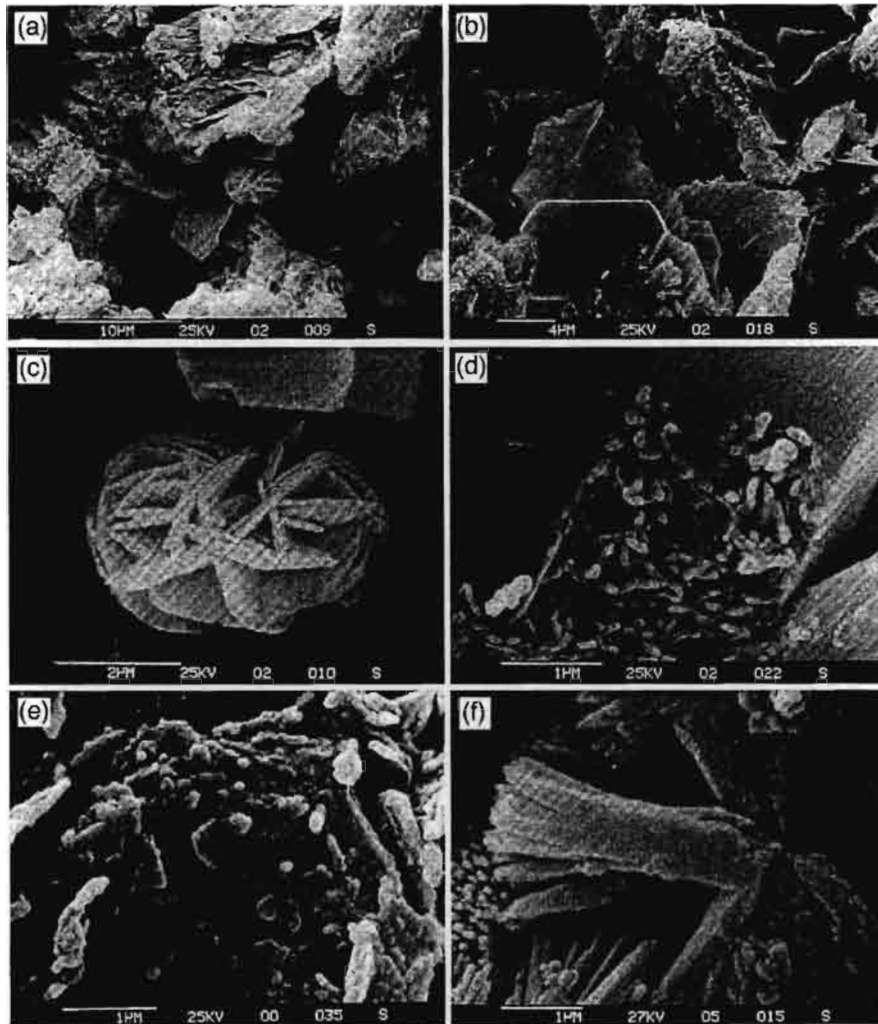


Fig. 4. Electron optical (SEM) images of saporite and soil matrices: (a) and (b) General view of the purple saporite (Cp) showing large crystals of kaolinite (K), gibbsite (Gb) and hematite (H) associated with a high intercrystal porosity; in (b) gibbsite grows on kaolinite lattices showing a lace pattern. (c) Detail of (a) showing platelets of hematite grouped in rosette. (d) Detail of (b) showing contact between kaolinite and gibbsite. (e) Fine grained iron oxides coating large booklets of kaolinite in BC soil layer. (f) Large crystals of needle-like goethite, weakly substituted and grouped in sheaf, just beneath the dark brown cortex.

ironstone gravels. Other gravels present a weak to dusky red colour (10 R3.5/4) on fracture faces and are therefore remnants of the underlying weak red saporite (Cp).

The B horizons have a colour of 5-7.5YR 5.5/8, a clay texture, a fine blocky structure (1–4 mm) and are rich in small ironstone gravels (60%). Kaolinite particles are

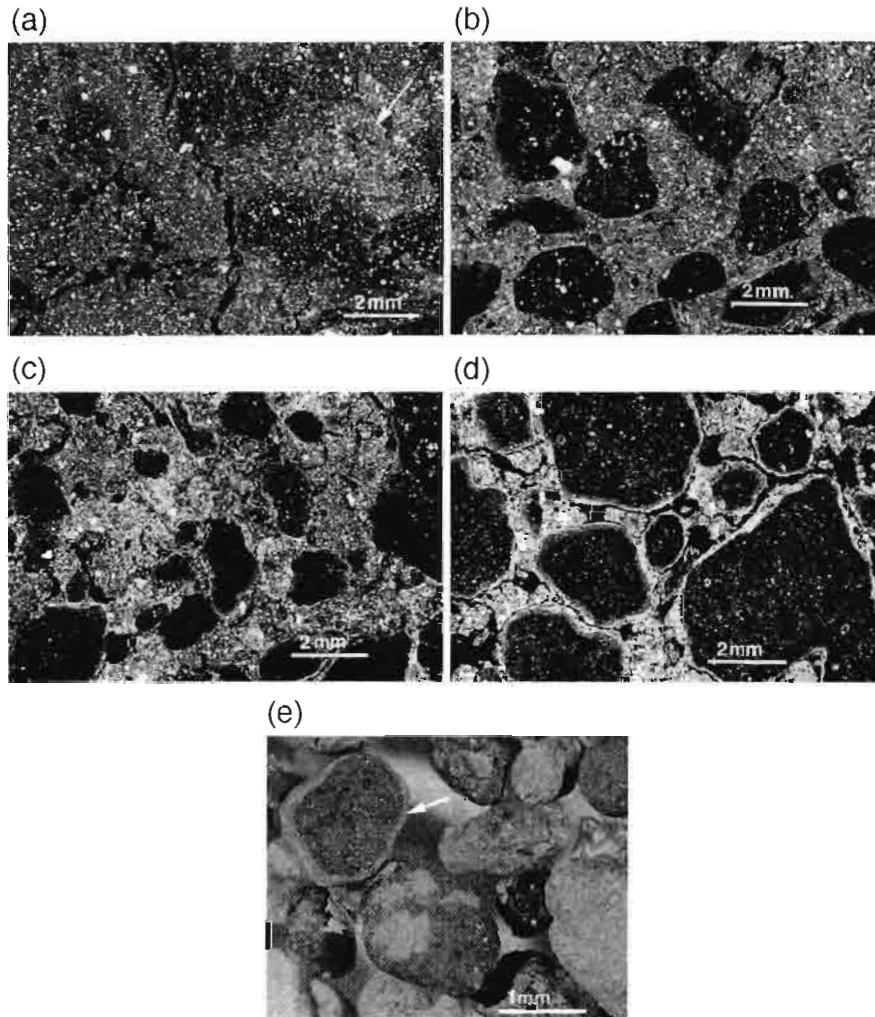


Fig. 5. Macro- or micro-observations of soil matrices: (a) red BC soil matrix containing consolidated dark red mottles with diffuse boundaries and a small unconsolidated yellow mottle (arrow). (b) Reddish-yellow B soil matrix containing small ironstone gravels with sharp boundaries. (c) Yellow B soil matrix showing cutans, papules, stress cutans and gravels with a discontinuous yellow rim. (d) Pale yellow B soil matrix with dark red gravels showing a continuous yellow rim. (e) Dark red ironstone gravels showing yellow spots on their surface and yellow rim when cut in half (arrow).

still coated by very fine grained iron oxides. When compared to the underlying BC horizons, clay is higher and silt lower (Table 1) and linked to decreasing size of kaolinite (SEM). Two other major changes are also observed: (i) an increase of macroporosity due to the development of smaller peds and high faunal activity, and (ii) the appearance of well differentiated ironstone gravels which exhibit a sharp boundary

with the unconsolidated matrix or planar voids (Fig. 5b). Finally, the uppermost A horizon is clay depleted, rich in ironstone gravels (up to 85%) and in organic matter (1 to 3% carbon). It is dark brown (7.5-10 YR 3/2) and has high biological activity as revealed by an abundance of channels, cavities and pellets under optical microscopy.

In summary, low amounts of primary minerals (predominantly quartz), large particle size of kaolinite and gibbsite, and high amounts of iron oxides (16–24%) are the result at depth of strongly weathered bands of micaschist. The ferralitic nature of the soil horizons is confirmed by mineralogical and chemical data and associated with the formation of kaolinite, gibbsite, hematite and goethite in a silica and base depleted environment where internal drainage is relatively high. However, two soil patterns tend to indicate that vertical drainage is slightly reduced in the soil: (i) in situ development of numerous ironstone gravels where hematite is the major iron oxides and (ii) clear predominance of goethite in the unconsolidated soil matrices (Hm : Gt ratio \leq 1 : 4).

3.3. The hydromorphic domain

Downslope, new colours appear in the following order: reddish yellow, yellow, pale yellow, white, yellowish brown and dark brown (Fig. 2[H]). Such colours are observed in the saprolite (C horizons), as well as in the upper soil horizons (B and BC horizons). Reddish yellow, yellow and pale yellow matrices darkened by organic matter near the surface (A horizons) form the outer yellow zone of the hydromorphic domain. White, yellowish brown and dark brown matrices demarcate, in low lying positions at depth, the inner white-brown zone of the hydromorphic domain.

3.3.1. Outer yellow zone

The yellow zone consists of reddish yellow to yellow matrices (7.5-10YR with $C > 5$) in up- and mid-slope positions (Fig. 5c) and pale yellow matrices (10YR-2.5Y with $C \leq 5$ and $V > 5$) in downslope positions (Fig. 5d). At microscale, these yellow matrices display numerous cutans, papules and stress cutans (Fig. 5c), which result from periodic saturation and fluctuation of water content (e.g. Brewer, 1964; Chauvel, 1977). They may form on any matrix of the ferralitic domain (A, B, BC, C horizons) from which they differ only by a change of colour and an increase of oriented clay, the other soil characteristics (e.g. texture and structure) remaining identical.

Matrices demarcate volumes which can be defined by size and shape (Fritsch et al., 1992). As the size of these matrices enlarges downslope their shape changes from mottles (< 0.01 m) through pockets (1–5 m) to tongues (> 50 m). Mottles are best viewed at microscale on thin sections (arrow in Fig. 5a). In A, B and BC horizons, ironstone gravels also develop yellow colour on their surfaces and show diffuse boundaries. Yellow colour appears at first as mottles. They may coalesce to form a continuous yellow rim (≤ 2 mm thick, see arrow in Fig. 5e) whereas the inner part of the gravel remains dark red.

Three pockets were selected (see I, II, III in Fig. 2[D]) in order to link colour changes with soil mineralogy. The first pocket is located in the upslope position whereas the third is close to the first tongue in the lower midslope position.

Results of total analysis, chemical extraction by DCB, and DXRD are shown in Table 2. From the surrounding red matrices (R in Table 2) to the inner part of yellow pockets

Table 2

Mineralogical and chemical analyses of 8 unconsolidated matrices sampled from the surrounding red matrices to the inner part of 3 yellow pockets (I, II, III in Fig. 2[D])

Colour	Pocket I		Pocket II			Pocket III		
	R	RY	R	RY	Y	R	RY	PY
	5YR 6/8	7.5YR 6/8	5YR 6/8	7.5YR 6/6	9YR 7/8	5YR 5.5/8	7.5YR 7/6	10YR 6/4
RR	6.7	3.3	6.6	2.6	1.1	7.3	2.1	0.0
Hm%	4.5	1.6	4.0	1.2	0.4	5.0	0.8	0.0
Gt%	20.0	22.5	13.5	13.0	13.5	17.5	15.5	7.5
Hm:Gt	0.23	0.07	0.30	0.09	0.03	0.29	0.03	0.00
Fe _d	13.6	12.8	10.0	7.6	7.2	13.2	8.4	3.8
Fe _d :Fe _t	0.88	0.91	0.84	0.78	0.74	0.86	0.79	0.58
[Al/(Al+Fe)] _d	20	21	18	25	27	17	19	19
%								
Al% Gt	21	22	21	22	23	24	24	nd
SiO ₂	34.0	35.5	45.0	43.0	41.0	34.5	41.0	47.0
Al ₂ O ₃	27.0	26.5	23.0	26.0	27.5	26.5	27.0	27.0
Fe ₂ O ₃	22.0	20.0	17.0	14.0	14.0	22.0	15.2	9.3
MgO	0.32	0.29	0.37	0.89	0.74	0.46	0.60	0.74
CaO	0.01	0.07	0.07	0.03	0.02	0.06	0.09	0.07
Na ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.06	0.03	0.02	0.04	0.04
K ₂ O	0.45	0.55	0.70	1.10	0.65	0.65	1.05	1.20
MnO	0.04	0.05	0.05	0.13	0.03	0.04	0.02	0.01
TiO ₂	1.70	1.53	1.49	1.64	1.72	1.77	1.88	1.93
Ign. Loss	14.4	14.9	12.6	13.6	14.3	13.9	13.1	12.3
Total%	99.9	99.4	100.3	100.5	100.0	99.9	100.0	99.6

R: Red, RY: Reddish yellow, Y: Yellow, PY: Pale yellow.

RR: Redness rating. Hm:Gt: hematite : goethite ratio (DXRD). Fe_t: Total iron%, Fe_d: Iron% dissolved by DCB. [Al/(Al+Fe)]_d: average aluminium substitution (chemical extraction DCB-CB). Al% Gt: Goethite aluminium substitution (DXRD).

(RY, Y and PY in Table 2) the main change is associated with a decrease in total iron content (Fe₂O₃). This decrease is limited to 2% in upslope positions (pocket I) and reaches 13% in lower midslope positions (pocket III). Pale yellow matrices (PY) show the greatest loss of iron but still contain up to 10%. Iron is mainly incorporated in iron oxides as shown by the high Fe_d:Fe_t ratio (0.9 to 0.6).

Iron oxides consist of fine grained hematite and goethite coating clay particles according to DRXD data and SEM observations. Goethite is the dominant mineral (up to 23%) and its Al substitution is close to 23 ± 4%. Nowhere does the content of hematite exceed 5%. Therefore, a strong relationship is established between the redness rating (RR) as defined by Torrent et al. (1983) and the hematite content (Hm%) estimated from DXRD (Schulze, 1981): $Hm\% = 0.745RR - 0.618$ ($r_2 = 0.98$, $n = 7$). Changes in hematite and goethite contents are as follows (Table 2) from pockets I to III. In pocket I, the hematite content is lower in the reddish yellow matrix (1.6%) than in the surrounding red matrix (4.5%) whereas the goethite content is 2.5% higher and the overall loss of iron oxides remains very low (0.4%). Towards the centre of pocket II, the hematite

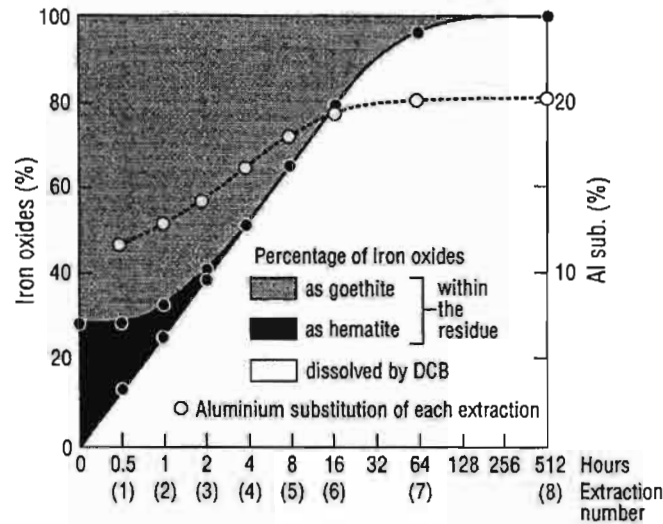


Fig. 6. Selective dissolution of hematite and goethite using chemical reducing reagent (DCB): Al substitution of dissolved iron oxides between two successive extractions and amount of the hematite and goethite in the residue.

content decreases (4.0% → 1.2% → 0.4%) but the goethite content remains constant (13.5%). Towards the centre of pocket III, the hematite content decreases more rapidly then disappears in pale yellow matrices (5.0% → 0.8% → 0.0%) whereas the goethite content decreases more slowly (17.5% → 15.5% → 7.5%). Similar results were found for gravels between the yellow rim and the inner dark red matrix.

3.3.2. Yellowing of red soil matrices using a chemical reducing agent

Before treatment, the clay sample contained 17.5% of iron oxides comprised of 5% hematite and 12.5% goethite. Results of the dissolution of these iron oxides using dithionite as the chemical reducing agent are shown in Fig. 6.

Dissolution of iron oxides increased almost linearly with a geometric time interval up to 16 hours of contact with the chemical reducing agent, with 80% of the iron oxides dissolved. Beyond 16 hours, the dissolution rate decreases significantly and all the iron oxides are dissolved after 256 hours. During the first 4 hours the residue changes colour progressively from red to yellow. After 4 hours the yellow colour becomes lighter and the residue turns white.

After half an hour (first extraction) only hematite is dissolved (Fig. 6). Therefore, it is possible to assess the Al substitution of hematite as relatively high (12%). Between half an hour and 4 hours both hematite and goethite dissolve. During this time the average Al substitution of the dissolved iron oxides increases up to 16%. Beyond 4 hours only goethite dissolves as it is the only remaining iron oxide in the residue (Fig. 6). However, the Al substitution of the dissolved iron oxides continues increasing up to 20%. Similar increases of Al substitution were obtained with yellow clay samples containing exclusively goethite in large amounts (Jeanroy et al., 1991; Peterschmitt, 1993). Such an

increase suggests that goethite is of different Al substitution within the clay fraction and that the less substituted goethite dissolves first. Therefore, the dissolution of hematite and goethite appears to be strongly controlled by the Al substitution of these iron oxides as already noted by Schwertmann (1984), Torrent et al. (1987) and Jeanroy et al. (1991). Aluminium restricts the dissolution of iron oxides because it does not reduce (Segal and Sellers, 1984; Borggaard, 1990). Crystal size is another important parameter in that fine grained iron oxides from soil matrices dissolve quicker than large and well crystallized iron oxides from saprolite (Jeanroy et al., 1991). Consequently, the dissolution rate of iron oxides decreases with both increasing Al substitution and crystal size. As hematite is generally less substituted in aluminium than goethite, selective dissolution of hematite leads to yellowing (Macedo and Bryant, 1989).

3.3.3. Inner white-brown zone

This zone comprises white matrices, yellowish brown and dark brown matrices which occur at depth in downslope positions, predominantly in the saprolite. On cross section (Fig. 2[H]), white and brown matrices delineate two tongues and three lenses. The two tongues are separated by a vertical band of purple saprolite and capped by the lenses.

In downslope positions, weak red and reddish brown saprolitic bands, reticules and mottles seem to be remnants of the ferralitic domain (Cp and Cr in Fig. 2[F]). Within the two tongues, these remnants are smaller and occur predominantly as reticules and mottles. They also exhibit darker colours. Predominant dark reddish brown (2.5-5YR 3/4) colours suggest they are remnants of the reddish brown saprolite (Cr) but enriched in iron oxides. Chemical analysis confirms that total iron content is much higher (up to 40%). These dark reddish brown saprolite matrices are surrounded by a yellow rim and embedded in white saprolite matrices (Fig. 2[H]). Such colours give a pseudogley pattern to the saprolite. White matrices which contain cracks are free of iron oxides. Therefore, it can be assumed that iron depletion from the white matrices, close to the cracks, has led to iron concentration in the ferralitic remnants. Furthermore, some cracks are coated by iron oxides (brown ferrans sensu Brewer, 1964). Such iron concentration probably comes from percolating solutions and is closely related to iron depletion in the overlying solum.

Mineralogical and chemical changes are also associated with the formation of the pseudogley in downslope positions. By comparison with the chemical data of the ferralitic domain shown in Table 1, the white and brown matrices of the hydromorphic domain are characterised by: (i) higher $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ mole ratio (0.9 to 1.3) consistent with a lower gibbsite content and higher kaolinite, mica-vermiculite and vermiculite contents (XRD), (ii) lower pHKCl values (≤ 4) and, (iii) higher concentration of Al^{3+} on the exchange complex (40–60%). Accordingly, the increase in both 1/1 phyllosilicates (kaolinite) and 2/1 phyllosilicates (mica, vermiculite) can be related to moderate weathering conditions in an acidic environment partly depleted in silica, where internal drainage is relatively low.

Double biconvex lenses, i.e. bowl-like structures with lids (Fig. 2[H], Fig. 7) form at the transition between solum (B horizon) and saprolite (C horizon), more precisely in saddles defined by the uppermost saprolite zone. From top to bottom, these lenses contain four types of horizons: a white blocky horizon, a white prismatic horizon, a thin

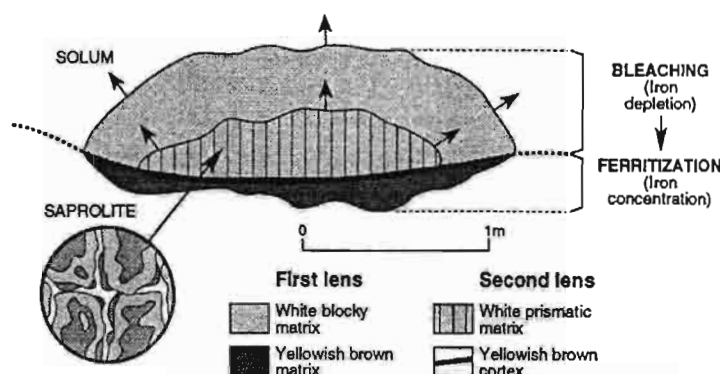


Fig. 7. Nested lenses at the transition between solum and saprolite, depleted in iron in their upper parts (bleached matrices) and enriched in goethite in their lower parts (brown matrices).

(≤ 2 cm) dark brown (7.5-10YR 3.5/4) cortex and a thin (≤ 10 cm) yellowish brown horizon (10YR 5/8). The envelope of the outer horizons (i.e. white blocky and yellowish brown horizons) delimits the first biconvex lens. The envelope of the inner horizons (i.e. white prismatic horizon and dark brown cortex) delimits the second biconvex lens. The upper two white horizons of the lenses, typical of gley, are embedded in the pale yellow B horizon whereas the two lower brown horizons of the lenses form in the saprolite.

In the white horizons and from top to bottom, total iron content decreases from 15 to 8%, clay content increases slightly from 40 to 50%, ped size increases from 2–4 to 4–20 mm, shape changes from blocky to prismatic, and bulk density increases from 1.36 to 1.50 g/cm³. Within peds, their outer parts close to the cracks are white and iron depleted whereas their inner parts are still coloured by iron oxides (see magnification within circle in Fig. 7). Brown ferrans may also appear locally at the surface of the peds, as in the mottled saprolite described at depth. In the two lower brown horizons of the lenses, iron content increases upwards (up to 80% in the cortex). Iron oxides consist of large and well crystallized needle-like goethite (Fig. 4f) of very low Al substitution (4%). They have a random distribution in the yellowish brown horizon but are ordered (pallisadic) in the impervious dark brown cortex. The upper boundary of the cortex is abrupt and the lower boundaries of the cortex and the yellowish brown horizon are diffuse. From these results it can be deduced that iron depletion in the upper part of the lenses (white matrices) is closely linked to the formation and accumulation of goethite in their lower part (brown matrices) and that iron depletion and iron concentration increase from the outer lens to the inner one (Fig. 7).

4. Discussion

4.1. Evidence for yellowing, bleaching and ferritisation

A sequence of red, through yellow to grey soils from well drained hilltops to poorly drained valley is commonly related to increasing aquic conditions (e.g. Williams and

Coventry, 1979; Moniz and Buol, 1982; Macedo and Bryant, 1987). It is, therefore, possible that the red upslope zone and the hydromorphic domain have developed simultaneously due to different local water regimes. In such a case, however, there would not be evidence for yellowing, bleaching and ferritisation processes.

In this part of the discussion, geometrical arguments are used to suggest that changes in colour did occur and, therefore, that hydromorphic features and aquic conditions have likely expanded to some extent from downslope to upslope at some time in the past (see direction of expansion in Fig. 2[H]). These arguments are based on discordant and concordant relationships (Fritsch et al., 1992) between horizon boundaries observed along this 330 m toposequence.

Discordant relationships are established at the transition between the horizon boundaries of the ferralitic and hydromorphic domains. In particular, the outer yellow zone of the hydromorphic domain intersects the horizon boundaries of the ferralitic domain at different places (see D in Fig. 2[D]). Such overlapping of yellow colours over horizons of different texture and structure (A, B, BC and C in Fig. 2[D]) is taken as an argument to indicate that yellowing of former red ferralitic horizons has likely occurred at these places. In other words, the outer yellow zone of the hydromorphic domain has expanded upslope into the ferralitic domain. Similar geometrical relationships are established for the white-brown lenses of the hydromorphic domain (Fig. 2[H]). Such lenses have formed in the saddles defined by the solum–saprolite transition.

Concordant relationships are established within the hydromorphic domain and result in the successive nesting of matrices or sets of matrices. Although each matrix may have some characteristics inherited from those of the ferralitic domain (e.g. same texture and structure), their nesting gives evidence that they have been affected by redoxymorphism (Fritsch et al., 1992). In the nested zones of the hydromorphic domain, each successive internal matrix is more affected by hydromorphy than the corresponding external matrix. Therefore, the following gradient in the development of aquic conditions is established based on the appearance and expansion downslope (Fig. 2[H]) of:

1. Reddish yellow and yellow matrices within pockets and tongues (outer yellow zone)
2. Pale yellow matrices within pockets and tongues (inner yellow zone)
3. White saprolitic matrices within tongues (lower white-brown zone)
4. White blocky and yellowish brown matrices in the outer biconvex lens (upper white-brown zone)
5. White prismatic matrix and dark brown cortex in the inner biconvex lens (upper white-brown zone).

Accordingly, colour changes, geometrical relationships and mineralogical investigations permit the linking of 1 and 2 to a yellowing process and associate the yellowing of previous red soils with selective dissolution of iron oxides, which affects first hematite (1) then goëthite (2). In 1 the dissolution of the less Al substituted iron oxides, mainly hematite, removed the red pigments of the soil and brought out the yellow pigments of goëthite minerals. In 2 the dissolution of the more Al substituted and dominant iron oxides (i.e. goëthite) lightened the yellow matrices. Similar arguments permit to link 3, 4 and 5 with the development of two opposing processes: bleaching and ferritisation. Bleaching resulted from complete removal of iron oxides and ferritisation led to local

formation and accumulation of iron oxides. Both processes acted simultaneously at two different places to form the white-brown zone of the hydromorphic domain. In the saprolite (3) bleaching occurred close to the cracks and iron concentrated between the cracks in the ferralitic saprolite remnants. Dissolved iron probably migrated over short distances and then crystallised as iron oxides to produce a mottled pattern. Bleaching and ferritisation were activated in saddles at the top of saprolite, where there is a textural discontinuity, and formed double biconvex lenses consisting of white horizons over iron-rich thin layers (Fig. 7). The resulting effects of both processes increased from the outer lens (4) to the inner lens (5). Redox potentials were probably low in the bleaching horizons and higher in the iron crusts, allowing dissolved iron to migrate downwards with percolating solutions and then to precipitate as large and low Al-substituted goëthite. Dissolved iron from the yellow zone could have also migrated over longer distances and concentrated in the white-brown zone of the hydromorphic domain to form brown ferrans on peds.

4.2. Interpretation of soil features in terms of water duration and water movement

Aquic conditions and water movement may be deduced from the nature, the size and shape of the 10 matrices of the hydromorphic domain, as well from their relative distribution to each other (Fig. 2[H]). According to their nature, these matrices belong to two different categories; iron depletion features and iron concentration features. Iron depletion features are related to water saturation and reduction. Periods of water saturation and reduction, whether past or present, increase from reddish-yellow to yellow, pale yellow (onset of aquic conditions) and finally white matrix (waterlogging). Iron concentration features, formed in oxidizing conditions by ferritisation, produce less permeable brown matrices.

The size of these features increases from upslope to downslope positions and their shape changes from mottles through pockets to tongues which, in turn, contain lenses. Mottles, pockets and lenses are closed volumes and therefore indicators of confined environments. In the toposequence, they form generally at the transition between two layers of different porosity and permeability. Yellow mottles and pockets occur primarily at the transition between B and BC red horizons in up- and mid-slope positions, and white-brown lenses at the transition between pale yellow B horizon and saprolite in downslope positions. In contrast, tongues on the lower side slopes of the walleys are volumes open towards the hydrographic network. They are likely the result of through-flow and related to seasonal recharge and discharge of a ground watertable. The importance of the ferritisation process in the most internal tongue and the moderate weathering stage of the saprolite indicate that the removal of iron and bases is limited at this location probably due to low drainage capacity of the groundwater. In the lenses, iron crusts produce a hydraulic barrier to vertical flow and promotes development of perched watertables in the overlying white horizons. Waterlogging activates mobilisation of iron and enlargement of the lenses (see arrows in Fig. 7). A result of this redistribution of iron oxides is the development of localised perched groundwater tables within a more generalised groundwater aquifer, as already described and characterised by Fritsch (1984).

5. Conclusions

The study points out the value of combining detailed field observations along toposequences with local petrographic, mineralogical and chemical investigations. Soil description along toposequences enables the establishment of a chronological order in which soil features may have formed in the landscape and to select samples for further soil characterisation. Soil features can then be linked to soil processes and used to interpret water-flow in the landscape as outlined by Fritsch and Fitzpatrick (1994).

A toposequence of red, yellow and grey soils is used as an example to illustrate the development in the landscape of iron depletion and iron concentration features and interpret their formation to fluctuation of localised perched groundwater tables within a more generalised groundwater aquifer. At this location, the appearance and/or enlargement of iron depletion and iron concentration features in mottles, pockets, tongues and lenses is linked to the development of yellowing, bleaching and ferritisation processes associated with increasing aquic conditions. The onset of aquic conditions is related to yellowing and associated with selective dissolution of iron oxides. Waterlogging and low drainage capacity of groundwater tables trigger bleaching and ferritisation. Accordingly, yellowing seems to be a precursor process with respect to bleaching and associated ferritisation. Laboratory experiments using red soil samples with dithionite have allowed reproduction of the yellowing processes and bleaching identified as operating along the toposequence.

This study tends also to demonstrate that aquic conditions have expanded to some extent in the landscape from low lying positions. The development of aquic conditions has speeded up three processes and favours at different places the enlargement of iron depletion and iron concentration features. It can be attributed to rising groundwater aquifer possibly following the landclearing. Hydro-geochemical investigations conducted along the toposequence would have demonstrated whether the three processes related to water saturation and reduction are still occurring during the year or have occurred in the landscape at some time in the past. Further research should be done in this regard.

Acknowledgements

The research was funded by the French Institute of Pondicherry (IFP) in India, the Pedology–Biology Center of Nancy (CPB/CNRS) and the University of Nancy I in France. The authors are grateful to members of these institutes for their encouragement and technical assistance. Persons who contributed substantially to this study include G. Orokaimani (physical and chemical analysis), James Rouiller (chemical analysis), Michel Doirisse (thin sections), Alain Kolher (SEM), Emmanuel Jeanroy (X-ray diffraction and selective dissolution of iron oxides). We also thank Malcolm Wright from CSIRO, Division of Soils at Adelaide (Australia), who made useful corrections and suggestions to improve an early draft of this paper and Greg Rinder (drawing office) for drafting of the figures.

References

- Bertrand, R., Falipou, P. and Legros, J.P., 1984. STIPA. I. Notice pour l'entrée des descriptions et analyses de sols en banques de données. ACCT, Paris, 136 pp.
- Boero, V. and Schwertmann, U., 1987. Occurrence and transformations of iron and manganese in a colluvial terra rossa toposequence of northern Italy. *Catena*, 14: 519–531.
- Borggaard O.K., 1990. Kinetics and mechanisms of soil iron oxide dissolution in EDTA, oxalate and dithionite. In: V.C. Farmer and Y. Tardy (Editors), Proc. 9th Int. Clay Conf., Strasbourg, 1989. *Sci. Géol. Métr.*, 85: 139–148.
- Bourgeon, G., 1989. Reconnaissance soil map of forest area. *Trav. Sect. Sci. Tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, hors série, 20, 96 pp. + ann.
- Brewer, R., 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Wiley, New York, 470 pp.
- Chatelin, Y., 1976. Une épistémologie des sciences du sol. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 88, 151 pp.
- Chauvel, A., 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 62, 532 p.
- Coventry, R.J., Taylor, R.M. and Fitzpatrick, R.W., 1983. Pedological Significance of the Gravels in some Red and Grey Earths of central North Queensland. *Aust. J. Soil Res.*, 21: 219–240.
- CPCS, 1967. Classification des sols. CPCS, 87 pp.
- Curi, N. and Franzmeier, D.P., 1984. Soil genesis, morphology, and classification. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 341–346.
- Daniels, R.B., Gamble, E.E., Buol, S.W. and Bailey, H.H., 1975. Free iron sources in an Aquult–Udult sequence from North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 39: 335–340.
- Fanning, D.S. and Fanning, M.C., 1989. *Soil Morphology, Genesis and Classification*. Wiley, 395 pp.
- Fritsch, E., 1984. Les transformations d'une couverture ferrallitique en Guyane française. Thèse doct., géologie appliquée, Univ. Paris VII. ORSTOM, 190 pp.
- Fritsch, E. and Fitzpatrick, R.W., 1994. Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes. I. A new method for constructing conceptual soil–water–landscape models. *Aust. J. Soil Res.*, 32: 889–907 (colour figures 880–885).
- Fritsch, E., Bocquier, G., Boulet, R., Dosso, M. and Humbel F.X., 1986. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation upergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, 22(4): 361–395.
- Fritsch, E., Peterschmitt, E. and Herbillon, A.J., 1992. A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of the structural relationships and interpretations. *Sci. Géol.*, 45(2): 77–97.
- Harrison, J.B., 1933. The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Imperial Bureau Soil Science, Harpenden.
- Herbillon, A.J., 1989. A chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of the low activity clay soils. In: 8th Int. Soil Classification Workshop, Rio de Janeiro (Brazil), pp. 39–48.
- Jeanroy, E., Rajot, J.L., Pillon, P. and Herbillon, A.J., 1991. Differential dissolution of hematite and goethite in dithionite and its implication on soil yellowing. *Geoderma*, 50(1/2): 79–94.
- Karim, M.I. and Adams, W.A., 1984. Relationships between sesquioxides, kaolinite, and phosphate sorption in a catena of Oxisols in Malawi. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 406–409.
- Macedo, J. and Bryant, R.B., 1987. Morphology, mineralogy, and genesis of an hydrosequence of Oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 690–698.
- Macedo, J. and Bryant, R.B., 1989. Preferential microbial reduction of hematite over goethite in a Brazilian Oxisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 1114–1118.
- Milne, G., 1934. Some suggested units of classification and mapping particularly for east African soils. *Soil Res.*, 4(2): 183–198.
- Moniz, A.C. and Buol, S.W., 1982. Formation of an oxisol–ultisol transition in Sao Paulo, Brazil: I. Double-water flow model of soil development. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 1228–1233.
- Munsell Color Charts, 1975. Munsell Color Co. Inc., Baltimore 18, MD 21218.
- Peterschmitt, E., 1993. Les couvertures ferrallitiques des Ghâts Occidentaux (Inde du sud): Caractères généraux sur l'escarpement et dégradation par hydromorphie sur le revers. Thèse doct., Univ. Nancy I. *Trav. Sect. Sci. Tech. de l'Institut Français de Pondichéry*, 145 pp.

- Ramakrishnan, M. and Harinadha Babu, P., 1981. Western Ghât Belt. In: Swami Nath and M. Ramakrishnan (Editor), *Early Precambrian Supracrustals of Southern Karnataka*. Mem. Geol. Surv. India, 112: 147–161.
- Schulze, D.G., 1981. Identification of soil iron oxide minerals by differential X-ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 437–440.
- Schulze, D.G., 1984. The influence of aluminium on iron oxides. VIII. Unit cell dimension of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays Clay Miner.*, 32: 36–44.
- Schwertmann, U., 1984. The influence of aluminium on iron oxides: IX. Dissolution of Al-goethites in 6 M HCl. *Clay Miner.*, 19: 9–19.
- Schwertmann, U., 1993. Relations between iron oxides, soil color and soil formation. In: J.M. Bigham and E.J. Ciolkosz (Editors), *Soil Color*. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, WI, pp. 51–69.
- Segal, R.G. and Sellers, R.M., 1984. Redox reactions at solid–liquid interfaces. *Adv. Inorg. Bioinorg. Mech.*, 3: 97–130.
- Segalen, P. and Robin, F., 1969. Couleur des sols à sesquioxydes de la zone intertropicale: sols jaunes et sols rouges. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, 7: 225–236.
- Soil Survey Staff, 1992. *Keys to Soil Taxonomy*, 5th edition. SMSS Technical Monograph No. 19. Pocahontas Press, Inc., Blacksburg, VA.
- Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter, H. and Alferez, F., 1983. Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci.*, 136(6): 354–358.
- Torrent, J., Schwertmann, U. and Barron, V., 1987. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. *Clay Miner.*, 22: 329–337.
- Williams, J. and Coventry, R.J., 1979. The contrasting hydrology of red and yellow earths in a landscape of low relief. In: *The hydrology of Areas of Low Precipitation*. Proc. Canberra Symp. (Int. Assoc. Sci. Hydrol.), Publ., 128: 385–395.

Podzolization as a deferralitization process: a study of an Acrisol–Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin

N. R. DO NASCIMENTO^{a,c}, G. T. BUENO^a, E. FRITSCH^{b,c}, A. J. HERBILLON^d, TH. ALLARD^c, A. J. MELFI^c, R. ASTOLFO^f, H. BOUCHER^b & Y. LI^c

^aDEPLAN/IGCE/UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rua 10, 2527, 13500-230 Rio Claro, SP, Brazil, ^bInstitut de Recherche pour le Développement, DME, UR058 (Géotrope), 213 rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10, France, ^cLaboratoire de Minéralogie Cristallographie de Paris, UMR7590, CNRS, Universités Paris 6, 7 et IPGP, Case 115, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex, France, ^dUnité des Sciences du Sol, Place Croix du Sud, 2/10, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgium, ^eNUPEGEL-USP, Núcleo de Pesquisa em Geoquímica da Litosfera da Universidade de São Paulo, Alameda do Aviário 44, 13418-900 Piracicaba, SP, Brazil, and ^fIAG-USP, Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, Avenida Miguel Stephano, 4200, Água Funda - 04301-904 São Paulo, SP, Brazil

Summary

Morphological, geochemical and mineralogical studies were carried out in a representative soil catena of the low-elevation plateaux of the upper Amazon Basin to interpret the steps and mechanisms involved in the podzolization of low-activity clay soils. The soils are derived from Palaeozoic sandstones. They consist of Hydromorphic Podzols under tree savannah in the depressions of the plateaux and predominantly of Acrisols covered by evergreen forest elsewhere.

Incipient podzolization in the uppermost Acrisols is related to the formation of organic-rich A and Bh horizons slightly depleted in fine-size particles by both mechanical particle transfer and weathering. Weathering of secondary minerals by organic acids and formation of organo-metallic complexes act simultaneously over short distances. Their vertical transfer is limited. Selective dissolution of aluminous goethite, then gibbsite and finally kaolinite favour the preferential cheluviation of first Fe and secondly Al. The relatively small amount of organo-metallic complexes produced is related to the quartzitic parent materials, and the predominance of Al over Fe in the spodic horizons is due to the importance of gibbsite in these low-activity clay soils.

Morphologically well-expressed podzols occur in strongly iron-depleted topsoils of the depression. Mechanical transfer and weathering of gibbsite and kaolinite by organic acids is enhanced and leads to residual accumulation of sands. Organo-metallic complexes are translocated in strongly permeable sandy horizons and impregnate at depth the macro-voids of embedded soil and saprolite materials to form the spodic Bs and 2BCs horizons. Mechanical transfer of black particulate organic compounds devoid of metals has occurred later within the sandy horizons of the podzols. Their vertical transfer has formed well-differentiated A and Bh horizons. Their lateral removal by groundwater favours the development of an albic E horizon. In an open and waterlogged environment, the general trend is therefore towards the removal of all the metals that have initially accumulated as a response to the ferralitization process and have temporarily been sequestered in organic complexes in previous stages of soil podzolization.

Introduction

Podzols are probably among the best known of all soils on earth because of their spectacular and well-differentiated morph-

ology. They are recognized as Podzols in the Russian, European and FAO soil classification systems and as Spodosols in the USDA Soil Taxonomy. They may form from different parent materials in boreal, temperate and tropical regions. Tropical Podzols may exceed 10 m in depth. They occur extensively in high-rainfall areas, e.g. along the Rio Negro in the northern upper Amazon Basin, in coastal regions of the Guyanas and

Correspondence: E. Fritsch, E-mail: Emmanuel.Fritsch@lmcp.jussieu.fr

Received 13 February 2003; revised version accepted 5 November 2003

Indonesian islands, and in Northern Australia. Their formation is commonly associated with the development of reducing and acidic conditions and the seasonal fluctuation of groundwater tables.

The mechanisms commonly involved in soil podzolization (e.g. Gustafsson *et al.*, 1999; Lundström *et al.*, 2000; van Hees & Lundström, 2000) are (i) production of organic acids and mineral weathering, (ii) formation and translocation of organo-metallic complexes (predominantly Fe and Al), and (iii) in most cases, precipitation of poorly crystalline inorganic Fe, Al and Si phases. Podzols are characterized by the presence of spodic horizons in which organic compounds and aluminium with or without iron or other cations have accumulated. Well-expressed podzols commonly have a sandy ash-grey horizon (albic horizon) underlain by a dark humus Bh and reddish iron Bs horizons (spodic horizons). Weakly formed podzols do not have an albic horizon and exhibit less morphological contrast in spodic horizons.

Quartzitic parent materials are considered to provide some of the most favourable conditions for development of podzols. As a result, the distribution of low-activity clay (LAC) soils (i.e. Ferralsols and Acrisols) and Podzols (FAO, 1998) in the Amazon Basin has been related to large-scale erosion with LAC soils remaining in the eroded uplands and podzols forming on fluvial or continental sandy deposits (Klinge, 1965; Putzer, 1984; Sombroek, 1990). However, toposequence studies have shown that LAC soils and podzols may coexist on the same parent material and on the same geomorphological unit, for instance on Tertiary sediments of the central Amazon plateaux (Lucas, 1989), on Quaternary sediments in coastal areas of the Guyanas (Turenne, 1975) and on the crystalline Precambrian Guyana shield (Veillon, 1990). In most toposequence studies, the lack of lithological discontinuities and the convoluted shape of the lateral transition between Acrisols and Podzols strongly suggest that podzolization is a soil change process (Fanning & Fanning, 1989). This process can therefore progressively transform LAC soils into podzols spatially and over time. Even if the concept of soil change is valid, lithologic control, particularly on a large-scale basis, remains a possibility (Horbe *et al.*, 2004).

Podzols of the Amazon Basin are found in foot slope positions and in the uplands of specific regions. Podzols directly linked to the river network in low-lying positions occur extensively in the middle Amazon Basin and were predominantly studied in the high-elevation plateau region of Manaus (Bravard & Righi, 1989, 1990; Lucas *et al.*, 1996, 1987). On the low-elevation plateaux of the north and upper Amazon Basin, the Rio Negro drains wide podzolic peneplains with remnants of LAC soils in sloping areas at higher elevation (Dubroeuq & Volkoff, 1998; Dubroeuq *et al.*, 1999). Detailed toposequence studies on low-elevation plateaux where podzols appear to be forming in limited areas are still to be carried out. Moreover, the interrelations of various mechanisms of podzolization in different places of the plateaux still remain poorly understood.

This paper presents morphological, geochemical and mineralogical data collected along a toposequence of soils at the margin of the strongly podzolized area of the upper Amazon Basin. The toposequence is representative of the low-elevation plateaux where small areas of waterlogged podzols were reported within larger areas with LAC soils. The objective of this study is to show how the LAC soils of the plateaux are progressively replaced by podzols and the possible role of lithologic control. More specifically, we intend to identify the different steps involved in the development of podzols in these plateaux and to show for each step how the major mechanisms involved in podzolization interact.

Environmental setting

The region investigated is located between the Solimões and Negro rivers at the southeast margin of the strongly podzolized area of the upper Amazon Basin (rectangular insert in Figure 1a). It has a hot humid tropical climate, with a mean annual temperature of 26°C, a mean annual air humidity of 85%, and an average rainfall of about 2000 mm per year. The months with maximum rainfall are April, March and May and the dry season may extend from September to November. Average annual rainfall reaches up to 6000 mm in the north-west within the giant Podzol region of the Rio Negro Basin.

The landscape comprises elongated plateaux at low elevation (*Terra firma*) between major flood plains and rivers. The permanent Unini and Jau rivers of the region are tributaries of the Rio Negro. They flow in two main directions: NW–SE and NE–SW (Figure 1b,c). This orthogonal pattern is similar to that reported in the Manaus region (Sternberg, 1950; Fritsch *et al.*, 2002), suggesting tectonic control of river development following formation of the Andean Cordillera at the end of the Tertiary. The plateaux are strongly incised at their edge by a dense dendritic river network (*Igarapés*) connected to the permanent rivers (Figure 1d). In contrast, their central part commonly presents more diffuse and dispersed drainage networks within depressions of various sizes and shapes. The drainage networks connect intermittently with the river network at the plateau edge. Whereas the soils of the plateau edge are freely drained, those of the depressions are periodically waterlogged. Ponding of water is frequent in most plateau depressions during the rainy season.

Soils occurring on these plateaux have been mapped during the Radambrazil project (Projeto Radam, 1972–78) and an excerpt of a map at 1:1 000 000 scale is displayed in Figure 1(b). It shows that the freely drained soils of the plateau edge consist of shallow (about 1 m depth) Acrisols in the west (*Podzólicos vermelhos amarelos álicos*) or deeper Acrisols and Ferralsols in the east (*Latossolos amarelos álicos*). The waterlogged soils of the central part of these plateaux occur in branched, elongated areas with predominantly Gleyic Plinthosols (*Lateritas hidromórficas álicas de elevação*) in the south-east, and Hydromorphic Podzols (*Podzóis hidromórficos*) in

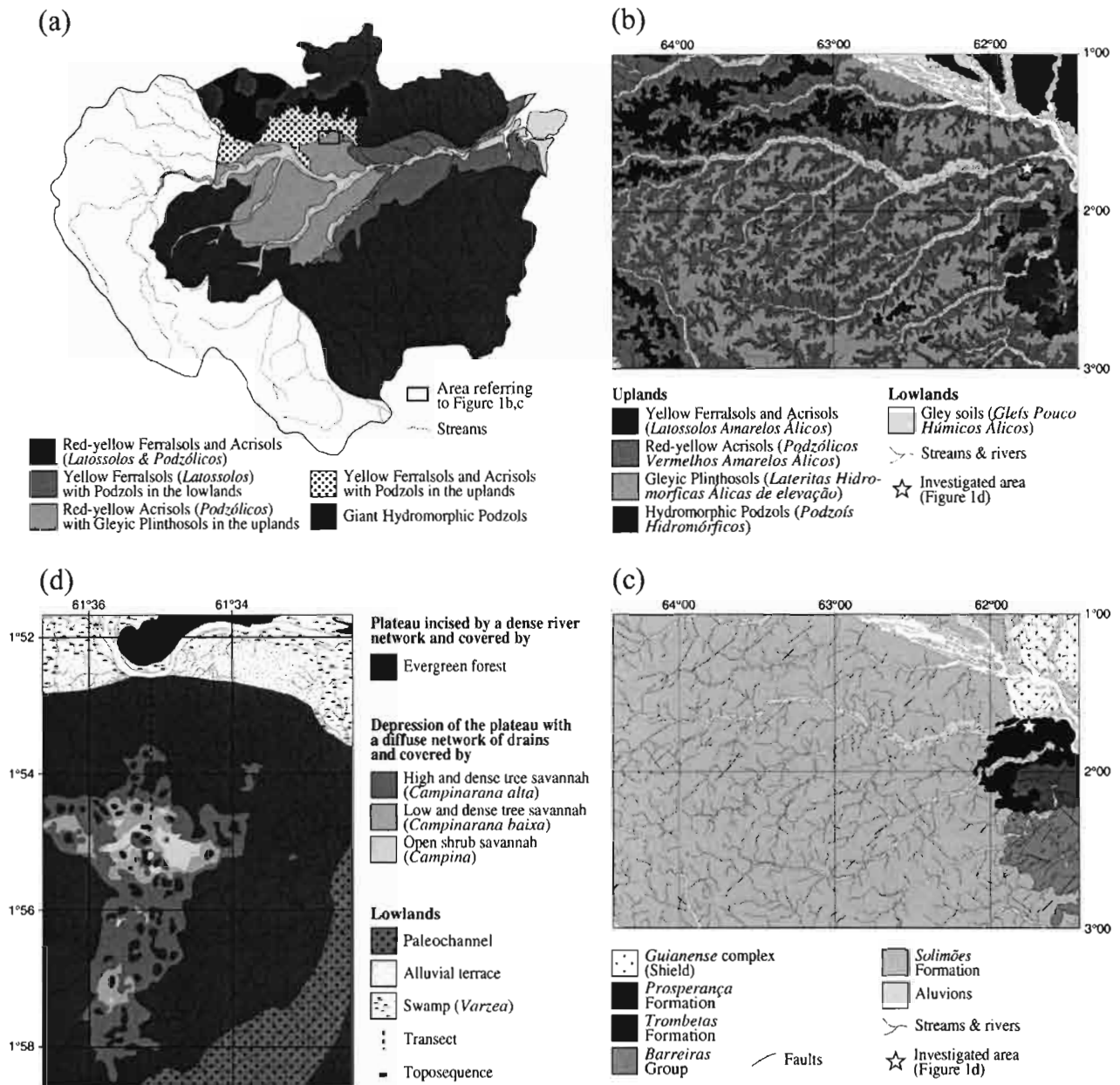


Figure 1 (a) Broad scale soil map of the Brazilian Amazon Basin (reduced and simplified from Radam Brazil maps at 1:2 500 000) showing the extent of podzols in the upper Amazon Basin (black rectangle insert refers to Figure 1b,c). (b) Regional soil and (c) geological maps (extracts from the Radam Brazil maps at 1:1 000 000) showing the distribution of Gleyic Plinthosols and Hydromorphic Podzols in the LAC soils of the plateaux in relation to the dominant geological formations of the region (star insert refers to Figure 1d). (d) Local geomorphological and vegetation map of a depression of the plateau where the soil catena was studied.

the northwest. The geological map of the Radambrazil project (Figure 1c) shows that this sequence of well-drained and poorly drained soils may form on different types of sediments. The oldest sediments belong to the Palaeozoic (*Prosperança* and *Trombetas* formations) and the Cretaceous (*Barreiras* group), and the youngest sediments belong to the Tertiary

(*Solimões* formation). According to the soil and geological maps of the Radambrazil project (Figure 1b,c), the sediments may have a marked influence on the nature of the well-drained soils, as deep Ferralsols and Acrisols appear to be more specific to old deposits. In contrast, the Gleyic Plinthosols and Podzols are reported on all geological units in the region.

Moreover, these poorly drained soils display a similar distribution pattern in the landscape, suggesting that clay impoverishment and reducing conditions may be followed by podzolization in higher-rainfall areas of the Amazon Basin.

Soil moisture regimes appear to control the structure and dynamics of the vegetation of this region. Whereas the well-drained parts of the plateaux are covered by evergreen forest, the periodically waterlogged soils are associated with lower and very dense forest populations (*Campinaranas*) and areas of shrub savannah (*Campinas*). This vegetation pattern, commonly related to dry–humid climatic oscillations during the Quaternary (Haffer, 1969), could in fact be controlled by contrasting hydro-geochemical regimes that prevail in these soil associations. In this way, the appearance of areas of savannah in the forest could be closely linked to the development of Gleyic Plinthosols and Podzols within the LAC soils of the plateaux.

The sequence of soils described in this paper is located in downstream positions of the Jau River, at about 4 km south of its right bank (01°54'45"S, 61°35'15"W). Soils derive from the *Prosperança* formation. These Palaeozoic sediments are fine-grained sandstones that contain predominantly quartz but also mica, tourmaline and zircon (Lourenço *et al.*, 1978). The sequence of soils occurs in an elongated depression of the uplands of about 8 km length and 4 km width in which numerous islands of different sizes can be observed (Figure 1d). Like the surrounding and dissected plateaux, the islands are covered by evergreen forest. By contrast, the vegetation of the depression consists predominantly of *Campinaranas* but also of small areas of *Campinas* in the lowest parts of the depression. The sequence of soils over about 200 m extends from the summit of an 'island' to the lowest part of the depression (Figure 2a). It cuts across the three main types of plateau vegetation.

Materials and methods

Soil description

Soil profile descriptions were made in seven pits and 12 soil augerings along the toposequence according to the method suggested by Boulet *et al.* (1982). In this method an intermediate observation site is chosen when the horizons of two previously described soil profiles could not be related laterally. With this method soil descriptions are closely spaced where there is strong lateral differentiation and more widely spaced where soil descriptions of adjacent profiles are similar. It allows representation of soil organization in two dimensions (Figure 2).

Soil horizons and features were described in detail in pits according to ISRIC–FAO (1994) vocabulary, graphically represented and labelled using tracing paper stuck on photographs and progressively extended along the whole toposequence. A minimum of three pits was selected for geochemical and mineralogical investigations. These pits, which included all the horizons of the sequence, are located

in the key sites of the toposequence: pit I in the upland well-drained part, pit II in the transition zone and pit III in the waterlogged podzol area.

Chemical and physical analyses

Soil samples were air-dried and sieved through a 2-mm screen prior to chemical and physical analyses. Particle-size distribution was determined by sieving of sand fractions and of clay-silt by pipetting after destruction of organic matter by H₂O₂ and clay dispersion by hexametaphosphate. pH was measured both in water and 1 M KCl (soil:solution 1:2.5). Organic C and N were determined on air-dried samples using a Carmograph LECO CHN analyser. Chemical composition of the samples was determined by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry for major elements and inductively coupled plasma atomic mass spectrometry for trace elements. Total chemical analyses were performed at Actlabs Ltd (Canada) on crushed and pulverized samples passing a 150-mesh (106 µm) sieve.

The dithionite–citrate–bicarbonate (DCB) method of Mehra & Jackson (1960) was performed on homogenized fine earth samples (<2 mm) to determine the contents of well- and poorly crystalline Fe oxides and organic Fe compounds. On similar samples, the contents of poorly crystalline inorganic and organic Fe and Al compounds were estimated by the oxalate method and the contents of organic Fe and Al compounds by the pyrophosphate method (Blakemore *et al.*, 1981). The extracts were separated from the residues by centrifugation and analysed for Fe, Al and Si with plasma emission spectroscopy using a Jobin Yvon JY24 ICP instrument. Extractable Fe and Al were denoted as follows: Fe_d and Al_d for the DCB method, Fe_o, Al_o and Si_o for the oxalate method and Fe_p and Al_p for the pyrophosphate method. The chemical estimation of the mole percent ratio of Al-for-Fe substitution in well-crystallized Fe oxides was taken as follows: mole Al% = (mol Al_d – mol Al_o) / [(mol Al_d – mol Al_o) + (mol Fe_d – mol Fe_o)].

Spectroscopic analyses

Mineralogical investigations were made on fine earth samples (<2 mm) by optical spectroscopy and on clay fractions (<2 µm) by infrared spectroscopy. We extracted the clay fractions by pipetting dispersed soil samples (hexametaphosphate) without previous destruction of organic matter by H₂O₂.

Diffuse reflectance spectra were obtained from gently ground fine earth samples, oven-dried at 60°C overnight. Samples were put into a 27-mm diameter hole in an Al disk (3 mm thick) then gently pressed against a quartz glass. Spectra were taken from 200 to 2500 nm at 1 nm increments using a Cary 5G UV/VIS/NIR spectrophotometer with a 110-nm integrating sphere (Labsphere, Inc., USA). Reflectance measurements were made relative to a Halon standard covered with a quartz glass. The wavelength-dependent reflectance functions were transformed into remission

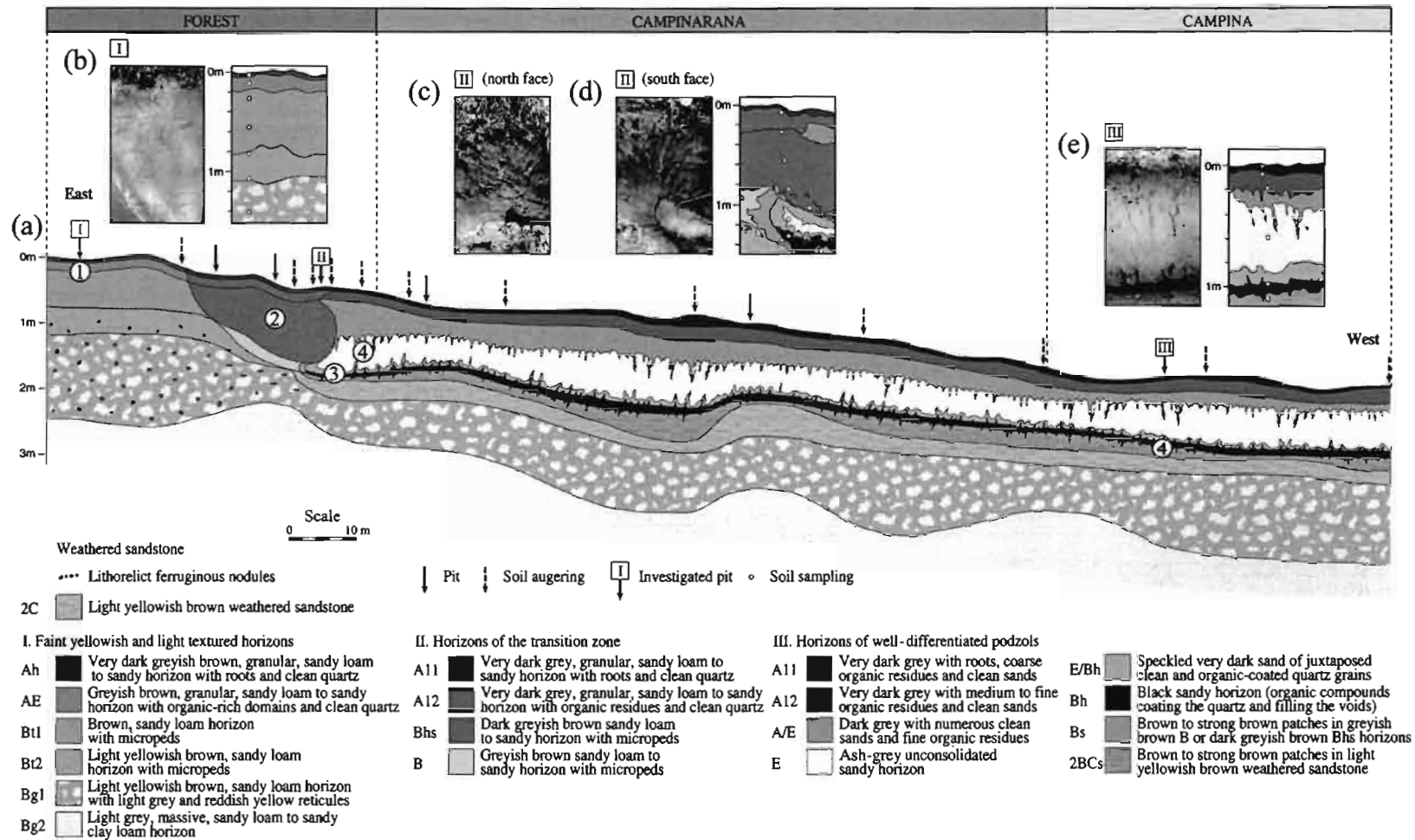


Figure 2 Soil catena (a) with the main types of vegetation and soil horizons from a high- to a low-elevation point of the plateau. Photograph of profile and demarcation of horizons in: (b) pit I at the summit of the hill, (c) pit II (north face), (d) pit II (south face) of the transition zone, and (e) pit III within the depression.

functions, which were smoothed using a cubic spline fitting procedure then the second derivatives were calculated. The same smoothing and derivative parameters were applied for all the spectra. Munsell colour notations were calculated from the reflectance curves in the visible range (from 360 to 830 nm) as follows: the CIE tristimulus values were first calculated using the colour matching functions of the CIE standard illuminant C (Wyszecki & Stiles, 1982). A computer program was then used to convert the CIE tristimulus values into Munsell notations.

Fourier-transform infrared spectroscopy (FTIR) was performed in the transmission mode using a Nicolet Magna 560 IR Spectrometer. One milligram of oven-dried and dispersed clay was mixed with 300 mg KBr and pressed at 10 t cm^{-2} to form a KBr disc. The KBr discs were heated at 105°C overnight to remove absorbed water. The spectra were run in the $400\text{--}4000 \text{ cm}^{-1}$ range with a 2 cm^{-1} resolution.

Results

Vertical and lateral soil differentiation along the toposequence

Soils of the toposequence are oriented east–west (Figure 2a) and comprise two types of materials according to their structure and consistency. The first type of material lacks soil structure, and presents a compact and continuous groundmass and a morphological aspect which appears very similar to weathered sandstones. It has a loamy sand to sandy loam texture and a dominant light yellowish brown colour (10YR6/4). This material is discontinuous in upslope positions and corresponds to lithorelict nodules impregnated by iron oxides. It appears as a partly disrupted layer (vertical cracks with slight dislocation of some blocks) at 40 m from the summit. Towards the depression, a thin and continuous weathered sandstone layer appears at about 1.3 m depth (2C and 2BCs horizons in Figure 2a). The second type of material consists of a range of unconsolidated soil horizons. The soils of the toposequence were grouped into three zones (I, II and III in Figure 2a) according to the vertical and lateral distribution of these horizons.

Soils of the first zone (pit I in Figure 2b) at the summit of the island are covered by forest. They have faint yellowish colours and light textures. The accumulation of organic matter in their upper part and the pale and/or mottled appearance of their lower part allow the differentiation of three types of superimposed soil horizons: A, Bt and Bg horizons. In pit I, the following sequence of horizons was distinguished from top to bottom: (1) a very dark greyish brown (10YR3/2) sandy loam to sandy Ah horizon with numerous roots, decayed organic matter and clean sand; (2) a greyish brown (10YR5/2) sandy loam to sandy AE horizon with a granular structure, organic-rich speckles and clean sand as well as dark greyish brown (10YR4/2) organic stains that increase in size upwards; (3) a brown (10YR5/3) sandy loam Bt1 horizon with micro-

pedes; (4) a light yellowish brown (10YR6/4) loamy sand Bt2 horizon with micropeds and few ferruginous nodules; (5) a massive loamy sand Bg1 horizon that has a dominant light yellowish brown (10YR6/4) groundmass with light grey (10YR7/2) and yellow (10YR7/6) to reddish yellow (7.5YR7/8) iron stains as well as dark reddish brown (5YR3/4) lithorelict nodules, and (6) a massive, light grey (10YR7/2), sandy loam to sandy clay loam Bg2 horizon saturated by clear water throughout the year.

Soils of the transition zone (pit II in Figure 2c,d) are still under forest. Lateral morphological changes between the first and second zones affect predominantly the upper part of the soils (A and B horizons). These changes are mainly related to (i) development and expansion from the surface of greyish colours (decreasing C index of the Munsell colour chart), (ii) increasing organic matter content (decreasing V index of the Munsell colour chart) and thickness of the organic matter-rich horizons, and (iii) slight depletion of fine-sized particles (compare pits I and II in Table 1). As a result, the upper part of pit II (Figure 2c,d) comprises from top to bottom: (1) a very dark grey (10YR3/1) sandy loam to sandy A11 horizon with numerous roots, decayed organic matter and clean sand; (2) a very dark grey (10YR3/1) sandy loam to sandy A12 horizon with granular structure and numerous organic-rich speckles and clean sand; (3) a very thick and dark greyish brown (10YR3/2) sandy loam to sandy Bhs horizon with micropeds, and (4) a sandy loam to sandy B horizon with micropeds grading laterally from pale brown (10YR6/3) to greyish brown (10YR5/2). In pit II, this set of soil horizons overlies a partly disrupted weathered sandstone layer (2C horizon).

Soils of the third zone are covered by forest on their margin and by *Campinarana* and *Campina* (pit III in Figure 2e) elsewhere. Lateral morphological changes between the second and third zones are expressed by the appearance of well-formed albic and spodic horizons of podzols. Such horizons appear laterally at two different depths in pit II (Figure 2c,d).

A first set of albic and spodic horizons appears at depth in between the Bhs, B and 2C horizons of the second zone (bottom part in Figure 2c,d). It is characterized by a tongue-like structure that increases in thickness towards low-lying positions. At the margin of the tongue, the first morphological change is diffuse and shown by the appearance of brown (10YR4/3) to strong brown (7.5YR4/6) stains in macro-voids (cracks and tubular pores). These stains impregnate the surrounding Bhs, B and 2C horizons and form predominantly the Bs and 2BCs spodic horizons of the podzol. The second morphological change is abrupt and related to the appearance of sandy horizons with or without black organic compounds. On the north face of pit II (Figure 2c), two superimposed sandy horizons are differentiated: (1) an upper very dark grey (10YR3/1) speckled E/Bh horizon of juxtaposed clean sand and organic-coated quartz grains, and (2) a lower black (10YR2.5/1.5) Bh horizon, in which the black organic compounds coat the quartz grains and fill the interstices. The south

Table 1 Munsell colour notation calculated from spectroscopic data in the visible range, particle-size distribution, pH and organic matter of fine earth samples in pits I, II and III (see Figure 2a for pit localities)

Profile	Horizon	Depth /m	Munsell colour (dry)		Particle-size distribution				pH		Organic matter		
					Clay	Silt	Fine sand	Coarse sand	H ₂ O	KCl	C	N	C:N
					/ %								
Pit I	Ah	0.03	8.5YR	3.6/1.9	9.7	6.0	39.5	44.8	4.1	3.2	21.2	1.1	19
	AE	0.10	9.8YR	4.3/2.3	7.3	2.2	37.3	53.3	4.5	3.9	14.9	0.7	21
	Bt1	0.26	0.8Y	4.6/2.4	12.9	4.6	44.9	37.6	4.5	4.0	7.7	0.3	26
	Bt1	0.55	0.5Y	5.2/3.1	10.5	3.2	46.6	39.7	4.9	4.3	5.5	0.3	18
	Bt2	0.83	0.3Y	5.4/3.3	12.6	2.5	46.4	38.4	4.9	4.2	5.2	0.3	17
	Bt2	1.08	9.8YR	5.5/3.9	10.9	2.4	49.2	37.5	4.8	4.3	3.6	0.2	18
	Bg1	1.42	9.9YR	5.7/3.8	11.5	1.8	50.9	35.9	4.9	4.2	3.3	0.2	17
	Bg1	1.76	1.1Y	6.3/3.1	11.5	0.8	50.7	37.1	4.9	4.2	2.0	0.1	20
Pit II	A11	0.10	8.9YR	3.5/1.3	7.5	4.6	51.5	36.3	4.2	3.8	27.6	1.1	25
	A12	0.30	9.4YR	2.5/0.9	8.3	1.7	57.5	32.6	4.5	4.0	40.2	1.8	22
	Bhs	0.58	9.5YR	2.6/1.4	8.0	1.5	59.7	30.9	4.6	4.3	37.3	1.6	23
	Bhs	0.90	8.9YR	2.8/1.6	5.5	1.9	60.2	32.4	4.7	4.3	28.4	1.1	26
	Bhs	1.00	9.4YR	3.5/2.0	5.8	3.5	58.2	32.5	4.6	4.1	29.9	0.8	37
	E	1.10	7.9YR	6.0/0.9	0.8	3.5	63.7	31.9	4.4	3.8	0.7	0.0	–
	Bh	1.28	7.5YR	2.5/1.3	4.2	1.5	62.4	36.5	4.3	3.4	18.3	0.9	20
	Bs	1.35	9.1YR	3.6/2.0	7.2	1.0	60.2	31.6	4.5	4.0	35.3	0.7	50
	2BCs	1.43	0.2Y	5.4/3.0	10.9	3.5	55.4	30.3	4.8	4.5	21.1	0.4	53
	2BCs	1.70	0.5Y	6.2/2.6	10.2	9.4	50.6	29.8	4.4	4.0	11.9	0.2	60
Pit III	A11	0.03	9.1YR	3.6/0.9	1.4	1.3	70.8	26.5	4.3	2.8	54.3	1.5	36
	A12	0.10	9.4YR	3.7/0.6	2.4	1.3	74.2	22.1	4.4	2.9	13.0	0.5	26
	A/E	0.20	ND		1.4	0.3	76.2	22.1	4.2	3.1	13.9	0.6	23
	E	0.61	9.5Y	6.3/0.9	1.2	0.3	72.3	26.3	3.9	3.0	0.6	0.0	–
	Bh	0.98	8.8YR	2.9/1.5	6.6	2.2	60.5	30.7	3.8	2.9	10.4	0.3	35
	2BCs	1.16	ND		16.8	3.3	51.3	28.5	3.9	3.3	47.3	0.5	95
	2BCs	1.30	ND		21.8	5.1	47.9	25.2	4.2	3.5	32.3	0.3	108
	2BCs	1.50	ND		13.8	10.4	50.1	25.8	4.3	3.9	17.3	0.2	87

ND, not determined.

face of pit II (Figure 2d) shows the same vertical differentiation in sandy horizons. However, an ash-grey (10YR6/1) unconsolidated E horizon occurs within the E/Bh horizon. Accordingly, the spodic and albic horizons are nestled into each other at the margin of the tongue (pit II in Figure 2c,d) and directly superimposed elsewhere (e.g. pit III in Figure 2e). Towards low-lying positions the horizons appear in the following order from bottom to top: Bs (or 2BCs), Bh (or E/Bh) and E.

At about 0.2 m from the soil surface in pit II, clay content has been considerably depleted from the bottom part of the A12 horizon and upper part of the Bhs horizon of the second zone (Figure 2d). Loss of clay towards low-lying positions also affects the overlying A11 horizon and leads to disappearance of the underlying Bhs horizon (Figure 2a). The sandy A11 and A12 horizons then directly overlie the ash-grey E horizon with a transition A/E horizon that has a glossic lower transition in vertical cracks or root channels (pit III in Figure 2e). Consequently, as already observed in several other tropical toposesquences (Lucas *et al.*, 1987; Dubroeuq & Volkoff, 1998), the

sandy A, E and Bh horizons of the well-expressed podzols of the toposesquence present a convolute shape or double tongue-like structure towards upslope positions.

The presence of porous sandy A and E horizons over more impermeable Bh and 2BCs horizons holds up fluctuating perched groundwater and overland flow in the depression during the rainy season. Free water draining from soils of the toposesquence consists of clear water at depth in Bg horizons and of black water near the surface and in sandy A and E horizons of the depression (Figure 2a).

Particle-size distribution and pH

Soils in upslope positions are light textured. The amount of clay in pit I is between 11 and 13% in loamy sand B horizons and 7–10% in A horizons (Table 1). Fine sand contents are slightly higher than coarse in the sandy loam B horizons. In contrast, the relative proportion of coarse particles within the sand fraction increases upwards in clay-depleted A horizons. Towards the transition zone, the amount of clay slightly

decreases and remains at about 6–8% in the less sandy Bh horizon of pit II. Simultaneously, the relative proportion of fine quartz within the sand fraction increases. These trends are amplified towards low-lying positions. In particular, the amount of clay decreases abruptly in the well-expressed A, E and Bh horizons of the podzols of the third zone. In pits II and III, clay content is less than 2.5% in A horizons, 1.5% in E horizons and 7% in Bh horizons.

The pH in water is between 4.9 and 3.8 for all the soil samples (Table 1). The pH in KCl is lower, reaching 4.3 in loamy sand B horizons in upslope positions (pit I) and 3 in low-lying positions in sandy A, E and Bh horizons of well-expressed podzols (pit III). In this environment, clay depletion is therefore closely associated with the development of more acidic conditions.

Organic matter

Carbon contents decrease regularly with increasing depth in the upland soils. In pit I (Table 1), the largest values are in clay-depleted A horizons ($21\text{--}15\text{ g kg}^{-1}$) and values less than 4 g kg^{-1} are found below 1 m in Bg horizons. The C:N ratio remains almost unchanged in the whole profile (17–26).

Towards low-lying positions, the carbon contents and the C:N ratio increase both laterally and vertically. In the topsoil, the increases lead to the formation of the thick (about 1 m deep) array of organic matter-rich A and Bh horizons of the transition zone (Figure 2a). The largest carbon contents are in the downslope part of this transition zone (pit II in Table 1) and more specifically in the very dark grey A12 horizon (40 g kg^{-1}). The largest C:N ratio is in the bottom part of the dark greyish brown Bh horizon (37). In pit II, a second array of organic matter-rich materials is identified at depth and related to the formation of the Bh and Bs or 2BCs horizon. As in the first array, the lowest C:N values are found in the upper part of the second array, i.e. in the Bh horizon (20), and the largest C:N ratio (up to 60) in its lower part, i.e. in the Bs or 2BCs horizons. In the second array, the largest carbon contents are not found in the Bh horizon, but in the Bs or 2BCs horizon (up to 35 g kg^{-1}). The two arrays are separated by a bleached E horizon, which is low in organic matter (C content $< 1\text{ g kg}^{-1}$). The bleached E horizon increases in thickness towards low-lying positions. Similar trends are found for A, Bh and 2BCs horizons in the depression but in these horizons the C:N ratios are larger (pit III in Table 1). Vertically from pits II to III, the A and Bh horizons present similar C:N values.

For all soil samples, carbon contents were compared with the values of the Munsell colour calculated from spectroscopic data in the visible range (Vc). Carbon contents and Vc index display a curvilinear and negative correlation (Figure 3). However, two types of samples fall outside the regression line. The first type of sample corresponds to the Bh horizons. The carbon content in Bh horizons is less than that predicted from the regression line (arrow 1 in Figure 3). Overestimation

of the carbon content from spectroscopic measurement can be linked to the presence of thick organic coatings, which mask the quartz grains. The Bh horizon is therefore quite different from A horizons that fall on the regression line, and in which partly mineralized organic residues are juxtaposed to clean sand. The second type of sample corresponds to Bs or 2BCs horizons with C:N ratio > 40 . Large C:N ratios lead to underestimation of the carbon content from spectroscopic measurements (arrow 2 in Figure 3). Consequently, the Vc index is related not only to the amount of organic matter, but also to its nature (estimated from the C:N ratio) and type of arrangement with the mineral phases of the soils.

Selected IR spectra of clay fractions from organic matter-rich soil horizons are presented in Figure 4. For all samples, the bands related to predominant groups of organic matter were assigned according to Stevenson & Goh (1971) and Senesi (1992). The aliphatic C-H stretching bands are located at 2955 , 2925 , 2850 and 1455 cm^{-1} and the bands for amide groups at 1655 , 1540 , 1420 and 1230 cm^{-1} . A doublet at 1715 cm^{-1} from C=O stretching and at 1165 cm^{-1} from C-O stretching and O-H bending arises from carboxylic acids (-COOH). A second doublet at about 1620 and 1400 cm^{-1} is due to metal-bound carboxylates (-COO-Me). In addition, a broad band near $3400\text{--}3300\text{ cm}^{-1}$ is due to adsorbed water and -OH stretching of organic groups. At high wavenumbers, the latter may interfere with those of gibbsite and to a lesser extent of kaolinite, particularly for samples at depth and in upslope positions.

Slight variations caused by changes in the relative intensity of vibration bands of organic groups are noted along the sequence of soils (I, II, III in Figure 4) in A (spectra group a), Bh (spectra group b) and Bhs or Bs horizons (spectra group c). From upslope to downslope positions (I to III) and upwards in pits II and III (from Bs or Bhs to A horizons), the most striking variations are linked to increasing bands of carboxylic acids (1715 and 1165 cm^{-1}) and decreasing bands of

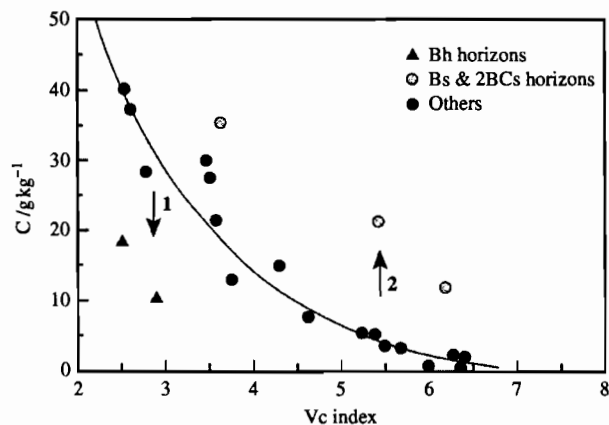


Figure 3 Carbon content (C) and Value of the Munsell colour chart calculated from spectroscopic data in the visible range (Vc).

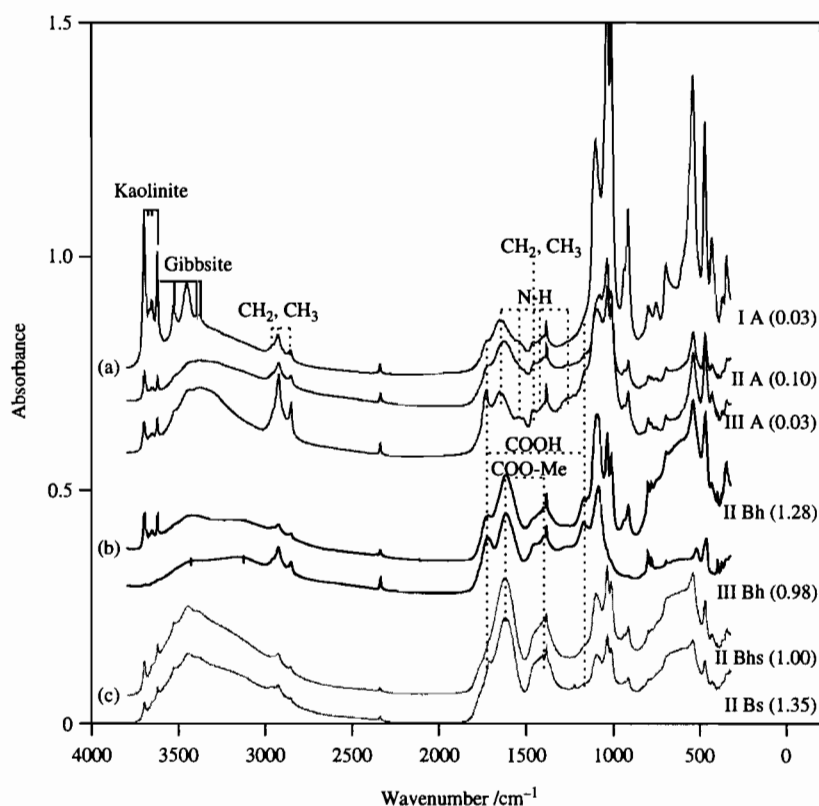


Figure 4 Infrared spectra of clay fractions from organic matter-rich horizons: (a) A horizons in pits I, II and III, (b) Bh horizons in pits II and III, and (c) Bhs and Bs horizons in pit II (depth in metres of each sample is in parentheses).

metal-bound carboxylates (1620 and 1400 cm^{-1}), as well as to increasing bands from aliphatic C-H stretching. Highest band resolutions are in the Bhs horizon of pit II for metal-bound carboxylates and in A and Bh horizons of pit III for carboxylic acids. These changes indicate that the A horizons are similar to their underlying Bh horizons and both horizons are quite different from Bhs and Bs horizons, especially in the transition zone (pit II). Moreover, the broad absorption area for absorbed water and -OH stretching of organic groups at about $3400\text{--}3300\text{ cm}^{-1}$ is less pronounced in Bh horizons than in A horizons, but better resolved than both of them in Bhs or Bs horizons.

Organo-Fe and -Al complexes

Contents of extracted Fe_o , Al_o , Si_o , Fe_p and Al_p are shown in Table 2 to indicate the amount of poorly crystalline inorganic phases and/or organo-metallic complexes. In the upland soils (pit I in Table 2), the Fe, Al and Si contents from oxalate and pyrophosphate treatments are less than 3 g kg^{-1} . However, the content of such elements increases abruptly at the bottom of the clay-depleted A horizons and more gently in the underlying B horizons. Values less than 0.7 g kg^{-1} for Fe and Al and less than 0.1 g kg^{-1} for Si are found at 1.76 m in Bg horizons. All extracted Fe and Al appears to be organically complexed, as

the $\text{Fe}_p:\text{Fe}_o$ and $\text{Al}_p:\text{Al}_o$ ratios are equal or close to 1. Oxalate-Al predominates over Fe_o in the topsoil, but they are almost equal at about 1 m depth.

Laterally and towards the transition zone (pit II in Table 2), Fe_o and Fe_p contents decrease slightly throughout the whole profile, but more rapidly in the subsurface A horizons and at depth in the E and Bh horizons. As a result, the largest Fe_o and Fe_p contents are in the underlying horizons, i.e. in the Bhs horizon of the upper array of organic matter-rich horizons (0.7 g kg^{-1}) and to a lesser extent at depth in the Bs and 2BCs horizons (0.3 g kg^{-1}). According to the $\text{Fe}_p:\text{Fe}_o$ ratio, all extracted Fe is organically complexed. Oxalate-Al and Al_p are present in much larger quantities than Fe_o and Fe_p . As for the latter, their lowest values are in A horizons and in the underlying E and Bh horizons. In contrast, Al_o and Al_p contents increase progressively downwards in the Bhs horizon (up to 10 g kg^{-1}) and more abruptly in Bs and 2BCs horizons (11 g kg^{-1}). Although present in much smaller quantities, Si_o displays variations with depth similar to Al_o , in particular in spodic horizons. In the latter, an Si_o content less than 0.8 g kg^{-1} and an $\text{Al}_p:\text{Al}_o$ ratio close to 1 suggest the lack of poorly crystalline allophanic phases.

In low-lying positions (pit III in Table 2), Fe_o and Fe_p contents are below the limit of detection. Oxalate-Al and Al_p are also below the detection limit in the A12, A/E and E horizons, but in 2BCs horizons Al_o or Al_p contents may reach 4.7 g kg^{-1}

Table 2 Chemical data (Fe, Al, Si) from selective dissolution procedures (total analysis (t), DCB (d), oxalate (o) and pyrophosphate (p) methods) and selected chemical values and ratios of fine earth samples in pits I, II and III (see Figure 2a for pit localities)

Profile	Horizon	Depth /m	Fe						Al						Spodic criteria				
			Fe _t	Fe _d	Fe _o	Fe _p	Fe _d - Fe _o	Fe _o :Fe _d	Fe _p :Fe _o	Al _t	Al _d	Al _o	Al _p	Al _t - Al _d	Al _o :Al _t	Al _p :Al _o	Si _o	C	Al _o + 1/2Fe _o
			/g kg ⁻¹						/g kg ⁻¹						/g kg ⁻¹				
Pit I	Ah	0.03	4.1	2.7	0.5	0.5	2.2	0.19	1.00	12.8	2.6	1.1	1.4	10.2	0.09	1.27	0.2	21.2	1.35
	AE	0.10	5.7	3.9	0.9	0.9	3.0	0.23	1.00	12.6	4.0	2.3	2.8	8.6	0.18	1.22	0.4	14.9	2.75
	Bt1	0.26	6.9	4.3	0.7	0.7	3.6	0.16	1.00	23.1	3.2	1.4	1.5	19.9	0.06	1.07	0.2	7.7	1.75
	Bt1	0.55	7.3	4.7	0.6	0.7	4.1	0.13	1.17	24.3	3.1	1.0	0.9	21.2	0.04	0.90	0.2	5.5	1.30
	Bt2	0.83	7.3	5.0	0.8	0.6	4.2	0.16	0.75	22.4	3.3	1.0	1.0	19.1	0.04	1.00	0.2	5.2	1.40
	Bt2	1.08	7.4	5.1	0.9	0.8	4.2	0.18	0.85	23.0	3.0	1.0	0.9	20.0	0.04	0.90	0.2	3.6	1.45
	Bg1	1.42	7.8	5.3	0.5	0.5	4.8	0.09	1.00	26.4	2.8	0.7	0.7	23.6	0.03	1.00	0.1	3.3	0.95
	Bg1	1.76	6.8	4.3	0.2	0.1	4.1	0.05	0.50	25.0	2.2	0.5	0.5	22.8	0.02	1.00	0.1	2.0	0.60
Pit II	A11	0.10	1.3	0.3	0.0	0.0	0.3	-	-	6.8	0.8	0.3	0.3	6.0	0.04	1.00	0.1	27.6	0.30
	A12	0.30	1.6	0.7	0.4	0.5	0.3	0.57	1.25	9.1	2.2	1.7	2.0	6.9	0.19	1.17	0.1	40.2	1.90
	Bhs	0.58	1.6	0.8	0.6	0.7	0.2	0.75	1.17	13.4	5.1	4.6	5.2	8.3	0.34	1.13	0.2	37.3	4.90
	Bhs	0.90	1.1	0.5	0.3	0.4	0.2	0.60	1.33	12.0	5.8	5.1	5.6	6.2	0.43	1.10	0.2	28.4	5.25
	Bhs	1.00	0.8	0.3	0.2	0.2	0.1	0.67	1.00	14.1	10.2	9.5	10.2	3.9	0.67	1.07	0.3	29.9	9.60
	E	1.10	0.4	0.1	0.0	0.0	0.1	-	-	0.5	0.4	0.0	0.0	0.1	-	-	0.1	0.7	0.00
	Bh	1.28	1.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.50	1.00	3.9	1.7	1.3	1.4	2.2	0.33	1.08	0.1	18.3	1.35
	Bs	1.35	3.7	0.3	0.2	0.2	0.1	0.67	1.00	12.8	10.8	10.9	11.2	2.0	0.85	1.03	0.4	35.3	11.00
	2BCs	1.43	5.0	2.6	0.3	0.3	2.3	0.12	1.00	33.7	10.9	10.9	10.9	22.8	0.32	1.00	0.8	21.1	11.05
	2BCs	1.70	5.2	2.6	0.1	0.2	2.5	0.04	2.00	28.4	8.2	7.2	6.9	20.2	0.25	0.96	0.8	11.9	7.25
Pit III	A11	0.03	1.7	0.1	0.0	0.0	0.1	-	-	0.5	0.3	0.1	0.1	0.2	0.20	1.00	0.1	54.3	0.10
	A12	0.10	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	0.4	0.3	0.0	0.0	0.1	-	-	0.1	13.0	0.00
	A/E	0.20	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	0.5	0.2	0.0	0.0	0.3	-	-	0.1	13.9	0.00
	E	0.61	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	0.4	0.2	0.0	0.0	0.2	-	-	0.1	0.6	0.00
	Bh	0.98	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	1.3	0.5	0.3	0.3	0.8	0.23	1.00	0.2	10.4	0.30
	2BCs	1.16	1.3	0.1	0.0	0.0	0.1	-	-	16.8	5.2	4.6	4.7	11.6	0.27	1.02	0.4	47.3	4.60
	2BCs	1.30	2.2	0.2	0.0	0.0	0.2	-	-	31.7	1.4	1.3	1.3	30.3	0.04	1.00	ND	32.3	1.30
	2BCs	1.50	5.0	2.5	0.0	0.0	2.5	-	-	42.9	0.8	0.8	0.8	42.1	0.02	1.00	ND	17.3	0.80

ND, not determined.

and Si_o 0.4 g kg⁻¹. These values are half of those found in similar horizons of the transition zone (pit II in Table 2).

Chemical data commonly used for identifying spodic materials (FAO, 1998) are presented in Table 2 (i.e. C and Al_o + 1/2Fe_o, both expressed in g kg⁻¹). Spodic chemical criteria (i.e. C ≥ 6 and Al_o + 1/2Fe_o > 5) are met only in the transition zone of the toposequence (pit II in Table 2) in both arrays of organic matter-rich horizons. However, spodic materials meeting the chemical criteria exist only in the bottom part of the Bhs horizon for the first array and at the periphery of the second one in Bs and 2BCs horizons. Therefore the Bh horizons of the toposequence are not spodic according to their load of metals, but appear quite similar to the overlying topsoil sandy A horizons. On the other hand, the uppermost A horizons and upper part of the B horizons of the upland soils (pit I in Table 2), although not spodic, display similar trends to both arrays of the transition zone suggesting therefore the initiation of podzolization in the upland. In contrast to the transition zone, soils of the depression (pit III in Table 2)

present the morphological aspect of well-expressed podzols, but they do not meet the spodic chemical criteria even in their 2BCs horizons.

The metal load of organic matter assessed from the C and Al_o + 1/2Fe_o values in Table 2 can be related to the relative intensities of the bands for metal-bound carboxylates (1620 and 1400 cm⁻¹) and carboxylic acids (1715 and 1165 cm⁻¹) in the IR spectra (Figure 4). Large metal loads with predominance of the bands for metal-bound carboxylates are found in the spodic Bhs and Bs or 2BCs horizons of the transition zone (see Table 2 and II Bhs and II Bs spectra in Figure 4). However, they also appear in the uppermost A and B horizons of the upland (see Table 2 and I A spectrum in Figure 4). In contrast, decreasing Al_o + 1/2Fe_o contents towards low-lying positions in organic matter-rich horizons, i.e. in both A and Bh horizons, but also in 2BCs horizons (not shown in Figure 4), are related to the development of the bands for carboxylic acids and decreasing intensities of the bands for metal-bound carboxylates.

Mineralogical changes from chemical and spectroscopic data

According to chemical, X-ray diffraction (not shown) and spectroscopic data, the soils are strongly dominated by quartz and characterized by minor and variable amounts of kaolinite, gibbsite and iron oxides. The accessory primary and secondary minerals of these soils are muscovite, zircon, rutile and anatase. Soils of the sequence investigated are strongly weathered and depleted in major cations, predominantly Ca, Na (below limits of detection) and to a lesser extent K and Mg. The latter are essentially present in the weathered sandstone layer (2BCs horizon, up to 0.2% for K₂O and 0.06% for MgO) and are probably incorporated in the crystal structure of muscovite.

Iron oxides. The amounts of well-crystallized iron oxides along the sequence of soils are assessed from Fe_d-Fe_o (Table 2), which show low values in the upland (< 5 g kg⁻¹). It decreases slightly upwards in B horizons and more abruptly in A horizons (pit I in Table 2). Depletion of iron oxides can be related to an increasing Fe_o:Fe_d ratio and therefore to larger amounts of organo-Fe complexes. From visible spectroscopy (Figure 5, spectra group a), iron oxides consist almost exclusively of goethite, although with some traces of haematite at depth in Bg horizons. From chemical data, the Al substitution of goethite is between 24 and 34%. Small contents of aluminous goethite are therefore in agreement with the pale yellowish colours of the upland soils. Laterally, the development of greyish colours in the organic matter-rich array of the transition zone (Figure 2a) is linked to depletion of aluminous

goethite. Traces of goethite are detected by both chemical (Table 2) and spectroscopic data (Figure 5, spectra group b) in the A and Bhs horizons of pit II. In the latter, the Fe_o:Fe_d ratio reaches its largest value of 0.75 (Table 2). This confirms sequestration of iron by organic matter following the dissolution of aluminous goethite. Smaller contents of organo-Fe complexes are found at depth in the 2BCs horizon. Visible spectra (Figure 5) also reveal the occurrence of two additional bands at 17 500 cm⁻¹ (565 nm) and 16 350 cm⁻¹ (610 nm), which are well expressed in soil horizons that contain organo-Fe complexes (in particular the A horizons of pit I and the upper Bhs horizon of pit II). In the low-lying position, the whole profile is lacking organo-Fe complexes and depletion of iron oxides is total in the A, E and Bh horizons overlying the brownish weathered sandstone (2BCs horizon) (pit III in Table 2).

Gibbsite and kaolinite. The amounts of Al incorporated in the crystal structures of gibbsite and kaolinite along the soil catena are assessed from Al_t-Al_d (Table 2) and compared with the relative proportion of organo-Al complexes (Al_o:Al_t in Table 2). IR spectra at high wavelength numbers enable the estimation of the relative proportion of gibbsite and kaolinite in the clay fractions of the soil samples (Figure 6).

In pit I, gibbsite and kaolinite are both abundant (Figure 6, spectra group a) but are depleted in A horizons (Table 2). Depletion of gibbsite and kaolinite in the latter is related to slight increase of the Al_o:Al_t ratio and therefore to larger

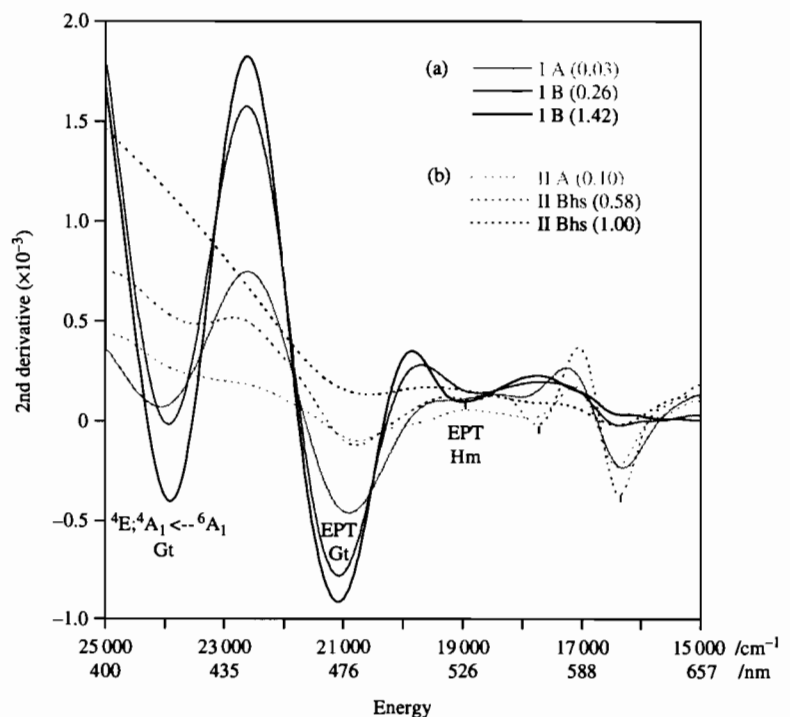


Figure 5 Second-derivative spectra of the remission function $f(R)$ in selected spectrum bands of iron oxides of (a) A and B horizons in pit I, and (b) A and Bhs horizons in pit II (depth in metres of each sample is in parentheses).

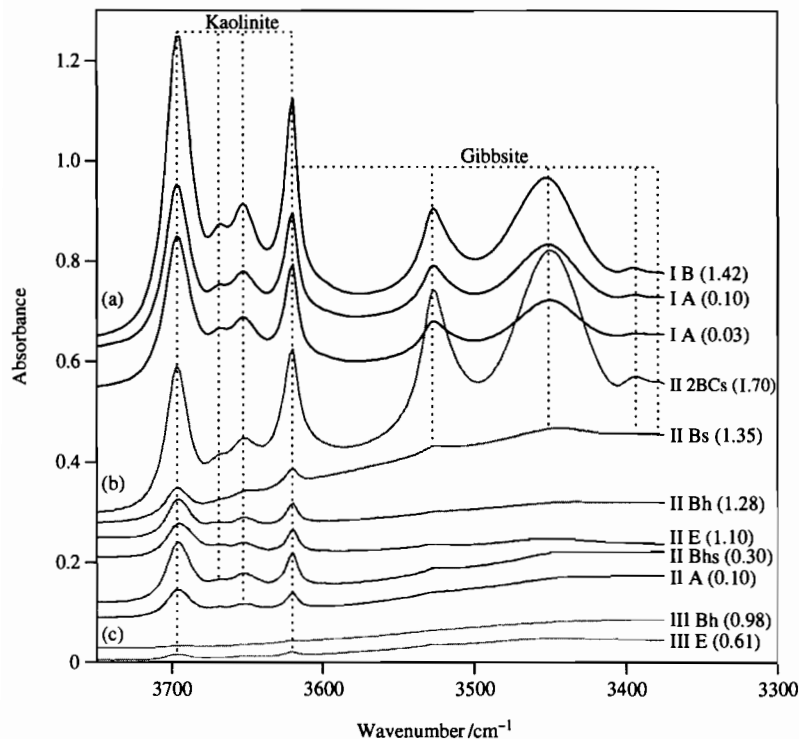


Figure 6 Infrared spectra of clay fractions in the OH stretching band region of kaolinite and gibbsite of (a) A and B horizons in pit I, (b) A, Bhs, E, Bh, Bs and 2BCs horizons in pit II, and (c) E and Bh horizons in pit III (depth in metres of each sample is in parentheses).

contents of organo-Al complexes. This trend increases laterally from pit I to pit II. In the latter, the depletion of Al in the Bh horizon is related to an increasing $Al_0:Al_t$ ratio with depth and therefore to large contents of organo-Al complexes (Table 2). The IR spectra reveal the preferential depletion of gibbsite over kaolinite in the soil horizons overlying the 2BCs horizon (Figure 6, spectra group b without II 2BCs spectrum). In contrast, the 2BCs horizon of pit II has an extremely large proportion of gibbsite. Furthermore, contents of kaolinite in the clay fraction are lower in A, E, Bh and Bs horizons than in the Bhs horizon. In pit III, the IR spectrum of the 2BCs horizon (not shown) is similar to that of the transition zone and, in contrast, E and Bh horizons are almost completely depleted of both gibbsite and kaolinite (Figure 6, spectra group c).

Mobility of trace elements (Ti, Th and Zr) and Al

Titanium, Th and Zr commonly show positive correlations in LAC soils, which are indicators of their very weak mobility in tropical soils (e.g. Middelburg *et al.*, 1988; Braun *et al.*, 1993). Limited transfer of these elements is commonly assigned to their incorporation in accessory minerals, which are very resistant to weathering (e.g. zircon, Balan *et al.*, 2001) or progressively replaced from bottom to top of the tropical soils (e.g. rutile – anatase, Cornu *et al.*, 1999). Moreover, the depletion of silica (mainly from quartz dissolution) from bottom to top of these soils leads to the relative accumulation of kaolinite,

Al/Fe oxides as well as minor elements such as Ti, Th and Zr (Fritsch *et al.*, 2002).

Within the soil catena, Ti and Th display strong and positive correlation if two types of samples are excluded: the weathered sandstone layer (or 2BCs horizon) and the Bh horizon (Figure 7a). Compared with the general trend, the Th:Ti ratio appears to be greater in the former and smaller in the latter. Contents of both elements decrease from bottom to top of the profiles and from upslope to downslope positions. This trend contrasts with that commonly found in Ferralsols (Fritsch *et al.*, 2002). A positive but weaker correlation exists between Ti and Zr (Figure 7b). The correlation is strengthened if the A, E and Bh horizons of podzols are excluded. Compared with the general trend, the Zr:Ti ratio appears greater in A and E and smaller in Bh horizons. Ti and Th have therefore a different weathering or translocation behaviour than Zr in podzols. The former are predominantly found in fine-size minerals (e.g. thorianite, anatase, rutile) and the latter in coarse ones (zircon).

Aluminium is the second major element of these soils. As already noted, this element is incorporated in the crystal structure of secondary minerals (aluminous goethite, gibbsite and kaolinite) or present in organo-metallic complexes. The amounts of these compounds are assessed from the Al_2O_3 content and their relative abundance compared with the contents of less mobile chemical elements such as Ti and Th. With the exception of some soil samples that are discussed below, Al_2O_3 content and TiO_2 content show a positive correlation

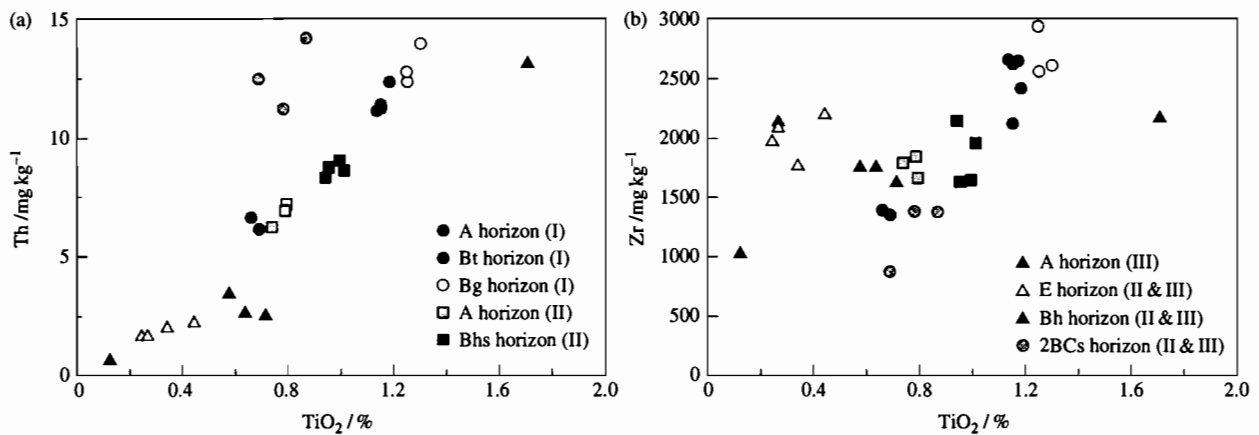


Figure 7 (a) TiO₂ content versus Th content. (b) TiO₂ content versus Zr content of the fine earth samples noted in Tables 1 and 2 (see both a and b for legend of the samples).

for each profile (Figure 8a). Similar correlations were obtained between Al₂O₃ content and Th content (Figure 8b). In pit I, the correlation lines (plain line in Figure 8a,b) cross the intersection of the axes and the contents of Al₂O₃, TiO₂ and Th decrease from bottom to top of the profile. In pit II, similar positive correlations (dashed line in Figure 8a,b) are observed, but the Al₂O₃ contents are smaller relative to the TiO₂ and Th contents. These data suggest the existence of two distinct processes leading to depletion of Al₂O₃. In the first one, both Al-bearing minerals and Ti- or Th-bearing minerals of similar particle size are lost simultaneously, most likely by clay impoverishment. This physical transfer of fine particles is predominant in upslope positions particularly within the A horizons of the uppermost topsoil (pit I). The second process leads to the selective dissolution and removal of Al-bearing minerals and therefore to relative accumulation of Ti- and Th-bearing minerals. This weathering of secondary minerals is thus

shown to act in conjunction with mechanical transfer within the transition zone (pit II).

Three types of materials do not follow the general trend displayed in Figure 8. In the first type of material (pits II and III), the contents of Ti-bearing minerals and to a lesser extent of Th-bearing minerals are small and, in contrast, the Al₂O₃ contents are large (arrow 1 in Figure 8a,b). Such a material corresponds to the thin and compact weathered sandstone layer in which the Al and gibbsite contents are large (II 2BCs in Table 2 and II 2BCs spectrum in Figure 6). The second type of material corresponds to the A (pit III) and E (pits II and III) horizons and the third type to the Bh (pits II and III) horizon of podzols. The contents of TiO₂ and Th are small in A and E horizons (arrow 2 in Figure 8a,b) and, in contrast, large in the Bh horizon (arrow 3 in Figure 8a,b). These results suggest vertical and mechanical transfer of Ti- and Th-bearing mineral particles in macroporous sandy horizons.

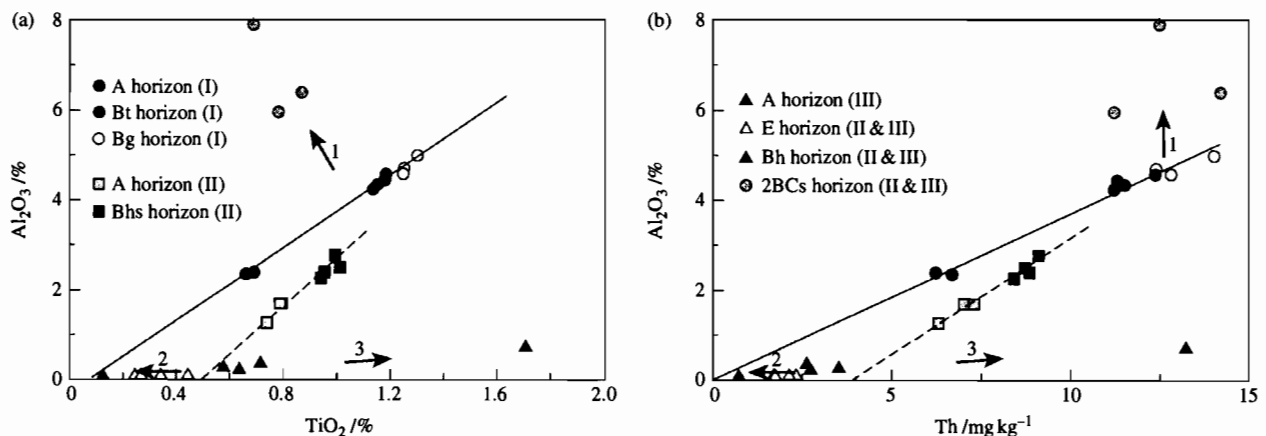


Figure 8 (a) TiO₂ content versus Al₂O₃ content. (b) Th content versus Al₂O₃ content of the fine earth samples noted in Tables 1 and 2 (see both a and b for legend of the samples).

Discussion and conclusions

The morphological, chemical and mineralogical data reported above establish that the soil sequence of this study behaves as an open system in which the chemical elements that accumulated previously as a response to the ferralitization process are progressively exported towards the drainage network under the combined effect of waterlogging, organic matter accumulation and lateral subsurface and surface water flows. The mechanisms involved in this deferralitization process are (i) clay impoverishment, (ii) production of organic acids and mineral weathering, (iii) formation and translocation of organo-metallic complexes, and (iv) removal of metals stored in organo-metallic complexes and translocation of metal-free organic compounds. The mechanisms act at different rates and places along the toposequence according to the four steps (1, 2, 3 and 4) illustrated in Figure 2(a). Although the soils have experienced (and are still experiencing) severe losses of inorganic and organic compounds, the general trend involves the production and accumulation of organo-metallic complexes (from steps 1–3) followed by the removal of both metals and organic compounds in mixed and/or separate soluble and particulate phases (step 4).

Production and accumulation of organo-metallic complexes from steps 1–3

In step 1 (pit I), the formation and vertical translocation of organo-metallic complexes are limited and mainly restricted to the topsoil A horizons. Metals chelated by organic acids consist of both Fe and Al with the largest Fe_o:Al_o ratios (close to 0.4 on a weight basis). In the same horizons, the occurrence of clean sand grains juxtaposed with raw decayed organic matter is also evidence of a first mobilization of iron at the expense of goethite.

In step 2 (pit II), larger contents of organo-metallic complexes are produced in iron- and clay-depleted topsoil A and B horizons. From step 1 to step 2, lower Al₂O₃ contents with respect to Th or TiO₂ contents (Figure 8) indicate a loss of Al, which is no longer due only to clay impoverishment but also to increasing mineral weathering. Due to preferential dissolution of gibbsite, Al is the dominant chemical element (with some remaining Fe) sequestered in the organic-rich array of the A and Bh_s horizons. However, this array appears Al-depleted in its upper part and Al-concentrated in its bottom part indicating therefore that the vertical translocation of organo-metallic complexes is more important in step 2 than in step 1. The accumulation of organo-metallic complexes in the bottom part of this array leads to the formation of a first generation of spodic Bh_s horizon. Incipient podzolization develops therefore a Gleyic-Umbic Acrisol in step 1 and a Humus Podzol (*sensu* Thompson, 1992) in step 2.

Formation and translocation of organo-metallic complexes are strongly enhanced in step 3 following the appearance of the

Fe- and Al-depleted sandy horizons at the margin of the well-expressed podzolic area (pit II). The complexes accumulated near the soil surface in step 2 (i.e. mainly in Bh_s horizons) are released from their place of formation together with those newly formed, translocated downwards in strongly permeable sandy horizons and accumulate at depth in the macro-voids of less permeable and embedded B and C horizons. The accumulation at depth of predominantly Al leads to the formation of a second generation of spodic Bs and 2BC_s horizons at the margin and bottom part of the well-expressed podzolic area. Due to the double tongue-like shape of the sandy horizons, a bisqual profile is formed in pit II where two Fe- and Al-depleted soil horizons (respectively A and E horizons) are overlying two different series of spodic horizons (respectively Bh_s and Bs or 2BC_s horizons).

In summary, accumulation of organic matter, mineral weathering as well as formation and translocation of organo-metallic complexes are progressively enhanced from step 1 to step 3. The formation of mixed organo-Fe and -Al complexes in step 1 and the predominance of organo-Al complexes in step 3 is a result of the sequential dissolution of first aluminous goethite (Figure 5), then gibbsite and finally kaolinite (Figure 6). On the other hand, due to the low amounts of iron and clay and the relatively large proportion of gibbsite in the clay fraction of the parent material, Al is the dominant chemical element released and then chelated in spodic horizons.

Translocation and removal of metals and metal-depleted organic compounds in step 4

As shown in Figure 2(a), step 4 involves the appearance of the double tongue-like structure of the bleached, eluvial horizons. As evidenced by their shape, these sandy horizons are volumes affected by preferential discharges of the water table developing at the midslope position near the surface and just above the lithological discontinuity formed by the saprolitic 2C horizon. These preferential water discharges in their turn play a double role in the soil evolution. They severely enhance the impoverishment processes by removing both the inorganic and organic metal-bearing fine particles towards the drainage network, and because of this they favour the upslope expansion of sandy horizons, predominantly at the expense of the organic matter-rich A and Bh_s horizons formed previously in step 2 (Figure 2a). As a result of this hydro-geochemical evolution, the upper sandy horizons of the lowest part of the soil sequence become metal-depleted (see the Fe_e and Al_e of pit III in Table 2) to an extent where they can no longer be a source for further cheluviation. Moreover, it is no longer the soluble and colloidal organic acids more or less loaded with metals that are mobilized, but the black particulate organic compounds with some fine-grained inorganic particles (e.g. Th- and Ti-bearing minerals) that are translocated via the large and interconnected voids formed in sandy horizons. The vertical translocation of the latter and their accumulation

at the bottom part of these sandy horizons gives rise to a Bh horizon. Their lateral removal favours the vertical development of an albic horizon. Relevant in this respect are the presence of fibrous organic residues juxtaposed with quartz in A horizons, the glossic transitions of the A/E and E/Bh horizons (Figure 2a), the organic coatings in the E/Bh and Bh horizons, as well as the appearance of an E horizon in the E/Bh horizon at the extremity of the tongue (Figure 2c,d). Consequently, the illuvial Bh horizon, which has the morphology of spodic material, is in fact far from being spodic in terms of its $Al_0 + \frac{1}{2}Fe_0$ contents (Table 2). On the other hand, the underlying illuvial 2BCs horizon formed previously in step 3 displays similar C contents but a noticeable decrease of its $Al_0 + \frac{1}{2}Fe_0$ contents from the midslope (pit II) to the downslope (pit III) positions (Table 2). During step 4, this 2BCs horizon becomes a source rather than a sink for Al. The removal of Al from the organo-metallic complexes accumulated in a previous stage of soil podzolization in a weakly permeable and weathered sandstone layer (i.e. step 3) strongly suggests the possible role of metal desorption in Hydromorphic Podzols (step 4).

Accordingly, genuine podzols are found only in the midslope position of the soil catena (steps 2, 3 and 4 in Figure 2a) whereas soils of the open depression (only step 4 in Figure 2a) exemplify a paradoxical situation. Although the latter show the superimposition of horizons characteristic of podzols, their illuvial horizons no longer match the $Al_0 + \frac{1}{2}Fe_0$ contents of spodic horizons. To the best of our knowledge, step 4 has never been clearly described previously. Its occurrence then raises the question whether the giant Hydromorphic Podzols mapped in extensive areas in the Rio Negro Basin (Dubroeuq *et al.*, 1999; see also Figure 1(a) from Projeto Radam, 1972–78) meet all the morphological and chemical requirements for recognition as genuine podzols.

Dynamics of podzol formation and lithological control

The hydro-geochemical evolution schematically represented in four steps above favours development of depressions on plateaux where podzols are formed and their connection to the dense river network, which feeds the permanent rivers of the region. The black colour of these rivers confirms that the expansion of waterlogged and podzolic areas in the uplands is still on-going.

Within the topequence under study, the vertical expansion of well-expressed podzols is however limited to about 1.3 m depth by a thin and almost impervious layer of weathered sandstones where gibbsite probably formed prior to podzolization. Expansion of podzolic horizons is only possible laterally at the margin of the depression. On the other hand, the thin layer of weathered sandstones is discontinuous in upland positions (as ferruginous nodules) and continuous towards the depression where podzols have formed. This distribution strongly suggests that residual layers of weathered sandstones in LAC soils have controlled the development of podzols on the plateau.

Acknowledgements

The research was funded by FAPESP (Fundação de Apoio a Pesquisa do Estado de São Paulo, processo N°1996/1447-1: 'Organização e Funcionamento hidrobiogeoquímico das coberturas lateríticas da Amazônia') and IRD (Institut de Recherche pour le Développement, programme Dylat Amazonie: 'Organisation et fonctionnement hydro-biogéochimique des couvertures latéritiques d'Amazonie'). We thank the FVA (Fundação Vitória Amazônica) and the IBAMA-Manaus (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente) for logistic support.

References

- Balan, E., Trocellier, P., Jupille, J., Fritsch, E., Muller, J.P. & Calas, G. 2001. Surface chemistry of weathered zircons. *Chemical Geology*, **181**, 13–22.
- Blakemore, L.C., Searle, P.L. & Daly, B.K. 1981. *Methods for Chemical Analysis of Soils*. New Zealand Soil Bureau Scientific Report 10A, Department of Scientific and Industrial Research, New Zealand.
- Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F.X. & Lucas, Y. 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie – I. Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: Les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologique*, **XIX**, 309–321.
- Braun, J.J., Pagel, M., Herbillon, A. & Rosin, C. 1993. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 4419–4434.
- Bravard, S. & Righi, D. 1989. Geochemical differences in an Oxisol–Spodosol topequence of Amazonia, Brazil. *Geoderma*, **44**, 29–42.
- Bravard, S. & Righi, D. 1990. Podzols in Amazonia. *Catena*, **17**, 461–475.
- Cornu, S., Lucas, Y., Lebon, E., Ambrosi, J.P., Luizao, F., Rouiller, J. *et al.* 1999. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Geoderma*, **91**, 281–295.
- Dubroeuq, D. & Volkoff, B. 1998. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). *Catena*, **32**, 245–280.
- Dubroeuq, D., Volkoff, B. & Faure, P. 1999. Les couvertures pédologiques à Podzols du bassin du Haut Rio Negro (Amazonie). *Etude et Gestion des Sols*, **6**, 131–153.
- Fanning, D.S. & Fanning, M.C. 1989. *Soil, Morphology, Genesis and Classification*. John Wiley & Sons, New York.
- FAO 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Report No 84, FAO, Rome.
- Fritsch, E., Montes-Laurar, C.R., Boulet, R., Melfi, A.J., Balan, E. & Magat, P. 2002. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *European Journal of Soil Science*, **53**, 203–217.
- Gustafsson, J.P., Bhattacharya, P. & Karlton, E. 1999. Mineralogy of poorly crystalline aluminium phases in the B horizon of Podzols in southern Sweden. *Applied Geochemistry*, **14**, 707–718.
- Haffer, J. 1969. Speciation in Amazonian Forest birds. *Science*, **165**, 131–137.
- van Hees, P.A.W. & Lundström, U.S. 2000. Equilibrium models of aluminium and iron complexation with different organic acids in soil solution. *Geoderma*, **94**, 201–221.

- Horbe, A.M.C., Horbe, M.A. & Suguio, K. 2004. Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. *Geoderma*, **119**, 55–68.
- ISRIC–FAO 1994. *Directives pour la description des sols*. FAO, Rome.
- Klinge, H. 1965. Podzol soils in the Amazon Basin. *Journal of Soil Science*, **16**, 96–103.
- Lourenço, R.S., Montalvão, R.M.G., Pinheiro, S.S., Fernandes, P.E., Pereira, E.R. & Teixeira, W. 1978. Geologia. Manaus. In: *Projeto Radam*, Volume 18, pp. 17–164. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, Brazil.
- Lucas, Y. 1989. *Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations*. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers.
- Lucas, Y., Boulet, R., Chauvel, A. & Veillon, L. 1987. Systèmes sols ferrallitiques-Podzols en région amazonienne. In: *Podzols et Podzolisation* (eds D. Righi & A. Chauvel), pp. 53–65. AFES et INRA, Plaisir et Paris.
- Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S. & Eyrolle, F. 1996. Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série IIA*, **322**, 1–16.
- Lundström, U.S., van Breemen, N. & Bain, D. 2000. The podzolisation process: a review. *Geoderma*, **94**, 91–107.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by dithionite–citrate buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, **7**, 317–327.
- Middelburg, J.J., van der Weijden, C.H. & Woittiez, J.R.W. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, **68**, 253–273.
- Projeto Radam (or Radam Brazil) 1972–78. *Levantamento de Recursos Naturais*, pp. 1–15. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, Brazil.
- Putzer, H. 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In: *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin* (ed. H. Sioli), pp. 15–46. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht.
- Senesi, N. 1992. Metal–humic substance complexes in the environment: molecular and mechanistic aspects by multiple spectroscopic approach. In: *Biogeochemistry of Trace Metals* (ed. D.C. Adriano), pp. 429–496. Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- Sombroek, W.G. 1990. Amazon landforms and soils in relation to biological diversity. In: *Annual Report 1990*, pp. 7–25. International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.
- Sternberg, H.O. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica. *Revista Brasileira de Geografia*, **12**, 3–26.
- Stevenson, F.J. & Goh, K.M. 1971. Infra-red spectra of humic acids and related substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **35**, 471–483.
- Thompson, C.H. 1992. Genesis of Podzols on coastal dunes in southern Queensland. I. Field relationships and profile morphology. *Australian Journal of Soil Research*, **30**, 593–613.
- Turenne, J.F. 1975. *Modes d'humification et différenciation Podzolique dans deux toposéquences guyanaises*. Thèse Docteur ès Sciences, Université Nancy I.
- Veillon, L. 1990. *Sols ferrallitiques et Podzols en Guyane septentrionale. Relations entre systèmes de transformations pédologiques et évolution historique d'un milieu tropical humide et forestier*. Thèse, Université Paris 6.
- Wyszecki, G. & Stiles, W.S. 1982. *Color Science: Concepts and Methods, Quantitative Data and Formulae*. John Wiley & Sons, New York.

LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE : INTERACTIONS AVEC LES ROCHES, LE MODELE ET LES FORMES DE DEGRADATION SUPERFICIELLES

Emmanuel Fritsch⁽¹⁾, Christian Valentin⁽²⁾, Bernard Morel⁽³⁾ et Pierre Leblond⁽³⁾

- (1) ORSTOM, Antenne auprès du Centre de Pédologie Biologique, 17, rue Notre Dame des Pauvres, BP 5, 54501 Vandoeuvre les Nancy.
- (2) ORSTOM, 70 route d'Aulnay, 93140 Bondy Cedex.
- (3) Ecole Nationale Supérieure des Travaux Publics de Yamoussoukro, Côte d'Ivoire.

RESUME

La caractérisation minéralogique et structurale de la couverture pédologique a révélé la présence de deux grands domaines d'altération et de pédogenèse (domaine ferrallitique, domaine ferrugineux et hydromorphe) et de cinq systèmes (systèmes sol rouge, système cuirassé, système de dégradation superficielle, système hydromorphe, système colluvio-alluvial). L'étude des interactions avec les autres composantes du milieu physique fait apparaître l'influence de la lithologie sur le développement vertical et latéral des systèmes. Elle révèle l'existence de deux types d'érosion (érosion interne, érosion mécanique superficielle) qui se relayent et façonnent les différentes facettes du modelé. Enfin, elle établit un rapprochement entre deux formes de dégradation affectant la partie supérieure de la couverture pédologique (micro-organisations pelliculaire superficielles, système de dégradation superficielle).

INTRODUCTION

L'unité hydro-pédologique présentée dans cet article (bassin versant de Booro-Borotou) est caractéristique d'un paysage cuirassé développé sur formations gneisso-migmatitiques d'une savane préforestière du domaine subsoudanais. Après une brève caractérisation des grands ensembles de la couverture pédologique, nous établirons les principales interactions entre les composantes du milieu physique (végétation exclue).

CADRE ET METHODES D'ETUDE

La géologie

Le secteur étudié appartient aux formations gneisso-migmatitiques du socle libérien du domaine guinéen (datées à 1929 + ou - 45 MA ; d'après Bonhomme - 1962 - cet âge correspondant à un rajeunissement dû à l'orogénèse éburnéenne). Sur le bassin versant, trois types de roches ont été distingués (carte géologique, fig. 1) : gneiss migmatitique à biotite, gneiss migmatitique à hypersthène et pyroxéno-amphibolite.

Le gneiss migmatitique à biotite couvre la rive droite et amont du bassin. Il s'agit d'une roche leucocrate à grains moyens. Son litage est souvent net : alternance de lits quartzeux blanc grisâtre, de lits feldspathiques (microcline, perthite, oligoclase) blanc rosé et plus épisodiquement de passées ferromagnésiennes (biotite verte, hornblende verte). Le gneiss migmatitique à hypersthène occupe la majeure partie du bassin (75 %). Il s'agit d'une roche mésocrate (gris clair à gris foncé) à grains moyens, constituée à 80 % de quartz et d'oligoclase. Par rapport au précédent gneiss, celui-ci a un litage plus frustré et des passées ferromagnésiennes (hypersthène, hornblende verte, biotite brune) localement plus nombreuses et plus épaisses. Les pyroxéno-amphibolites s'observent sous forme d'enclaves de dimensions très variables dans les gneiss, présentant le plus souvent un contact franc avec l'encaissant. Cette roche plus difficilement altérable s'observe à l'affleurement sous forme de boules (chaos rocheux). Elle appartient aux roches mélanocrates à grains fins, à texture grenue homogène. Elle est très riche en ferromagnésiens (augite, hypersthène, hornblende verte) et contient des proportions variables de plagioclases (andésine-labrador).

Les enclaves de pyroxéno-amphibolite sont en général discordantes sur le litage des gneiss (en réalité, la discordance est d'autant plus nette que la taille de l'enclave est plus grande). Cette discordance, et localement la tendance à l'assimilation dans l'encaissant, tendent à montrer que ces enclaves sont des reliques d'une ancienne formation. Ainsi, les pyroxéno-amphibolites mais aussi les quartzites (présentes dans la région) auraient précédé la mise en place des gneiss migmatitiques.

Dans un rayon d'action d'environ 2 km à partir du centre du bassin versant, les directions structurales des roches visibles à l'affleurement ont été mesurées. Les résultats présentés dans la figure 2b révèlent deux grandes directions : la première (60°) correspond à la direction du plan de schistosité des gneiss, la seconde (130°) à celle des plans de fissuration, de diaclases et à celle de filons. Lorsqu'on accroît ce rayon d'action (plus grand nombre de mesures et meilleure précision si les directions changent peu) à 8 km, ces directions restent sensiblement les mêmes (direction de filons exceptée : fig. 2a).

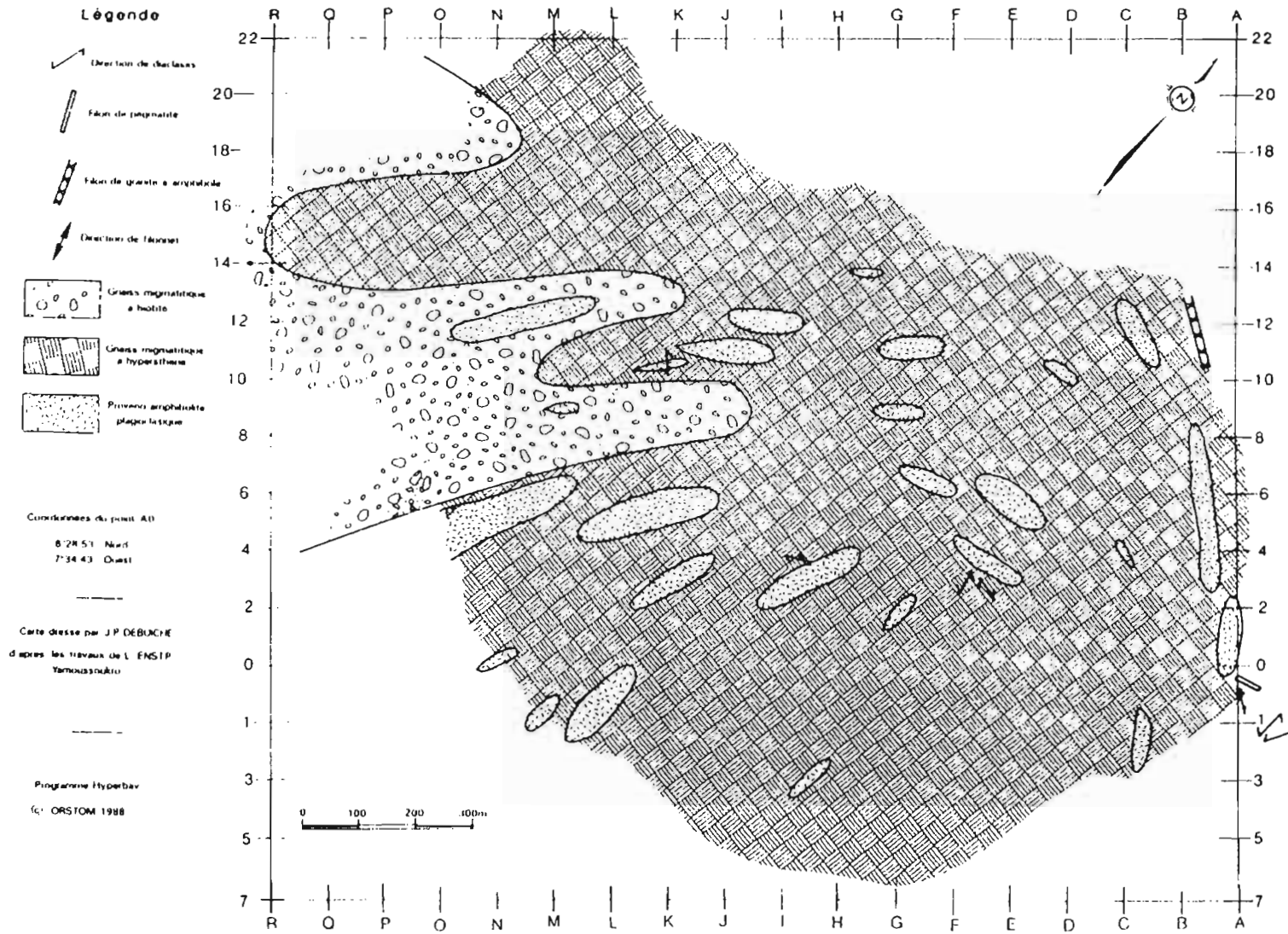


Figure 1. Esquisse géologique

La géomorphologie

La morphologie du paysage est celle d'une pénéplaine dominée par quelques reliefs résiduels, nombreux à l'amont du bassin de la FéréDougouba en Guinée (altitude maximale à la frontière : 900 m). Ces reliefs sont constitués d'inselbergs gneissiques, de collines formées de quartzites et de pyroxéno- amphibolites et de buttes bauxitiques et cuirassées. Raccordés à la pénéplaine par une courte pente concave, ils appartiennent au haut relief de commandement de la dorsale guinéenne.

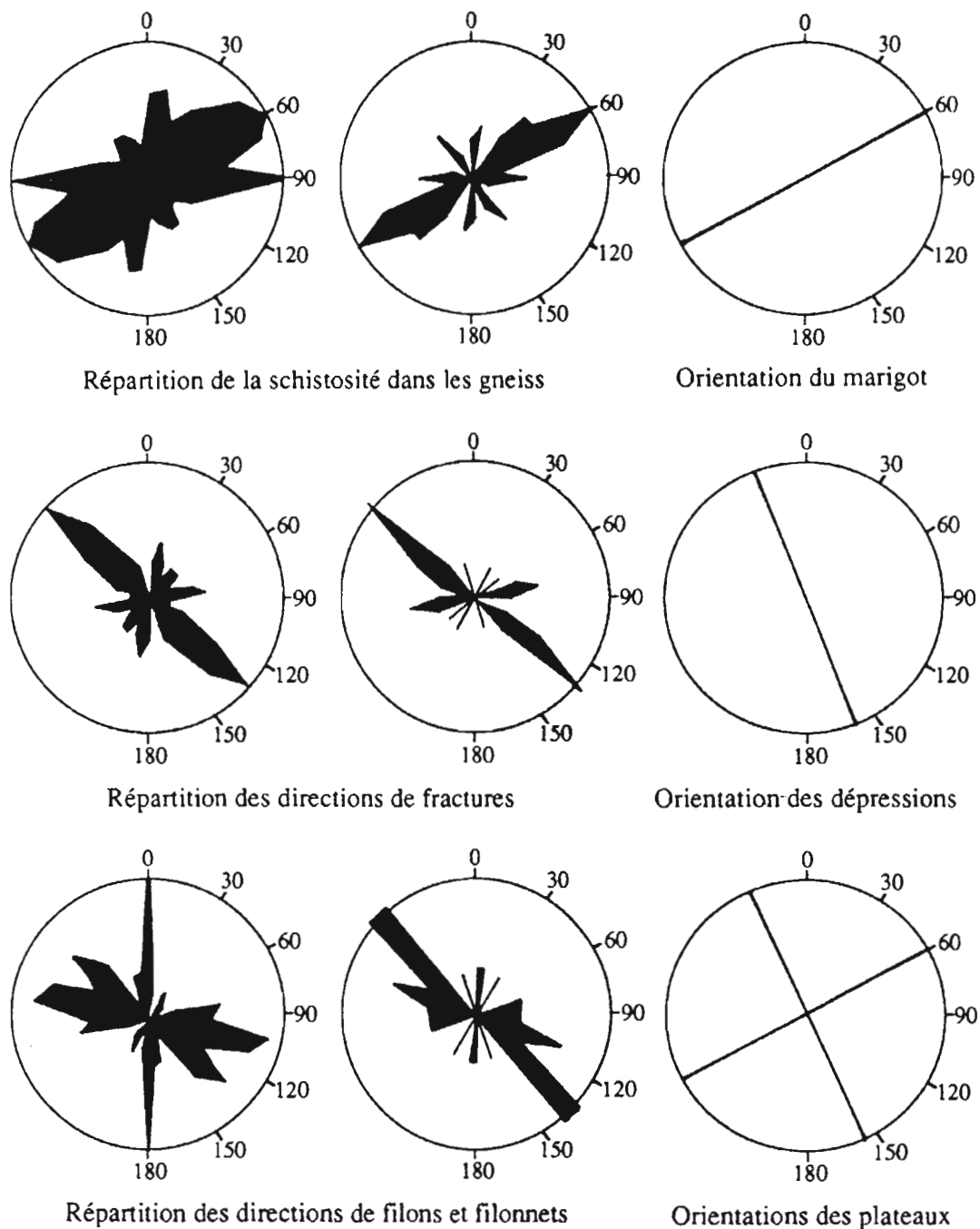
La pénéplaine, d'aspect monotone, domine le paysage. Les sommets tabulaires de la pénéplaine culminent à environ 470 m d'altitude et délimitent une surface plane apparentée au haut glacis (Eschenbrenner, 1969, 1978 ; Eschenbrenner et Grandin, 1970). Ces sommets sont cuirassés. Nombreux et de grande taille à proximité du haut relief de commandement (au nord-ouest), ils deviennent plus dispersés et de plus petite taille à proximité des grands axes de drainage (au sud-est). Ils constituent un repère morphologique majeur pour la région et sont séparés du reste du versant par un ressaut ou talus à déclivité plus ou moins forte (2 à 40 %). Le deuxième repère de la pénéplaine s'observe à la mi-versant et correspond à une légère rupture de pente. Il permet d'opposer un haut de versant (ou moyen glacis) à pente faible (2 %) et rectiligne (lorsqu'il est raccordé au haut glacis) d'un bas de versant (ou bas glacis) convexo-concave, plus pentu à l'amont. Le troisième repère, localisé en moyenne à 45 m en dessous du premier, correspond au réseau hydrographique. Ce réseau a souvent un tracé rectiligne, des changements brutaux d'orientation et des zones de confluence à angles droits qui sont autant d'indices de zones de fracturation ou de plissement du socle. Enfin, dans une direction sensiblement orthogonale à l'axe des marigots se développent des thalwegs secondaires qui sont raccordés à la rupture de pente de mi-versant par une courte pente concave.

A l'échelle du bassin versant, les quatre reliques de plateau cuirassé, souvent démantelées à leur périphérie, n'occupent que 5 % de sa superficie. Les principaux éléments du paysage (plateaux, thalwegs secondaires et bas fond) sont allongés et alignés dans deux directions sensiblement orthogonales entre elles (fig. 2c). La première (60°) concorde avec la direction de répartition du plan de schistosité des gneiss, la seconde (160°) avec la répartition des directions de fractures et de diaclases.

Méthodes

La caractérisation de la couverture pédologique s'est appuyée essentiellement sur l'observation de 130 fosses ouvertes le long de neuf toposéquences disposées en épi par rapport à l'axe du marigot (fig. 3). Les fosses ont été implantées en fonction des observations qui y ont été faites progressivement, selon la méthode préconisée par Boulet et al. (1982). La profondeur des fosses dépend de celle du toit de l'altérite que nous avons dépassé de façon systématique. Elle oscille entre 2 et 8 mètres. Dans certaines de ces fosses, le socle a été atteint. Cette prospection préliminaire a permis :

- d'établir l'inventaire des principales organisations pédologiques du bassin,
- de localiser ces organisations sur des représentations en coupe (toposéquence), de façon à visualiser leur extension et leur distribution relative dans deux directions de l'espace (verticalement et latéralement suivant un axe de plus forte pente),
- de prélever des échantillons de sol en place ou remaniés, destinés aux observations micro et ultra-microscopiques et aux analyses (physiques et chimiques, RX, IR...).



STRUCTURES LITHOLOGIQUES dans un rayon
 a) de 8 Km b) de 2 Km

c) ORIENTATIONS DES ÉLÉMENTS DU PAYSAGE

Figure 2. Les principales directions structurales.

Cette étape préliminaire fut décisive pour la caractérisation pédologique du site d'étude. Elle a montré la grande représentativité des organisations inventoriées. En effet, d'une toposéquence à l'autre, nous constatons non seulement les mêmes types d'organisations, mais aussi de distribution de ces organisations les unes par rapport aux autres. Ceci nous autorise à ne retenir qu'une toposéquence (3D), la plus représentative, pour les présenter. En revanche, d'une toposéquence à l'autre, les seules variations importantes ont trait à la plus ou moins grande extension spatiale de chacune de ces organisations et ce, le plus souvent, en relation avec la topographie de la surface du sol.

La seconde étape a été d'établir, à partir des coupes, les relations structurales entre ces différentes organisations. Rappelons (Fritsch *et al.*, 1986a) qu'à l'échelle des toposéquences, les mégastructures sont définies par les courbes enveloppes de chacune de ces organisations. Les relations structurales sont de deux types. Il s'agit soit de relations de concordance, soit de discordance (fig. 4). Dans le premier cas, les organisations (mais aussi les mégastructures qui leur sont apparentées) sont emboîtées les unes dans les autres. Cet emboîtement structural nous a amenés à regrouper ces organisations au sein de grands ensembles pédologiques que nous avons dénommés systèmes. Dans le second cas, la discordance permet d'isoler et de circonscrire les différents systèmes inventoriés. Enfin, les systèmes ont été regroupés au sein de grands domaines pédologiques qui ont eux mêmes une réalité dans leur distribution toposéquentielle mais aussi latitudinale à l'échelle de l'Afrique de l'ouest.

LES ORGANISATIONS PEDOLOGIQUES INTERNES

Les grands traits de la couverture pédologique

L'analyse structurale a permis de distinguer au sein de la couverture pédologique deux grands domaines (fig. 5) : un domaine ferrallitique amont et un domaine ferrugineux et hydromorphe aval. Par ailleurs, certaines données minéralogiques (Fritsch *et al.*, 1989) ont révélé des états d'altération différents entre la partie amont et aval des versants. Ainsi, sur des critères minéralogiques et non plus structuraux, nous pouvons aussi différencier :

- un domaine ferrallitique amont fortement altéré et plus enrichi en kaolinite (milieu ouvert et drainant),
- un domaine ferrugineux et hydromorphe aval plus faiblement altéré et, à l'inverse, plus riche en minéraux primaires résiduels (milieu confiné).

Le domaine ferrallitique regroupe les quatre plateaux cuirassés et leurs rebords, soit environ 20 % de la superficie du bassin. Le domaine ferrugineux et hydromorphe occupe le reste du modelé, soit la majeure partie des versants et le bas fond. Il peut lui même être dissocié en quatre systèmes (fig. 5) qui ont une distribution horizontale dans le versant. Du haut vers le bas, il s'agit :

- du système de dégradation superficielle. Ce système marque le passage des sols rouges aux sols ocre, jaunes puis blancs. Il occupe la majeure partie du versant et n'affecte que la partie meuble supérieure de la couverture pédologique (en moyenne sur un mètre),
- du système superficiel d'apport colluvio-alluvial. Ce système, présent dès la surface du sol, occupe localement la partie aval des versants,

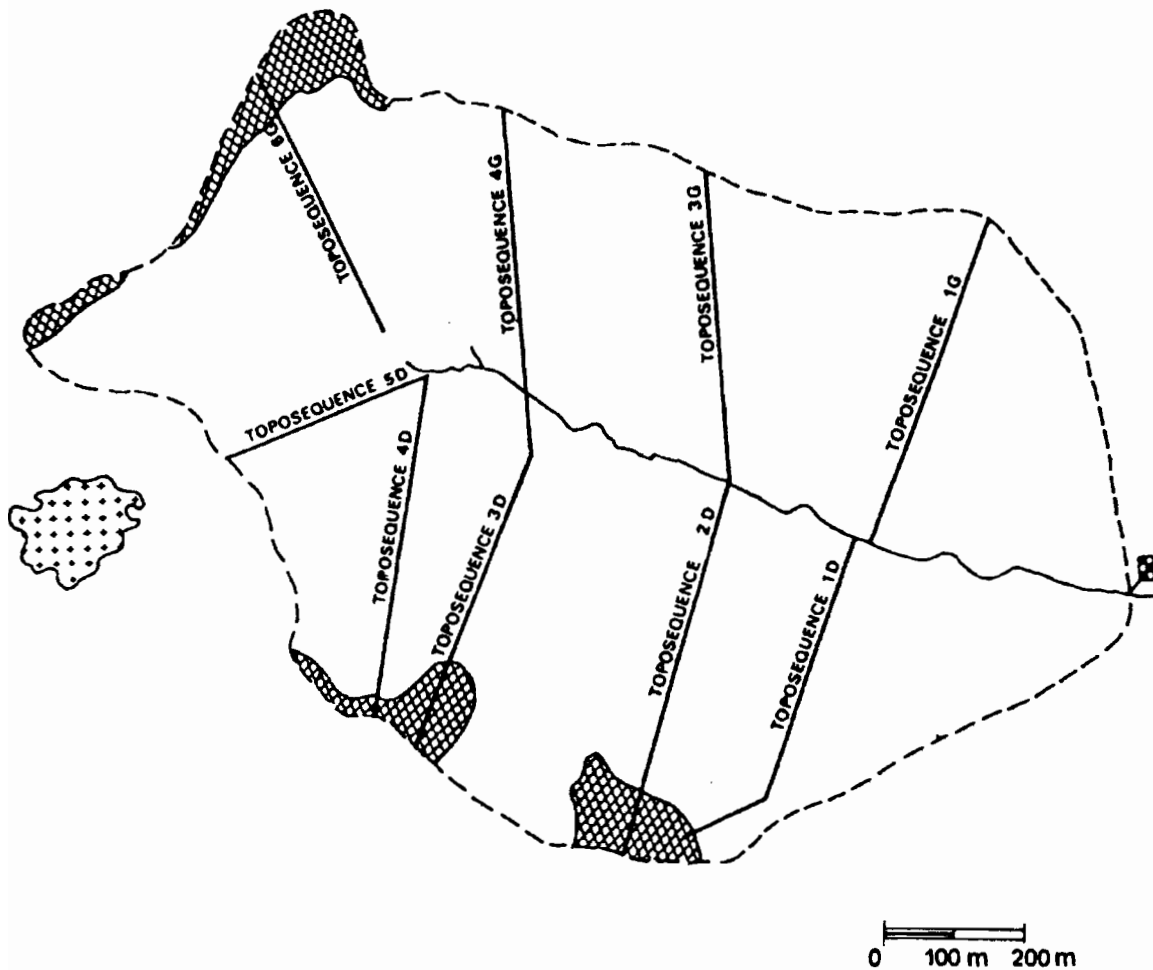


Figure 3. Localisation des toposéquences dans le bassin.

DEUX GRANDS TYPES DE RELATIONS : ① CONCORDANCE, ② DISCORDANCE

UN EXEMPLE : LE BASSIN VERSANT DE BOORO BOROTOU

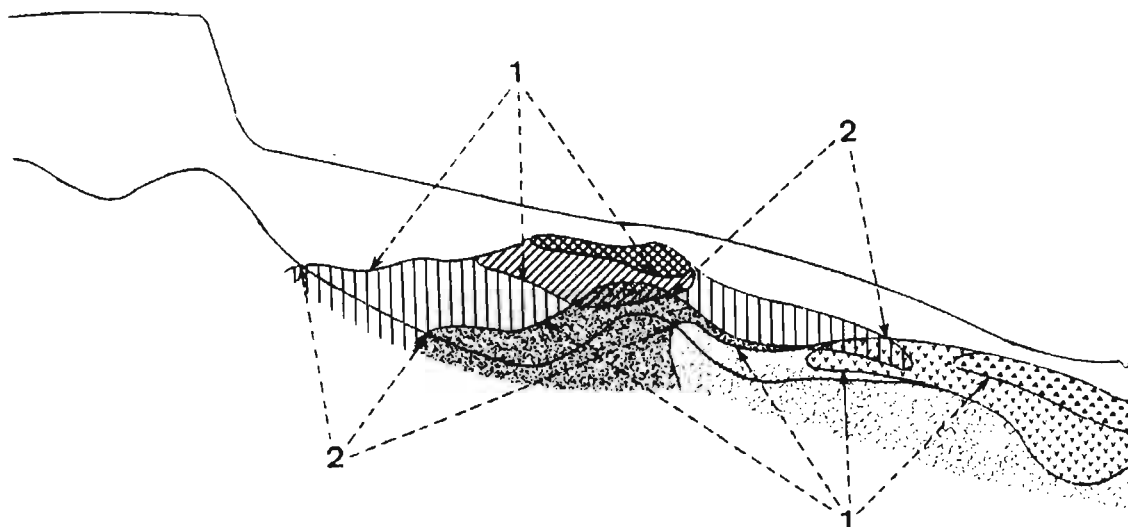


Figure 4. Analyse des relations structurales à l'échelle des versants.

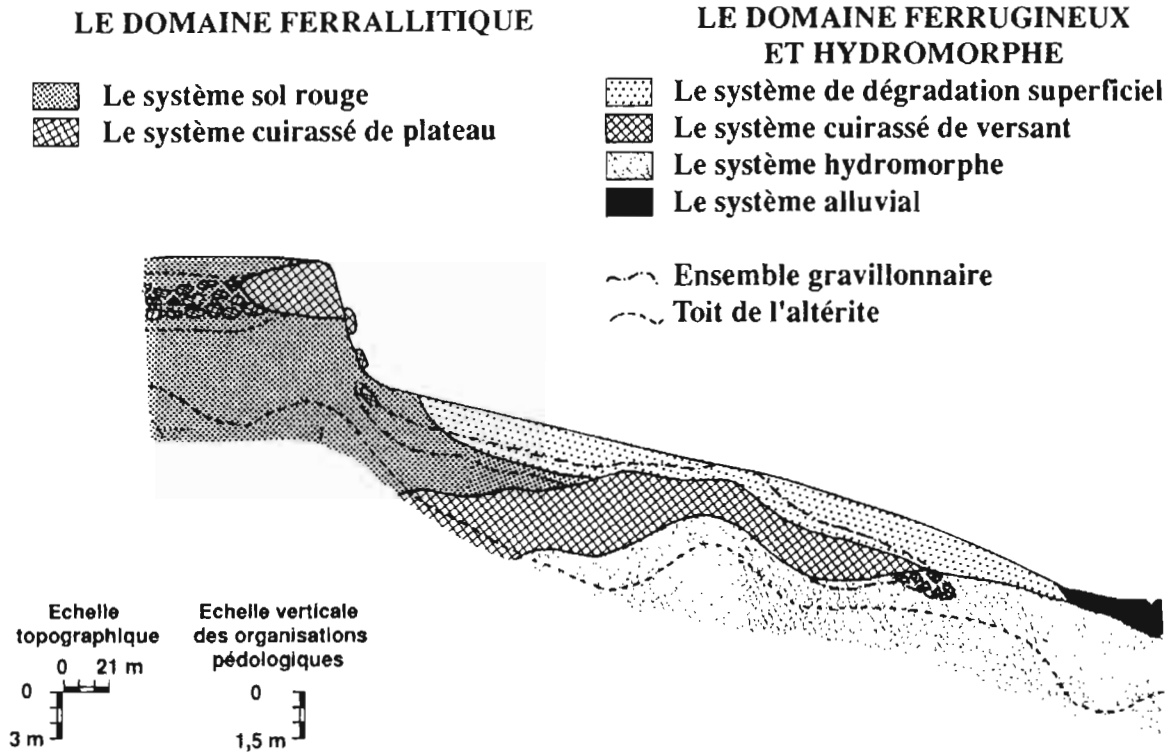


Figure 5. Les grands ensembles de la couverture pédologique.

- du système cuirassé. Il présente une distribution radiale par rapport à la mi-versant et affleure généralement à ce niveau,
- du système hydromorphe. Ce dernier système a une distribution radiale par rapport à l'axe du marigot. Il s'épaissit nettement vers l'aval et devient affleurant en bas de versant.

Le domaine ferrallitique

Les horizons du domaine ferrallitique (fig. 6) apparaissent sensiblement parallèles à la surface topographique. Cette distribution est spécifique d'une différenciation à composante verticale dominante. Ce domaine comprend un système cuirassé sur les plateaux, plus ou moins encaissé dans un système sol rouge (sur les plateaux et sur leur rebord : talus et haut de versant).

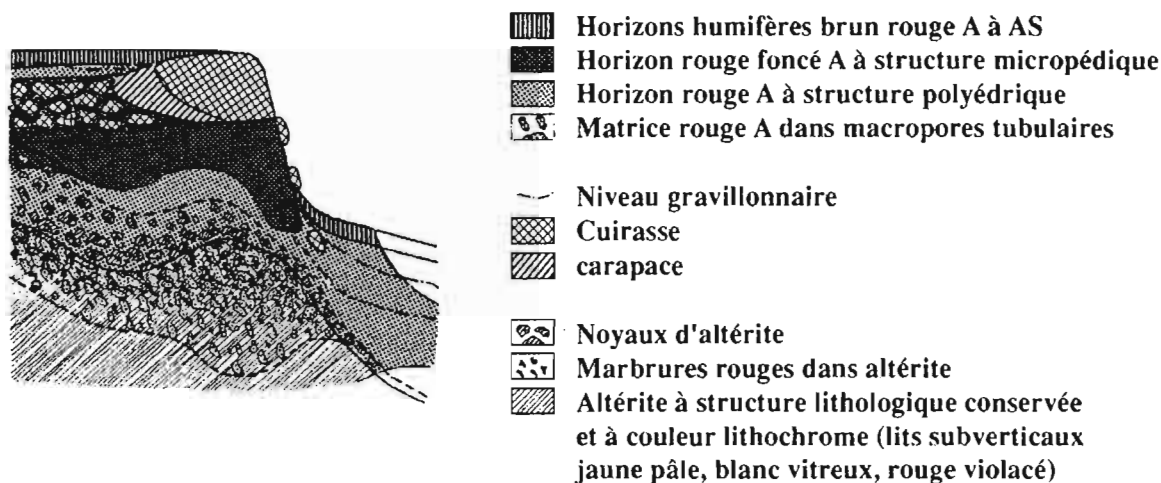
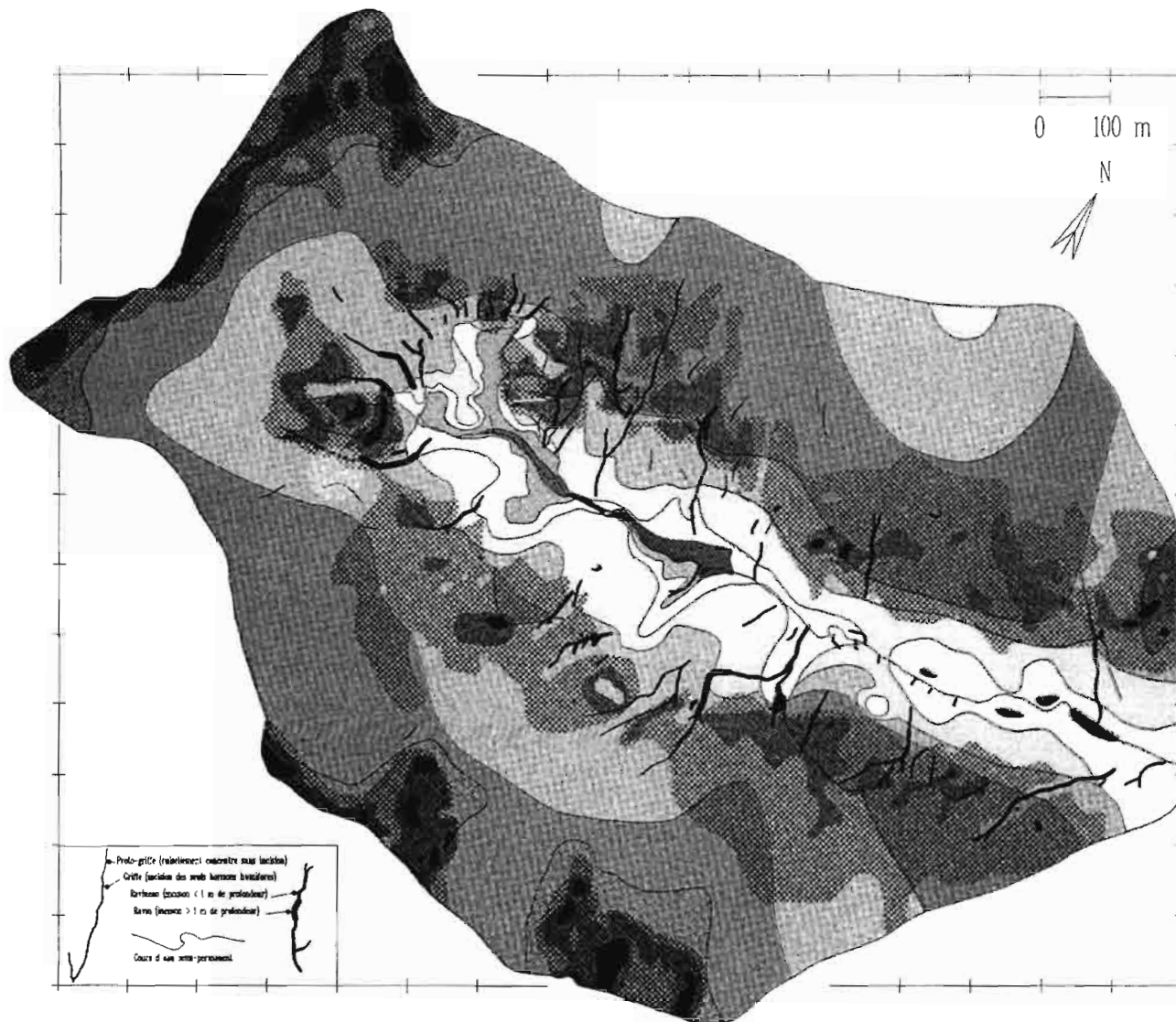


Figure 6. Les altérations et les différenciations des sols du domaine ferrallitique.



Le système cuirassé, d'une épaisseur de 2 m en moyenne, affleure localement sur les plateaux (bowé). Les zones d'affleurement sont alignées suivant deux directions, orthogonales entre elles. Ces dernières correspondent à la fois aux axes d'allongement des plateaux et aux grandes directions structurales régionales.

Latéralement, ce système comprend deux types d'organisation : une carapace et une cuirasse, la seconde étant le plus souvent affleurante. De la carapace vers la cuirasse, nous constatons un accroissement de l'induration et l'accentuation de la coloration rouge (réticules rouge foncé pour la première, rouge foncé à plages noires et à cortex brun noir autour des macropores pour la seconde). D'autre part, le système présente un faciès altéritique (réticules ou plages jaune pâle, plus rarement rouge violacé) d'autant plus net que l'induration est moins poussée. Enfin, ce système coiffe localement le manteau d'altération. Ces observations tendent à montrer que l'induration s'est faite au détriment de matériaux altéritiques suffisamment proches de la surface topographique. L'accumulation du fer (surtout sous forme d'hématite) tend progressivement à effacer les textures lithologiques mais conserve néanmoins certaines structures lithologiques (observation de réseaux de diaclases dans certaines cuirasses). Toutefois la tendance actuelle ne serait pas en faveur d'une extension du système cuirassé, mais bien plus, à sa dégradation, ce qui permettrait d'alimenter en hématite le système sol rouge. Deux arguments tendraient à confirmer cette hypothèse : la présence entre le niveau induré et l'altérite d'horizons rouges argileux parfois très épais, la présence d'horizons gravillonnaires et de matrices meubles rouges à la périphérie du système cuirassé.



Sur les plateaux, le système sol rouge a une épaisseur très variable à la fois au-dessus (de 0 à 2 m) et en dessous du système cuirassé (0 à 3 m). Sous ce dernier et lorsqu'il est le plus épais, nous constatons la superposition de trois grands types d'horizons (du bas vers le haut) :







Sols ferrallitiques :

-  sols de plateau et de flanc de cuirasse
-  sols rouges

Sols ferrugineux :

-  sols ocres
-  sols jaunes

Sols hydromorphes :

-  sableux
-  sableux a depot colluvio-alluvial peu epais
-  colluvio-alluviaux argileux
-  sableux avec lentilles d'argile en profondeur

apparition d'une cuirasse :

-  a moins de 15 cm
-  entre 15 et 60 cm
-  a plus de 60 cm

les sols

- une altérite totalement kaolinitisée dans laquelle la foliation subverticale des gneiss est conservée (bancs jaune pâle à blancs, dominants, correspondant aux anciennes passées quartzo-plagioclasiques du gneiss, veines rouge violacé situant les anciennes passées ferromagnésiennes du gneiss),
- une zone de transition très épaisse (4 m en moyenne) comprenant deux types d'horizon. Le premier est une altérite identique à la précédente dans laquelle nous constatons l'apparition et le développement (de bas en haut) de macropores tubulaires (souvent comblés par des microagrégats rouges argileux d'origine termitique : *Macrotermes*) et, dans la matrice altéritique, de plages de plus en plus rouges et nombreuses qui finissent par présenter une légère induration. Le deuxième type d'horizon est rouge argileux à nombreux noyaux altéritiques vers le bas, devenant plus petits et moins abondants vers le haut,
- des horizons rouges argileux à structure polyédrique nette, localement à sous-structure micropédique d'autant plus nette et plus développée que la coloration rouge (2,5YR) est plus soutenue (accroissement des teneurs en hématite).

Sur les plateaux et au-dessus du système cuirassé, seuls les horizons rouges argileux sont présents. Ils sont colorés par la matière organique sur les 35 premiers centimètres et généralement dépourvus, à ce niveau, d'une structure micropédique.

Sur les talus et en haut de versant et par rapport aux plateaux, nous constatons les trois variations suivantes :

- disparition du système cuirassé, celui-ci étant relayé latéralement par un horizon gravillonnaire contenant (surtout sur le talus) de très gros blocs de cuirasse ;
- disparition des horizons rouges argileux fortement microagrégés ;
- passage beaucoup plus brutal entre l'altérite et les horizons rouges argileux à structure polyédrique.

Le domaine ferrugineux et hydromorphe

Les organisations du domaine ferrugineux et hydromorphe sont, nous l'avons vu, apparentées à quatre systèmes pédologiques. Dans ce domaine, les gradients de différenciation sont à la fois verticaux mais aussi et surtout latéraux. Ceci nous amènera à privilégier cette dernière composante pour la présentation des organisations de chacun de ces systèmes.

Système de dégradation superficielle

Ce système, ouvert à la surface, a globalement une forme en lame radiale à l'axe du marigot (fig. 7). A l'amont, il est encaissé dans les horizons rouges du domaine ferrallitique et recoupe la limite supérieure (parfois aussi inférieure) de l'horizon glébulaire. La limite supérieure de cet horizon, sensiblement parallèle à la surface topographique, une fois recoupée par le système, se maintient dans ce dernier. Cet encaissement et cette discordance montrent que le développement de ce système s'est fait sur place au détriment des horizons rouges ferrallitiques à l'amont.

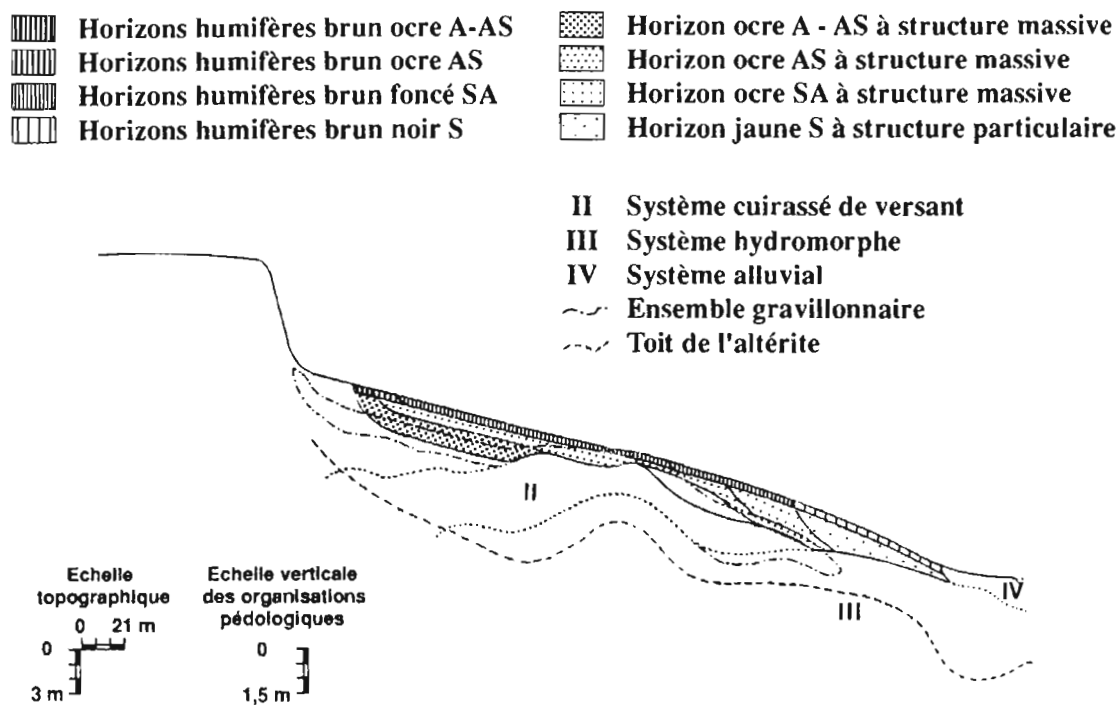
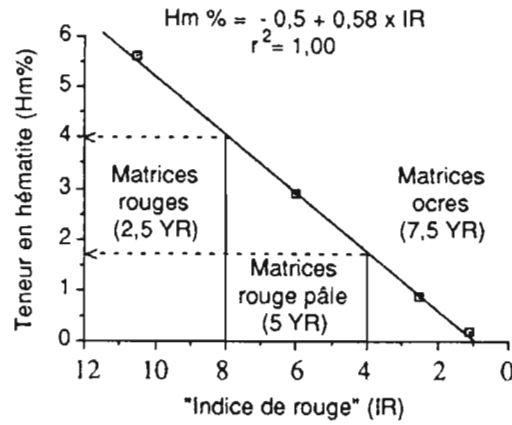


Figure 7. Les différenciations du système de dégradation superficielle.

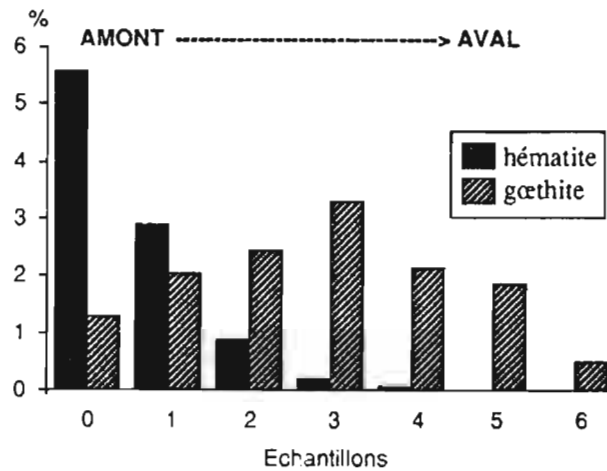
D'autre part, la discordance montre également que le système est au moins postérieur à la mise en place du niveau gravillonnaire et qu'il affecte surtout les matrices meubles. A l'aval des versants, le système disparaît en biseau. Il est rejoint et recoupé par le système hydromorphe qui devient affleurant.

Le système comprend une succession ordonnée de quatre couples d'horizons (humifères et minéraux) emboîtés l'un dans l'autre (fig. 7). Cet emboîtement d'horizons et l'encaissant amont (horizons humifères et minéraux du domaine ferrallitique) retracent les principales étapes des évolutions minéralogiques et structurales apparentées au système. Sur le terrain, ces évolutions sont révélées par des modifications de couleur, de texture (granulométrie) et de structure (agrégation, porosité).

Du bas vers le haut et surtout de l'amont vers l'aval des versants, les variations colorimétriques vont dans le sens d'une baisse du pouvoir de pigmentation rouge, révélant progressivement une coloration jaune qui tend elle-même à disparaître (horizon jaune pâle à blanc). D'un point de vue minéralogique, ces variations sont à la fois le reflet d'une baisse globale des teneurs en oxy-hydroxydes de fer (hématite, goethite), d'une diminution des teneurs en hématite et d'un accroissement puis d'une diminution des teneurs en goethite (fig. 8).



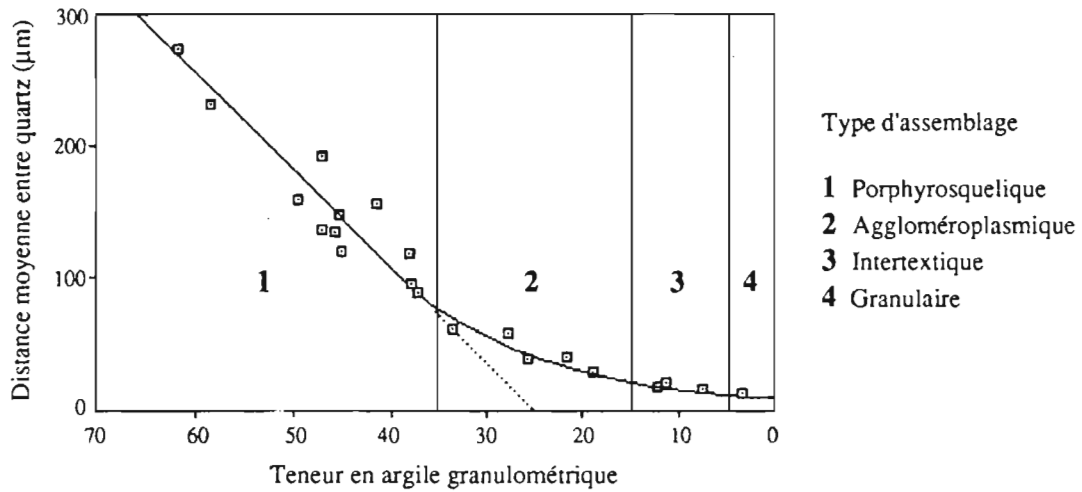
a) VARIATIONS COLORIMÉTRIQUES



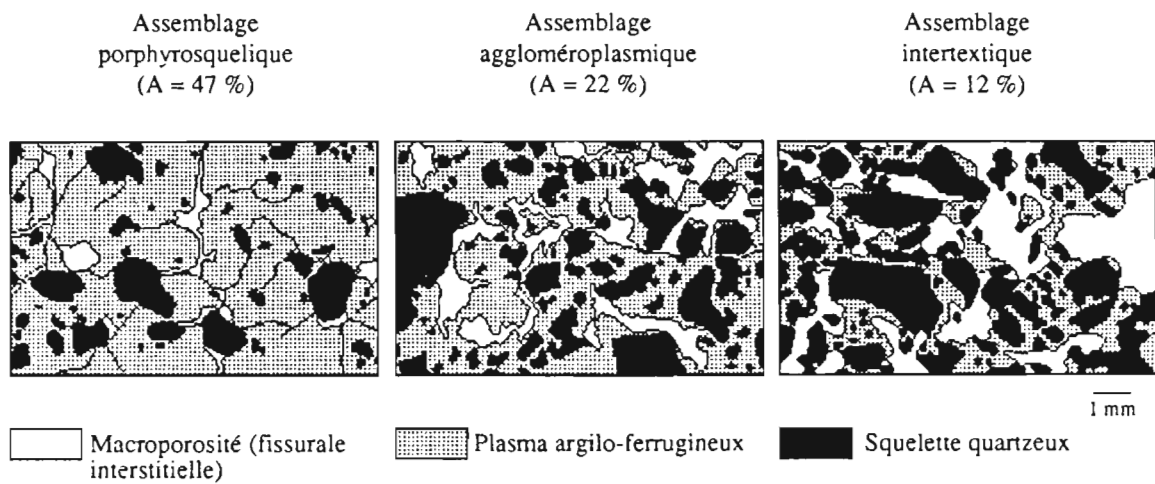
b) VARIATIONS MINÉRALOGIQUES

Figure 8. Variations colorimétriques et minéralogiques sur le versant de l'amont vers l'aval.

Les variations granulométriques traduisent une baisse de teneur en éléments fins (kaolinite, oxy-hydroxydes de fer) entraînant un accroissement de la teneur en éléments grossiers (essentiellement quartz). Sur des échantillons de sol en place (lames minces), ces variations entraînent à la fois un rapprochement des quartz et une modification du type d'assemblage entre éléments fins et grossiers (fig. 9). Les structures agrégatives évoluent du pôle fragmentaire vers le pôle massif puis vers le pôle particulaire (fig. 10).



a) RELATION ENTRE TENEUR EN ARGILE ET DISTANCE INTER-QUARTZ



b) RELATION ENTRE TENEUR EN ARGILE ET MODE D'ASSEMBLAGE

Figure 9. Variations texturales sur le versant : de l'amont vers l'aval.

La caractérisation détaillée du système (Fritsch *et al.*, 1989) a montré que les variations colorimétriques et granulométriques contrôlent les variations structurales et que les deux premières peuvent apparaître nettement décalées à l'amont du système. Ceci nous a amenés à distinguer deux étapes dans l'évolution structurale du système. Dans la première étape, l'évolution structurale, contrôlée par la baisse de la teneur en hématite, est importante lorsque cette dernière devient inférieure à 2 % (passage des horizons rouges 5YR aux horizons ocres 7,5YR). Elle peut se faire sans variation de la teneur en argile granulométrique et marque le passage des structures fragmentaires (micropédique et polyédrique) aux structures massives. Elle entraîne à la fois la disparition de la porosité interagréats et une légère diminution de la porosité totale du sol (Iris, 1986). Dans la deuxième étape, l'évolution structurale est contrôlée par la baisse de la teneur en argile granulométrique. Quelle que soit la teneur en hématite et en goéthite, elle entraîne l'apparition (pour des teneurs en argile inférieures à 35 %) puis le développement d'une porosité interstitielle qui modifie le type d'assemblage entre constituants fins et grossiers du sol.

Ainsi, les évolutions texturales et structurales modifient à la fois la géométrie de l'espace poral et les proportions relatives des différents types de porosité. Elles seront, elles-mêmes, susceptibles de modifier le comportement hydrique du sol.

Système cuirassé

Ce système a une forme de chapeau de gendarme ou de coiffe (fig. 11). Il est présent de part et d'autre de la rupture de pente de mi-versant et devient, le plus souvent, affleurant à subaffleurant à ce niveau. A l'amont, il se forme au détriment des horizons rouges et de la partie supérieure des altérites du domaine ferrallitique. Il recoupe de ce fait la transition sol-altérite. A l'aval des versants, le système se termine en biseau. Comme pour le système de dégradation superficielle, sa disparition résulte d'un rapprochement vers la surface et vers l'aval du système hydromorphe.

De l'amont vers l'aval des versants, une succession ordonnée de cinq types d'organisations a été différenciée (fig. 11). Les deux premiers marquent l'apparition d'un bariolage qui devient de plus en plus contrasté. Il y a à la fois apparition de plages centimétriques qui deviennent de plus en plus rouges et de plus grande taille et un éclaircissement des matrices entre ces plages (rouge pâle puis ocre). Le troisième type d'organisation marque un net accroissement du nombre de ces plages qui deviennent coalescentes vers l'aval (réticules) et le début d'une légère induration. Les deux derniers traduisent un accroissement de l'induration, elle-même corrélée à l'accentuation de la coloration rouge des réticules (rouge foncé pour la carapace, rouge foncé à plages noires et à cortex brun noir autour des macropores pour la cuirasse). Ces réticules occupent alors plus de 80 % du volume du matériau.

Les données analytiques montrent que les deux premiers types d'organisations sont le siège d'une redistribution sur place du fer. Cette redistribution du fer se fait sur courte distance, des matrices meubles éclaircies vers les plages rouges. En revanche, les deux derniers types d'organisations (carapace, cuirasse) traduisent un accroissement des teneurs en fer (partie additive du système) qui augmente la densité du matériau et tend progressivement à l'imperméabiliser.

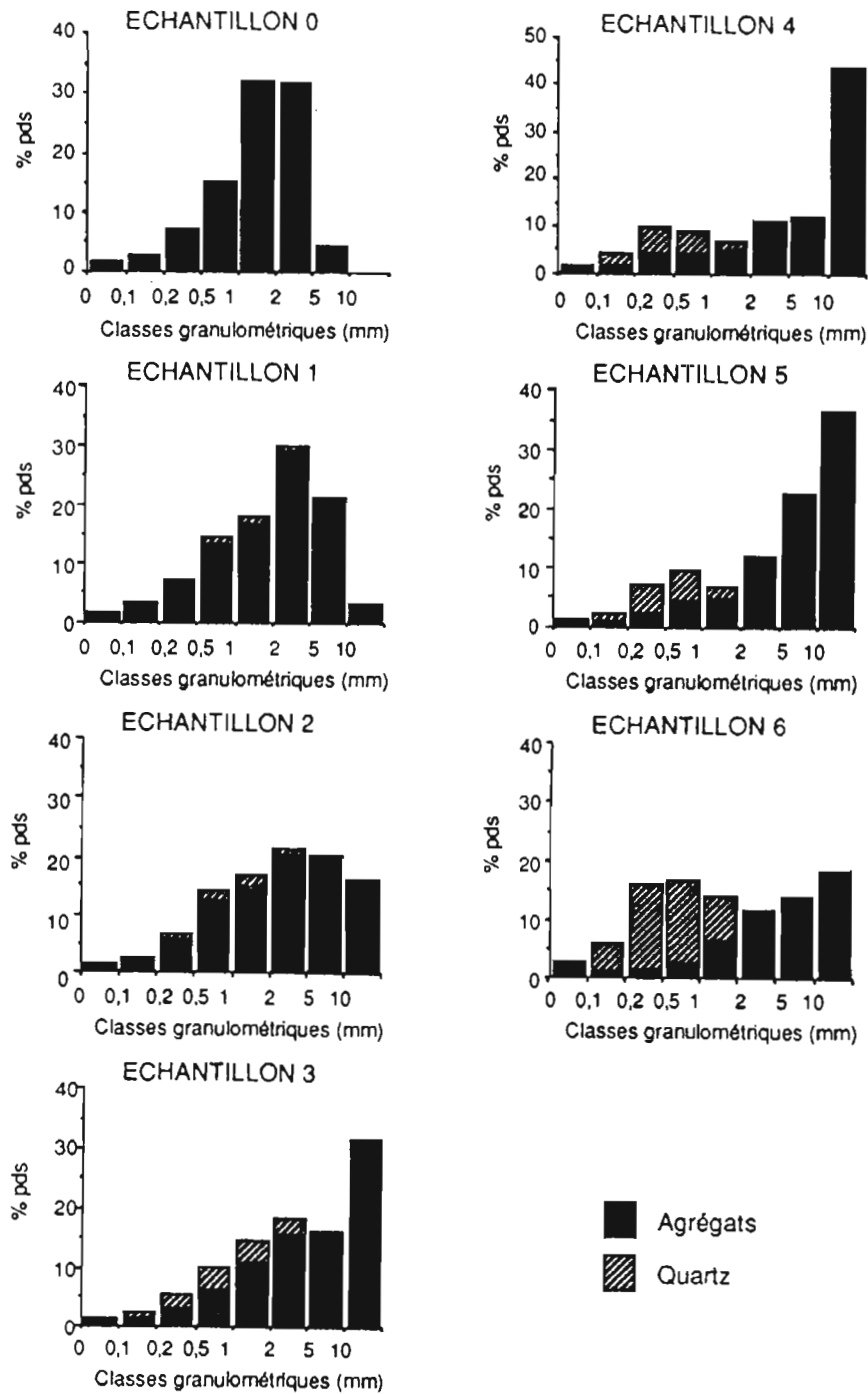


Figure 10. Variations structurales sur le versant : de l'amont vers l'aval (0 à 6).

Au sein du système, le cuirassement se reproduit généralement à deux endroits (fig. 11). Le premier niveau cuirassé s'observe de part et d'autre de la rupture de pente de mi-versant. Il a une couleur dominante rouge foncé à noir et présente souvent un faciès altéritique net sous forme de réticules puis (vers la surface) de plages (de plus en plus petites) jaune pâle, plus rarement rouge violacé. Cet aspect est sensiblement identique à celui observé sur les plateaux dans les niveaux indurés (carapace, cuirasse). Au niveau de la mi-versant et sur des coupes, nous constatons à la fois une remontée du manteau d'altération et celle de la cuirasse qui devient affleurante à sub-affleurante. La cuirasse coiffe ainsi le manteau d'altération. A l'échelle du bassin, ce niveau d'induration constitue une véritable ceinture facilement délimitable en surface par la rupture de pente de mi-versant et/ou par les affleurements cuirassés et gravillonnaires. Dans la mesure où cette ceinture marque à la fois une remontée du manteau d'altération (aussi du socle d'après les mesures géophysiques) et l'imperméabilisation de sa partie supérieure (accumulation relative et absolue de fer), il est fort probable qu'elle limite les échanges hydriques entre la partie amont et aval des versants.

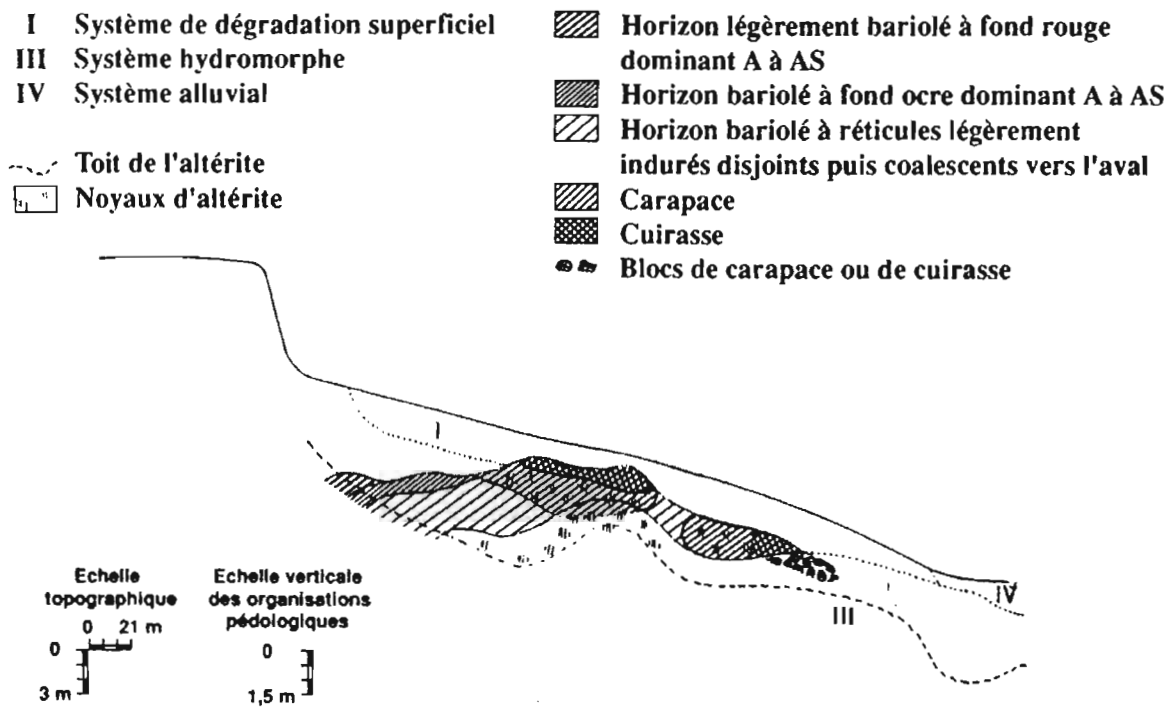


Figure 11. Les différenciations du système cuirassé de versant.

Lagardet ARC/MOZ, INRA, CNRS

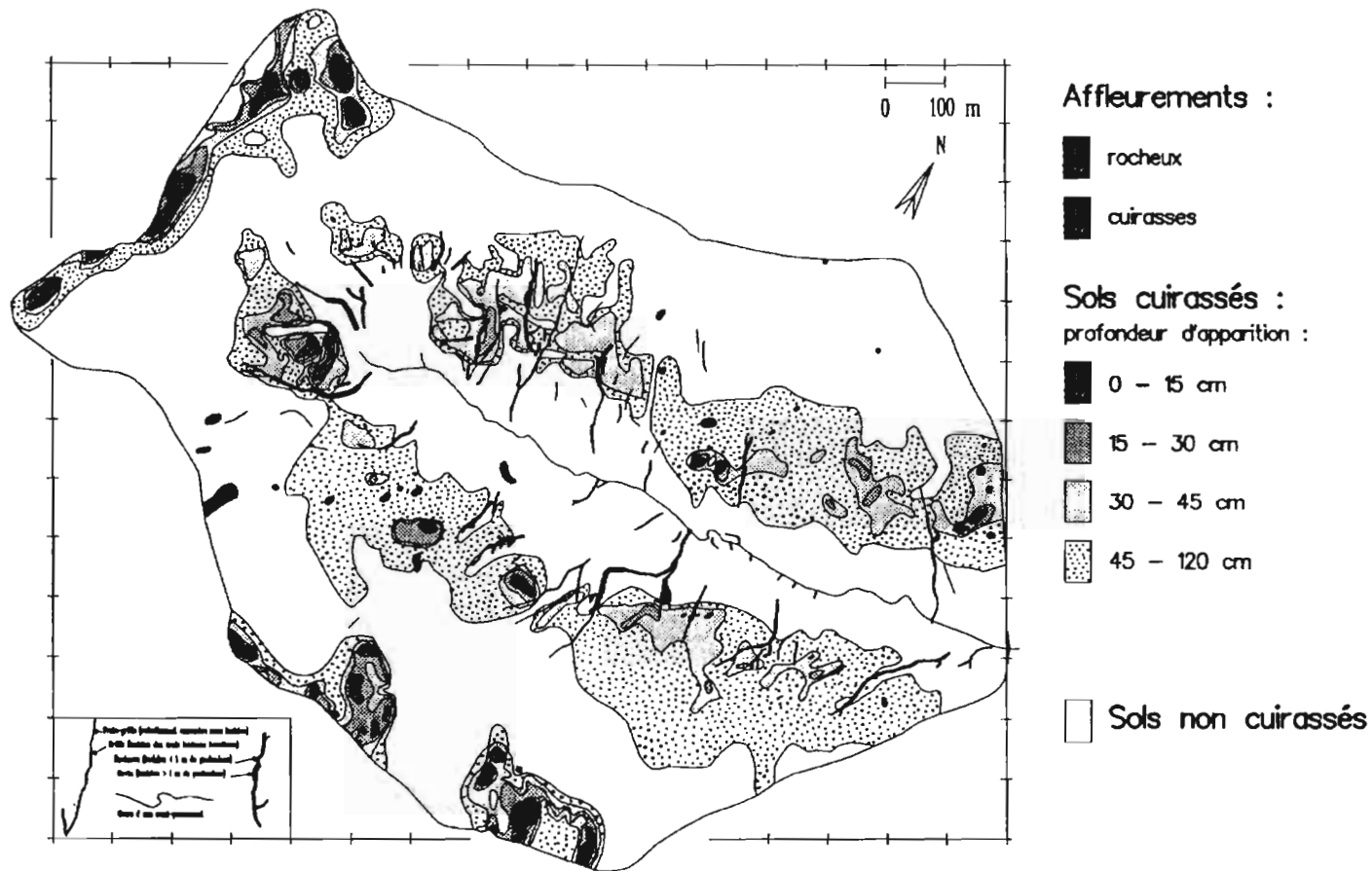


Figure 12 : Carte des indurations

Néanmoins sur document cartographique (fig. 12), cette induration apparaît latéralement en discontinue. Localement, il y a régression du système cuirassé et, à l'inverse, un plus grand développement du système hydromorphe vers l'amont (pénétration en forme de couloir) dans des zones où l'altérite et le socle sont situés à plus grande profondeur. Le deuxième niveau cuirassé est localisé plus à l'aval en profondeur. Il présente un faciès très différent du précédent. Sa couleur jaune ocre à brun foncé (nette prédominance de la goethite par rapport à l'hématite) s'affirme et se généralise vers l'aval. De même, il acquiert progressivement un faciès pisolitique (petites concrétions inférieures au cm). Ces pisolites envahissent l'ensemble de la cuirasse à l'aval.

Enfin, le système cuirassé se démantèle à la fois dans sa partie supérieure (notamment lorsqu'il est affleurant à sub-affleurant), mais aussi en profondeur et vers l'aval, sous l'action remontante du système hydromorphe. Ce démantèlement nourrit sur place de nouvelles séquences d'évolutions gravillonnaires (blocs de cuirasse, de carapace, nodules tortueux, concrétions à quartz hérissés).

Système hydromorphe

Le système a une forme en langue caractéristique et une distribution radiale par rapport à l'axe du marigot (fig. 13). Il se forme au détriment des différenciations des deux précédents systèmes et du manteau d'altération. Il recoupe à l'amont la transition sol-altérite et à l'aval la base du niveau cuirassé jaune ocre à faciès pisolitique. Ce dernier libère dans le système hydromorphe de gros blocs de cuirasse plus ou moins jointifs qui deviennent plus petits et moins nombreux vers l'aval.

Ce système présente cinq séries de différenciations (fig. 13). Celles-ci sont emboîtées les unes dans les autres et reproduisent, chacune, la structure en langue du système. Dans les deux premières, la différenciation verticale et latérale se fait sans variation de la teneur en argile minéralogique. La première marque l'apparition de plages blanches centimétriques dans les matériaux à texture de sol et l'acquisition d'un aspect marbré pour l'altérite (réticules rouges bordés d'un liseré jaune). Dans la seconde, les plages blanches plus grosses et plus nombreuses sont anastomosées dans les matériaux à texture de sol et l'altérite sous-jacente, faiblement altérée, est totalement décolorée. La 3ème et 4ème série de différenciations marquent la baisse de la teneur en éléments fins (granulométrie sablo-argileuse puis sableuse) entraînant une accumulation relative de constituants grossiers (essentiellement quartzeux). Ces différenciations se développent aussi bien dans des matériaux à texture de sol que dans des altérites qui conservent les grandes structures de la roche (foliation). La cinquième et dernière série de différenciations marque, à l'inverse, l'accroissement des teneurs en éléments fins et l'apparition (sur échantillons de sol en place et sous lame mince) de macro-cutanes qui colmatent plus ou moins complètement la macroporosité (interstitielle, tubulaire et fissurale). Ces éléments fins sont constitués de kaolinite mais aussi de smectite. Ils donnent aux matériaux un caractère vertique plus ou moins affirmé (coloration gris verdâtre à gris bleuté). Ces accumulations d'argile s'observent à deux niveaux (souvent reliés en continuité) : dans la partie supérieure des altérites à l'emplacement d'anciennes passées plagioclasiques subverticales ; dans les matériaux à texture de sol, en dessous et à l'aval des horizons sableux à sablo-argileux. A l'aval et dans le bas-fond, ces accumulations définissent des structures en langues superposées identiques à celles observées par Boulet (1974) au Burkina Faso. Précisons toutefois que le colmatage du bas-fond n'est vraiment important qu'à l'amont du bassin versant. En surface, il est

révélé par l'éclaircissement ou la disparition de la forêt galerie qui est alors remplacée par une savane herbeuse haute.

Ces différenciations et les résultats des données analytiques montrent qu'il est possible de scinder le système hydromorphe en deux sous-systèmes. Le premier (sous-système à pseudogley et à gley) intègre les deux premières séries de différenciations. A l'amont, il exporte d'une façon ponctuelle le fer (plages blanches du pseudogley). Cette exportation s'accroît ensuite vers l'aval (apparition du gley). Le deuxième sous-système exporte d'abord l'argile à l'amont (3ème et 4ème série de différenciations) puis l'accumule en profondeur et vers l'aval (5ème série de différenciations). Il s'agit du sous-système éluvial-illuvial. Si le premier sous-système est généralisé à l'ensemble des interfluvés de l'Afrique de l'ouest, le second a une aire d'extension plus limitée.

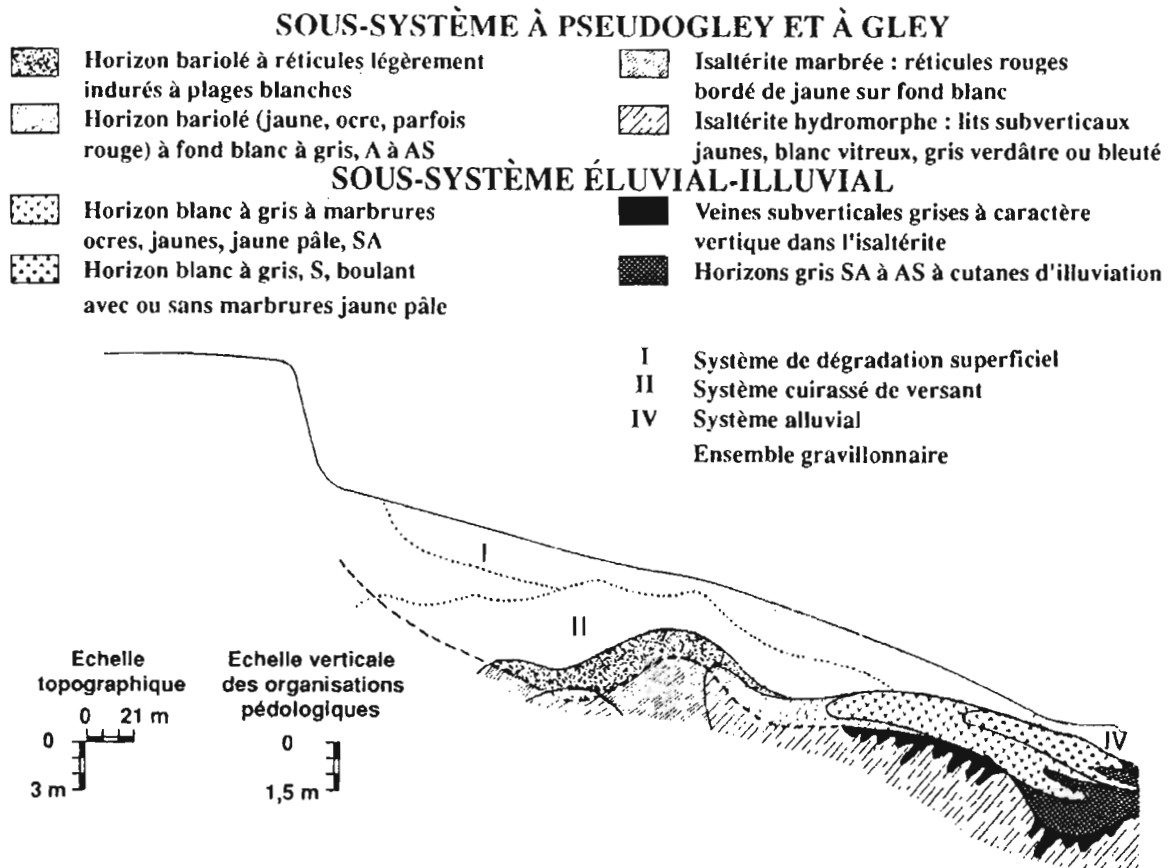


Figure 13. Les altérations et les différenciations du système hydromorphe.

Le système hydromorphe présente certaines analogies avec le système de dégradation superficielle. Comme ce dernier, il exporte d'abord le fer puis l'argile (systèmes soustractifs). De même, le stade ultime de la différenciation aval est identique pour les deux systèmes (horizon blanc sableux). Par contre, le début de la différenciation se fait sous forme de plages pour le premier et d'une façon progressive et continue pour le second. D'autre part, le système hydromorphe est le seul à être à la fois soustractif à l'amont et additif à l'aval (horizons illuviés).

Système superficiel d'apport colluvio-alluvial

Ce système a une aire d'extension limitée. Présent dès la surface du sol, il occupe la partie aval des thalwegs secondaires ainsi que la zone de bas-fond amont du bassin (carte des sols, h.t.). Dans le premier cas, son épaisseur est généralement faible (< 0,5 m). Dans le second cas, son extension verticale devient supérieure au mètre à proximité du marigot. L'extension spatiale du système est limitée à l'aval par un seuil rocheux, situé au centre du bassin dans le lit du marigot. Elle coïncide assez bien en surface avec l'aire d'extension de la savane herbeuse haute du bas-fond.

Les horizons de ce système recouvrent les horizons éluviés et illuviés du système hydromorphe. Ils ont une granulométrie limono-argileuse à argilo-limoneuse et sont pratiquement dépourvus de sables. La teneur en limons fins augmente (de 20 à 35 %) du bas vers le haut dans le bas-fond et de l'aval vers l'amont dans les thalwegs secondaires. Ces constituants fins (argile + limons fins) sont composés de kaolinite et d'une faible proportion de smectite (5 à 10 %). Les smectites donnent aux horizons un léger caractère vertique. Ces derniers sont constitués d'horizons humifères noirs (LA) à nombreux débris végétaux, très bien agrégés (grumeleux, polyédrique à faces engrenées) et à forte activité biologique (surtout lombrics) et parfois d'horizons minéraux gris brunâtre à structure prismatique puis massive en profondeur (gley AL).

LES ORGANISATIONS PEDOLOGIQUES SUPERFICIELLES

Les unités de la carte des réorganisations superficielles

A l'échelle du bassin, le document cartographique (carte des réorganisations superficielles, h.t.) différencie les surfaces selon les critères les plus marquants en termes d'organisation structurale de la surface du sol et de son fonctionnement hydrodynamique. Les critères retenus pour la délimitation de ces surfaces sont les suivants :

- le type de croûte. La typologie utilisée est celle proposée par Casenave et Valentin (1989). Elle repose sur la granulométrie, le nombre et l'épaisseur des microhorizons qui constituent la croûte,
- la litière caractérisée à la fois par son épaisseur et par son extension spatiale. Le plus souvent, elle est associée à un chevelu racinaire et à une forte activité des termites *Macrotermes*,
- le micro-relief. Il correspond à une élévation des microbuttes herbacées sous l'effet de l'activité des vers et à des incisions induites par le ruissellement concentré. Il se définit à la fois par son amplitude et par son organisation (anisotrope, ou, à l'inverse, perpendiculaire ou parallèle au sens de la pente),

- l'hydromorphie superficielle, soulignée par la présence, dès la surface, de taches d'oxydo-réduction,
- la pente.

Ces critères ont permis de distinguer 12 unités cartographiques qui peuvent être regroupées en trois grands ensembles selon :

- la présence ou non d'un encroûtement superficiel,
- son caractère saisonnier ou permanent.

Les grands traits de la distribution des réorganisations superficielles

Le document cartographique met en évidence :

- une apparition de l'encroûtement saisonnier en haut de versant qui devient permanent de part et d'autre de la rupture de pente de mi-versant,
- une disparition des croûtes à l'aval des versants.

Ce schéma général correspond assez bien à celui de la distribution des sols. A cet égard, la cartographie détaillée des réorganisations superficielles dans l'un des thalwegs secondaires (site équipé de matériel tensio-neutronique) met en évidence une distribution emboîtée de l'encroûtement superficiel (fig. 14) : le fort encroûtement caractérisé par des croûtes d'érosion et un micro-relief en marches d'escalier emboîte une zone où les croûtes structurales expriment un plus faible degré de réorganisations superficielles tandis qu'au centre de la dépression et à l'aval, la surface du sol se trouve dépourvue de pellicules. Enfin, notons la présence d'une incision à la mi-versant. Celle-ci, très marquée au niveau des surfaces fortement encroûtées, disparaît dès qu'elle rejoint la zone à surface sableuse non encroûtée.

INTERACTIONS ENTRE CERTAINES COMPOSANTES DU MILIEU PHYSIQUE

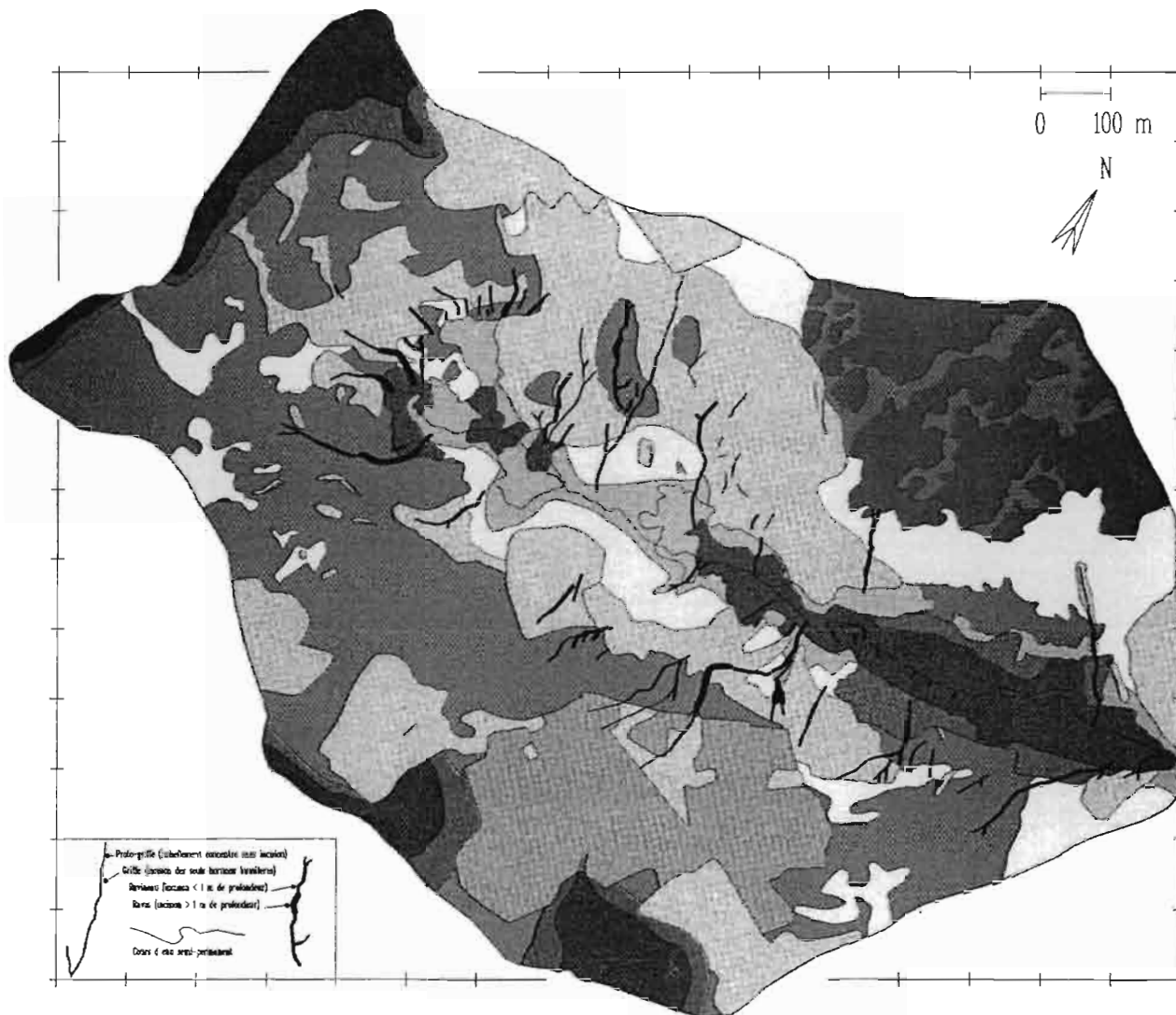
La lithodépendance et la dynamique évolutive des systèmes

Les résultats de l'étude font ressortir une altération différentielle du substratum rocheux qui canalise et oriente le développement des grands ensembles pédologiques (ou systèmes) du bassin versant.

L'altération différentielle du substratum rocheux est révélée à la fois par les ondulations du socle qui semblent avoir, sur le bassin, une périodicité de 200 m et par une plus ou moins grande hydrolyse des minéraux primaires dans la zone d'altération, mais aussi (à l'aval des versants) dans la couverture de sol qui la surmonte.

Dans le premier cas, l'altération différentielle dépend d'une part de la nature des minéraux primaires (*cf* échelle d'altérabilité des minéraux endogènes ; Goldich, 1938) : les plagioclases et les minéraux ferro-magnésiens sont les plus facilement altérables ; les micas blancs (séricite) et les quartz, à l'inverse, les plus difficilement altérables ; et d'autre part de la texture (taille et mode d'assemblage) et de la structure (foliation, diaclase, fissuration) de la roche. Ainsi, l'altération différentielle est reliée :

- dans les zones de surcreusement du socle, à des fissurations même faibles et /ou à des passées essentiellement plagioclasiques dans les gneiss,



Encrustement permanent :

- naturel :
 - surface d'érosion
 - surface structurale
- anthropique
 -

Encrustement saisonnier :

- naturel
 -
- anthropique
 -

Sans encrustement :

	Litière	MicroRelief	Hydromorphie	Pente
■	local	faible ou nul	local	faible ou nul
■	local	faible ou nul	faible ou nul	fort
■	local	faible ou nul	faible ou nul	faible ou nul
■	faible ou nul	faible ou nul	local	faible ou nul
■	fort	faible ou nul	faible ou nul	faible ou nul
■	fort	faible ou nul	moyen	local
■	moyen	fort	fort	faible ou nul

les reorganisations superficielles

- dans les zones de bombement du socle, à des faciès plus quartzeux ou à des lentilles de pyroxéno-amphibolites à grains fins moins sensibles à l'altération car plus compacts.

Dans le deuxième cas, l'hydrolyse plus ou moins poussée des minéraux primaires permet de distinguer des ensembles meubles (altérite et sol) à forte teneur en minéraux primaires facilement altérables et des ensembles qui en sont dépourvus (à l'exclusion des quartz et des minéraux lourds). Si les seconds sont peu épais et localisés à grande profondeur à l'amont des versants, ils deviennent, à l'inverse, beaucoup plus épais et subaffleureants à l'aval de ces versants. Ainsi, ces variations latérales ont révélé des états d'altération différents entre la partie amont et aval des versants.

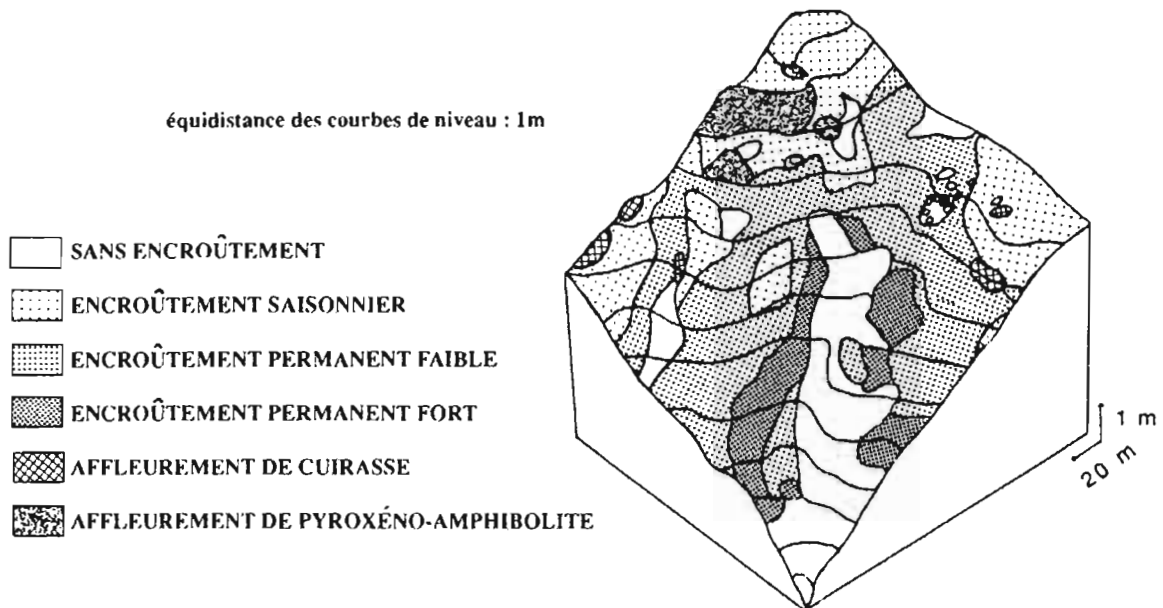


Figure 14. Distribution des organisations superficielles à l'échelle d'un thalweg secondaire.

Cette altération différentielle canalise et oriente le développement des systèmes pédologiques. Toutefois, cette lithodépendance est d'autant moins nette qu'on se rapproche de la surface topographique. Ainsi, le système hydromorphe aval (le plus profond) se développe dans les versants à partir du bas-fond. Il présente un développement vertical accru dans les thalwegs secondaires. Ces thalwegs sont tous orientés perpendiculaires à l'axe du marigot et coïncident avec des zones de surcreusement du socle. Les systèmes cuirassés (du plateau et de la mi-versant), plus proches de la surface topographique, se développent, à l'inverse, dans les zones de

bombement du socle dont nous avons vu qu'elles pouvaient être plus riches au départ en fer. Ces systèmes coiffent le manteau d'altération qu'ils imperméabilisent en accumulant le fer. Enfin, le système de dégradation superficielle qui assure le passage des sols rouges à l'amont aux sols ocres, jaunes puis blanc vers l'aval exporte les constituants fins du sol (oxydes de fer puis kaolinite). Il a très probablement exploité, à son début, les parties les moins altérées de la couverture pédologique (les moins riches, au départ, en constituants fins), c'est-à-dire la partie aval des versants.

Les évolutions géochimiques : conséquence sur la morphogénèse

D'un point de vue géochimique, les principaux systèmes inventoriés sur le bassin versant peuvent être classés dans deux grandes familles. Les premiers sont essentiellement additifs, il s'agit des systèmes cuirassés qui accumulent d'une façon relative mais aussi de façon absolue le fer. Les seconds sont essentiellement soustractifs, il s'agit du système de dégradation superficielle et du système hydromorphe qui exportent d'abord le fer puis l'argile. Nous avons vu que le sous-système éluvial-illuvial du système hydromorphe était soustractif à l'amont et additif à l'aval. Toutefois, comme en témoignent les exportations de matière dans les eaux du marigot, le système hydromorphe reste globalement soustractif.

Les systèmes cuirassés, par imperméabilisation progressive, arment le paysage à deux niveaux : sur les plateaux et à la rupture de pente de mi-versant. Ces indurations sont fortement lithodépendantes dans la mesure où elles coïncident avec des compartiments (socle + altérite) plus compacts, plus riches au départ en fer, plus difficilement altérables et, de ce fait, plus proches de la surface du sol. Cette lithodépendance pose ainsi le problème de l'homogénéité de la couverture pédologique avant le développement des systèmes. En réalité, cette homogénéité n'a probablement jamais existé et les systèmes n'ont fait qu'exploiter, à l'inverse, une hétérogénéité due à l'altération différentielle du substratum rocheux.

Les deux autres systèmes entraînent une érosion interne à la couverture pédologique d'autant plus importante que les évolutions minéralogiques et structurales sont plus poussées. Il s'ensuit à la fois un affaissement de la surface topographique et la mise en relief des niveaux cuirassés. Le système de dégradation superficielle, en se développant vers l'aval, pourrait ainsi être à l'origine du glacis versant (pente douce et régulière d'environ 2 %). De même, le développement vertical des horizons éluviés du système hydromorphe est lui-même à l'origine de la rupture de pente de mi-versant et des thalwegs secondaires (Fritsch *et al.*, 1986b). En accentuant la déclivité des versants (entre autres, à l'aval de la rupture de pente de mi-versant), ces systèmes permettent le développement d'une érosion mécanique à la surface du sol (Planchon *et al.*, 1987).

Ainsi, le bassin versant de Booro-Borotou montre très nettement que l'érosion interne précède l'érosion mécanique superficielle et que ces deux formes d'érosion jouent un rôle prédominant dans le façonnement du modelé.

La dégradation de la partie supérieure de la couverture pédologique : relation entre deux types de dégradation l'une superficielle, l'autre sub-superficielle

Dans la partie supérieure de la couverture pédologique, les formes de dégradation se manifestent à deux niveaux de profondeur. D'abord en surface, elles correspondent

alors aux réorganisations superficielles (Valentin, 1981). Puis plus en profondeur (sur 1 m en moyenne), il s'agit du système de dégradation superficielle qui marque le passage des sols rouges aux sols ocres, jaunes puis blancs. Ce système affecte d'abord les horizons humifères (0-35 cm) lorsqu'il est peu développé puis les horizons minéraux quand son développement vertical devient plus important.

A l'échelle du bassin versant, il existe une assez bonne concordance entre ces deux formes de dégradation. Ainsi, l'apparition puis le développement des réorganisations de surface à la mi-versant (avec ou sans manifestation d'érosion) peuvent être reliés à l'apparition et au développement du système de dégradation superficielle. A plus petite échelle, ceci nous permet de relier les sols ferrugineux aux zones à fortes réorganisations de surface et les sols ferrallitiques aux sols dépourvus de telles réorganisations.

A plus grande échelle, cette concordance générale souffre toutefois de nombreuses exceptions. Il convient alors de prendre en considération la nature et la structure du couvert végétal qui contrôle en grande partie l'encroûtement (Casenave et Valentin, 1989). Ainsi, la présence d'un couvert végétal sur des sols "dégradés" et donc d'une litière au sol peut freiner, voire même faire disparaître les réorganisations de surface. A l'inverse, l'absence de couvert sur des sol "non dégradés" (cas d'une mise en culture ou de formes particulières en couloir à l'amont des versants) peut entraîner un début de réorganisation en surface. Cette dernière peut d'ailleurs avec le temps être considérée comme un précurseur d'une dégradation plus profonde et irréversible (Chauvel, 1977). De ce fait, dans un écosystème dont l'équilibre est perturbé par l'activité anthropique (mise en culture, abandon de la culture et installation de jachères, feux de brousse...), les relations entre les deux formes de dégradation ne seront plus aussi strictes (cas du bassin de Booro-Borotou).

Enfin, la disparition des réorganisations de surface à l'aval des versants doit être reliée à l'apparition d'horizons humifères nettement sableux qui favorise à nouveau l'infiltration. Ces horizons sont à la fois apparentés au système de dégradation superficielle et à la "langue" éluviale du système hydromorphe qui affleure à la surface du sol en bas de versant.

CONCLUSION

La caractérisation du bassin versant de Booro-Borotou nous permet de regrouper les différentes composantes du milieu physique dans deux grands groupes :

- roches, formations cuirassées, réseau hydrographique,
- climat, sols, réorganisations superficielles, végétation.

Les composantes du premier groupe font ressortir les directions structurales majeures de la région. Ces directions sont révélées par deux types d'orientations (60° et 160°) affectant les formations cuirassées et le réseau hydrographique. Ces orientations concordent avec les deux directions lithologiques profondes (direction de foliation des gneiss dans le premier cas, de fracturation dans le second cas).

Les composantes du second groupe présentent des variations spatiales ordonnées globalement suivant deux gradients :

- un gradient toposéquentiel à l'échelle du bassin versant,
- un gradient latitudinal à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest.

A l'échelle du bassin versant de Booro-Borotou, nous avons montré l'articulation entre deux grands domaines : un domaine ferrallitique amont, un domaine ferrugineux aval. A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, ces deux domaines se retrouvent respectivement au sud et au nord du bassin. En effet, le bassin est situé à la transition entre, d'une part, les paysages forestiers à climat équatorial humide et pluvieux du domaine ferrallitique au sud et, d'autre part, les paysages de savane à climat tropical sec et contrasté du domaine ferrugineux au nord.

Ceci souligne la très grande représentativité des organisations inventoriées puisqu'elles s'apparentent à ces deux grands domaines, mais également leur extrême diversité et complexité de par leur nombre et leur type de distribution relative.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Boa (D.)**, 1989. Caractérisation, propriétés hydrodynamiques, contraintes et potentialités des sols gravillonnaires : cas de Booro-Borotou (région de Touba, nord-ouest de la Côte d'Ivoire). *Thèse de 3ème cycle*, Université d'Abidjan.
- Bonhomme (M.)**, 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme de l'ouest africain. *Thèse*, Univ. Clermont Ferrand. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand, *Géol. Minéral.*, n°5, 62 p.
- Boulet (R.)**, 1974. Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bioclimatiques. *Thèse Sci.* Strasbourg, *Mém. ORSTOM*, 85, 272 p.
- 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 couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 9 (1) : 323-339.
- Casenave (A.)**, **Valentin (C.)**, 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM, Paris, *sér. Didactiques*, 230 p. + annexes.
- Chauvel (A.)**, 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en Moyenne Casamance. *Thèse Sci.* Strasbourg, ORSTOM, *Travaux et Documents*, n°62, 532 p.
- Eschenbrenner (V.)**, 1969. Etude géomorphologique et pédologique de la région de Tanda (Côte d'Ivoire). ORSTOM, Adiopodoumé, multigr., 83 p.
- Eschenbrenner (V.)**, **Badarello (L.)**, 1978. Etude pédologique de la région d'Odienné (Côte d'Ivoire). Carte des paysages morphopédologiques. Feuille Odienné à 1/200.000. Notice explicative n°74, 123 p., ORSTOM, Paris.
- Eschenbrenner (V.)**, **Grandin (G.)**, 1970. La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibélékrou (Côte d'Ivoire) et Diébougou (Haute-Volta). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. 11, n° 2, 205-245.
- Fritsch (E.)**, **Bocquier (G.)**, **Boulet (R.)**, **Dosso (M.)**, **Humbel (F.-X.)**, 1986a. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 12 (4) : 361-395.
- Fritsch (E.)**, **Planchon (O.)**, **Boa (D.)**, 1986b. Les transformations d'un paysage cuirassé au nord-ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. in : Séminaire Régional sur les latérites. ORSTOM, *Coll. Colloques et Séminaires*, 12 p., 11 fig.
- Fritsch (E.)**, **Herbillon (A.)**, **Jeanroy (E.)**, **Pillon (P.)**, **Barres (O.)**, 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bulletin*, à paraître.
- Goldich (S.S.)**, 1938. A study in rock weathering. *J. Geol.*, 46 : 17-23.

Iris (J.M.), 1986. Analyse et interprétation de la variabilité spatiale de la densité apparente dans trois matériaux ferrallitiques. *Science du Sol*, 3 (24), 245-256.

Planchon (O.), Fritsch (E.), Valentin (C.), 1987. Rill development in a wet savannah environment. *Catena suppl.* 8 : 55-70.

Valentin (C.), 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région sub-désertique (Agadez - Rép. du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VII. *ORSTOM, Etudes et Thèses*, 1985, 229 p.

VARIATIONS MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES ACCOMPAGNANT LE PASSAGE « SOLS ROUGES - SOLS JAUNES » DANS UN BASSIN VERSANT CARACTÉRISTIQUE DE LA ZONE DE CONTACT FORÊT-SAVANE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE (BOORO BOROTOU, CÔTE-D'IVOIRE)

Emmanuel FRITSCH*, Adrien Jules HERBILLON*, Emmanuel JEANROY*,
Patrick PILLON* et Odile BARRES**

RÉSUMÉ — Dans la couverture pédologique d'un bassin versant de 136 ha, spécifique de la zone de contact forêt-savane, les principales différenciations verticales et latérales ont été attribuées au développement de plusieurs systèmes géochimiques. Le présent article a pour objet la caractérisation détaillée d'un de ces systèmes. Son extension spatiale, généralement limitée à la partie aval des versants, nous permet d'opposer, des positions hautes vers les positions basses du modelé, les sols rouges ferrallitiques aux sols jaunes ferrugineux tropicaux. Ce système, ouvert vers l'aval, n'affecte que la partie meuble supérieure de la couverture pédologique. En terme de bilan, il apparaît exclusivement soustractif et exporte de façon sélective l'hématite puis la goéthite et la kaolinite. Cet appauvrissement en constituants fins et mal cristallisés entraîne une succession ordonnée de transformations structurales et texturales. Par ailleurs, certaines données minéralogiques révèlent des états d'altération différents entre la partie amont (fortement altérée et plus enrichie en kaolinite) et la partie aval des versants (plus faiblement altérée et, à l'inverse, plus riche en minéraux primaires résiduels). Il est de ce fait probable que le système ait exploité, à son début, les parties les moins altérées (moins riches au départ en constituants fins) de la couverture pédologique (zone actuelle de bas-fond). Au stade actuel du rééquilibrage géochimique, ce système ne peut se développer qu'à l'amont des versants au détriment des horizons rouges ferrallitiques encaissants.

Minéralogie, Fer, Kaolinite, Structure, Système sol, Côte-d'Ivoire

Mineralogical and structural changes associated with the transition « Red soils - Yellow soils » in a watershed at the border between the forest and the savannah zones of Western Africa (Booro Borotou, Ivory Coast)

ABSTRACT — Most of the mineralogical, textural and structural changes occurring in the soil cover of a small watershed (136 ha) located in an area at the border between the forest and savannah zones had been previously attributed to the functioning and the development of different types of geochemical systems. The present study deals with the system that works in the upper part of the soil cover (A and B horizons) and transforms red clayey ferrallitic soils (located upslope in the catena) into yellow less clayey ferruginous ones (located downwards). It impoverishes the soils first in hematite, then in goethite and in kaolinite. Important structural and textural changes are orderly associated with the observed impoverishments in iron oxides and clay minerals. The mineralogy of the sand and the kaolinitic fractions of the different soils points to an inherited heterogeneity of the soil cover along the slopes : the soils located upslope have always been more clayey and more weathered than the soils located downslope. It is therefore postulated that at the beginning, the transforming system developed within a soil cover that, in terms of mineralogy, texture and structure, differed from the one where it works presently. At the present stage of its development, the system affects mainly the red soils located upslope.

Mineralogy, Iron, Kaolinite, Structure, Soil system, Ivory Coast

INTRODUCTION

Le présent travail s'inscrit dans le cadre du programme HYPERBAV dont l'un des objectifs est la caractérisation géochimique, minéralogique et structurale de la couverture pédologique d'un bassin versant élémentaire de

* CPB-CNRS, 17 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 5, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France.

** CRVM-CNRS, LA 235, rue du Doyen Marcel Roubault, B.P. 40, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France.

136 ha. L'article traite des variations minéralogiques et structurales qui accompagnent le passage des « sols rouges » (situés dans les positions hautes et bien drainées du bassin) aux « sols jaunes » (localisés, à l'inverse, dans les positions basses et plus humides de ce bassin). Des travaux de plus en plus nombreux (MAIGNIEN, 1961 ; CHAUVEL, 1977 ; CURI, 1983 ; CURI et FRANZMEIER, 1984 ; SANTANA, 1984 ; MACEDO et BRYANT, 1987) tendent à montrer que le passage des « sols rouges » aux « sols jaunes » sur les versants est généralisé à l'ensemble des couvertures pédologiques de la zone intertropicale.

Les variations minéralogiques et structurales qui marquent l'apparition et l'extension des « sols jaunes » vers l'aval n'affectent que la partie meuble supérieure de la couverture pédologique du bassin (en moyenne sur un mètre). Ces variations présentent deux gradients : l'un vertical (de bas en haut), l'autre latéral (de l'amont vers l'aval). Dans la mesure où le gradient latéral nous permet d'avoir les pôles extrêmes des variations pré-citées, nous privilégierons cette composante. Enfin, ces variations seront étudiées essentiellement dans la partie supérieure des horizons minéraux (à 40 cm de profondeur). En effet, il est apparu préférable, dans un premier temps, de s'affranchir du rôle de la matière organique et de l'activité biologique sur les propriétés structurales de ces sols.

Les objectifs de cette étude sont les suivants : préciser quelles sont les variations minéralogiques qui accompagnent les modifications structurales et texturales du sol ; établir l'interdépendance ou l'indépendance relative des paramètres édaphiques mesurés (très généralement ces paramètres seront étudiés deux par deux) ; révéler le rôle de certains constituants minéraux sur l'agrégation.

Dans un deuxième article, nous relierons aux variations texturales et structurales, établies entre les « sols rouges » et les « sols jaunes », une modification de la nature et de la géométrie de l'espace poral. Les différents types de porosité seront quantifiés et corrélés à des paramètres édaphiques et hydrodynamiques.

I — CADRE GÉOGRAPHIQUE ET MÉTHODES D'ÉTUDE

1. Site et environnement

Le bassin versant de Booro Borotou (latitude 8°28'N, longitude 7°35'W) est situé dans le Nord-Ouest de la Côte-d'Ivoire. La longueur moyenne des versants est de 500 m et la dénivelée maximale entre le point le plus haut (473 m) et l'exutoire (point le plus bas à 426 m) est de 47 m.

Cette unité hydro-pédologique est représentative des paysages cuirassés occupés par les savanes pré-forestières du domaine sub-soudanais (GUILLAUMET et ADJANOHOON, 1971). Sous un climat tropical semi-humide de type soudano-guinéen, les sols s'y développent sur des formations gneisso-migmatitiques du socle libérien.

Tous les facteurs du milieu sont caractéristiques d'une zone de transition. Ainsi, le climat (hauteur moyenne interannuelle de précipitation : 1360 mm, CHEVALLIER, 1988) assure le passage entre un environnement humide, pluvieux, à deux saisons des pluies au Sud et un environnement plus aride à une saison des pluies et à fort contraste saisonnier au Nord. D'après l'esquisse pédologique de l'Afrique de l'Ouest établie par BOULET *et al.* (1971), ce bassin se situe également dans la zone de transition entre les deux grands domaines (ferrallitique au Sud et ferrugineux au Nord) du milieu intertropical. A une échelle régionale, les domaines ferrallitique et ferrugineux se retrouvent respectivement dans les positions amont et aval du modelé.

A l'échelle du grand bassin de la FéréDougouba (affluent du fleuve Sassandra), le bassin versant étudié se situe dans une position médiane entre les grands reliefs de commandement situés à l'Ouest à la frontière guinéenne et l'axe de drainage principal délimité à l'Est par le fleuve Sassandra. De ce fait, la morphologie du bassin versant assure la transition entre les modelés à interfluvés larges et à sommets tabulaires (Bowé) à l'Ouest et les modelés à sommet convexe ou modelés d'ensemble dits « en demi-orange » à l'Est. Dans le bassin de Booro Borotou, les quatre reliques de plateaux cuirassés apparentés au haut glacis (470 m d'altitude) ne représentent ainsi que 5 % de la superficie.

De même, la couverture végétale, relativement diversifiée, se présente comme une mosaïque de forêt semi-décidue et de savanes (BERTRAND *et al.*, 1984). Cette mosaïque est interrompue dans les marigots par une forêt galerie à la fois plus dense et plus haute. Spécifique de la zone de contact forêt-savane, cette couverture végétale assure la transition entre la zone forestière dense du Sud et la zone à savane herbeuse du Nord.

2. Les grands traits de la couverture pédologique : les différents domaines et systèmes

La couverture pédologique du bassin de Booro Borotou peut être subdivisée en deux grands domaines (FRITSCH, 1986) : un domaine ferrallitique amont et un domaine ferrugineux et hydromorphe aval (fig. 1). Chacun de ces domaines peut lui-même être scindé en plusieurs systèmes pédologiques (FRITSCH *et al.*, 1986). Le domaine ferrallitique comprend un système cuirassé de plateau et un système « sol rouge ». Le domaine ferrugineux et hydromorphe se subdivise, quant à lui, en un système supérieur « sol jaune », un système médian cuirassé (mi-versant) et un système aval hydromorphe.

Seules les relations entre le système « sol rouge » du domaine ferrallitique et le système « sol jaune » du domaine ferrugineux qui le relaye vers l'aval seront examinées dans le cadre de cet article.

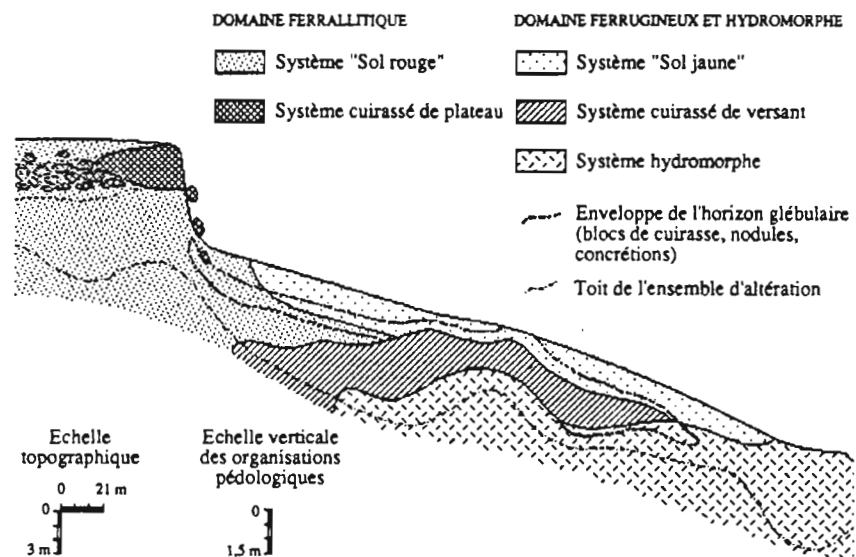
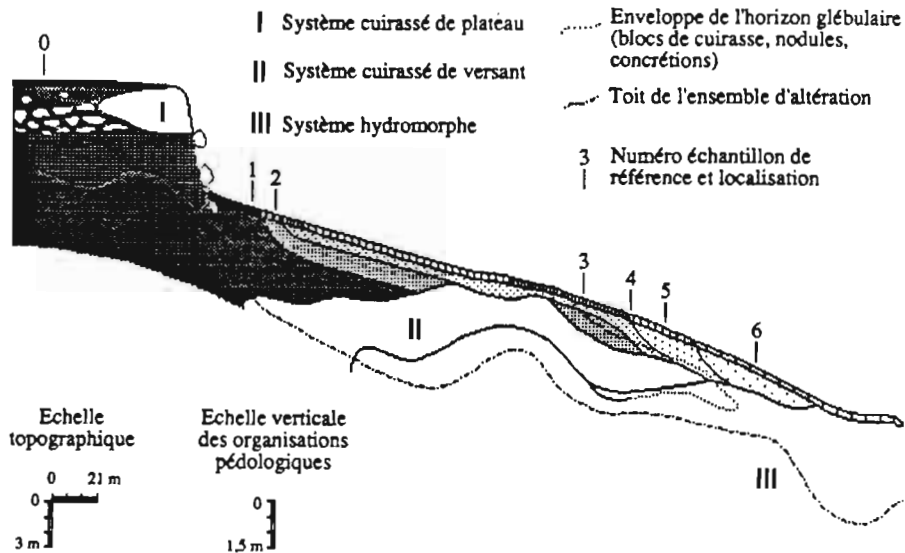


Fig. 1 — Les grands ensembles de la couverture pédologique du bassin versant de Booro Borotou.
A sketch of the soil cover of the Booro Borotou watershed showing the major types of soil occurring in this area.

3. Présentation du système « sol jaune » et de son encaissant amont « sol rouge »

A l'échelle du bassin, le système « sol jaune » est généralisé à l'ensemble du bas de versant. En coupe verticale (fig. 2), il présente une forme en cuvette aplatée centrée sur l'axe de drainage principal du bassin (marigot). Présent dès la surface du sol, son extension verticale dépasse rarement le mètre supérieur de la couverture pédologique. A l'amont, il recoupe la limite supérieure (parfois aussi inférieure) de l'horizon glébulaire. Par ailleurs, la limite supérieure de ce dernier horizon une fois recoupée par le système se maintient dans ce dernier (fig. 1). Ce type de discordance montre : (1) que le développement du système s'est fait sur place, (2) qu'il est au moins postérieur à la mise en place des glébules, (3) qu'il n'affecte que les matrices meubles.

Le système « sol jaune » comprend une succession ordonnée de quatre couples d'horizons humifères et minéraux (fig. 2). Ces derniers apparaissent emboîtés les uns dans les autres, le plus externe au système (à l'amont) étant lui-même encaissé dans les sols rouges du domaine ferrallitique. Cet emboîtement d'horizons



		DOMAINE FERRALLITIQUE		DOMAINE FERRUGINEUX ET HYDROMORPHE			
HORIZONS HUMIFERES	Couleur (Code Munsell)	Brun rougeâtre (5 YR)		Brun ocre (7,5 YR)		Brun foncé (10 YR)	
	Granulométrie (A %)	A-AS (25-35 %)		AS (25-35 %)	SA (15-25 %)	S (<15 %)	
	Agrégation	Grumeleux		Massif à plages microgrenues		Massif à particulaire	
	Cohésion	Faible		Moyenne à forte		Moyenne à nulle	
Unités cartographiques							
HORIZONS MINERAUX	Couleur (Code Munsell)	Rouge (2,5 YR)	Rouge pâle (5 YR)	Ocre (7,5 YR)		Jaune (<10YR - 2,5 Y)	
	Granulométrie (A %)	A à A-AS (>35 %)		AS (25-35 %)	SA (15-25 %)	S (<15 %)	
	Agrégation	Polyédrique fine à micropédique	Polyédrique	Massif à débit polyédrique	Massif	Massif à particulaire	Particulaire
	Cohésion	Faible	Moyenne	Moyenne à forte	Forte	Moyenne	Faible à nulle
Unités cartographiques							

Fig. 2 — Inventaire et distribution spatiale des organisations meubles apparentées aux sols rouges et jaunes.
Inventory and spatial distribution of loose soil horizons belonging to the red and yellow soils respectively.

retrace les principales étapes des évolutions minéralogiques et structurales que nous nous proposons d'étudier plus en détail.

Sur le terrain, ces évolutions sont révélées par des modifications de couleur, de texture (granulométrie) et de structure (agrégation). De l'amont vers l'aval des versants, les variations de couleur vont dans le sens d'une baisse du pouvoir de pigmentation rouge, d'un renforcement progressif d'une coloration jaune qui tend ensuite à disparaître (matrice jaune pâle à blanche). Les variations granulométriques traduisent une baisse de teneur en éléments fins entraînant un accroissement de la teneur en éléments grossiers. Les structures évoluent du pôle fragmentaire (structure polyédrique fine à plages micropédiques ou polyédrique moyenne à grossière) vers le pôle massif puis vers le pôle particulaire. Ces variations s'observent à deux niveaux de profondeur : dans les horizons humifères et dans les horizons minéraux. Elles se couplent en surface à l'individualisation puis à la disparition progressive d'organisations pelliculaires (PLANCHON *et al.*, 1987).

4. Méthodes et techniques d'étude

L'étude a nécessité différents moyens d'observation et méthodes d'analyse qui ont permis de collecter trois types de données.

— *Des données chimiques* : micro-analyses quantitatives ponctuelles effectuées à la microsonde de Castaing sur lames minces, analyses chimiques globales réalisées sur échantillons remaniés (sur terre fine et sur argile granulométrique). Les déterminations chimiques globales ont porté sur les éléments totaux majeurs (Si, Al, Fe) et les réserves en alcalins et alcalino-terreux (Ca, Mg, Na, K) après fusion de 100 mg d'échantillon au métaborate de strontium (JEANROY, 1974), sur le pH et le complexe d'échange (chlorure d'ammonium 0,5 N pour les cations échangeables, cobaltihexamine pour la CEC (REMY et ORSINI, 1976)). Ces analyses ont été complétées par des extractions chimiques différentielles et séquentielles (citrate-bicarbonate, citrate-bicarbonate-dithionite : JEANROY et PILLON, 1989). Le dosage des éléments extraits a porté sur Fe, Al, Si et a été réalisé par spectrométrie d'absorption atomique. Ces extractions permettent de distinguer trois formes de fer (amorphe, libre et total) et d'apprécier le taux de substitution global en aluminium des oxydes de fer cristallisés (JEANROY *et al.*, 1983, 1984 ; GUILLET et JEANROY, 1985 ; JEANROY et PILLON, 1989).

— *Des données minéralogiques* : identification des minéraux sur des critères optiques, par diffractométrie de rayons X (RX) et par spectroscopie infra-rouge (IR). Le taux de substitution en aluminium des goethites a été apprécié par diffraction X (SCHULZE, 1984). Le pourcentage relatif d'hématite dans le mélange hématite + goéthite a été déterminé par diffraction de RX à partir de l'intensité des raies (012) de l'hématite ($\times 3,5$) et (110) de la goéthite (SCHWERTMANN et LATHAM, 1986). Cette mesure a été pratiquée aussi bien sur les fractions enrichies en fer oxyde après traitement à la soude bouillante (KAMPF et SCHWERTMANN, 1982) que sur le spectre résultant de l'analyse différentielle après déferrisation au dithionite (SCHULZE, 1981). Le degré d'ordre des kaolinites a été déterminé en spectroscopie infra-rouge, dans la zone des vibrations de valence des groupements OH de ce minéral (FARMER et RUSSELL, 1964), sur échantillons déferrifiés au citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

— *Des données pétrographiques* : identification des systèmes « sol rouge » et « sol jaune », de leur contenu (horizons, matrices, assemblages minéraux) et analyse de leur distribution spatiale. L'étude est basée essentiellement sur des observations effectuées aux échelles méga- (toposéquence) et macroscopique (profil, horizon) puis aux échelles micro- (microscope optique sur lames minces) et ultra-microscopiques (microscope électronique à balayage sur échantillons non perturbés). Elle a été complétée par des mesures de couleur, granulométriques, des tests d'agrégation et des mesures de porosité. La coloration des matrices a été appréciée, sur le terrain puis en laboratoire après séchage à l'air, à l'aide du code Munsell. La granulométrie a été effectuée selon ROUILLER *et al.* (1972). La distribution granulométrique d'agrégats (test de macro-agrégation) a été obtenue à sec en conditions standardisées (ALBRECHT et RANGON, 1988). Pour chaque classe granulométrique, la fraction agrégée a été distinguée de la fraction particulaire quartzuse (triage sous loupe binoculaire puis au séparateur magnétique pour les classes inférieures à 0,5 mm). Les porosités sont déduites des mesures de densité réelle (pycnomètre) et de densité apparente (2 à 3 répétitions par échantillon suivant le protocole défini par BRAUDEAU (1988)).

Les caractérisations rapportées ci-dessus ont été entreprises sur la base d'un échantillonnage de plus en plus restreint au fur et à mesure de l'investigation géochimique, minéralogique et structurale :

- sur une centaine d'échantillons (analyses : granulométrie, fer total) dans l'optique d'une visualisation bidimensionnelle (représentation en coupe) des paramètres mesurés ;
- sur une vingtaine d'échantillons prélevés à 40 cm de profondeur (analyses portant sur la cristallinité des kaolinites, sur les formes du fer et sur les proportions relatives des constituants secondaires) ;
- sur sept échantillons, numérotés de 0 à 6 (analyses portant sur l'agrégation, la porosité, les réserves en bases et le complexe d'échange), prélevés également à 40 cm de profondeur et considérés comme les plus représentatifs.

II — RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

1. Variations chimiques et minéralogiques

a) Identification des constituants primaires et secondaires

Les observations de lames minces au microscope optique nous permettent de distinguer au sein de chaque matrice deux sortes de constituants : des constituants grossiers directement identifiables et des constituants ultra-microscopiques nécessitant pour la caractérisation des moyens analytiques indirects (RX, IR). Les premiers sont composés exclusivement de quartz à l'amont des versants. Ils sont juxtaposés à quelques plagioclases et microclines à l'aval de ces versants. Ces constituants primaires sont régulièrement répartis au sein de chaque matrice. D'après les analyses RX et IR, les seconds sont composés principalement de kaolinite associée, en proportion variable et en bien moindre abondance, à de l'hématite et à de la goéthite. A l'aval des versants, l'analyse RX révèle également l'apparition puis une légère augmentation des teneurs en illite et en smectite. Sur lames minces, la petite taille et l'orientation quelconque de ces constituants secondaires confèrent au mélange une isotropie de compensation sous nicols croisés. Cette isotropie se maintient tout le long du

Tableau I
Composition granulométrique et chimique de six échantillons de référence (1 à 6)
Particle size and chemical composition of six selected samples (1-6)

a) GRANULOMETRIE					
Ech.	A	LF	LG	SF	SG
1	53,0	6,2	1,4	11,1	28,3
2	46,7	5,8	1,2	13,1	33,2
3	38,0	7,8	2,9	13,8	37,8
4	21,8	5,8	2,8	25,7	43,9
5	19,2	6,3	2,6	21,7	50,1
6	7,6	5,3	3,7	25,3	58,1

b) COMPOSITION CHIMIQUE												
Sur terre fine (fraction inférieure à 2 mm)												
Ech.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	TiO ₂ %	P.F. %	Ki	
1	62,63	17,19	7,48	0,07	0,12	0,05	0,07	0,22	1,09	11,09	6,2	
2	68,14	16,43	4,92	0,04	0,11	0,05	0,07	0,21	0,95	9,09	7,1	
3	71,76	13,12	5,78	0,03	0,10	0,07	0,12	0,35	1,07	7,60	9,3	
4	81,57	7,63	4,19	0,04	0,07	0,07	0,18	0,42	1,18	4,64	18,2	
5	83,45	6,99	3,33	0,04	0,07	0,07	0,22	0,45	0,82	4,57	20,3	
6	92,04	2,96	1,89	0,02	0,06	0,12	0,40	0,46	0,89	1,16	52,9	

Sur argile (fraction inférieure à 2 µm)												
Ech.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	TiO ₂ %	P.F. %	Ki	
1	37,63	33,19	9,71	0,11	0,22	0,03	0,01	0,28	1,00	17,83	1,9	
2	38,61	34,14	7,25	0,04	0,19	0,03	0,02	0,28	1,03	18,41	1,9	
3	38,38	31,64	9,75	0,03	0,20	0,03	0,02	0,35	1,14	18,46	2,1	
4	37,70	30,67	10,31	0,05	0,22	0,03	0,03	0,40	1,28	19,31	2,1	
5	38,43	31,02	10,00	0,08	0,24	0,03	0,03	0,40	1,28	18,49	2,1	
6	42,05	25,77	9,09	0,03	0,33	0,03	0,03	0,57	1,97	20,13	2,8	

Sur plasma argilo-ferriqueux (moyenne de 20 micro-analyses par échantillon)											
Ech.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	TiO ₂ %	100-Σ	Ki
1	37,42	32,70	8,98	0,07	0,22	0,10	0,02	0,28	1,19	19,04	1,9
2	38,24	33,59	6,01	0,05	0,17	0,05	0,03	0,31	0,83	20,72	1,9
3	39,15	32,27	8,10	0,05	0,22	0,16	0,02	0,25	1,21	18,57	2,1
4	38,16	31,21	7,04	0,04	0,23	0,16	0,09	0,47	1,08	21,51	2,1
5	38,01	29,29	6,45	0,05	0,23	0,20	0,02	0,32	1,45	23,98	2,2
6	42,08	23,98	5,45	0,04	0,39	0,43	0,07	0,41	2,02	25,12	3,0

c) pH ET COMPLEXE D'ECHANGE DE LA TERRE FINE (me/100g)											
Ech.	pH H ₂ O	pH KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	Al ³⁺	CEC	S/T %	CECarg.
1	5,0	4,0	0,33	0,19	0,10	0,02	0,64	1,20	2,1	30	9,0
2	5,2	4,2	0,51	0,20	0,08	0,03	0,82	0,70	1,8	47	9,0
3	5,3	4,1	0,75	0,22	0,10	0,01	1,08	0,60	1,9	57	11,5
4	5,3	4,3	0,53	0,24	0,12	0,02	0,91	0,20	1,3	71	11,0
5	5,2	4,2	0,32	0,10	0,10	0,00	0,52	0,35	1,1	46	11,0
6	5,8	4,7	0,38	0,47	0,09	0,02	0,96	0,00	1,0	93	19,0

versant. Les constituants secondaires définissent un plasma argilo-ferrugineux et délimitent, au microscope électronique à balayage, des espaces interparticulaires de type microporeux ($0,1 \mu\text{m}$).

Les analyses granulométriques confirment cette partition en deux compartiments fin (fraction argileuse) et grossier (fraction supérieure à $50 \mu\text{m}$), toute variation granulométrique se faisant à teneur en limon fin constante et voisine de 6 % (tabl. I). D'autre part, l'analyse chimique globale montre que la quasi-totalité de l'aluminium du sol est présente dans la fraction argileuse. Cette dernière contient de ce fait l'essentiel de l'argile minéralogique. Enfin les analyses chimiques globales obtenues sur la fraction argileuse et les mesures effectuées à la microsonde de Castaing sur le plasma argilo-ferrugineux (moyenne d'une vingtaine de micro-analyses par lame mince) donnent des valeurs très proches (tabl. I). Ceci confirme l'analogie de composition entre argile granulométrique et plasma argilo-ferrugineux.

De l'amont vers l'aval des versants, la variation de la composition chimique et minéralogique des matrices sera étudiée pour trois grandes familles de constituants. Ces familles correspondent : aux minéraux identifiés à l'aval des versants (smectite, illite, plagioclase, microcline), aux oxydes cristallisés (hématite, goéthite) et, enfin, à la kaolinite. Pour la première famille de constituants, nous relierons la variation latérale de leur concentration aux réserves en bases et à une modification du complexe d'échange du sol. Pour les deux dernières familles de constituants, la caractérisation portera essentiellement sur la proportion et la qualité (cristallinité, substitution isomorphe) de ces minéraux secondaires.

b) Conséquences de certaines variations minéralogiques sur la réserve en bases et le complexe d'échange des sols

— Réserves en bases

Les réserves en bases ont été exprimées en $\text{m\acute{e}q}/100 \text{ g}$ (HERBILLON, 1989). Ce mode de présentation des résultats permet de faire figurer sur un même graphique la contribution de chaque cation (Na, K, Mg, Ca) aux réserves totales en bases (fig. 3) du sol (TRBs) ou de leur fraction argileuse (TRBc).

Si on exclut l'échantillon 0 (situé sur un plateau), la réserve totale en bases de la terre fine (TRBs) augmente progressivement de l'amont vers l'aval des versants (éch. 1 à 6). Cette réserve en bases est assurée, par ordre d'importance, par Na, K, Mg, Ca. Mg est localisé principalement dans la fraction argileuse. A l'inverse, Na et Ca se situent presque exclusivement dans les fractions supérieures à $2 \mu\text{m}$. K est surtout présent dans la fraction argileuse à l'amont des versants. Il devient plus abondant dans les fractions supérieures à $2 \mu\text{m}$ à l'aval de ces versants. La diminution de la réserve en Mg et K dans la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) est étroitement corrélée à la baisse progressive de la teneur en argile granulométrique. A l'opposé, l'augmentation des réserves en Na, Ca, K dans les fractions grossières ($> 2 \mu\text{m}$) est attribuée à une plus grande abondance de minéraux primaires résiduels en bas du versant (plagioclases pour Na et Ca, microclines et micas pour K), ces minéraux restant toujours dans des proportions relativement faibles ($< 5 \%$).

— pH et complexe d'échange

De l'amont vers l'aval des versants (éch. 1 à 6), nous notons les variations suivantes (tabl. I) : légère élévation de la valeur du pH (5 à 5,8) et baisse de la teneur en Al échangeable ($1,2$ à $0 \text{ meq.}/100 \text{ g}$), diminution de la CEC sur la terre fine ($2,1$ à $1 \text{ meq.}/100 \text{ g}$) et, à l'inverse, augmentation de cette dernière sur la seule fraction argileuse (9 à $19 \text{ meq.}/100 \text{ g}$), élévation du taux de saturation (30 à 93 %). Cette saturation du complexe d'échange est essentiellement assurée par Ca, dans une moindre mesure par Mg, puis par K.

L'augmentation de la valeur du pH et du taux de saturation est corrélée à l'augmentation des réserves en bases du sol (TRBs). La diminution de la CEC est corrélée à la baisse progressive de la teneur en argile granulométrique. L'augmentation brutale de la CEC de la fraction argileuse dans le dernier échantillon, le plus proche du marigot (de 11 à 19 $\text{m\acute{e}q.}/100 \text{ g}$), est due à l'adjonction de smectite à la kaolinite (confirmée par la diffractométrie de rayons X et par l'élévation du rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 1,9 à 2,8).

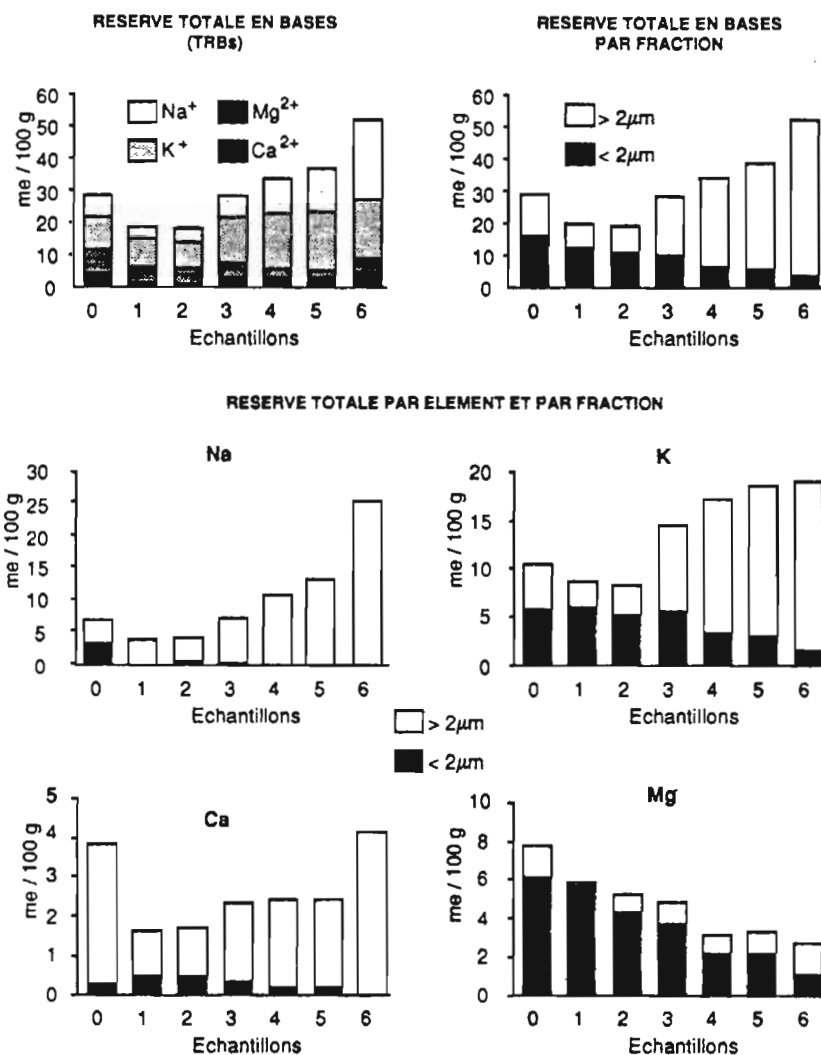


Fig. 3 — Réserve totale en bases du sol (TRBs) et de la fraction argileuse (TRBc).
 Total reserve in bases : $TRB = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+}$ in meq./100 g of soils ($f < 2$ mm) and of their clay fractions ($f < 2 \mu m$).

c) Oxydes cristallisés : hématite, goéthite

— Formes du fer

Les résultats des extractions chimiques séquentielles montrent en premier lieu que la contribution de la fraction argileuse à la teneur en fer total du sol n'est que de 70 % dans les échantillons les plus argileux et de 40 % dans les échantillons les plus sableux. La présence de nodules ferrugineux millimétriques dans les fractions sableuses explique cette faible contribution.

D'autre part, les données obtenues sur les fractions argileuses montrent que le fer amorphe représente toujours une fraction insignifiante du fer total puisqu'il reste toujours inférieur à 0,7 %. Vient ensuite le fer silicaté. La valeur de ce dernier est corrélée au rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 ($Fe_{sil.} = -3,8 + 2,9 \times SiO_2/Al_2O_3$, $r^2 = 0,98$). Elle est égale à 1,8 % à l'amont des versants et correspond alors au fer en substitution

dans le réseau de la kaolinite. Elle peut atteindre 4 % à l'aval de ces versants (adjonction de smectite à la kaolinite). Les variations relativement faibles de ces deux formes du fer impliquent que les variations de teneur en fer total de la terre fine sont principalement imputables à celles du fer oxyde (hématite + goéthite).

— *Teneur pondérale en oxydes cristallisés (hématite + goéthite)*

De bas en haut dans le profil et de l'amont vers l'aval des versants, la baisse de la teneur en fer total est corrélée à une diminution de la teneur en fer oxyde ($Hm + Gt = -0,6 + 0,72 Fet, r^2 = 0,99$). Par ailleurs, cette dernière est également corrélée à une diminution de la teneur en aluminium amorphe ($Hm + Gt = -0,4 + 27,9 Al - 18,9 Al^2, r^2 = 0,85$).

— *Teneur pondérale en hématite*

La teneur pondérale en hématite d'un échantillon de sol peut être déterminée soit de façon directe par l'analyse, soit d'une façon indirecte par une simple mesure de coloration.

Méthode directe

Connaissant la teneur en fer oxyde par voie chimique et la proportion relative d'hématite et de goéthite par diffraction X, nous pouvons calculer la teneur pondérale de chacun de ces constituants. De l'amont vers l'aval des versants, les résultats présentés dans la figure 4 montrent que la diminution de la teneur en hématite est relayée par un accroissement puis une diminution des teneurs en goéthite.

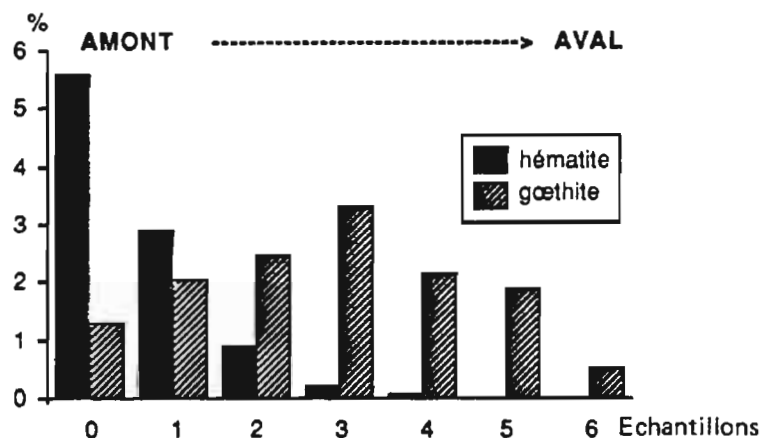


Fig. 4 — Variations latérales de la teneur en hématite et en goéthite.
Lateral variation in the contents in hematite and goethite.

Méthode indirecte

De nombreux travaux (SCHWERTMANN et LENTZE, 1966 ; DAVEY *et al.*, 1975 ; SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977 ; BIGHAM *et al.*, 1978 ; CHILDS *et al.*, 1979 ; TORRENT *et al.*, 1983 ; BARRON et TORRENT, 1986) ont traité du pouvoir colorant des oxydes de fer. Si l'hématite donne une coloration rouge aux matrices, la goéthite leur confère une coloration jaune brunâtre. De ce fait, la couleur de chaque horizon minéral dépendra de la proportion de ces deux constituants dans un mélange quartzo-kaolinitique à pouvoir de pigmentation très faible (standard blanc grisâtre). D'après BARRON et TORRENT (1986), la couleur de chacun de ces constituants ou groupe de constituants pris séparément est la suivante : 3,4 YR 4,6/6,6 pour l'hématite, 9,2 YR 5,5/4,5 pour la goéthite et 6,7 YR 7,5/2,5 pour le résidu déferriqué. Toutefois, le pouvoir colorant des oxydes de fer dépend lui-même de la taille, du taux de substitution en aluminium et de l'état de dispersion de ces cristallites dans le plasma kaolinitique (SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977 ; BARRON et TORRENT, 1984).

D'autre part, le pouvoir de pigmentation élevé de l'hématite permet de détecter la présence de cet oxyde à très faible concentration. Cette particularité a amené TORRENT *et al.* (1983), BARRON et TORRENT (1986) à établir un

indice de rouge ($IR = [(10-H) \times C] / V$; H, V, C : notation du code Munsell) puis à relier cet indice à la teneur en hématite dans les échantillons de sol. La relation est linéaire tant que la concentration en hématite reste inférieure à 5 % (TORRENT *et al.*, 1983).

Pour notre zone d'étude (fig. 5), les coefficients de la droite de régression ($Hm \% = -0,5 + 0,58 \times IR$, $r^2 = 1$) sont proches de ceux obtenus par TORRENT *et al.* (1983) sur des sols brésiliens ($Hm \% = -3,1 + 0,48 \times IR$, $r^2 = 0,8$). Connaissant cette relation, nous pouvons ainsi estimer la teneur en hématite d'un échantillon du bassin par une simple mesure de coloration au code Munsell. De même, à chaque planche du code (rouge : 2,5 YR ; rouge pâle : 5 YR ; ocre : 7,5 YR) ou grand type de matrices, peut être reliée une gamme de teneurs en hématite (fig. 5).

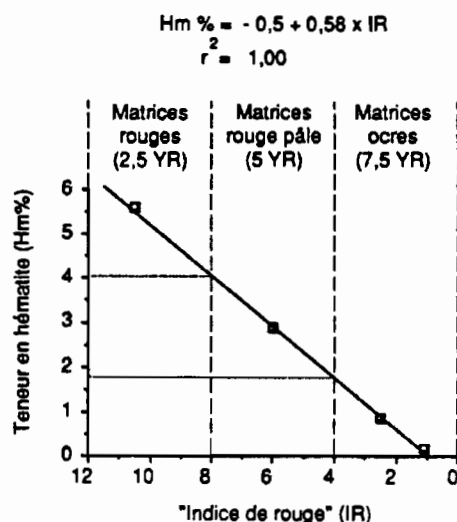


Fig. 5 — Relation entre « indice de rouge » et teneur en hématite du sol.
Relationship between the redness index and the hematite content.

— Substitution en aluminium

La faible concentration en hématite des échantillons ne permet pas d'estimer le taux de substitution en aluminium de cet oxyde. Pour la goéthite, la détermination du taux de substitution en alumine par diffractométrie de RX et par voie chimique (pour des échantillons dépourvus d'hématite) situe cet hydroxyde dans un pôle moyennement substitué (teneur en Al comprise entre 15 et 25 %). La variabilité du taux de substitution entre échantillons n'est corrélée à aucun autre paramètre calculé ou mesuré (teneur en Fe_2O_3 total, teneur en argile granulométrique, TRB, etc.).

— Taille et solubilité

La fraction argileuse d'un échantillon rouge pâle contenant des proportions équivalentes d'hématite et de goéthite a été subdivisée en deux classes granulométriques (0-0,2 μm , 0,2-2 μm). Par rapport à la fraction argileuse, la plus petite classe (0-0,2 μm) apparaît plus rouge. De même, la résolution des pics de diffraction de l'hématite y est accrue, celle de la goéthite ne l'est pas. L'hématite se concentre donc dans la fraction granulométrique la plus fine.

D'autre part, sur l'ensemble de la fraction argileuse, une déferrisation ménagée (CBD à froid, durée de contact solide/réactif croissante, spectre de diffraction sur les différents culots) montre qu'il y a d'abord dissolution de l'hématite, puis de la goéthite (JEANROY et PILLON, 1989). Au cours de cette cinétique de dissolution, les différents culots font progressivement apparaître une coloration jaune brunâtre.

Ainsi, la dissolution sélective de l'hématite, produite en conditions expérimentales, peut être attribuée à la localisation de l'hématite dans la fraction argileuse la plus fine.

d) Kaolinites

— Teneur pondérale

Sur les sept échantillons de référence, la teneur en kaolinite a été calculée par voie chimique en se basant sur la teneur en aluminium combiné (Al_2O_3 total — Al_2O_3 libre) puis estimée en soustrayant la teneur en fer et en aluminium libre (donnée par l'analyse ou estimée indirectement par la teneur en fer total) à la teneur en argile granulométrique. Ces deux modes d'évaluation donnent des valeurs très voisines (fig. 6). Dans le cadre du traitement d'un plus grand nombre d'échantillons n'ayant pas fait l'objet d'une analyse chimique détaillée, le deuxième mode d'évaluation sera utilisé par la suite.

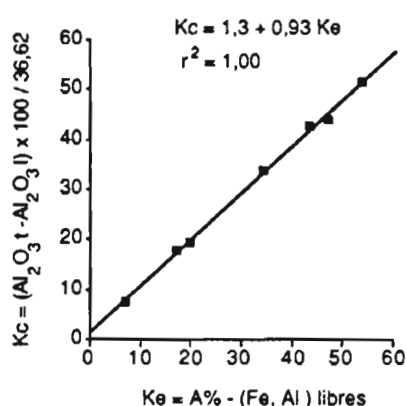


Fig. 6 — Relation entre teneur en kaolinite calculée (Kc) et estimée (Ke).
Relationship between the calculated (Kc) and the estimated (Ke) kaolinite contents.

Sur des représentations en coupe et dans la partie supérieure de la couverture pédologique, les courbes d'isoteneur en argile kaolinitique apparaissent emboîtées les unes dans les autres. Cet emboîtement se fait à partir de la surface topographique, le pôle le plus sableux et le plus interne à ces courbes étant toujours situé à l'aval des versants (fig. 7). Ces gradients révèlent ainsi un appauvrissement en argile kaolinitique d'autant plus important qu'on se rapproche de la surface et qu'on se déplace vers l'aval.

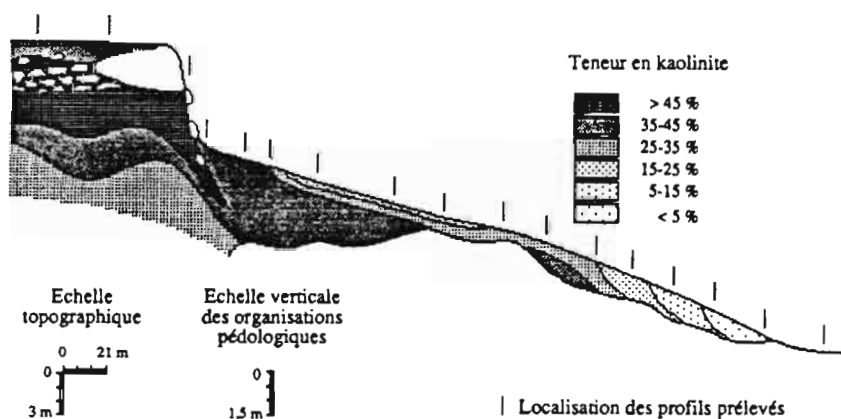
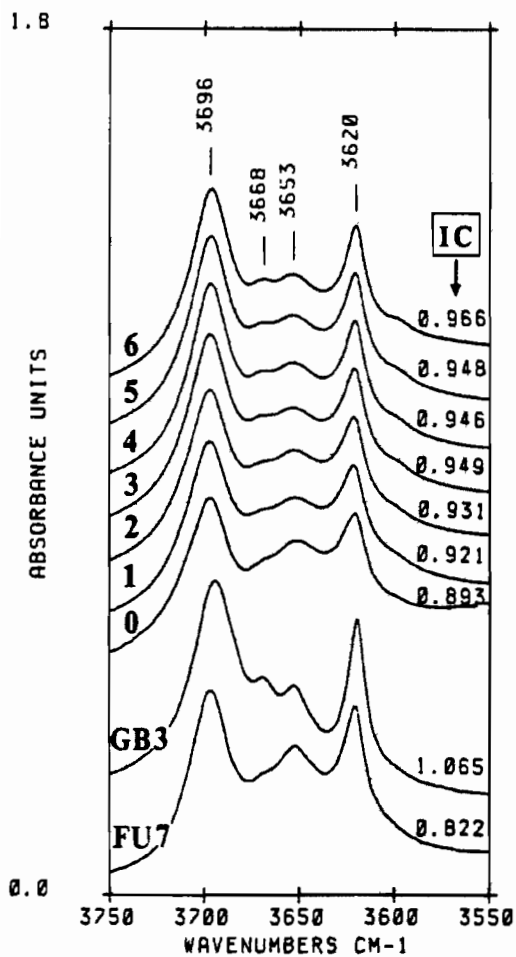


Fig. 7 — Variation spatiale de la teneur en kaolinite dans la partie meuble supérieure de la couverture pédologique.
Spatial distribution of kaolinite contents in the loose upper parts of the soil cover.

— *Cristallinité*

Sur les fractions argileuses déferrifiées, les spectres IR à hautes fréquences font apparaître les quatre bandes d'absorption centrées sur 3696, 3668, 3653 cm^{-1} (OH externes) et 3620 cm^{-1} (OH interne) spécifiques à la kaolinite. La cristallinité de ces kaolinites a été quantifiée par le rapport d'intensité des deux bandes centrales (LIETARD, 1977) : $IC = I/I_0(3668 \text{ cm}^{-1}) / I/I_0(3653 \text{ cm}^{-1})$. Cet indice croît lorsque l'ordre cristallin augmente.

Le classement des sept échantillons de référence (0 à 6) dont les spectres sont présentés dans la figure 8 fait ressortir l'apparition d'un épaulement puis d'un pic à 3668 cm^{-1} . Le développement progressif de ce pic est attribué (VAN DER MAREL et KRHONER, 1969) à une augmentation de la cristallinité des kaolinites.



— Figure 8 —

Spectres infra-rouges à hautes fréquences des sept échantillons de référence (0 à 6) et de deux échantillons de kaolinite (FU7, GB3) de cristallinité extrême (LIETARD, 1977).

IR spectra of seven selected kaolinite samples (0-6) as compared to those of two reference kaolinites (FU7, GB3) exhibiting contrasted crystallinities (LIETARD, 1977).

Ce gradient latéral de cristallinité (de l'amont vers l'aval des versants) est inverse à celui obtenu verticalement (de bas en haut) par MULLER (1987) dans trois profils ferrallitiques du Nord-Cameroun. Celui-ci a montré que la cristallinité des kaolinites, élevée dans l'ensemble d'altération, diminue fortement dans les ensembles à texture de sol qui le surmontent. Il relie cette baisse de cristallinité à une diminution de la taille des cristallites. Ce gradient vertical a été retrouvé à l'amont des versants, sur l'un de nos profils ferrallitiques les plus rouges.

Par ailleurs, le calcul de l'indice de cristallinité sur 15 échantillons, prélevés à 40 cm de profondeur, montre :

- que la gamme de cristallinité des kaolinites étudiées est peu étalée et que les cristallites se situent essentiellement dans un pôle moyennement désordonné (fig. 9 A) ;
- une corrélation satisfaisante ($r^2 = 0,93$) entre cristallinité et teneur en argile granulométrique (fig. 9 B).

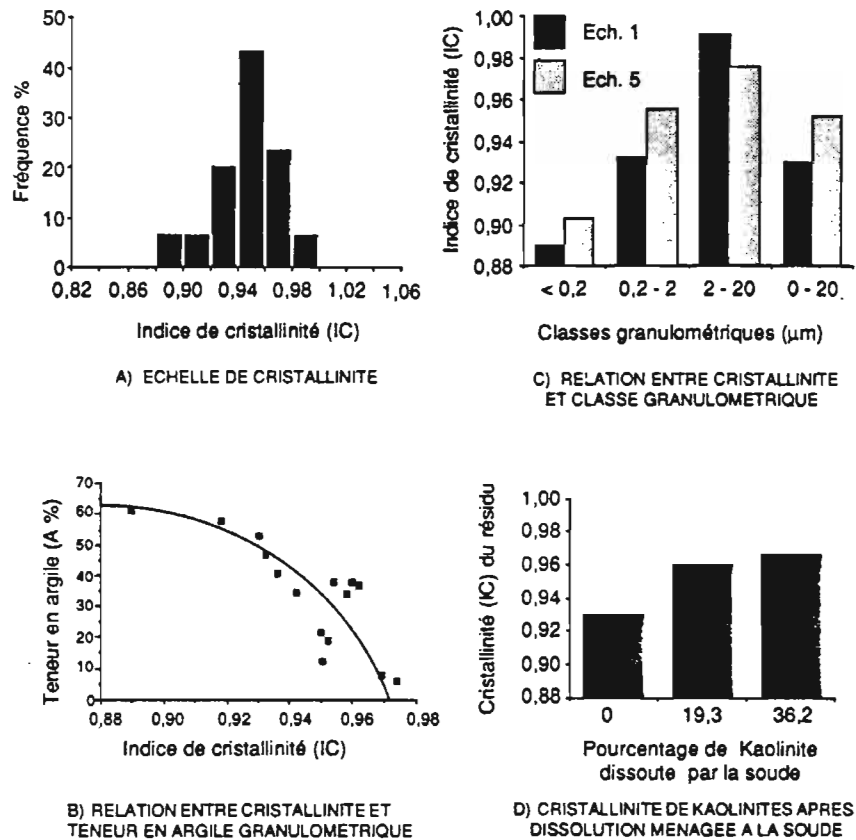


Fig. 9 — Indices de cristallinité.
Crystallinity index.

De l'amont vers l'aval des versants, l'augmentation de la cristallinité des kaolinites peut de ce fait être attribuée, soit à un moindre développement des profils d'altération vers l'aval, soit à l'appauvrissement en argile de la partie supérieure de la couverture pédologique. La première hypothèse s'inspire des travaux de MULLER (1987). Si l'on se base sur un gradient vertical de cristallinité et que l'on admet un moindre développement des profils d'altération vers l'aval, la cristallinité des kaolinites augmentera de l'amont vers l'aval des versants pour une même profondeur d'investigation. Dans le cadre de la deuxième hypothèse, nous relierons à l'appauvrissement, l'exportation sélective des kaolinites les plus désordonnées.

— Taille et solubilité

Deux échantillons (1 et 5) ont été soumis à deux types de prétraitements :

- fractionnement granulométrique (0-0,2 μm, 0,2-2 μm, 2-20 μm),
- traitement ménagé à la soude (0,2 N) de la fraction argileuse (0-2 μm) avec deux temps d'ébullition (1/2 h, 1 h) à 105 °C. Dans la solution extraite, Si et Al ont été dosés pour estimer le pourcentage de kaolinite dissous.

Le premier prétraitement montre que la cristallinité des kaolinites est généralement d'autant plus faible que les particules sont plus petites (fig. 9 C). Nous constatons également que la cristallinité des classes granulométriques 0-0,2 μm et 0,2-2 μm augmente lorsque la cristallinité globale de l'échantillon croît. Chaque échantillon peut ainsi être considéré comme une population de kaolinite de cristallinité différente centrée sur un mode. Le deuxième prétraitement montre qu'une dissolution ménagée de la kaolinite s'accompagne d'une augmentation de la cristallinité des particules argileuses non dissoutes par le réactif chimique (fig. 9 D). Ainsi, ce réactif dissout de préférence les cristallites les plus désordonnés. Il est dès lors possible de relier l'augmentation de la cristallinité des kaolinites (de l'amont vers l'aval des versants) à l'exportation sélective des particules kaolinitiques les plus fines et les moins bien cristallisées et/ou à un moindre développement des profils d'altération vers l'aval.

e) Variations spatiales de la teneur en oxydes cristallisés et en kaolinite

Sur des représentations en coupe (fig. 10), la comparaison des courbes d'isoteneur en oxydes de fer et en kaolinite montre qu'il existe deux cas de figure. Dans le premier cas, la baisse de la teneur en oxydes de fer se fait latéralement sans variation de teneur en kaolinite (les courbes d'isoteneur en kaolinite, parallèles à la surface topographique, sont recoupées latéralement par les courbes d'isoteneur en oxydes de fer). Dans le deuxième cas, la diminution du taux d'oxydes est relayée par une baisse de teneur en kaolinite (les deux types de courbe sont sensiblement concordants). Ainsi à l'échelle des versants, la diminution du fer oxyde précède toujours celle de la kaolinite. Dans certains cas de figure, ces deux types de variations apparaissent nettement décalés.

2. Variations structurales et texturales

a) Agrégation et cohésion

Les structures définies par les agrégats ont été décrites sur le terrain à différentes périodes de l'année. De bas en haut et de l'amont vers l'aval des versants, ces structures évoluent toujours du fragmentaire vers le massif puis vers le particulaire, tous les termes de transition étant possibles (fig. 2). La structure fragmentaire, de type polyédrique subanguleux, délimite une porosité fissurale. Ces fissures sont interconnectées et nombreuses dans le cadre d'une structure polyédrique fine. Des structures fragmentaires vers la structure massive, la taille des agrégats augmente et le nombre de fissures diminue. En pleine saison sèche, la partie supérieure des sols à structure massive peut présenter, localement, de grandes fissures verticales (ouverture généralement faible < 3 mm, profondeur maximale : 60 cm, écartement entre fissures > 1 m).

Ces variations structurales s'accompagnent systématiquement d'un accroissement de la cohésion des matrices des structures fragmentaires vers les structures massives, puis à l'inverse d'une perte progressive de cette cohésion des structures massives aux structures particulières. Précisons que l'appréciation de l'agrégation et de la cohésion de chaque matrice varie suivant son état d'humectation. La variation saisonnière de ces deux paramètres, faible dans le cas d'une structure fragmentaire, devient à l'inverse plus marquée lorsqu'on passe progressivement aux structures massives puis particulières.

Afin de confirmer les observations de terrain, un test de macro-agrégation à sec a été effectué sur les sept échantillons de référence. Les résultats (fig. 11) montrent :

- une distribution unimodale peu étalée pour les structures polyédriques (éch. 0, 1) ;
- un étalement progressif et un déplacement du pic vers les classes grossières lorsqu'on se rapproche d'une structure massive (éch. 2, 3) ;
- un maximum de refus (fraction supérieure à 10 mm) pour une structure massive nette (gros blocs : éch. 4, 5) ;
- lorsqu'on passe à une structure particulaire, une distribution bimodale due au développement des fractions quartzeuses non agrégées dans les classes inférieures à 2 mm (éch. 6).

b) Relation entre agrégation et teneur en hématite

Dans le bassin versant, le passage des structures fragmentaires aux structures massives est systématiquement relié à une baisse de pigmentation rouge des matrices (passage des horizons rouges : 2,5 YR, 5 YR aux horizons

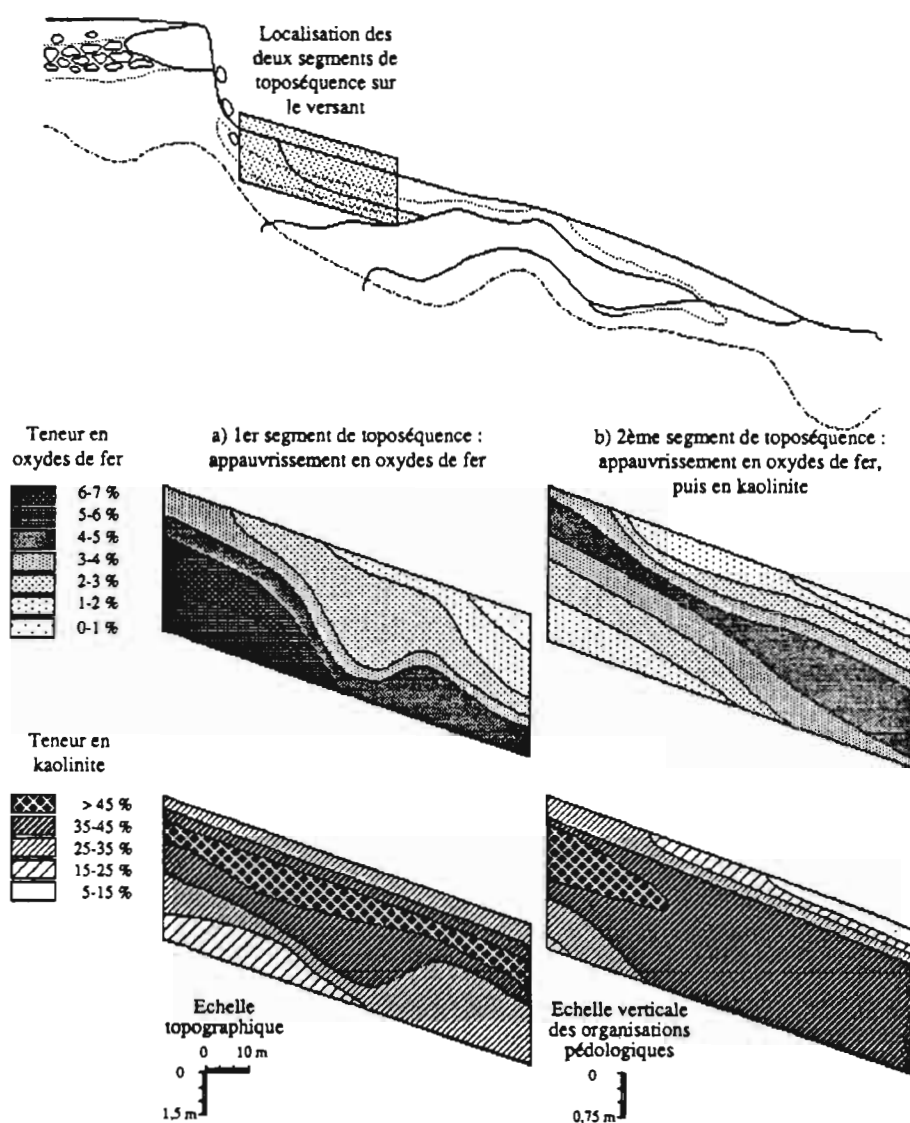


Fig. 10 — Variations spatiales de la teneur en oxydes de fer cristallisés et en kaolinite.
Spatial variation of the contents in crystalline iron oxides and kaolinite.

ocre : 7,5 YR) et donc à une diminution de la teneur en hémate. Ces variations peuvent se faire sans modification de la composition granulométrique de ces horizons. Elles ont presque toujours lieu dans un pôle argileux (teneur en argile > 35 %). D'autre part, la structure fragmentaire de type polyédrique est d'autant plus nette et plus fine que la teneur en hémate est plus élevée (coloration rouge plus soutenue). Dans les matrices meubles les plus rouges (2,5 YR) du bassin, un deuxième type de structure fragmentaire peut apparaître emboîté dans les polyèdres. Celui-ci correspond à des micropeds argilo-ferrugineux ou pseudo-sables d'environ 100 μm de diamètre. Leur position et l'absence de relation avec une porosité de type biologique (pore tubulaire, cavité, etc.) supposent une individualisation sur place de ces derniers.

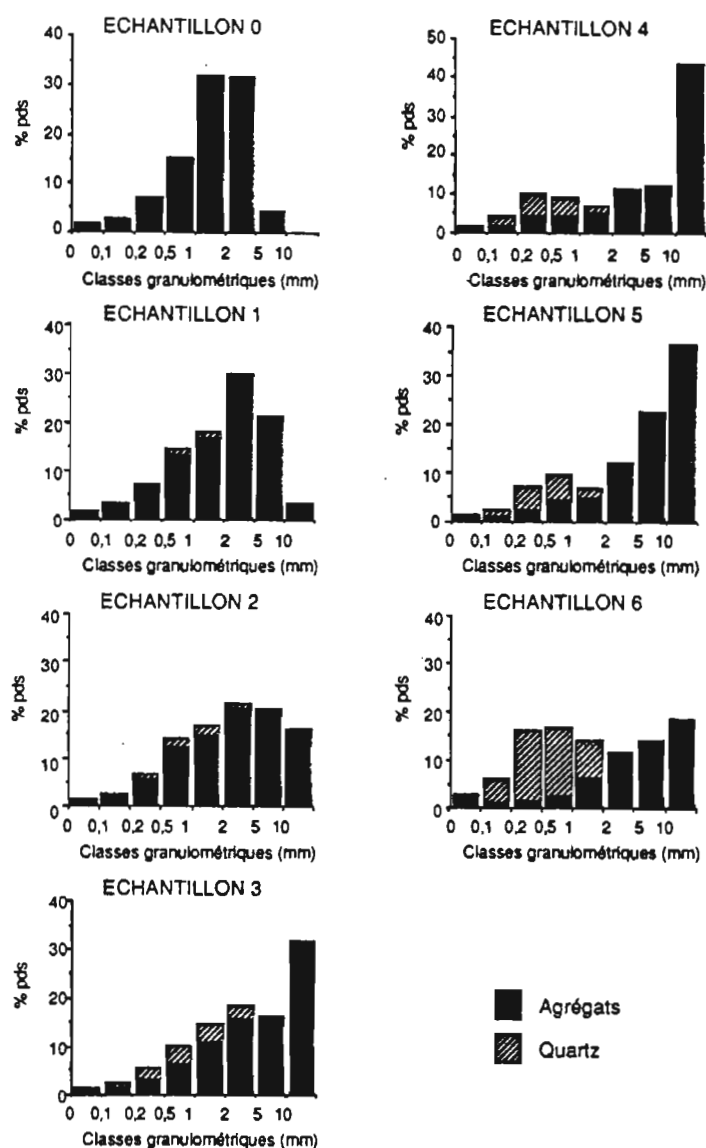


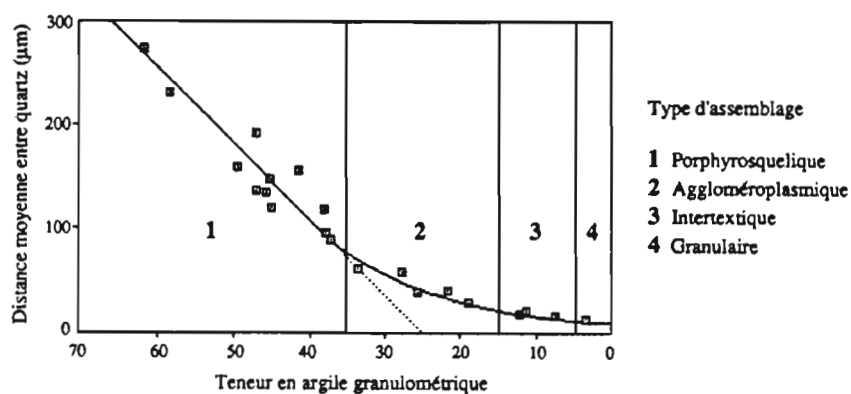
Fig. 11 — Test de macro-agrégation.
Histograms showing the results of the agregation test.

c) Teneur en plasma argilo-ferrugineux et mode d'assemblage

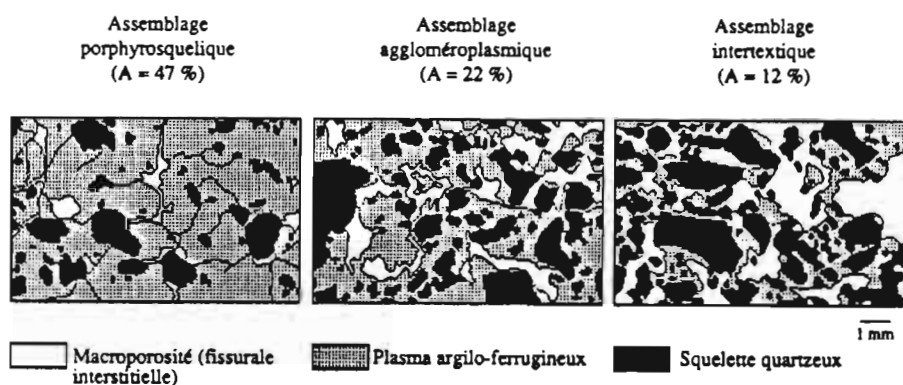
Sur des échantillons de sol en place, la baisse de la teneur en plasma argilo-ferrugineux (kaolinite, hématite, goéthite) se couple :

- au rapprochement progressif des quartz et donc à une accumulation relative de ce constituant ;
- à l'apparition puis au développement d'une macroporosité d'assemblage de type interstitiel (espace interparticulaire de type macroporeux défini à la fois par les éléments du plasma argilo-ferrugineux et par ceux du squelette quartzeux).

Ces interprétations sont confortées lorsqu'on établit la relation entre la teneur en argile granulométrique et la distance moyenne entre les quartz de taille supérieure à $50\ \mu\text{m}$ sur lame mince (fig. 12). Cette relation est quasi linéaire tant que la teneur en argile reste supérieure à 35 %. Elle devient exponentielle en deçà de cette teneur. Si nous prolongeons la partie linéaire de cette courbe sur l'axe des abscisses, nous obtenons la teneur théorique en argile maximale permettant la mise en contact des quartz. Celle-ci est égale à 25 %. En réalité, les grains de quartz ne deviennent pratiquement jointifs que lorsque cette teneur devient inférieure à 15 %. Ce décalage doit être attribué au développement de la macroporosité interstitielle.



a) Relation entre la teneur en argile et la distance inter-quartz



b) Relation entre la teneur en argile et le mode d'assemblage

Fig. 12 — Relation entre la teneur en argile granulométrique, la distance inter-quartz et le mode d'assemblage entre constituants fins et grossiers du sol.

Relationship between clay contents, mean inter-quartz distances and the organization between the fine and coarse soil constituents.

Lors de la baisse de la teneur en plasma argilo-ferrugineux, l'absence puis le développement de la macroporosité interstitielle peuvent être schématisés par trois étapes, chacune de ces étapes (fig. 12) étant caractérisée par un mode d'assemblage entre plasma et squelette quartzeux (BREWER, 1964) :

— assemblage porphyrosquelique pour des teneurs en argile supérieures à 35 %. Le plasma occupe la totalité des espaces ménagés par les quartz. La macroporosité observée peut être tubulaire, fissurale et, localement,

- intermicropédique (cas des matrices les plus rouges : les micropeds, plus ou moins jointifs, tendent à définir un assemblage granulaire) ;
- assemblage aggloméroplasmique pour des teneurs en argile comprises entre 15 et 35 %. Le plasma n'occupe plus la totalité des espaces ménagés par les quartz. Les espaces vacants délimitent une macroporosité interstitielle (réseau de vides à parois non concordantes) ;
 - assemblage intertextique devenant localement granulaire pour des teneurs en argile inférieures à 15 %. Dans les plages à assemblage intertextique, le plasma, peu abondant, établit des « ponts » entre les quartz. La porosité interstitielle est encore plus développée. Dans les plages granulaires (plus abondantes lorsque la teneur en argile devient inférieure à 5 %), le plasma est absent, les quartz sont jointifs et la porosité interstitielle devient maximale.

d) Porosité

La géométrie de l'espace poral peut être considérée comme le reflet de l'organisation structurale et texturale des matrices étudiées (CAMBIER et PROST, 1981 ; BRUANT, 1985). L'indice de vide ($e = V_{\text{vide}}/V_{\text{solide}}$) a été calculé sur six des sept échantillons de référence (1 à 6). L'évolution globale de cet indice est représentée dans la figure 13 avec, en abscisse, la teneur en argile granulométrique et en ordonnée les valeurs de cet indice, lorsque l'échantillon est à la saturation (e_s) et lorsqu'il est en fin de rétraction (limite de retrait : e_r). L'indice de retrait (Δe) est représenté en pointillé sur la figure 13.

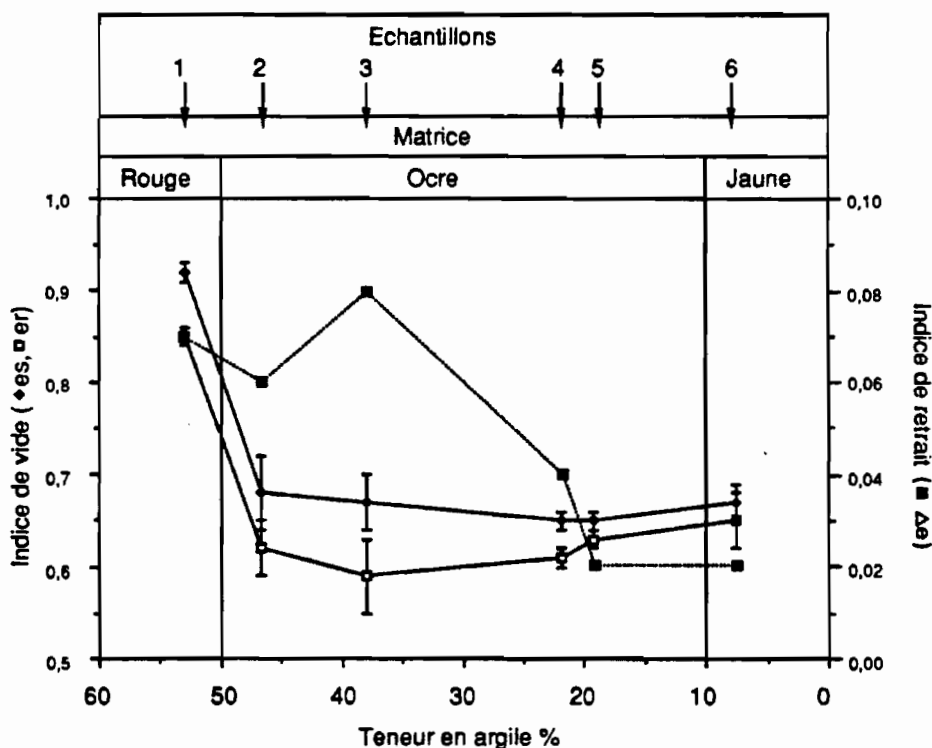


Fig. 13 — Variation latérale de l'indice de vide.
Lateral variation of the void index.

D'après les résultats obtenus, les variations les plus importantes ont lieu lors du passage des horizons rouges (2,5 YR et 5 YR) aux horizons ocre (7,5 YR). Ces variations traduisent une nette diminution de l'indice de vide correspondant à une baisse de porosité d'environ 8 %. Elles peuvent être reliées à la disparition de la macroporosité inter-agrégat (intermicropédique et fissurale) qui situe le passage des structures fragmentaires aux structures massives. Des résultats similaires ont été obtenus par voie géostatistique (IRIS, 1986) sur une superficie d'un hectare qui situe le passage entre ces deux types d'horizons et pour une même profondeur d'investigation (40 cm).

Dans les matrices ocre et jaunes, les variations de l'indice de vide sont plus ténues. Dans le sens d'une baisse de teneur en argile granulométrique, nous enregistrons toutefois une diminution puis une réaugmentation très progressive de cet indice. Ces variations peuvent être reliées à la fois à une diminution globale de la microporosité plasmique et à un accroissement de la macroporosité interstitielle consécutives à la « vidange » en argile de ces matrices.

La quantification des différents types de porosité (porosité interpédique, porosité d'assemblage de type plasmique et interstitiel) et leur relation avec les paramètres texturaux et structuraux des matrices feront l'objet d'une publication ultérieure.

III — DISCUSSION GÉNÉRALE

La discussion générale sera scindée en quatre parties. Dans la première, nous présenterons les variations minéralogiques dépendantes d'évolutions géochimiques profondes et qui interfèrent, à proximité de la surface du sol, avec le système. Nous tenterons d'expliquer le déterminisme de leur variation spatiale et nous préciserons la répercussion qu'ont ces variations sur la fertilité chimique des sols. Dans la deuxième partie, nous établirons les principales étapes des transformations minéralogiques apparentées au système « sol jaune » et préciserons la répercussion qu'ont ces transformations sur les propriétés texturales et structurales du sol. La troisième partie sera consacrée à la dynamique évolutive du système (dans l'espace et dans le temps) à l'échelle du bassin versant, voire même à une échelle plus régionale. Dans la dernière partie, la confrontation des données minéralogiques et structurales nous amènera à admettre la possibilité d'une lithodépendance qui aurait guidé le système au début de son individualisation.

1. Les héritages

Les résultats de l'investigation géochimique et minéralogique ont révélé la présence systématique de constituants primaires quartzeux dans les fractions grossières (squelette quartzeux) et de constituants secondaires composés de kaolinite et d'oxydes de fer (hématite, goéthite) dans les fractions fines (plasma argilo-ferrugineux). Ils font parfois apparaître :

- des minéraux primaires résiduels autres que les quartz (plagioclases, microclines dans les fractions grossières, micas dans toutes les fractions) ;
- des minéraux secondaires de nature smectitique dans les fractions fines.

Lorsque ces minéraux sont détectés, ils existent toujours en très faible quantité dans la partie supérieure des profils (< 5 %) et à l'inverse en plus grande abondance dans les altérites (20-40 %). Presque systématiquement absents à l'amont des toposéquences, que ce soit dans la partie supérieure des sols ou de celle des altérites sous-jacentes, ces minéraux deviennent progressivement plus abondants lorsqu'on se rapproche du marigot. Ces variations latérales font donc apparaître des « états d'altération » différents entre les parties amont et aval des toposéquences, eux-mêmes corrélés à des états de cristallinité et de taille différents des cristallites de kaolinite.

Ainsi, sur des critères minéralogiques et non plus structuraux, nous pouvons différencier :

- un domaine ferrallitique amont fortement altéré (milieu ouvert et drainant) ;
- un domaine ferrugineux et hydromorphe aval plus faiblement altéré (milieu confiné).

Dans la partie supérieure des profils et vers l'aval, la plus grande abondance de minéraux primaires non quartzeux peut être reliée, soit au rapprochement du manteau d'altération de la surface du sol (zone de bombement du socle), soit, lorsque ce n'est pas le cas, à un ralentissement des processus d'altération (dans les altérites et aussi dans les sols) attribué à un pédoclimat moins soustractif pour la silice et les bases et plus réducteur (nappe phréatique). Les smectites, quant à elles, apparaissent uniquement lorsque le système hydromorphe rejoint ou recoupe vers l'aval le système étudié (fig. 1 et 2). Ce système hydromorphe est lui-même le siège d'une néoformation plus importante de smectite. A l'aval des versants, ces néoformations d'argile gonflante peuvent être attribuées à un pédoclimat plus humide et moins drainant.

A proximité de la surface topographique et de l'amont vers l'aval des toposéquences, ces variations minéralogiques, même si elles restent ténues, présentent des répercussions importantes sur la fertilité chimique des sols. En effet, elles sont à l'origine d'une augmentation des réserves en bases, du pH et du taux de saturation du complexe d'échange.

2. Les évolutions géochimiques et structurales liées au développement du système « sol jaune »

Globalement, les évolutions géochimiques appauvrissent la partie supérieure de la couverture pédologique par départ du plasma argilo-ferrugineux. Cet appauvrissement, qui affecte, en moyenne, le mètre supérieur de la couverture pédologique, est toujours très marqué à l'aval des versants. Il concourt à une accumulation relative du squelette quartzeux et apparaît caractéristique d'un système exclusivement soustractif.

Dans le détail, les exportations de matière sont sélectives au sein et entre chaque grande famille de constituants (oxydes de fer et kaolinite). Dans le pôle des oxydes de fer (hématite, goethite), la dissolution sélective des particules hématitiques, concentrées dans les fractions granulométriques les plus fines, entraîne la déferrisation progressive des constituants argileux. Par ailleurs, le développement de matrices goethitiques au détriment de matrices hématitiques nous amène à admettre la possibilité d'une néoformation de goethite, postérieure à la dissolution de l'hématite. Dans le pôle kaolinique, les constituants les moins bien cristallisés et les plus petits seraient exportés en premier.

Les exportations de matière semblent donc être contrôlées bien plus par la taille et la cristallinité des constituants que par leur nature minéralogique. En évacuant les constituants les plus petits et les moins bien cristallisés, elles conduisent à homogénéiser les tailles des particules, phénomène qui est probablement relié aux modifications structurales observées. Enfin, cette évacuation sélective d'hématite, de goethite puis de kaolinite est plus en faveur d'une dissolution de ces minéraux qu'un départ sous forme particulaire.

Par ailleurs, l'étude montre que l'exportation des oxydes de fer précède toujours celle de la kaolinite. Dans quelques cas, ces deux types d'exportation apparaissent nettement décalés à l'échelle des versants. Bien que ces cas de figure soient peu fréquents dans le bassin versant, ils permettent d'avoir un spectre plus étalé dans la différenciation latérale et de préciser les répercussions qu'ont chacune de ces exportations (fer puis kaolinite) sur les organisations matricielles. Deux grandes étapes évolutives peuvent alors être distinguées.

Dans la première étape, la déferrisation des particules argileuses et la plus grande abondance d'hydroxydes de fer (dissolution de l'hématite, néoformation de goethite) est révélée aux échelles macroscopiques par une baisse de la pigmentation rouge (hématite) et par un renforcement progressif de la pigmentation jaune des matrices (goethite). Ces variations de couleur et de minéralogie entraînent systématiquement une modification des structures qui passent des micropeds aux polyèdres, puis au massif, tous les termes de transition étant possibles. Elles vont dans le sens d'un accroissement de la taille des agrégats puis d'une prise en masse de l'ensemble de l'horizon. De même, elles aboutissent à la disparition de la macroporosité inter-agrégat (intermicropédique, fissurale). Elles témoignent bien du rôle agrégeant de l'hématite : les structures agrégatives étant d'autant plus fines et mieux développées que la teneur en hématite est plus élevée. L'hématite pourrait agir d'une façon indirecte sur l'agrégation, dans la mesure où sa présence est reliée à une plus grande abondance d'aluminium sous forme amorphe, mais aussi sous forme échangeable.

Dans la deuxième étape, l'élimination progressive de la kaolinite modifie d'abord le type d'assemblage entre plasma argilo-ferrugineux et squelette quartzeux puis la cohésion de l'édifice matriciel (passage d'une structure massive à une structure particulaire). Cet appauvrissement en argile kaolinique concourt non seulement au

rapprochement des quartz mais également à l'apparition et au développement d'une macroporosité interstitielle.

La caractérisation du système permet donc de relier les variations de couleur et de granulométrie des matrices inventoriées à un changement progressif dans leur composition minéralogique qui modifie leur organisation structurale puis texturale. *Les variations minéralogiques contrôlent non seulement le type d'agrégation, la cohésion et le mode d'assemblage de ces matrices, mais aussi leur spectre de porosité.*

3. Dynamique évolutive du système « sol jaune »

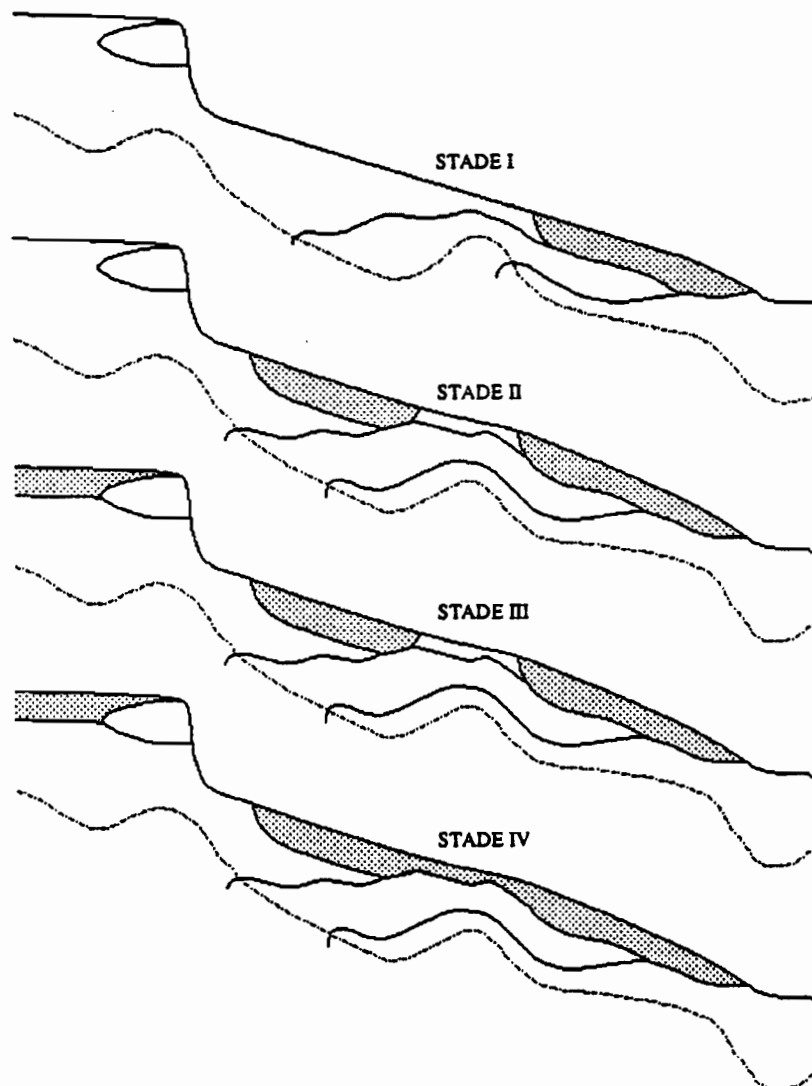


Fig. 14 — Dynamique évolutive du système « sol jaune ».
Dynamic evolution of the yellow soil system.

Le système apparaît systématiquement à l'aval des versants mais aussi à différents endroits dans les positions hautes du modelé. Il présente une forme en cuvette aplatie. Ces formes, ouvertes vers la surface topographique, nous révèlent la dynamique évolutive du système (FRITSCH *et al.*, 1986). En se développant à partir de la surface du sol, le système affecte en premier les horizons humifères puis les horizons minéraux. Son extension spatiale est verticale descendante et latérale centrifuge par rapport à l'axe du marigot à l'aval des versants et par rapport à la position centrale des cuvettes à l'amont des versants. Si son extension verticale descendante est généralement limitée à faible profondeur (1 m en moyenne), son extension latérale centrifuge semble à l'inverse illimitée.

A l'échelle du bassin versant, le système peut s'étendre sur des surfaces plus ou moins grandes dans des positions hautes du modelé. Les différents cas de figure observés sur des représentations toposéquentielles nous permettent de retracer les grandes étapes de l'extension du système dans la couverture pédologique (cf. fig. 14).

Au stade initial, l'extension du système est limitée à la partie aval des versants (stade I) ; aux stades intermédiaires, le système se reproduit à deux endroits : en haut de versant, à l'amont de la rupture de pente de mi-versant (stade II), puis en sommet d'interfluve, le plus souvent sur les plateaux (stade III). Au stade III, les reliques d'horizons rouges ferrallitiques se situent à la fois de part et d'autre de la rupture de pente de mi-versant (zone où affleure généralement un niveau cuirassé) et à la périphérie des plateaux cuirassés dans les positions les plus hautes du modelé. Le stade ultime de cette évolution correspond à la disparition de ces reliques, le système affecte toute la partie supérieure de la couverture pédologique.

Ainsi à l'échelle du bassin versant, le système présente globalement une dynamique latérale remontante dans le modelé. A l'échelle de la Côte-d'Ivoire, voire d'un continent (Afrique occidentale), les étapes pré-citées (stades I à IV) se retrouvent également suivant un gradient latitudinal allant des zones forestières du Sud aux régions de savane du Nord (CHAUVEL, 1977). A petite échelle, le système progresserait ainsi des zones les plus arides vers les zones les plus humides (du Nord vers le Sud).

4. Confrontation des données minéralogiques et structurales : la lithodépendance

A l'échelle du versant, l'analyse des relations structurales entre horizons et les résultats de l'investigation minéralogique aboutissent à des interprétations apparemment contradictoires. Ces dernières permettent d'envisager une influence lithologique sur le développement du système.

Nous avons vu que les horizons du système « sol jaune » sont tous emboîtés les uns dans les autres. Cet emboîtement structural permet d'établir une chronologie relative de formation : chaque horizon est issu de celui qui lui est directement emboîté. De ce fait, l'horizon le plus interne au système, le plus sableux, peut être considéré comme le plus transformé et le plus récent. A l'inverse, l'horizon le plus externe sera à la fois le moins transformé et le plus proche des organisations périphériques encaissantes de l'amont, c'est-à-dire le plus proche des horizons rouges ferrallitiques argileux. Ainsi, l'analyse structurale nous amène à considérer les horizons sableux du système comme un simple résidu des horizons rouges argileux par appauvrissement et départ du plasma. Or, la présence de minéraux résiduels autres que le quartz dans les premiers et son absence dans les seconds nous amènent à réviser cette interprétation. En se basant sur la morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique podzolisée d'Amazonie centrale, LUCAS *et al.* (1988) arrivent au même type de déduction.

Avant de donner une interprétation, il convient de rappeler que le développement des systèmes plus internes à la couverture pédologique (systèmes cuirassés et système hydromorphe) est guidé par les ondulations du socle (FRITSCH, 1986). Ces ondulations attestent d'une altération différentielle du substratum rocheux qui se répercute, comme nous l'avons vu, dans les horizons meubles proches de la surface topographique. Il est de ce fait probable que le système étudié ait exploité à son début des zones moins altérées, c'est-à-dire moins riches en plasma à oxydes de fer et à kaolinite. Par contre, en se développant, le système acquiert une certaine indépendance vis-à-vis de ces variations lithologiques latérales qu'il finit par recouper. En d'autres termes, ceci nous amène à admettre que l'horizon le plus sableux du système n'est pas forcément passé par l'état d'horizon rouge ferrallitique argileux.

CONCLUSION

L'étude fait apparaître l'existence de deux séquences d'altération et de pédogenèse. La première est surtout verticale. De bas en haut et de l'aval vers l'amont des versants, elle révèle un gradient croissant dans l'altération des minéraux primaires. La seconde est essentiellement latérale et liée à la dynamique évolutive du système étudié. De l'amont vers l'aval des versants et du bas vers le haut des profils, elle traduit une exportation de plus en plus poussée des constituants les plus fins et les moins bien cristallisés. Cette évolution soustractive modifie l'organisation structurale puis texturale des matrices. Elle peut se faire en deux étapes. Dans la première étape, les variations structurales (agrégation) sont contrôlées par la baisse de la teneur en hématite, les organisations matricielles présentant plus de 35 % de constituants fins (kaolinite, oxydes cristallisés). Dans la deuxième étape, les variations texturales (mode d'assemblage) et structurales (agrégation) sont contrôlées par la baisse de la teneur en kaolinite. Très généralement, à proximité du marigot, la première séquence d'altération et de pédogenèse est recoupée par la seconde. Cette discordance montre que le système s'est probablement développé, à son début, aux dépens de matériaux faiblement altérés et qu'il a acquis par la suite une certaine indépendance vis-à-vis des variations lithologiques profondes. Nous voyons également que le ralentissement du processus d'altération à l'aval des versants modifie les propriétés chimiques des sols et, à l'opposé, que le développement du système étudié modifie les propriétés physiques de ces sols.

REMERCIEMENTS — Les auteurs remercient MM. J. Rouiller et G. Burtin du CPB de Nancy, M. Y. Yvon du CRVM de Nancy pour leur collaboration et leur contribution aux travaux entrepris lors de cette étude. Travaux financés par l'ORSTOM (programme HYPERBAV) et par l'INSU (CNRS : contribution INSU-DBT, thème Fleuves et Erosion n° 87).

Manuscrit déposé le 5 juin 1989 ; accepté le 4 janvier 1990

BIBLIOGRAPHIE

- ALBRECHT A. et RANGON L. (1988) — Matière organique et propriétés physiques de quelques types de sols. In « Fertilité des sols dans les agricultures paysannes carabéennes. Effets des restitutions organiques », Projet CEE-ORSTOM n° TSDA-0178F, rapport final, 131 p.
- BARRON V. et TORRENT J. (1984) — Influence of aluminum substitution on color of synthetic hematites. *Clays and Clay Minerals*, 32, p. 157-158.
- BARRON V. et TORRENT J. (1986) — Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *J. Soil Sci.*, 37, p. 499-510.
- BERTRAND R., BOURGON G., ANGE A. et GREGOIRE C.M. (1984) — Les paysages morphopédologiques du complexe sucrier de Borotou-Koro (Côte-d'Ivoire). Caractéristiques et genèse. *L'Agronomie Tropicale*, 39, 2, p. 107-119.
- BIGHAM J.M., GOLDEN D.C., BUOL S.W., WEED S.B. et BOWEN L.H. (1978) — Iron oxide mineralogy of well-drained ultisols and oxisols. 2. Influence on color, surface area and phosphate retention. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 42, p. 825-830.
- BOULET R., FAUCK R., KALOGA B., LEPRUN J.C., VIEILLEFON J. et RIQUIER J. (1971) — Carte pédologique à 1/5000000 de l'Afrique de l'Ouest, avec notice. Atlas internat. ouest afric., Comm. Sci. Tech., Organisation de l'Unité africaine.
- BRAUDEAU E. (1988) — Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. II, p. 1933-1936.
- BREWER R. (1964) — Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley and Sons, N.Y., Sydney, 470 p.

- BRUAND A. (1985) — Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VII, 225 p.
- CAMBIER Ph. et PROST R. (1981) — Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1, p. 713-722.
- CHAUVEL A. (1977) — Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en Moyenne Casamance. Thèse Sci., Univ. Strasbourg et *Trav. et Doc. ORSTOM*, 62, 532 p.
- CHEVALLIER P. (1988) — Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide, Booro Borotou (Côte-d'Ivoire). Ph.D. Univ. Montpellier, 329 p.
- CHILDS C.W., GOODMAN B.A. et CHURCHMAN G.J. (1979) — Application of Mössbauer spectroscopy to the study of iron oxides in some red and yellow/brown soil samples for New Zealand. *In* International clay conference 1978, M.M. Mortland & V.C. Farmer (Eds), Elsevier, Amsterdam, p. 555-565.
- CURI N. (1983) — Lithosequence and toposequence of oxisols from Goias and Minas Gerais States, Brazil. Ph.D. thesis, Prudue Univ., W. Lafayette, *in* : *Diss. Abstr. Int.*, 44, p. 1674-B.
- CURI N. et FRANZMEIER D.P. (1984) — Toposequence of oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48, p. 341-346.
- DAVEY B.G., RUSSELL J.D. et WILSON M.J. (1975) — Iron oxide and clay minerals and their relation to colors of red and yellow podzolic soils near Sidney, Australia. *Geoderma*, 14, p. 125-138.
- FARMER V.C. et RUSSELL J.D. (1964) — The infrared spectra of layer silicates. *Spectrochim. Acta*, 20, p. 1149-1173.
- FRITSCH E. (1986) — Les transformations d'un paysage cuirassé au Nord-Ouest de la Côte-d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. Séminaire Régional sur les Latérites. Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, Douala, p. 59-76.
- FRITSCH E., BOCQUIER G., BOULET R., DOSSOM. et HUMBEL F.X. (1986) — Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, XXII, 4, p. 361-395.
- GUILLAUMET J.L. et ADJANOHOUN E. (1971) — La végétation de la Côte-d'Ivoire. *In* « Le milieu naturel de la Côte-d'Ivoire », *Mém. ORSTOM*, 50, 50 p.
- GUILLET B. et JEANROY E. (1985) — Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions aluminées dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Sciences du Sol*, 1, p. 37-40.
- HERBILLON A.J. (1989) — Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soils. 8th Internat. Soil. Classification Workshop, Rio de Janeiro, p. 39-48.
- IRIS J.M. (1986) — Analyse et interprétation de la variabilité spatiale de la densité apparente dans trois matériaux ferrallitiques. *Science du Sol*, 3, 24, p. 245-256.
- JEANROY E. (1974) — Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minerais, ciments, après fusion au métaborate de strontium. *Analisis*, 2, 10-11, p. 703-712.
- JEANROY E., GUILLET B., DELCROIX P. et JANOT C. (1983) — Les formes du fer dans les sols : confrontation des méthodes chimiques avec la spectrométrie Mössbauer. Extraits de *Science du Sol, Bull. AFES*, 3-4, p. 185-194.
- JEANROY E., GUILLET B. et ORTIZ R. (1984) — Applications pédogénétiques de l'étude des formes du fer par les réactifs : cas des sols brunifiés et podzolisés sur roches cristallines. *Science du Sol*, 3, p. 199-211.
- JEANROY E. et PILLON P. (1989) — A combined chemical and DXRD method for the determination of the hematite/goethite ratio in the fine fraction of soils. (à paraître).
- KAMPF N. et SCHWERTMANN U. (1982) — Quantitative determination of goethite and hematite in kaolinitic soils by X-ray diffraction. *Clay Miner.*, 17, p. 359-363.
- LIETARDO. (1977) — Contribution à l'étude des propriétés physico-chimiques, cristallographiques et morphologiques des kaolins. Thèse Sci., Univ. Nancy, 322 p.
- LUCAS Y., BOULET R. et ANDRIEUX P. (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. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, sér. II, p. 1395-1400.
- MAIGNIEN R. (1961) — Le passage des sols ferrugineux aux sols ferrallitiques dans les régions sud-ouest du

- Sénégal. *Sols Africains*, 6, 2 et 3, p. 113-228.
- MACEDO J. et BRYANT (1987) — Morphology, mineralogy and genesis of a hydrosequence of oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 51, p. 690-698.
- MULLER J.P. (1987) — Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires. Thèse Sci., Univ. Paris VII, 174 p.
- Munsell Color Chart (1975) — Munsell soil color charts : Munsell Color Company, Baltimore, Maryland.
- PLANCHON O., FRITSCH E. et VALENTIN C. (1987) — Rill development in a wet savannah environment. *Catena suppl.*, 8, p. 55-70.
- REMY J.C. et ORSINI L. (1976) — Utilisation du chlorure de cobalthexamine pour la détermination simultanée de la capacité d'échange et des bases échangeables des sols. *Science du Sol*, 4, p. 269-275.
- ROUILLER J., BURTON G. et SOUCHIER B. (1972) — La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique, méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. *Bull. ENSAIA, Nancy*, XIV, II, p. 193-205.
- SANTANA D.P. (1984) — Soil formation in a toposequence of oxisols from Patos de Minas region. Minas Gerais State, Brazil. Ph.D. thesis, Purdue Univ., W. Lafayette, in : *Diss. Abstr.*, 45, p. 1974-B.
- SCHULZE D.G. (1981) — Identification of soil iron oxide minerals by differential X-ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 45, p. 437-440.
- SCHULZE D.G. (1984) — The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clay and Clay Minerals*, 32, p. 36-44.
- SCHWERTMANN U. et LENTZE W. (1966) — Bodenfarbe und Eisenoxidform. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 115, p. 209-214.
- SCHWERTMANN U. et TAYLOR R.M. (1977) — Iron oxides. In « Minerals in soil environments », J.B. Dixon & S.B. Weed (Eds), Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, 948 p.
- SCHWERTMANN U. et LATHAM M. (1986) — Properties of iron oxides in some New-Caledonian oxisols. *Geoderma*, 39, p. 105-123.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H. et ALFEREZ F. (1983) — Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci.*, 136, 6, p.354-358.
- VAN DER MAREL H. et KHRONER P. (1969) — OH stretching vibrations in kaolinite and related minerals. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, p. 73-82.

Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: V. Development of saline sulfidic features in non-tidal seepage areas

R.W. Fitzpatrick^{a,b}, E. Fritsch^{1,c}, P.G. Self^a

^a CSIRO, Division of Soils, Private Bag No. 2, Glen Osmond, S.A. 5064, Australia

^b Cooperative Research Centre for Soil and Land Management, Private Bag No. 2, Glen Osmond, S.A. 5064, Australia

^c CSIRO, Division of Soils, Adelaide, S.A., Australia

Received 9 November 1994; accepted 26 June 1995

Abstract

Saline sulfidic soils are usually associated with tidal flushing zones. However, less developed saline sulfidic soils have recently been identified in non-tidal seepage and marsh areas strongly affected by waterlogging, dryland salinity and erosion in the Mediterranean climatic region (> 600 mm per annum winter rainfall maximum) of the Mt Lofty Ranges, South Australia. A conceptual sub-model is developed to explain the formation of these saline sulfidic soils by using data from detailed pedological, mineralogical, hydrological and physico-chemical investigations.

The following three saline sulfidic features were recognised both within the subsurface soil layers and on the soil surface: (i) black sulfidic materials, (ii) iron-rich gelatinous precipitates and (iii) salt-iron crusts. The abundance of these features and their distribution in relation to each other were used to establish a chronological order of formation. For each saline sulfidic feature, specific minerals (e.g. pyrite framboids, ferrihydrite and schwertmannite) were identified and their conditions of formation (e.g. Eh and pH) established. Their development is closely associated with two water-flow systems: a rising saline sulfatic groundwater aquifer and the seasonal discharge of fresh water via a perched water table. The conceptual sub-model shows how these two water-flow systems and three biomineralization processes lead to the formation of these saline sulfidic marsh soils. It illustrates how the following three main conditions control the formation of these non-tidal saline sulfidic marsh soils: (i) the development of aquic and saline conditions throughout the solum, (ii) the accumulation of organic matter from which Fe and S reducing/oxidising bacteria derive their energy, and (iii) a continuous supply of Fe and S in groundwater aquifers. In the Mt Lofty Ranges, such conditions are due to rising saline sulfatic groundwater tables following land clearing since European settlement and contemporary weathering of pyrite lenses in the underlying rock.

¹ Visiting scientist from ORSTOM, France

1. Introduction

Saline sulfidic soils, also referred to as potential acid sulfate soils, occur on several Australian coastal flood plains ranging from the tropical northern coast of the Northern Territory to the sub-humid coasts of southern New South Wales (Willett and Walker, 1982; Willett et al., 1989, 1992). However, in a Mediterranean climate in the Mt Lofty Ranges of South Australia, less developed saline sulfidic soils have recently been found in non-tidal seepage and marsh areas affected by dryland salinity (Fitzpatrick et al., 1992, 1993a, 1993b). Such areas have expanded substantially over the past decade and others are currently forming.

The formation of saline sulfidic soils is generally related to the crystallization of Fe and S containing minerals (Berner, 1970; Fanning and Fanning, 1989; Schwertmann and Fitzpatrick, 1992). The accumulation of these minerals in the soils depends very much on factors such as water flow, ionic concentrations, pH and Eh (Van Breemen, 1988; Brinkman and Pons, 1973; Naidu et al., 1992). These factors control oxidation states and the rate of supply of the cations and anions contributing to the growth of these minerals. Therefore development of these minerals and the appearance of particular saline sulfidic features in soils serve as indicators of the type of bio-geochemical environment in which they have formed. In the non-tidal saline sulfidic soils in the Mt Lofty Ranges, the general biomineralization processes associated with the formation of these minerals are fairly well understood and documented (Fitzpatrick et al., 1992, 1993a, b). However, the distribution in the landscape of their corresponding saline sulfidic features and the hydro-geochemical conditions of formation have not been described in detail. For this reason, this paper involves interdisciplinary research on several scales involving pedo-mineralogical and hydro-geochemical investigations at three representative sites in the Mt Lofty Ranges.

Sulfide-bearing minerals, such as pyrite (FeS_2), commonly occur in tidal marsh soils, and the process by which these sulfide minerals form in present day environments has been termed *sulfidization* by Fanning and Fanning (1989, p 70). Sulfidization is a biomineralization process in which iron and sulfate-bearing water leads to crystallization and accumulation of ferrous sulfides in the presence of organic matter. Bacteria, such as *Desulfovibrio desulfuricans*, living in the water-saturated, anaerobic, saline environment reduce the sulfate to sulfide by using sulfur as an electron sink during the oxidation of organic matter from which they derive their energy (Ivarson et al., 1982; Fischer, 1988; Ghiorse and Ehrlich, 1992). The sulfides combine with ferrous ions to produce secondary ferrous sulfides (e.g. pyrites). Upon the introduction of oxygen following drainage, some other disturbance or desiccation, the sulfide minerals have the potential to produce sulfuric acid. This "acid sulfate weathering" has been termed *sulfuricization* by Fanning and Fanning (1989, p 73). The sulfuric acid activates the dissolution of the ferrous sulfides and silicate minerals undergo partial dissolution (Brinkman, 1970; Brinkman and Pons, 1973; Naidu et al., 1992). Unless the sulfuric acid is neutralized, the pH of the sulfidic materials plummets within a few weeks. The dissolved ferrous sulfates so formed can be transported in soil solutions to oxidised zones where ferrous ions undergo oxidation and recrystallization. This process, termed *ferritization* by Nahon (1991, p 214), produces a wide range of iron oxyhydroxides (e.g. ferrihydrite) and ferric sulfates (Schwertmann, 1988; Schwertmann and Taylor, 1989; Schwertmann and Fitzpatrick, 1992). These minerals may also form as a result of bacterial

activity (e.g. *Gallionella* and *Leptothrix*) which catalyses the oxidation of Fe^{2+} to Fe^{3+} . In the Mt Lofty Ranges, the oxidation–reduction (redox) reaction pathways that control the preferential development of each of these three biomineralization processes (i.e., sulfidization, sulfuricization and ferritization) have not been fully described.

A general conceptual model was constructed by Fritsch and Fitzpatrick (1994) to illustrate all the interactions between water flow systems and soil processes identified in these landscapes. In this paper, a more detailed conceptual sub-model is presented to explain the development of saline sulfidic features in non-tidal seepage areas. It emphasises the soil–water processes leading to the formation of saline sulfidic soils in these non-tidal landscapes. Its objectives are to: (i) describe the morphology of saline sulfidic features and determine their mineralogy and hydro-geochemistry, (ii) display the spatial distribution of these features in landscapes in both cross section (soil toposequence) and horizontal planes (surface features) using the method described by Fritsch and Fitzpatrick (1994) and (iii) define their conditions of formation.

2. Study area

The study was conducted in the Mt Lofty ranges, 10 km northeast of Mt Torrens in South Australia (Fig. 1). The region has a Mediterranean climate with a winter rainfall maximum, an average annual rainfall of 680 mm and an average annual evaporation of 1170 mm. The landscape consists of valley floors surrounded by rolling hills. The majority of the native *Eucalyptus* vegetation was cleared by European farmers during the last century. This region is mainly used for dryland grazing of sheep and commercial exotic pine production. The soil landscape is typical of the eastern part of the Mt Lofty Ranges (Fig. 1) where red, yellow and grey duplex soils and lateritic remnants have formed from strongly weathered micaceous sandstones and schists of the Cambrian Kanmantoo Group Metasediments (Fritsch and Fitzpatrick, 1994). Saline seepage and marsh areas generally occur in lower slope positions and less frequently in midslope positions.

Three saline seepage and marsh areas that best illustrate the formation of saline sulfidic features were selected for detailed pedo-hydrological studies (sites 1, 2 and 3 in Fig. 1). Sites 1 and 2 are in the Herrmanns sub-catchment (Fig. 2) and site 3 in the Guthries sub-catchment. At site 1, the 0.1 ha seepage area dries out during summer. At site 2 the 0.5 ha seepage area contains a small marsh of 0.1 ha where water ponds all year (Figs. 2 and 3). Site 3 is similar to site 2 but is partly drained downslope by a deep erosion gully.

At each site, soil profiles were described and soil features sampled for mineralogical and chemical analyses. Nested piezometers were installed and soil water sampled for chemical analyses. More detailed investigations were undertaken at site 2. In particular, five profiles (D1 to D5; Figs. 2 and 3) were described and three piezometers installed along a 30 m toposequence at localities D1, D2 and D5.

3. Methods

Soils were described according to the Australian Soil and Land Survey Handbook (McDonald et al., 1990), and classified using Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1992)

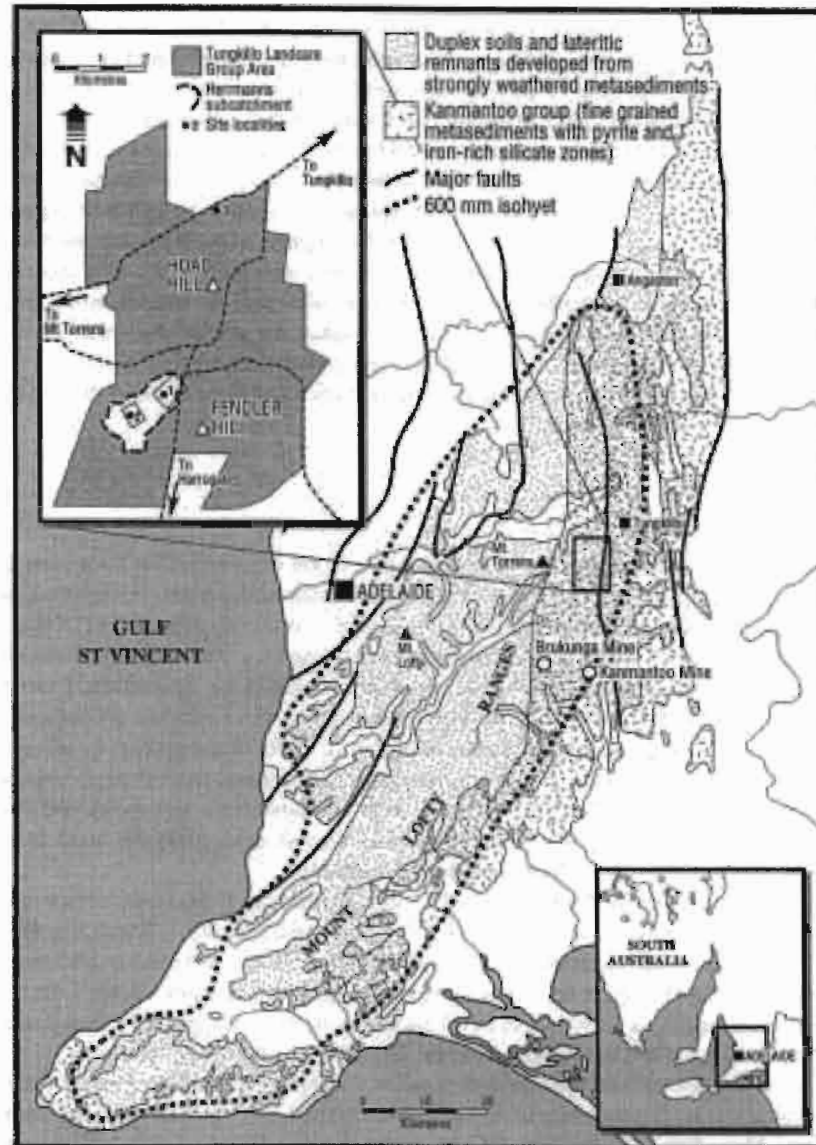


Fig. 1. Locality maps showing generalised distribution of: (i) red–yellow–grey duplex soils and lateritic remnants developed from strongly weathered metasediments, (ii) Kamantoo group metasediments of interbedded siltstones and sandstones with pegmatitic and pyritic-rich zones, (iii) major faults, (iv) 600 mm isohyet and (v) the three study sites in the Tungkillo Landcare Group region.

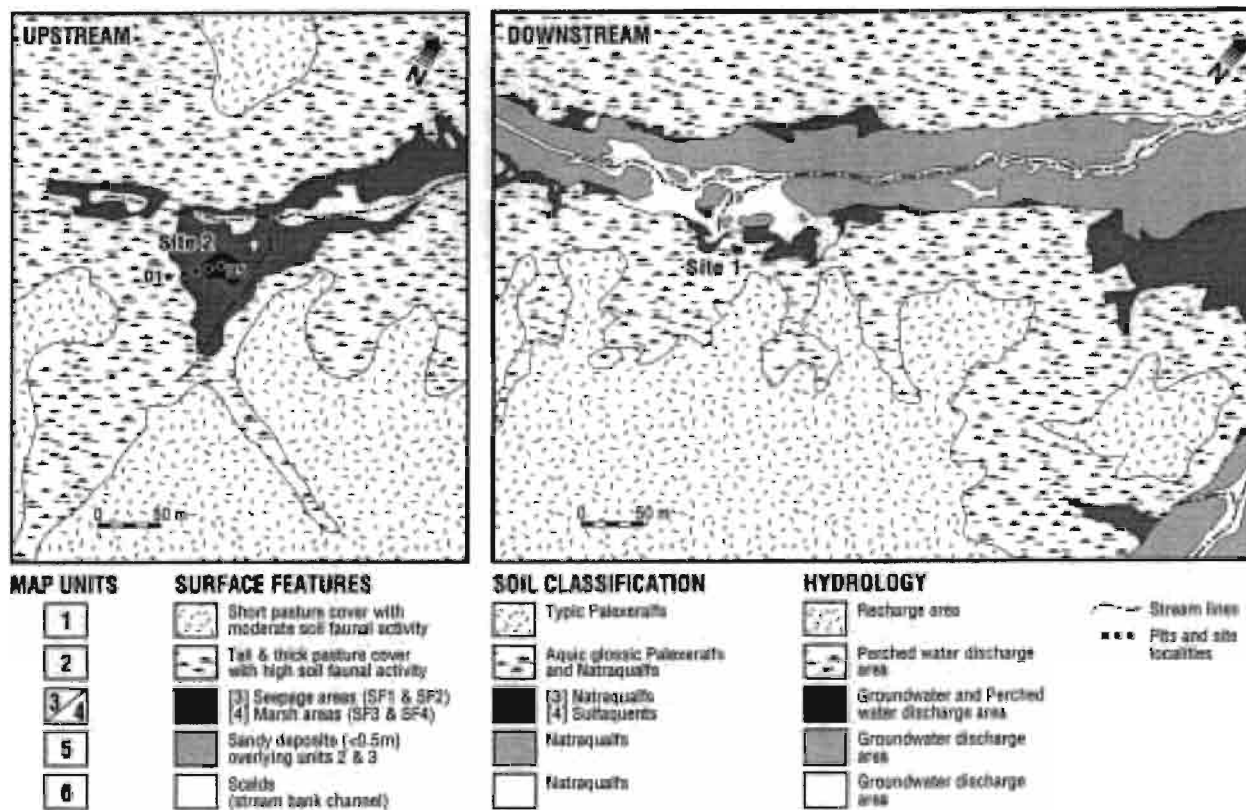


Fig. 2. Surface features and soil maps of key areas surrounding sites 1 and 2 in the Herrmanns sub-catchment showing the distribution of the seepage and marsh (Units 3 and 4) areas where saline sulfidic features are observed. D1 to D5 are sites selected for detailed observation.

and the Factual Key (Northcote, 1979). Surface features were identified, described in the field and mapped using aerial photography (method similar to Casenave and Valentin, 1992). These surface features include both vegetation cover (type and amount) and soil surface features (e.g. crusts formed by erosion or salt efflorescences). The method for identifying, grouping and linking distinctive soil features along toposesquences, and interpreting water-flow and soil processes is described by Fritsch and Fitzpatrick (1994). The method was applied to the 30 m toposesquence at site 2 (Figs. 2 and 3).

Mineralogy and geochemistry of samples were characterized using powder X-ray diffraction (XRD), thermal analyses (DTA and TGA), thin sections, scanning electron microscopy (SEM), transmission electron microscopy (TEM) using electron diffraction and energy dispersive X-ray spectroscopy, and X-ray fluorescence spectroscopy (XRF) (see Fitzpatrick et al., 1992). Soil samples for chemical analyses were collected in October 1991. pH was measured after mixing 5 g of air-dry soil (<2 mm) with 25 ml deionised water (Rayment and Higginson, 1992). Electrical conductivity was measured on the saturation extract (EC_{se}). Cation-exchange capacity (CEC) was determined at pH 8.5 by NH₄Cl, and exchangeable Na, Mg, Ca and K were determined by atomic absorption spectroscopy (Rayment and Higginson, 1992). To determine the presence of sulfidic material (according to Soil Survey Staff, 1992), a wet or moist soil sample was taken and incubated as a layer 1 cm thick and kept moist while maintaining contact with air. After 4 and 8 weeks, a 20 g sub-sample was extracted and mixed with 20 ml of water and the pH determined. The material is defined as sulfidic if the pH drops by 0.5 or more units to a pH value of 4.0 or less within the 8 weeks.

Water levels were measured in shallow wells and deep piezometers at site 2 (D1, D2 and D5 in Fig. 3). Shallow wells (0.2–0.4 m depth) were installed to measure perched water table levels. To install these wells a hole was augered through the loamy to sandy topsoil into the top 5 cm of the clay subsoil (Btn horizon) and then lined with a 30 mm diameter PVC pipe. All shallow wells were fully slotted to the soil surface. Deep piezometers (1.5–2.5 m depth) were installed to measure water table levels of the regional groundwater system. To install the deep piezometers a hole was augered through both the topsoil and clay subsoil layers into the saprolite and lined with a 50 mm diameter PVC pipe. Deep piezometers were slotted at the bottom 0.5 m. The hole around the PVC pipe was sealed at the surface with clay. A 50 cm length of 150 mm diameter PVC tube was fitted over the 50 mm diameter pipe and driven through the topsoil to prevent perched water from running down the sides of the piezometer. To determine if the regional groundwater system was under pressure a set of four nested piezometers (1.8, 6.2, 12.0, 55.5 m depth) were also installed.

Water table levels were monitored biweekly in all piezometers over a period of six months (August 1992 to January 1993). Water samples were taken from piezometers and streams. Electrical conductivity (EC), pH, silica and major ions (Na⁺, Mg²⁺, Mn²⁺, Ca²⁺, K⁺, Al³⁺, Fe²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, CO₃²⁻ and HCO₃⁻) were determined (Rayment and Higginson, 1992). In the marsh areas (i.e. sites 2 and 3) field measurements of pH, redox potential (Eh) and electrical conductivity (EC) were made in ponded surface waters and subsurface waters at a depth of about 20 cm.

4. Results

4.1. Soil–landscape

Geology, weathering and sequence of soils

The underlying bedrock in the Mt. Lofty Ranges is Cambrian Kanmantoo Group Metasediments (Campana, 1958; Daily and Milnes, 1972; Daily et al., 1976). These metasediments generally dip vertically (Fig. 4a). They consist of interbedded micaceous sandstones and schists containing fine-grained quartz, feldspar, plagioclase and mica (biotite, chlorite and muscovite) and are often cut by quartzitic pegmatite bands. Locally, these metasediments contain numerous sulfide-rich lenses or bands (e.g. pyrite, chalcopyrite) parallel to the axial plane schistosity (Fig. 4a–c). Sulfide-rich zones as shown in Fig. 4a (Oliver, 1986) have been mined at the Kanmantoo (pyrrhotite and chalcopyrite) and Brukunga (pyrite) mines (Fig. 1).

As a result of weathering during the Mesozoic, strongly bleached and mottled saprolite, up to 3 m thick, and ferricrete bands that cap hilltops were formed (Maud, 1972). This weathering process has released in the aquifers and streams large amounts of sodium, calcium, manganese, potassium and, more locally, iron and sulfate during pyrite dissolution (Fig. 4d). Due to rejuvenating stream erosion during the Cainozoic, recent weathering has continued to slowly release such ions into the aquifers. This secondary weathering has developed a weakly weathered grey saprolite in the valleys whereas the hilltops were protected from deeper weathering by iron capping (Fritsch and Fitzpatrick, 1994). Hence, the solum overlying the saprolite mantle is less than 1 m, especially on hilltops where ferricrete bands outcrop. The dominant soil types, according to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1992), are Typic Palexeralfs in upslope and midslope positions, grading towards wetter Albic Glossic Palexeralfs and Natraqualfs in downslope positions. Hence, soils in the landscape are part of a catenary sequence of red (Palexeralfs) through yellow to grey duplex soils (Fritsch and Fitzpatrick, 1994). As shown in Fig. 3 the striking features of this sequence of duplex soils is (i) an abrupt textural and structural boundary between E (A2) and Bt horizons causing a fluctuating perched water table during winter months in the loamy topsoil (A and E horizons), (ii) the development, downslope, of a bleached E horizon due to longer duration of episaturation and, (iii) the development, downslope, of yellow and grey colours in the subsoil (B and C horizons) due to rising groundwater aquifers. In the valleys, seepage and marsh areas are formed when the groundwater aquifers reach the surface. The result is the development of dryland salinity in summer and sheet erosion in winter (Fritsch and Fitzpatrick, 1994). Mollic Natraqualfs and Alfic Sodic Sulfaquents (proposed new subgroup — Fitzpatrick et al., 1993a) are present only in seepage and marsh areas (Fig. 2).

Hydrology

Water levels in the piezometers and wells indicate that two water tables exist in all landscape positions upslope of the seepage and marsh areas (Fig. 5a). Both water tables rise and fluctuate within distinct soil layers (D1 in Fig. 3). The perched water table fluctuates within the light textured and bleached topsoil (A and E in Fig. 3). It rises very quickly after rainfall events reaching the surface after only 35 mm of continuous rain and drains within

two weeks. The groundwater aquifers fluctuate more slowly within the yellow and grey subsoil layers (Btng and Cg in Fig. 3).

In seepage areas, water levels in both shallow wells and deep piezometers are similar and fluctuate in the A and E horizons during periods of wetting and drying (Fig. 5b). This indicates that the perched water mixes with the rising groundwater aquifers (D2 in Fig. 3). However, the waterlevels in deep piezometers were marginally higher than in shallow piezometers indicating that the groundwater aquifer is under pressure (i.e. positive hydrostatic head).

In marsh areas (D5 in Fig. 3), water permanently ponds at the surface (Fig. 5c). At 1.5–2 m, the pressure of the groundwater aquifer is higher in the marsh than in the seepage area (compare Fig. 5c with Fig. 5b). With increasing depth, the aquifer pressure also increases (Fig. 5d).

Seepage and marsh areas

Saline seepage and marsh areas occur as a discontinuous belt in footslope positions (Units 3 and 4 respectively in Fig. 2). In these areas, the groundwater seeps to the surface from semi-confined aquifers through vertical cracks or old root channels in Btng horizons (blue arrow in Fig. 3). Saline seepage areas have only a slight decrease in physical bearing capacity relative to the surrounding pasture areas and have *n*-values between 0.7 and 1.0 (Pons and Zonneveld, 1965), while the marsh areas have a very low physical bearing capacity (*n* value > 1.0).

Saline-sulfidic features: In the topsoil of these areas, saline-sulfidic features are observed in organic-rich materials (Fig. 3). Black sulfidic material occurs immediately below the soil surface (i.e. between 1 and 20 cm) in the dark grey loamy A horizons at sites 1, 2 and 3. The following two features are also abundant on the soil surface in marsh areas (sites 2 and 3): (i) red brown iron-rich gelatinous precipitates when water ponds at the surface and (ii) white-yellow salt efflorescences crystallize on thin red-brown iron crusts when the topsoil is dry.

Seepage and marsh areas are surrounded by strongly waterlogged soils (Unit 2 in Fig. 2) which contain impermeable (especially when wet) natric (Bt_n) horizons. These horizons have the capability of increasing the throughflow produced by perched water tables and also confine groundwater aquifers. Therefore successive lateral discharge of water occurs in the A and E horizons of seepage and marsh areas during winter months (red arrow in Fig. 3). Seepage and marsh areas are prone to sheet and gully erosion (Fritsch et al., 1995). Sheet erosion leads to downslope and downstream deposition (Unit 5 in Fig. 2). Gully incision (Unit 6 in Fig. 2) leads to deposition of sandy materials downstream in which black sulfidic materials may also form.

Surface features: Two types of surface features are readily identified in winter (wet) and summer (dry) periods in both seepage (SF 1 and SF 2) and marsh (SF 3 and SF 4) areas (Fig. 2), as follows:

– SF 1: Seepage areas with a corrugated surface pattern bearing stunted, sparse halophytic vegetation dominated by sea barley grass (*Hordeum marinum*) (Fig. 6 and Fig. 7 at sites 1 and 2). These seepage areas display marked seasonal changes (Figs. 6a, 6b, 7a and 7b) caused by water table fluctuation (Fig. 5b). In winter, the soil surface is wet, soft (*n*-value between 0.7 and 1.0), almost bare, sealed, and has black sulfidic mottles (Figs. 6a and 7a).

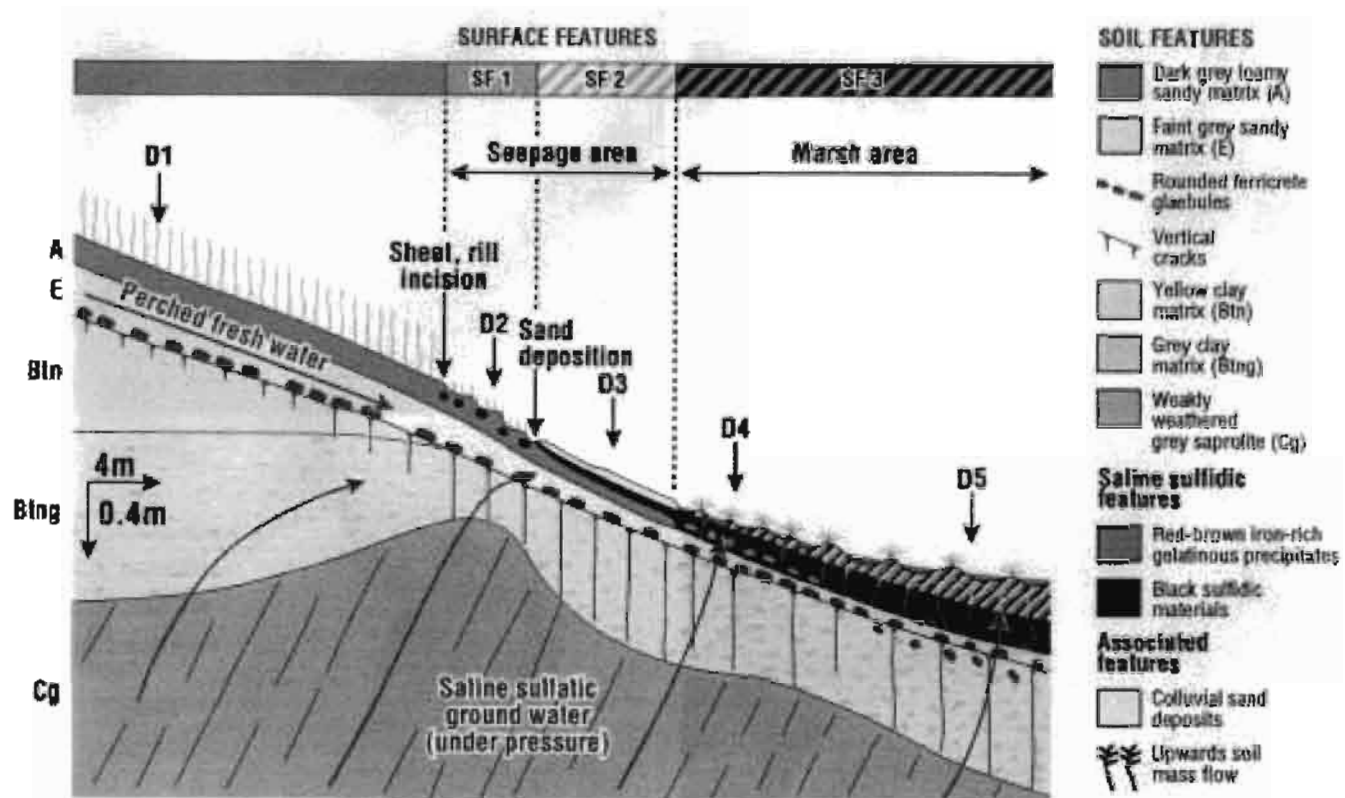


Fig. 3. Cross section of a 30 m soil toposequence through a saline seepage and marsh area at site 2 showing surface features (SF), soil features and water-flow (red and blue arrows).

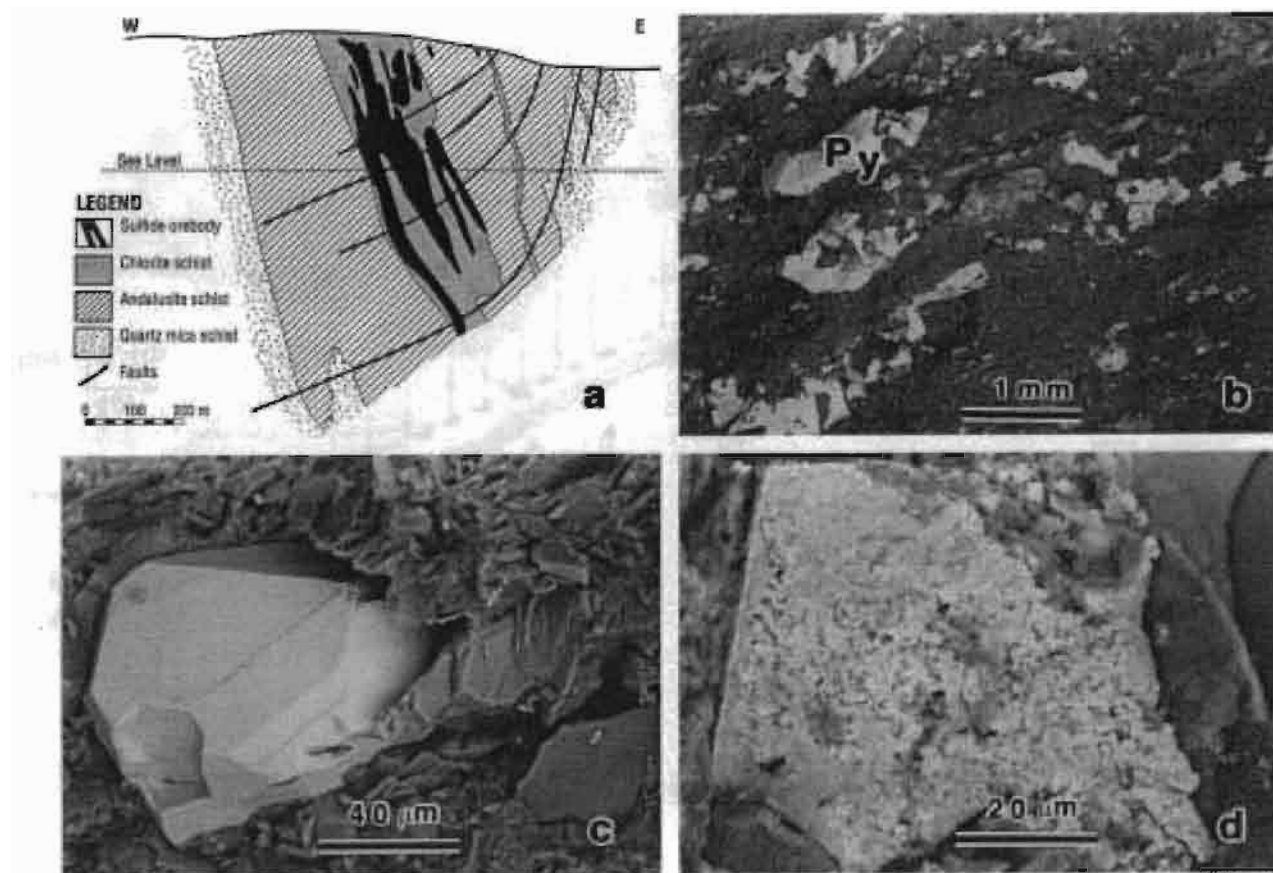


Fig. 4. Pyrite in the Kanmantoo group metasediment and electron optical images (SEM) in back scattered mode. (a) Geological cross section through sulfide-rich orebody at the Kanmantoo mine after Oliver (1986), (b) general view on a fracture face showing small lenses of pyrite (white) following the schistosity of the rock, (c) detail on a fresh pyrite crystal, (d) detail on a weathered pyrite crystal with surface etching due to dissolution.

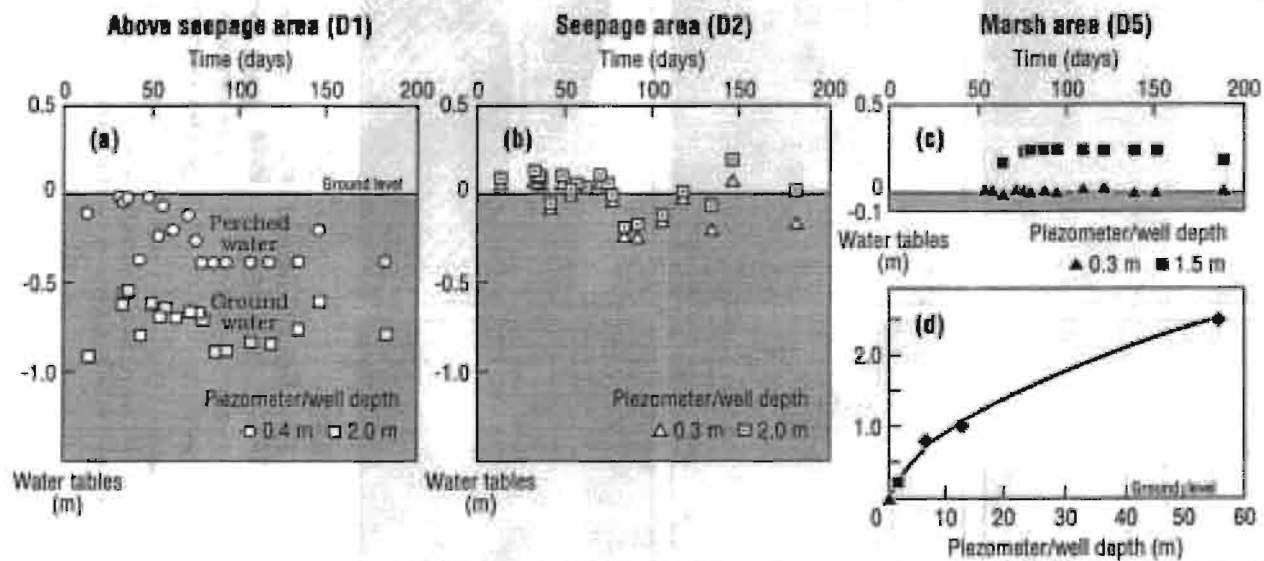


Fig. 5. Fluctuation of watertable depth in nested piezometers monitored from 12/08/92 to 28/01/93. (a) 20 m above seepage area (D1), (b) in seepage area (D2), (c) and (d) in marsh area (D5). Localities of sites D1, D2 and D5 are given in Figs. 2 and 3.

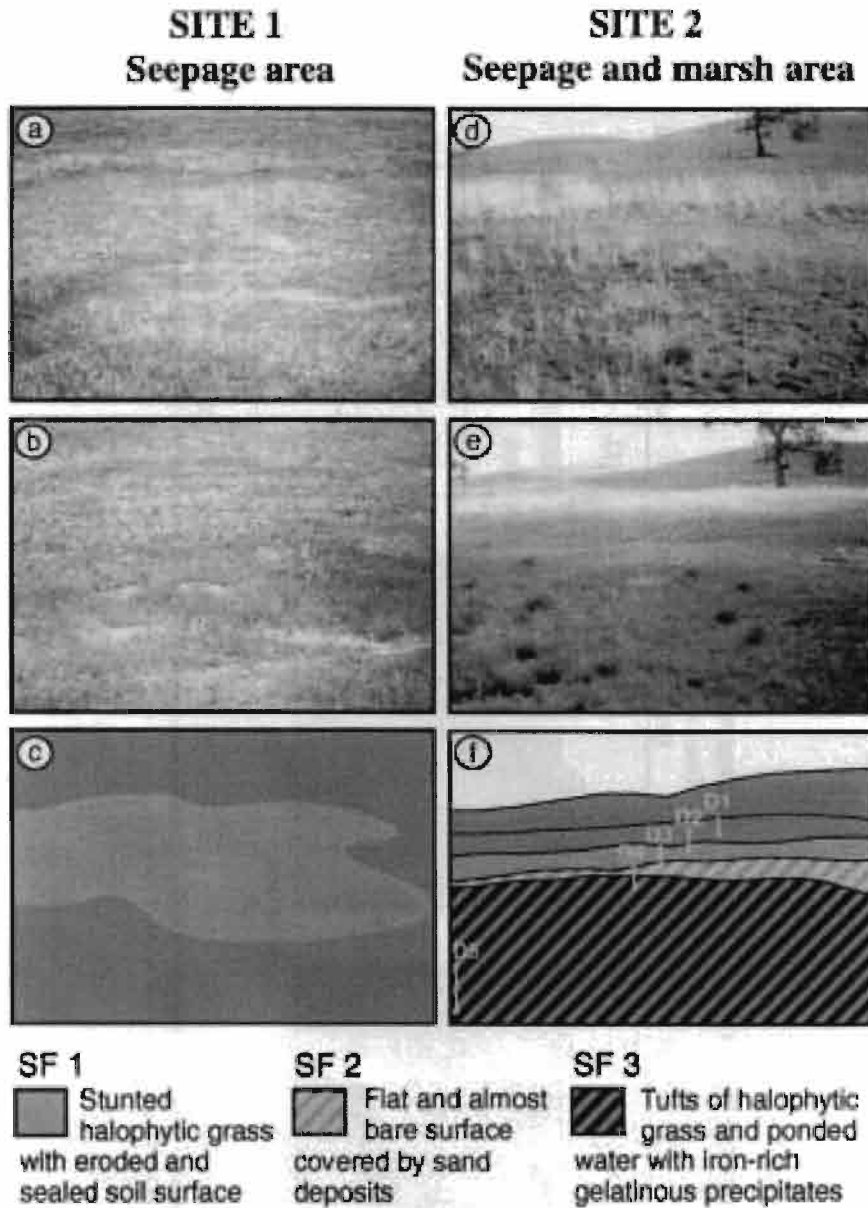


Fig. 6. Surface features of seepage and marsh areas at sites 1 and 2: (a) and (d) in winter (August 1991), (b) and (e) in summer (February 1992), (c) and (f) photo interpretation showing three types of surface features: SF 1, SF 2 and SF 3. The mid-frame width of the figures from site 1 is 15 m and from site 2 is 30 m.

Overland flow produces sheet and rill incisions. The same surface is covered with green halophytic vegetation in early summer (Fig. 6b). The soil surface dries out in late summer

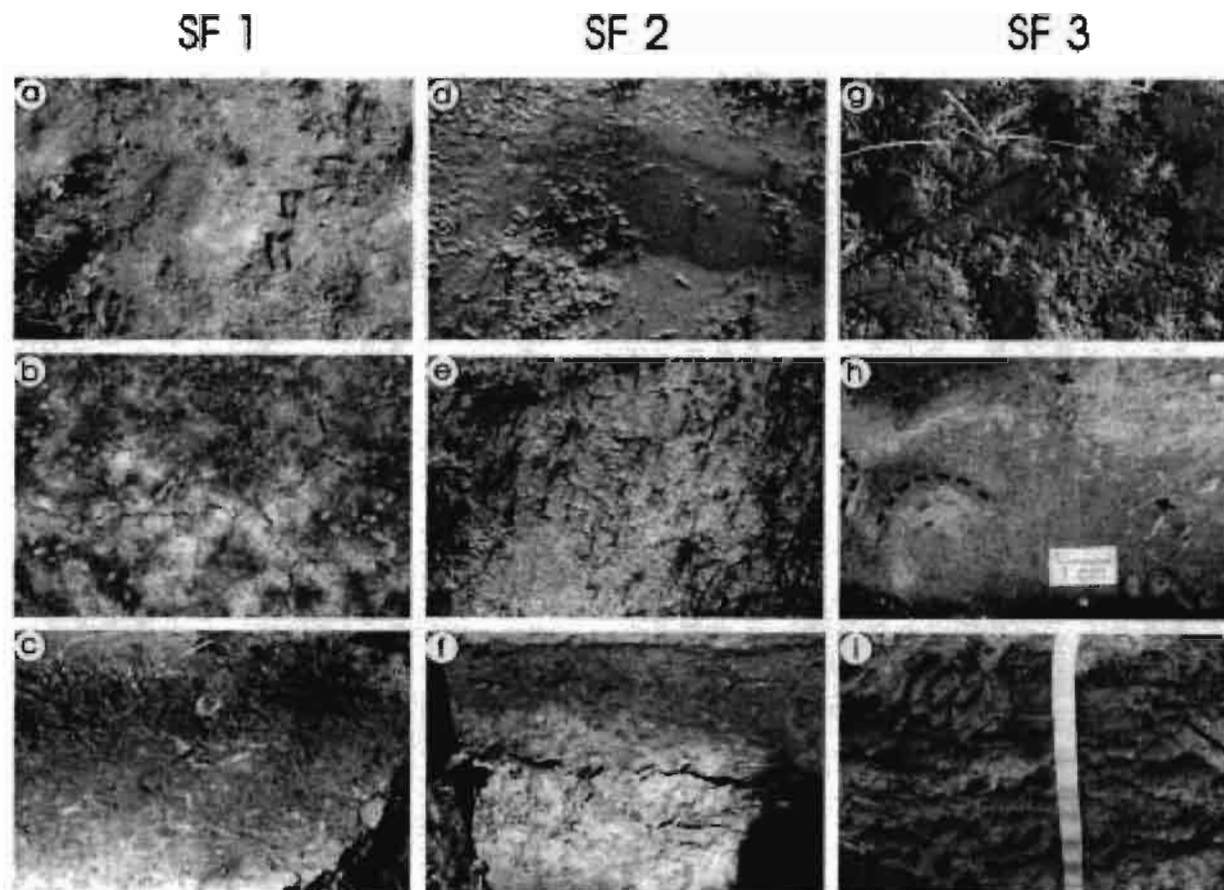


Fig. 7. Three types of surface features and their corresponding subsurface soil features in seepage and marsh areas at sites 1 and 2: (a), (d) and (g) surface features in winter (August 1991). (b) and (e) surface features in summer (February 1992). (c), (f), (h) and (i) subsurface soil features in winter (August 1991). Width of all figures is 50 cm except where otherwise marked (i.e. h and i).

(January to March). At the surface, black sulfidic mottles disappear with the development of white salt efflorescences and polygonal cracking (Fig. 7b).

– SF 2: Seepage areas with a flat surface devoid of vegetation. The flat surface is caused by deposition of a very thin (<5 mm) layer of grey sand (Figs. 2, 6 and 7 at site 2). The seasonal changes in surface features are less than in SF1. Small patches of dark reddish brown, iron-rich gelatinous precipitates occur in winter as water seeps to the surface (Fig. 7d). White salt efflorescences develop in summer when the topsoil dries (Fig. 7e).

– SF 3: Marsh areas with permanent very wet and soft surfaces (n -value > 1). The surface is composed of micro-highs and micro-lows. The micro-highs consists of elevated tufts of evergreen halophytic grass, dominated by Spiny Rush (*Juncus acutus*), with saline ponded water in micro-lows (Figs. 6 and 7 at site 2) with extensive iron-rich gelatinous precipitates (Fig. 7g). This surface feature does not change from winter to summer because of permanent waterlogging (Fig. 5c).

– SF 4: Marsh areas similar to SF 3, but periodically partially dry out are characterized by elevated tufts of evergreen halophytic rush (*Juncus acutus*), iron-rich gelatinous precipitates and thin (2–5 mm) salt-iron crusts (site 3). This surface alters slightly from winter to summer. In winter, iron-rich gelatinous precipitates float in ponded saline water in micro-lows (similar to SF 3). In summer, patches of white salt efflorescences and thin iron crusts occur.

Most seepage areas (e.g. site 1) display only the first surface feature (i.e. SF 1). Seepage areas with marshes occurring at their centres (i.e. showing SF 1, SF 2 and SF 3) are less widespread (e.g. site 2). Seepage and marsh areas with iron-crusts surfaces (i.e. showing SF 1, SF 2, SF 3 and SF 4) have only been observed in a few places (e.g. site 3). When all surface features are present (e.g. site 3), they are always nested within each other in the following order: SF 4 within SF 3; SF 3 within SF 2 and SF 2 within SF 1.

4.2. Saline-sulfidic features: morphology and mineralogy

The following three types of saline-sulfidic features were identified on or in the soil surface layer of seepage and marsh areas: (i) black sulfidic materials (beneath the surface), (ii) red-brown iron-rich gelatinous precipitates (on the surface) and (iii) white-yellow salt efflorescences on red-brown thin iron crusts (on the surface).

Black sulfidic materials

Examples of black sulfidic materials are shown in Figs. 7c, 7f and 7i. The black colour is associated with very poorly crystalline, iron pyritic minerals and dispersed organic carbon (Fitzpatrick et al., 1992). The degree of darkness (decrease in Munsell value) appears to be related to the concentration of iron pyritic minerals. Although pyrite was not detected by XRD, secondary pyrite framboids attributed to sulfate-reducing bacteria were observed by SEM (Fig. 8). These framboids of very fine grained poly-crystals of pyrite were commonly found to be closely associated with decayed organic matter. Overall, sulfidic materials contained less than 5% organic matter. They had a high water content, a low physical-bearing capacity (i.e. n values > 1) and a low bulk density (<0.4 kg m⁻³). These materials occurred in a highly anaerobic and saline (EC_{se} > 3 dS/m) environment with pH values



Fig. 8. Optical and electron optical images (SEM) of black sulfidic materials (site 2). (a) Secondary pyrite framboid (Py) embedded in a mixture of organic matter and layer silicates. (b) Similar pyrite framboid prepared as a polished thin section.

ranging from 6 to 8. They emanated an odour similar to that of H_2S , which indicates the presence of monosulfides (Fanning and Fanning, 1989).

Sulfidic soil materials exposed to drops of hydrochloric acid emitted hydrogen sulfide gas. These sulfidic soil materials upon exposure to air but kept moist for eight weeks at room temperature, changed from black to dark grey, became acidic (pH less than 4) and lost their ability to evolve H_2S when treated with HCl. Bright yellowish iron oxide salt efflorescences were also observed on aggregates. Such changes are associated with the dissolution of the pyritic minerals leading to the crystallization of iron sulfate minerals (e.g. schwertmannite; Bigham et al., 1990, 1992) and sulfate salts (e.g. gypsum). The weathering of pyrite during the summer was confirmed by SEM observations of gaps between the pyrite crystals in framboids and the development of an oxidative weathering rind. Analyses of pyrite framboids showed a composition of FeS_2 . In the rinds there was not a simple stoichiometric relation between Fe and S concentrations and an excess of S over Fe suggested that the crystals in the rinds are iron sulfate rich minerals. Needles of gypsum were observed by SEM in the proximity of the yellowish efflorescences on aggregates.

Iron-rich gelatinous precipitates

Examples of iron-rich gelatinous precipitates floating in ponded saline water are shown in Figs. 7d and 7g. They consist of dark reddish-brown ferrihydrite associated with flocculated yellow clay particles (kaolinite with various amounts of goethite). The colour of these gelatinous precipitates varied from dark-reddish-brown to yellowish brown with decreasing ferrihydrite content and increasing occurrence of flocculated layer silicates. Ferrihydrite-rich precipitates exhibited two, four or six broad X-ray diffraction lines (Fig. 9c) and contained appreciable amount of silica (Fig. 9d). SEM, TEM and XRD examinations of these precipitates (Figs. 9a and 9b) indicated that the ferrihydrites were minute particles (less than 50 nm) and were often embedded or encrusted in twisted stalk fragments of Fe-oxidizing bacteria (mainly *Gallionella* with small amounts of *Leptothrix*). Very small particles of poorly crystalline goethite (identified by selected-area electron micro-diffraction) coexisted with much of the ferrihydrite, including that associated with bacterial structures.

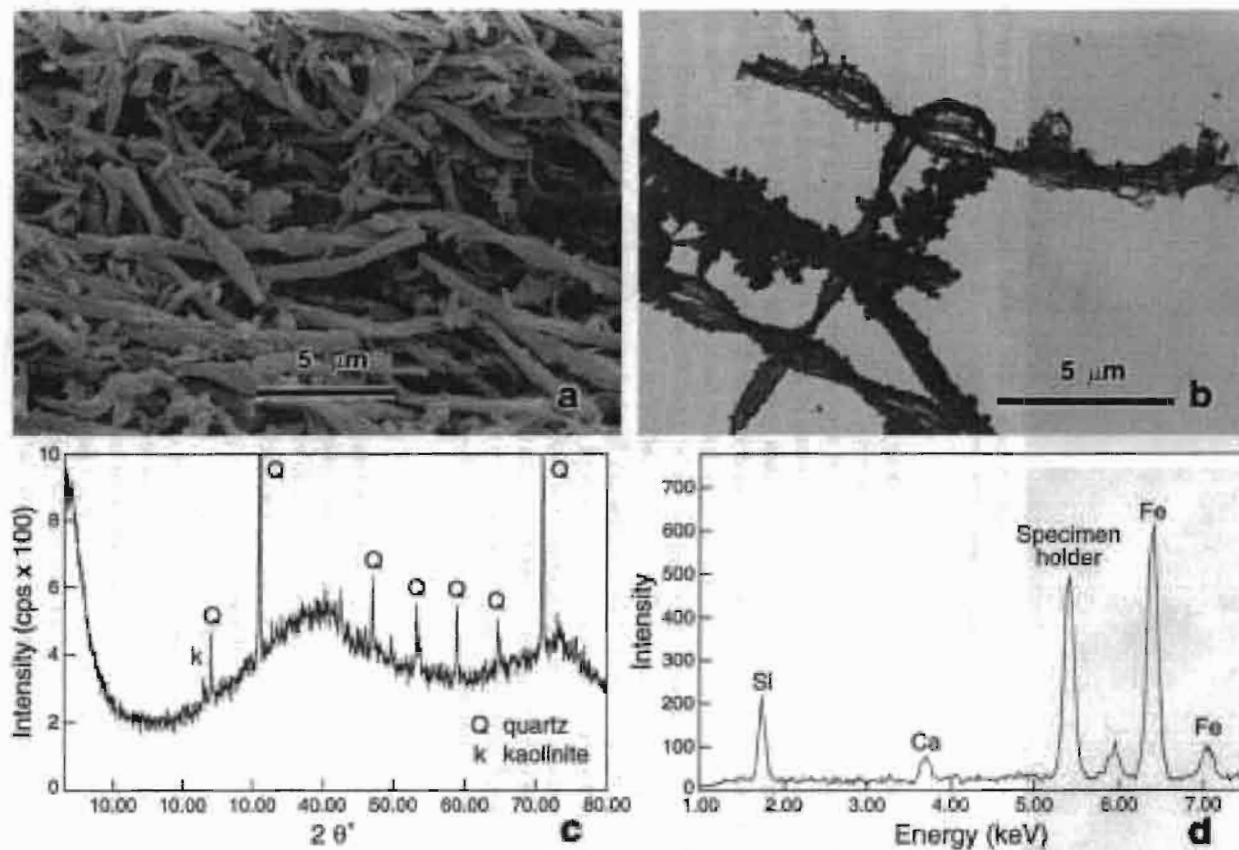


Fig. 9. Iron-rich gelatinous precipitates (site 2): (a) SEM micrograph of *Gallionella* stalks from surface water. (b) TEM micrograph of the twisted stalk fragments of *Gallionella* coated with granular ferrihydrite. (c) XRD of dark-reddish gelatinous precipitates showing ferrihydrite, quartz and a small amount of kaolinite. (d) EDX spectrum of ferrihydrite-rich precipitate showing the distribution of Fe and Si. (Peaks at 5.4 and 6.0 keV are from the specimen holder and should not be attributed to the specimen.)

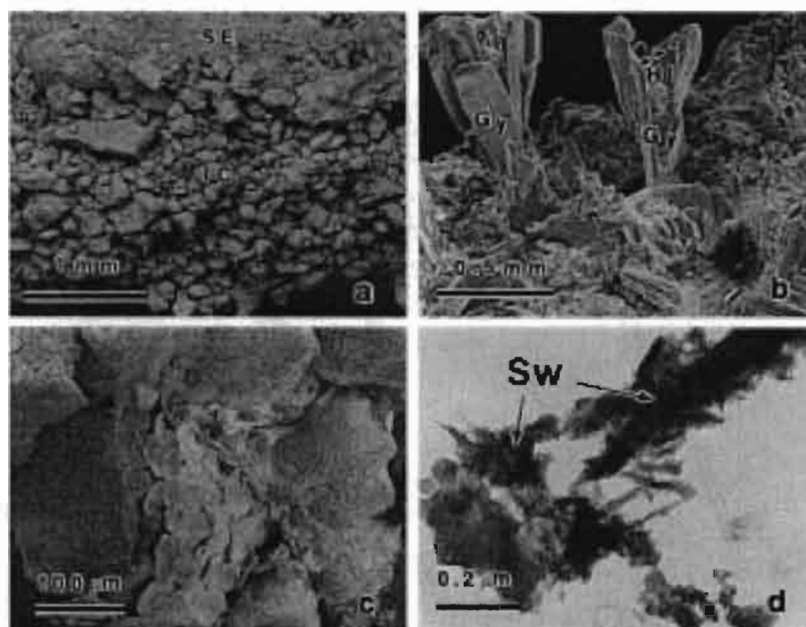


Fig. 10. Salt and iron crusts (site 3): (a) SEM micrograph of salt efflorescences (SE) on iron-encrusted minerals (IC). (b) SEM micrograph of salt efflorescences consisting primarily of large polycrystals of gypsum (Gy) on which smaller crystals of halite (HI) and iron crust fragments (IC) can be seen adhering. (c) Close up of iron crust consisting primarily of ferrihydrite and goethite. (d) TEM micrograph of schwertmannite (Sw) from iron crust.

Salt-iron crusts

Thin (2 to 5 mm) salt-iron crusts were formed during dry periods at site 3 (Fig. 10a). White salt efflorescences occurred on iron encrusted materials. The salts consist mainly of sulfate minerals, in particular gypsum, and a small amount of halite and barite (Fig. 10b). The thin and friable iron crust has a dark-yellowish-brown colour (10YR 4/4) when moist and a yellowish-brown colour (10YR 5/8) when dry. The various iron minerals coat and weakly cement clay particles and sand grains (Fig. 10c). X-ray diffraction and DTA/TGA traces indicated that the iron minerals were poorly crystalline goethite and ferrihydrite. The goethite content is higher in the iron crusts than in the gelatinous precipitates. TEM examinations of the iron crusts (Fig. 10d) indicated the occurrences of the iron oxyhydroxysulfate, schwertmannite (Bigham et al., 1990, 1992). Desiccation of the iron-rich gelatinous precipitates appears to contribute to the formation of these salt-iron crusts.

4.3. Vertical and lateral distribution of saline-sulfidic features

Fig. 3 depicts the 30 meter toposequence through a seepage and marsh area (site 2) and shows how the position of the black sulfidic materials and red-brown iron-rich gelatinous precipitates relates to the soil horizons (A, E, Btn, BtnG and Cg) and waterflow paths (throughflow for the perched water and upwards flow for the semi-confined groundwater aquifer as indicated by arrows). Fig. 3 also shows the spatial extent of these saline sulfidic

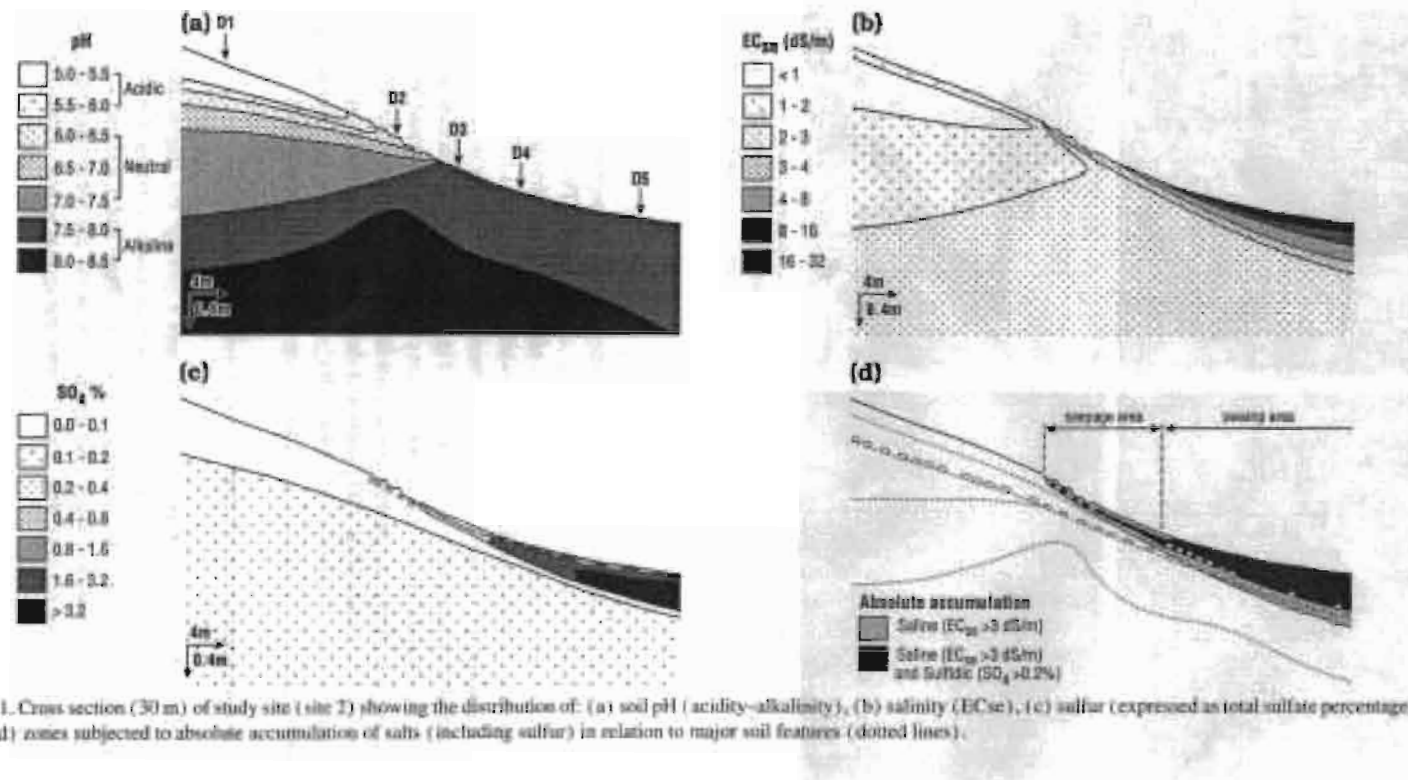


Fig. 11. Cross section (30 m) of study site (site 2) showing the distribution of: (a) soil pH (acidity-alkalinity), (b) salinity (EC_{2m}), (c) sulfur (expressed as total sulfate percentage) and (d) zones subjected to absolute accumulation of salts (including sulfur) in relation to major soil features (dotted lines).

features in relation to the three surface features SF 1, SF 2 and SF 3 displayed in Figs. 6 and 7. The surface feature SF 4 was not observed at site 2.

In SF 1 (seepage area) the black sulfidic materials occur only in the form of mottles (1 to 3 cm in diameter) immediately beneath the soil surface, at the top of the sandy to loamy A horizon (Fig. 7c). These black sulfidic mottles form in winter when the groundwater is at the surface (Fig. 7a). The black colour changes to dark grey in summer when the groundwater drops. As the topsoil dries, vertical cracks and white salt crystals of halite with small amounts of gypsum form at the surface (Fig. 7b).

In SF 2 (seepage area) the black sulfidic materials form a thin layer (1 to 3 cm thick). This black sulfidic layer is generally covered by a thin layer of colluvial sand (Fig. 7f). In winter, water containing dark-reddish-brown ferrihydrite precipitates oozes to the surface through tubular pores (Fig. 7d). These precipitates consist of almost pure two line ferrihydrite (Fig. 9c) and, therefore, do not contain entrapped clay particles. In summer, the black colour of the sulfidic layer changes to a dark-grey colour and small scattered white salt crystals of halite and gypsum form at the surface (Fig. 7e).

In SF 3 (marsh area) the black sulfidic materials occur in the form of a thick soft layer (5 to 30 cm thick) (Fig. 7i). As shown in Fig. 3, the black sulfidic layer increases in thickness downslope and completely replaces the organic-rich A horizon. At the surface, a yellowish brown gelatinous precipitate, consisting of both ferrihydrite and layer silicates (by XRD), is abundant in micro-depressions where water is ponded (Fig. 7g). Between the surface gelatinous precipitate and the black sulfidic layer an extremely heterogeneous layer generally occurs (layer with oblique stripes in Fig. 3). Polished resin impregnated blocks of this layer shows a characteristic flow-like pattern (Fig. 7h) with mixtures of iron stains, black sulfidic materials, colluvial grey sand and yellow clay-rich materials from the Btng horizon. Dark-reddish-brown ferrihydrite stains are aligned along old vertical root channels (arrow in Fig. 7h). They delineate the flow paths for the upward discharge of iron-rich water (dark-reddish-brown in Fig. 7g). The distinctive flow-like pattern (dotted lines in Fig. 7h) is due to upward flow of soil with $n > 1$ (Fanning and Fanning, 1989).

4.4. Aquic saline sulfidic conditions

Soil chemistry

The major chemical properties of soils in the 30 meter toposequence (site 2) are summarized in a sequence of sections displaying the distribution of acidity–alkalinity (Fig. 11a), salinity (Fig. 11b) and sulfate content (Fig. 11c). The fourth cross section (Fig. 11d) combines Figs. 11b and 11c to delineate the salt- and sulfur-rich zones in relation to the main soil horizons (dotted lines).

The soils immediately upslope from the seepage area (D1) are acidic ($\text{pH} < 6$) and non-saline ($\text{EC} < 1 \text{ dS/m}$) in the A and E horizons (topsoil). In contrast, these upslope soils are more alkaline and saline with increasing depth in the Btng and Cg subsoil horizons (Figs. 11a and 11b). Such data suggest that the topsoil is drained by fresh water and the subsoil by saline water because of the fluctuation of two distinct water tables as shown in Fig. 5a. At the margin of the seepage area (D2), the topsoil is neutral to alkaline and slightly saline because of saline groundwater that rises to the surface (Fig. 5b). In the seepage and marsh area, salt content is very high near the surface whereas alkalinity remains unchanged.

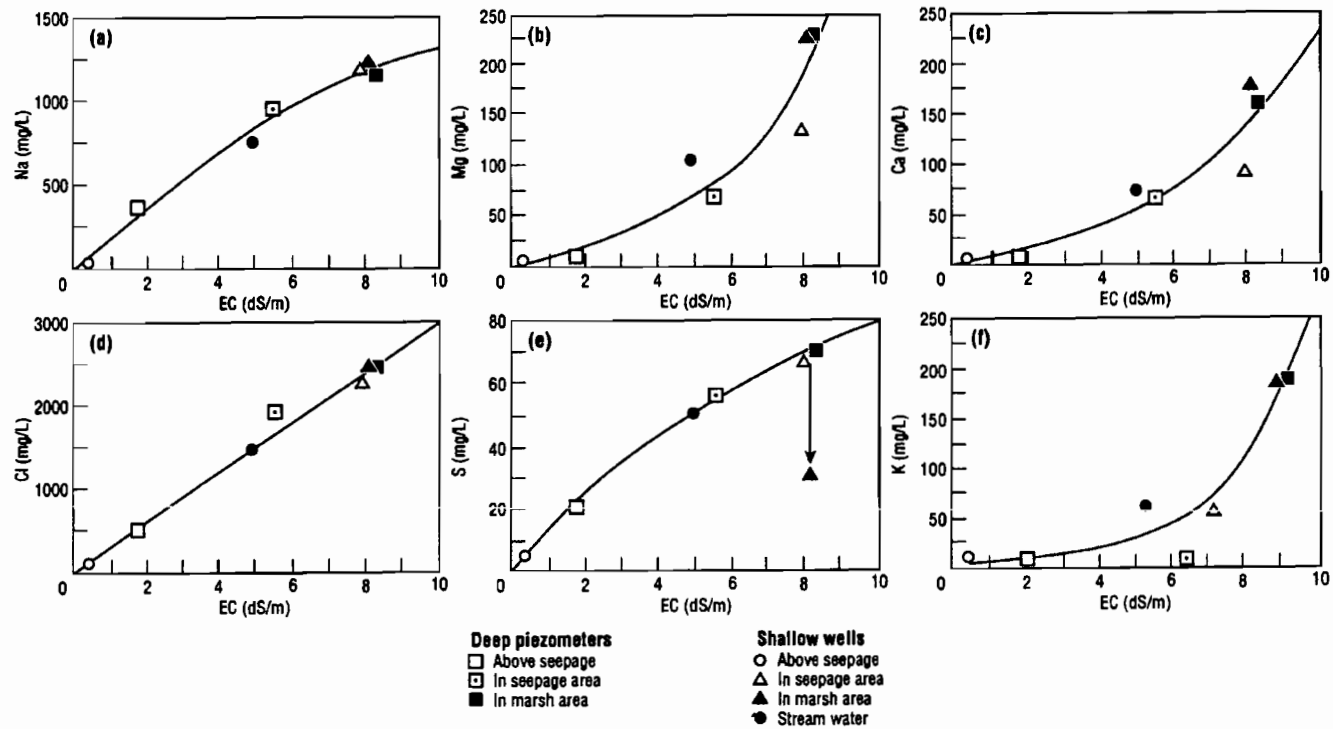


Fig. 12. Relationship between the mean electrical conductivity (EC) (average values over a period of six months) and the various mean concentrations of the following major ions measured in nested piezometers and stream water: (a) sodium, (b) magnesium, (c) calcium, (d) chloride, (e) sulfate and (f) potassium.

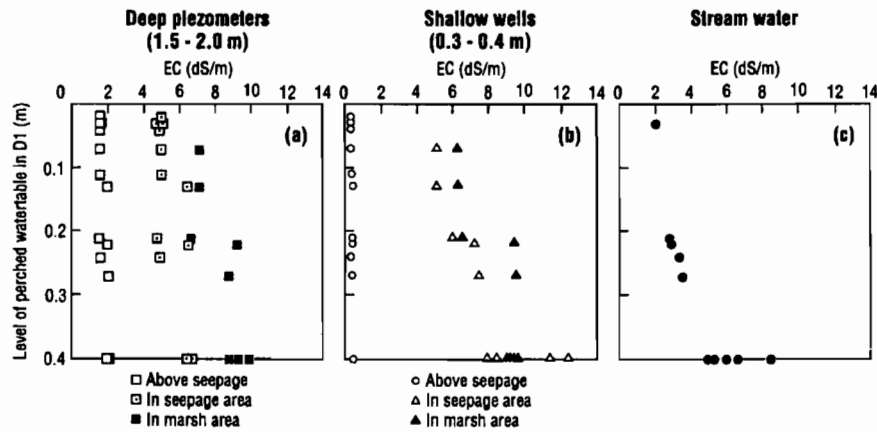


Fig. 13. Relationship between the levels of the perched water table in the well 20 m above seepage area (D1), used as an indicator of wet and dry soil conditions, and mean electrical conductivity (EC) in: (a) deep piezometers, (b) shallow wells and (c) stream water.

Therefore, soluble salts concentrate and salt bearing minerals are being formed at a high rate in the uppermost topsoil of the seepage and marsh area ($EC_{se} > 3$ dS/m in Fig. 11d).

Total sulfur content is low in upslope soils ($SO_4^{2-} < 0.2\%$) but increases markedly where saline sulfidic features occur, reaching the highest values in the marsh area (Fig. 11c). The total sulfur content is always lower in the iron-rich gelatinous precipitates than in the underlying black sulfidic materials (Fig. 11c). Therefore soluble sulfate and sulfide-bearing minerals concentrate in the uppermost topsoil of the seepage and marsh area ($SO_4^{2-} > 0.2\%$ in Fig. 11d) to form saline sulfidic features. As shown in Fig. 11d, sulfidic materials are clearly nested within saline materials. This demonstrates that sulfidic features have formed after the development of saline seepage areas or simultaneously.

Water chemistry

The results of the chemical analyses of waters from piezometers, wells and streams are summarized in Figs. 12 and 13. Fig. 12 shows the relationship between mean electrical conductivity (EC) and mean concentrations of the major ions. Upslope from the seepage area, the water is non saline ($EC < 1$ dS/m) in shallow wells with pH values ranging from 5.5 to 6.5, and slightly saline (EC around 2 dS/m) and alkaline (pH 7–8.5) in deep piezometers. These results confirm that in the topsoil the perched water is fresh, whereas in the subsoil the groundwater is saline. Downslope in the seepage and marsh areas, the salinity of water increases gradually in the deep piezometers and abruptly in the shallow wells. Such changes are due to the saline groundwater aquifer rising to the surface and concentration by evaporation (Figs. 5b, 5c). Stream water salinity was similar to that found in the deep piezometers in the seepage area ($EC = 5$ dS/m) but is lower than the highest values recorded in the marsh ($EC = 8$ dS/m).

Waters contain predominantly Na^+ and Cl^- but also Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , $H_3SiO_4^-$ and $H_2SiO_4^{2-}$ ions. Mean concentration of each ion is closely correlated with the mean electrical conductivity (EC) (Fig. 12). Concentrations of Mg and Ca are similar but minor in relation to Na (Figs. 12a, 12b and 12c), and K is present only in small

quantities (Fig. 12f). In saline marsh areas, the relative concentration of Mg, Ca and K is higher than Na. Therefore weathering of primary minerals, such as biotite and plagioclase (i.e. Mg, Ca and K-rich minerals) could be associated with marsh areas.

Chloride is the dominant anion (Fig. 12d). Carbonates (HCO_3^- and CO_3^{2-}), sulfates (SO_4^{2-}), and silicates (H_3SiO_4^- and H_2SiO_4^-) are minor in relation to Cl^- . Concentrations of carbonates (up to 250 mg/l), sulfates (up to 150 mg/l) and silicates (up to 35 mg/l) are relatively high in the alkaline ($\text{pH} > 7.5$) groundwater aquifers. Sulfate concentration obtained from the shallow well in the marsh where saline-sulfidic materials are present (arrow in Fig. 12e), is anomalously low with respect to other sites. The low sulfate content in this well is linked to the formation of secondary pyrite in the sulfidic materials. At site 3, the pH of the saline water ponded at the surface is 3.5 and carbonates were not detected. Furthermore, relatively high concentrations of ferrous iron (up to 12 mg/l) and aluminium (up to 8 mg/l) were measured.

Stream water salinity varies from being highly saline in summer, when rainfall is low and evaporation high, to less saline in winter when rainfall is high. When the base-flows of both the groundwater aquifers and streams are low (summer period), salt concentrations are high ($\text{EC} = 9 \text{ dS/m}$). In contrast, salt concentrations are low in stream waters ($\text{EC} = 2 \text{ dS/m}$) following the winter recharge of the saline groundwater with fresh water from the perched water table.

Fig. 13 shows the variation of electrical conductivity (EC) of water from the deep piezometers, shallow wells and stream water as a function of perched water table level at site D1 (Fig. 3). The level of the perched water in the shallow well at site D1 is an indicator of wet and dry soil conditions. When this perched water table level rises, the electrical conductivity in deep piezometers decreases slightly above the seepage areas and more abruptly in seepage and marsh areas where salinity is higher (Fig. 13a). In shallow wells, rising perched water table levels has little effect on the electrical conductivity above the seepage areas ($\text{EC} < 1 \text{ dS/m}$) but induces a strong decrease in EC (from 12 to 5 dS/m) in the seepage and marsh areas (Fig. 13b). Similar, strong decreases in EC (from 9 to 2 dS/m) are measured in the stream water (Fig. 13c).

Electrolyte dilution, as shown by decreases in EC, is caused by mixing fresh water stored temporarily in the perched water table with the saline groundwater as illustrated by the two flow paths presented in fig. 5 of Fritsch and Fitzpatrick (1994). In up- and mid-slope positions (Unit 1 in Fig. 2), a portion of the fresh water stored in the perched water table percolates vertically to recharge the groundwater aquifers. In downslope positions, most fresh water stored in the perched water table flows laterally and flushes the rising saline sulfatic groundwater in seepage and marsh areas (Units 3 and 4 in Fig. 2 and see arrows in Fig. 3).

The Eh–pH results for the three types of saline sulfidic features were measured in summer and winter in two marshes (sites 2, 3) and plotted as a Eh–pH stability diagram (Fig. 14a, 14b). The relationship between Eh and EC in the thick black sulfidic layer (site 2) is shown in Fig. 14c.

In summer, the salinity is high ($\text{EC} 7\text{--}12 \text{ dS/m}$; Fig. 14c). At this time, the Eh–pH data (Fig. 14a) show that the black sulfidic layer lies in the stability field of ferrous sulfides (e.g. pyrite) and the iron-rich gelatinous precipitates lie in the stability field of ferric oxides (e.g. ferrihydrite and goethite). The black sulfidic layer and the iron-rich gelatinous pre-

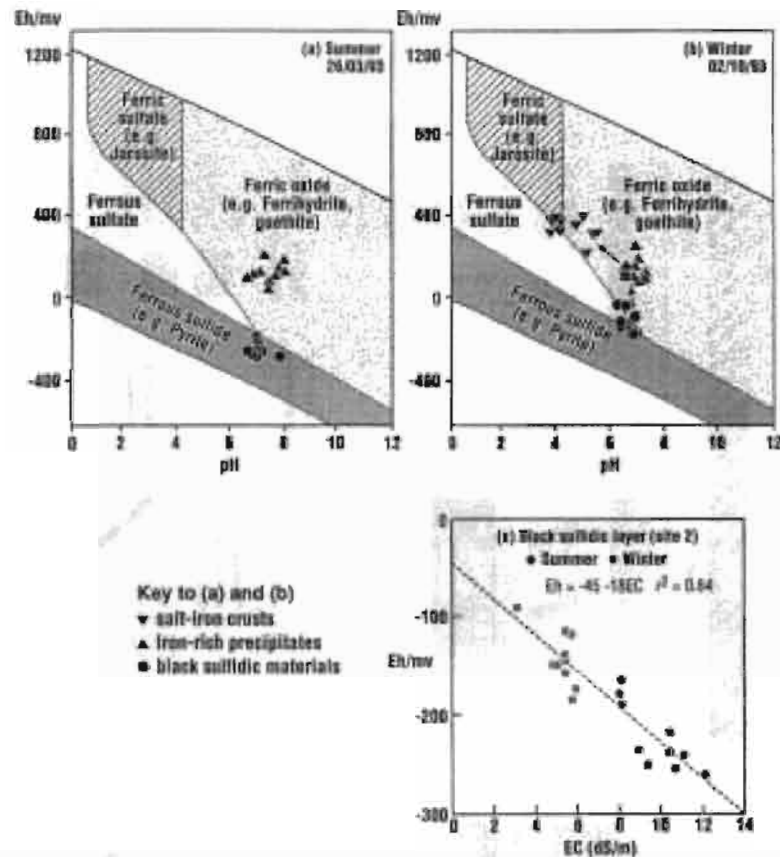


Fig. 14. Eh–pH diagrams showing stability fields for iron sulfides, iron sulfates and iron oxides for the three types of saline sulfidic materials measured in: (a) summer (26/03/93), (b) winter (02/10/93) and (c) Eh as a function of electrical conductivity EC.

precipitates have similar pH values but there is a 400 mV difference in their Eh values (Fig. 14a). In winter, especially after heavy rainfall events, the salinity is low (EC ranges from 3–7 dS/m) because of the input of fresh water via throughflow. At this time, the Eh increases by about 150 mV in the black sulfidic layer (Fig. 14c) but does not change in the iron-rich gelatinous precipitates (compare Figs. 14a and 14b). Therefore, the black sulfidic layer lies more in the stability field of ferric oxides than ferrous sulfates in periods of high rainfall (Fig. 14b). The development of more oxidising conditions leads to the dissolution of pyrite in the black sulfidic materials and to the formation of iron-rich gelatinous precipitates.

5. Discussion

5.1. Saline sulfidic features and a conceptual sub-model describing their development

The enlargement of saline sulfidic features, that is black sulfidic materials, iron-rich gelatinous precipitates and thin salt-iron crusts, close to the soil surface is associated with

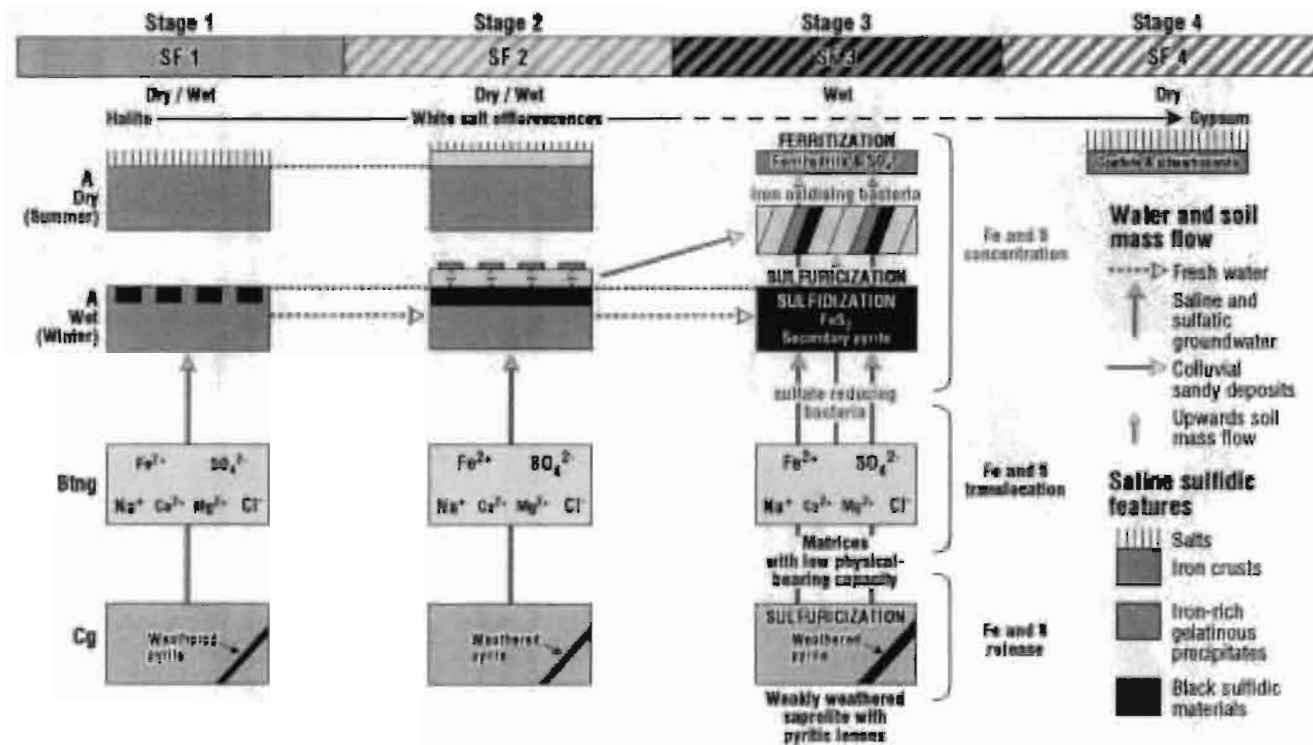


Fig. 15. Conceptual sub-model linking the formation of saline sulfidic features (black sulfidic materials, iron-rich gelatinous precipitates and salt-iron crusts) with a chronological sequence of surface features (SF 1 to SF 4) in seepage and marsh areas as shown in Fig. 3 (same colour notation for soil features as in Fig. 3). The sub-model couples the formation of the three saline sulfidic features to two water-flow systems (perched fresh water and saline sulfatic groundwater aquifers), wet and dry periods, and three biomineralization processes (sulfidization, sulfurization and ferritization).

the successive appearance and expansion of the four distinct surface features (SF 1, SF 2, SF 3 and SF 4). These surface features are nested within each another in the following order: SF 4 within SF 3; SF 3 within SF 2 and SF 2 within SF 1. This sequential nesting of surface features suggests a chronological order in the way they form (i.e. SF 1 transforms to SF 4 via SF 2 and SF 3). Therefore each surface feature can be coupled to a sequential stage in the vertical and lateral expansion of the three saline sulfidic features. The surface features expand radially and are associated with the currently observable enlargement of the saline seepage and marsh areas. Enlargement of SF 1, SF 2 and SF 3 is associated with a rising saline sulfatic groundwater table due to land clearing since European settlement (e.g. Peck and Williamson, 1987). This is exacerbated in years of abnormally high rainfall (e.g. in 1992 the annual rainfall was 1021 mm). The rising of the ground water table results in the accumulation of Fe and S to form black sulfidic materials and iron-rich gelatinous precipitates. The appearance and enlargement of SF 4 within SF 3 is due to lowering of the water tables that enables the uppermost soil layer to dry. This occurs in drought years (e.g. 1993 the annual rainfall was 440 mm) or when marshes are drained by various mechanisms (e.g. gully erosion). Such drainage progressively forms thin salt-iron crusts and removes Fe and S to produce stream water pollution that triggers the formation of black sulfidic materials in dams and stream deposits.

These observations combined with the results given in this paper have enabled us to construct a conceptual sub-model (Fig. 15) of the more general soil-water-landscape model described by Fritsch and Fitzpatrick (1994). The colors used in Fig. 15 correspond to those used in Fig. 3 to illustrate the toposequence and show the distribution of the primary pyritic rock lenses in the saprolite as well as the secondary black sulfidic materials, iron-rich gelatinous precipitates and salt-iron crusts within the soil horizons (A, E, Btn, Btn_g and C_g). The sub-model relates in 4 stages the sequential expansion of the various saline sulfidic features in seepage (stages 1 and 2) and marsh (stages 3 and 4) areas. Specifically each saline sulfidic feature expands in the following order from stages 1 to 4: (i) *black sulfidic materials* in mottles in stage 1, as a thin horizon (<0.03 m) in stage 2 and a thick horizon (up to 0.3 m) in stages 3 and 4; (ii) *iron-rich gelatinous precipitates* in the form of mottles in stage 2 and a thin horizon in stage 3; and (iii) *thin salt-iron crusts* in stage 4. The sequence of expansion of the three saline sulfidic features suggests that the black sulfidic materials lead to iron-rich gelatinous precipitates which in turn form salt-iron crusts after drying. For example, the mineralogical transformations accompanying this sequence of expansion is indicated by arrows in Fig. 14b.

The sub-model highlights the importance of seasonal changes and annual variations in water and associated soil mass flow in seepage areas (i.e. wet and dry periods in stages 1 and 2) and marshes (i.e. wet period in stage 3 and dry period in stage 4). The flows from semi-confined groundwater and perched water tables converge in seepage and marsh areas (Figs. 3 and 15). The semi-confined groundwater aquifers cause the upward flow of saline sulfatic water while the perched water table causes lateral flow of fresh water. The quantity of water flowing is greater in wet periods (winter). The pressure within the aquifers is higher in marshes than in seepage areas and therefore water continually seeps to the surface in marshes. The perched water table is related to throughflow and to the fluctuation of water within light-textured and highly permeable topsoil A and E horizons.

The sub-model links in stages 1, 2 and 3 the changes that occur in ionic concentrations and Eh–pH conditions of ground and perched water from wet (winter) to dry (summer) periods. The following three periods are distinguished throughout the year:

(1) Wet periods with predominant discharge of saline sulfatic water from semi-confined groundwater aquifers. Saturation and anaerobic conditions with high electrolyte concentrations favor the formation of black sulfidic materials in both seepage and marsh areas (i.e. sulfidization).

(2) Wet periods with predominant discharge of fresh water from the perched water table. Saturation, together with some oxidising conditions and low electrolyte concentrations, activate oxidation of the black sulfidic materials to form iron-rich gelatinous precipitates at the surface (i.e. ferritization).

(3) Dry periods. Water tables subside only in seepage areas (stages 1 and 2) where saline sulfidic features are weakly developed. Aerobic conditions with high electrolyte concentrations favor the dissolution of pyrite in black sulfidic materials and the formation of soluble sulfate (i.e. sulfuricization). High salt concentrations, on drying, produce halite and gypsum efflorescences at the soil surface because of capillary rise. In marsh areas (stage 3), waterlogged conditions with salt (in particular sulfate) concentrations favor the formation of thick black sulfidic materials (i.e. sulfidization).

The links between water and mass flow, saline sulfidic features and the three biomineralization processes are clearly evident in the individual stages of the sub-model.

The formation of black sulfidic materials (stages 1 to 3) is associated with the accumulative upward discharge of saline sulfatic water from semi-confined groundwater aquifers. Ferrous and sulfate ions originate primarily from the dissolution of primary pyritic bands found at depth. The dissolved iron and sulfate in the rising saline groundwater seep along flowpaths in Btn_g horizons to the surface and concentrate in the organic-rich A horizon forming secondary pyrites (i.e. sulfidization). These secondary pyrites are fine grained framboids formed by the action of sulfur reducing bacteria. Organic matter (food for bacteria), water saturation and strong reducing conditions together with a continuous supply of iron and sulfate are required for the development of this sulfidization process. Extensive sulfidization leads to complete soil structure breakdown with high *n*-values (> 1) and the development of distinctive flow-like patterns and soil mixing conditions (i.e. upward mass flow in Fig. 15). Entrained clay particles in the upward flow of seepage water contributes to partly plug pores in the topsoil layers (including the E horizon) which become less permeable.

The formation of red brown iron-rich gelatinous precipitates (Stages 2 and 3) is closely coupled with the lateral discharge of fresh water via the perched water table, which in winter periodically flushes the uppermost horizons (A and E) in seepage and marsh areas. Such throughflow causes overland flow and sheet erosion and increases the Eh in the black sulfidic A layer. The episodic development of oxidising conditions induces the partial to total dissolution of the fine grained secondary pyrites. Ferrous ions and sulfuric acid are produced by sulfuricization processes. The sulfuric acid produced is neutralized by the carbonates and bicarbonates present in seeping groundwater. The ferrihydrite and goethite found in the oxidised surface layers of these soils result from rapid bacterial (mainly *Gallionella* and *Leptothrix*) and chemical oxidation of ferrous ions present in the seepage water (i.e.

ferritization). Mixtures of iron minerals, layer-silicate particles and bacteria cells comprise the iron-rich gelatinous precipitates which float in ponded saline water.

Thin salt–iron crusts are formed when the uppermost soil layer in the marsh is dried in drought years or when the marsh areas are drained by gully erosion (stage 4). On drying, salt–iron crusts form by the crystallisation (and weak cementation) of poorly crystallized goethite and schwertmannite. The crystallization of schwertmannite as opposed to jarosite, indicates that specific geochemical conditions prevail in the crusts, that is a pH of between 3.5 and 5. Although sulfuric acid is produced during the oxidation that invariably occurs on draining, the pH does not drop below 3.5 possibly because the layer silicates and bases in the seeping water act as chemical buffers. Large crystals of gypsum with intergrowths of halite and barite also form on the crust by capillary evaporation. In going from stage 1 to 4 under dry conditions, the amount of halite decreases whereas, the amount of gypsum increases (Fig. 15). Such lateral variation occurs when salinization is coupled with sulfurification which produces large amounts of soluble calcium sulfate salts in alkaline environments.

6. Conclusions

The sub-model of the more general soil–water–landscape model of Fritsch and Fitzpatrick (1994) explains the development of three saline sulfidic features in the uppermost soil layers of the saline seepage areas (Mollic Natraqualfs) of the Mt Lofty Ranges and the progressive transformation of such areas to saline sulfidic marshes (Alfic Sodic Sulfaquents). The sub-model illustrates how in four chronological stages the three saline sulfidic features (black sulfidic materials, iron-rich gelatinous precipitates and salt–iron crusts) begin to appear and expand in the seepage and marsh areas. The sub-model also couples the formation of the saline sulfidic feature to two water flow systems (perched fresh water and saline sulfatic groundwater aquifers), three biomineralization processes (sulfidization, sulfurification and ferritization) and seasonal and yearly variations in climate.

The development of black sulfidic materials, iron-rich gelatinous precipitates and thin salt–iron crusts close to the soil surface is associated with the successive appearance and expansion of four distinct surface features (SF 1 to SF 4), which are nested within each other in the most degraded areas. These surface features define four stages in the development of saline sulfidic features and, hence, provide field indicators of the severity of land degradation in seepage and marsh areas which can be used to develop more suitable management practices for farm planning (Fitzpatrick et al., 1994).

Acknowledgements

The research was funded in part by LWRRDC and NSCP, and we are grateful to members of the Tungkillio Landcare Group for their encouragement and assistance. Dr. Jim Cox (CRC for Land and Soil Management), Prof Wayne Hudnall (Louisiana Agricultural Experimental Station, USA) and Dr. Ravi Naidu (CSIRO Division of Soils) for valuable discussions. CSIRO staff who contributed substantially to these studies include Stuart

McClure (SEM), Adrian Beech, Damian Mowat (chemical analyses), Jim Thompson (thermal analyses) and Phil Davies (field monitoring), Philipa Butterworth (XRD) and Greg Rinder (drafting of diagrams).

References

- Berner, R.A., 1970. Sedimentary pyrite formation. *Am. J. Sci.*, 268: 1–23.
- Bigham, J.M., Schwertmann, U., Carlson, L. and Murad, E., 1990. A poorly crystallized oxyhydroxysulfate of iron formed by bacterial oxidation of Fe(II) in acid mine waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 2743–2758.
- Bigham, J.M., Schwertmann, U. and Carlson, L., 1992. Mineralogy of precipitates formed by the biogeochemical oxidation of Fe(II) in mine drainage. In: H.C.W. Skinner and R.W. Fitzpatrick (Editors), *Biomineralization Processes of Iron and Manganese — Modern and Ancient Environments*. *Catena Suppl.*, 21: 219–232.
- Brinkman, R., 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3: 199–206.
- Brinkman, R. and Pons, L.J., 1973. Recognition and prediction of acid sulfate soil conditions. In: H. Dost (Editor), *Acid Sulfate Soils*, 1. ILRI Publ. 18, Wageningen, pp. 169–203.
- Campana, B., 1958. The Mt Lofty–Olary region and Kangaroo Island. In: M.F. Glaessner and L.W. Parkin (Editors). *The Geology of South Australia*. Melbourne University Press, Melbourne, Ch. 1.
- Casenave, A. and Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface feature criteria in the arid and semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.*, 130: 213–249.
- Daily, B. and Milnes, A.R., 1972. Revision of the stratigraphic nomenclature of the Cambrian Kanmantoo Group, South Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, 19: 197–202.
- Daily, B., Firman, J.B., Forbes, B.G. and Lindsay, J.M., 1976. Geology. In: C.R. Twidale, M.J. Tyler and B.P. Webb (Editors), *Natural History of the Adelaide Region*. Royal Society of South Australia Inc., National Library of Australia, Ch. 1.
- Fanning, D.S. and Fanning, M.C.B., 1989. *Soil: Morphology, Genesis, and Classification*. Wiley, New York.
- Fischer, W.R., 1988. Microbiological reaction of iron in soils. In: J.W. Stucki, B.A. Goodman and U. Schwertmann (Editors), *Iron in Soils and Clay Minerals*. Reidel, Dordrecht, pp. 715–748.
- Fitzpatrick, R.W., Naidu, R. and Self, P.G., 1992. Iron deposits and microorganisms occurring in saline sulfidic soils with altered soil water regime in the Mt. Lofty Ranges, South Australia. In: H.C.W. Skinner and R.W. Fitzpatrick (Editors), *Biomineralization Processes of Iron and Manganese — Modern and Ancient Environments*. *Catena Suppl.*, 21: 263–286.
- Fitzpatrick, R.W., Fritsch, E. and Self, P.G., 1993a. Australia's unique saline acid sulphate soils associated with dryland salinity. In: R. Bush (Editor), *Proc. First National Conf. on Acid Sulphate Soils Coolangatta*, 24–25 June, 1993, pp. 41–56.
- Fitzpatrick, R.W., Hudnall, W.H., Self, P.G. and Naidu, R., 1993b. Origin and properties of inland and tidal saline acid sulfate soils in South Australia. In: D.L. Dent and M.E.F. van Mensvoort (Editors), *Selected Papers of the Ho Chi Minh City Symposium on Acid Sulfate Soils*. *Int. Inst. Land Reclamation and Development Publ.*, 53: 71–80.
- Fitzpatrick, R.W., Cox, J.W., Fritsch, E. and Hollingsworth, I.D., 1994. A soil-diagnostic key to manage saline and waterlogged catchments in the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Soil Use Manage.*, 10: 145–152.
- Fritsch, E. and Fitzpatrick, R.W., 1994. Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: I. A new method for constructing conceptual soil–water–landscape models. *Aust. J. Soil Res.*, 32: 889–907 (colour figs. 880–885).
- Fritsch, E., Fitzpatrick, R.W. and Cox, J.W., 1995. Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: VI. Erosion. *Catena*, submitted.
- Ghiorse, W.C. and Ehrlich, H.L., 1992. Microbial biomineralization of iron and manganese. In: H.C.W. Skinner and R.W. Fitzpatrick (Editors), *Biomineralization Processes of Iron and Manganese — Modern and Ancient Environments*. *Catena Suppl.*, 21: 75–99.
- Ivarson, K.C., Ross, G.J. and Miles, N.M., 1982. Microbiological transformations of iron and sulfur and their applications to acid sulfate soils and tidal marshes. In: J.A. Kittrick, D.S. Fanning and L.R. Hossner, *Acid Sulfate Weathering*. *Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ.*, 10: 57–75.

- Maud, R.R., 1972. Geology, geomorphology, and soils of central County Hindmarsh (Mount Compass–Milang) South Australia. CSIRO, Aust. Soil Publ. No. 29.
- McDonald, R.C., Isbell, R.F., Speight, J.G., Walker, J. and Hopkins, M.S., 1990. Australian Soil and Land Survey Field Handbook. 2nd ed. Inkata Press, Melbourne, pp. 87–183.
- Nahon, D.B., 1991. Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering. Wiley, New York.
- Naidu R., Fitzpatrick, R.W. and Hudnall, W.H., 1992. Chemistry of saline sulphidic soils with altered soil water regime in the Mount Lofty Ranges, South Australia. In: L. Monchareon et al. (Editors), Proc. Int. Symp. on Strategies for Utilizing Salt Affected Lands, Bangkok, Thailand (February 17–25, 1992), pp. 477–489.
- Northcote, K.H., 1979. A Factual Key for the Recognition of Australian Soils. 4th ed. Rellim, Adelaide.
- Oliver, R.L., 1986. Precambrian–Cambrian stratigraphy, metamorphism, sulfide mineralisation; Flinders University–Kanmantoo–Flinders University. In: A.J. Parker (Editor), One Day Geological Excursions of the Adelaide Region. Geological Society of Australia Inc. (S.A. Division), P.O. Box 151 Eastwood, S.A. 5063, Australia. ISBN 0-909-86943-X. pp. 101–112.
- Peck, A.J. and Williamson, D.R., 1987. Effects of forest clearing on groundwater. *J. Hydrol.*, 94: 47–65.
- Pons, L.J. and Zonneveld, I.S., 1965. Soil ripening and soil classification. Initial soil formation in alluvial deposits and a classification of the resulting soils. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Publ. 13. Wageningen, 128 pp.
- Rayment, G.E. and Higginson, F.R., 1992. Australian Laboratory Handbook of Soil and Water Chemical Methods. Inkata Press, Sydney.
- Schwertmann, U., 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: J.W. Stucki, B.A. Goodman and U. Schwertmann (Editors), Iron in Soils and Clay Minerals. Reidel, Dordrecht, pp. 267–308.
- Schwertmann, U. and Fitzpatrick, R.W., 1992. Iron minerals in surface environments. In: H.C.W. Skinner and R.W. Fitzpatrick (Editors), Biomineralization Processes of Iron and Manganese — Modern and Ancient Environments. *Catena Suppl.*, 21: 7–30.
- Schwertmann, U. and Taylor, R.M., 1989. Iron oxides. In: J.N. Dixon and S.B. Weed (Editors), Minerals in Soil Environments. 2nd ed. Soil Sci. Soc. Am. Book Series, 1: 379–438.
- Soil Survey Staff, 1992. Keys to Soil Taxonomy, 5th ed. SMSS Tech. Monogr. No. 19. Pocahontas Press, Blacksburg, VA, 556 pp.
- Van Breemen, N., 1988. Effects of seasonal redox processes involving iron on the chemistry of periodically reduced soils. In: J.W. Stucki, B.A. Goodman and U. Schwertmann (Editors), Iron in Soils and Clay Minerals. Reidel, Dordrecht, pp. 797–842.
- Willett, I.R. and Walker, P.H., 1982. Soil morphology and distribution of iron and sulfur fractions in a coastal flood plain toposequence. *Aust. J. Soil Res.*, 20: 283–294.
- Willett, I.R., Melville, M.D. and Noller, B.N., 1989. Acid sulphate soils research in Australia. *Acid Sulphate Soils Newsletter*, 2: 2–3.
- Willett, I.R., Crockford, R.H. and Milnes, A.R., 1992. Transformations of iron, manganese and aluminium during oxidation of a sulfidic material from an acid sulfate soil. In: H.C.W. Skinner and R.W. Fitzpatrick (Editors), Biomineralization Processes of Iron and Manganese — Modern and Ancient Environments. *Catena Suppl.*, 21: 287–302.